

Mecanismo y profundidad de emplazamiento del Plutón de Cerro Cristales, Cordillera de la Costa, Antofagasta, Chile

Gabriel González

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte
Avenida Angamos 0610, Antofagasta, Chile
e-mail: ggonzale@socompa.ucn.cl

RESUMEN

El Plutón de Cerro Cristales, de edad jurásica tardía-cretácica inferior, expuesto en la Cordillera de la Costa al sur de Antofagasta (24 -25°S), presenta una zonación interna dada por un borde fuertemente foliado de composición predominantemente tonalítica, y un núcleo isotrópico de similar petrografía. La foliación que afecta al borde del plutón es de naturaleza magmática y está definida por una orientación subparalela de cristales de plagioclasa. Desde el punto de vista de su geometría esta foliación es una fábrica planar carente de lineación mineral. La ausencia de dicha lineación mineral y la geometría oblada de enclaves anfíbolíticos de este plutón, se interpretan como una estructura de aplastamiento producida en el margen del plutón. El núcleo isotrópico se interpreta como un conducto alimentador de magma en el nivel de emplazamiento. Determinaciones barométricas, practicadas en 22 hornblendas magmáticas provenientes de este plutón, indican una presión de cristalización cercana a los 3,6 kbar, lo cual significa una profundidad de cristalización del orden de 13 km. El plutón está emplazado en una zona de cizalle dúctil formada en rocas gábricas jurásicas y en rocas volcánicas de la Formación La Negra. El emplazamiento del plutón fue simultáneo con movimientos transcurrentes sinistral norte-sur a lo largo de esta zona de cizalle. Se estima que la zona de cizalle tuvo una actividad al menos anterior a los 153 Ma y continuó durante el emplazamiento del plutón a los 145-143 Ma.

Palabras claves: Emplazamiento plutónico sintectónico, Geobarometría en hornblenda, Jurásico Superior-Cretácico Inferior, Cordillera de la Costa, Antofagasta, Chile

ABSTRACT

Mechanism and depth of emplacement of the Cerro Cristales Pluton, Cordillera de la Costa de Antofagasta, Chile. The Cerro Cristales Pluton, of late Jurassic-early Cretaceous age, is exposed in the Coastal Cordillera south of Antofagasta (24-25°S). The pluton shows a petrographical and structural zonation, defined by a strongly foliated mainly tonalitic margin and an isotropic tonalitic core. The foliation of the margin has a magmatic character and it is defined by a subparallel orientation of plagioclase crystals. The geometry of the foliation is characterized by a planar arrangement of minerals, stretching lineation was not developed. Deformed elliptical amphibolitic enclaves are parallel with the magmatic foliation and plot in the field of obliterated ellipsoids on a Flinn-diagram. This obliterated geometry and the absence of mineral lineation can be interpreted as the result of pure shear deformation induced by a lateral expansion of the pluton during its emplacement. The isotropic core is interpreted as the magma conduit that allowed the volumetric expansion of the pluton. Geobarometric determinations, show that crystallization pressure was near 3.6 kbar, suggesting that the pluton was emplaced at a depth of nearly 13 km. Field relations show that the pluton was emplaced along a major north-south sinistral shear zone developed in Jurassic gabbros and volcanic rocks of the La Negra Formation. The activity of the shear zone is older than 153 Ma, but was still active during the intrusion of the pluton near 143-145 Ma.

Key words: Sintectonic plutonic emplacement, Al-hornblende geobarometry, Upper Jurassic-Early Cretaceous, Coastal Range, Chile.

INTRODUCCION

De acuerdo a la forma de generación del espacio los mecanismos de emplazamiento plutónico se pueden agrupar en dos grandes categorías: 1- emplazamiento pasivo y, 2- emplazamiento forzado (Buddington, 1959; Pitcher, 1979; Pitcher, 1993; Paterson y Fowler, 1993; Castroy y Fernández, 1998). En la primera categoría, el carácter pasivo de la intrusión viene dado por el hecho que el magma no juega un papel importante en la generación del espacio. Este se genera ya sea por 'stoping' magmático (Buddington, 1959) o bien por la intrusión de magma a lo largo de fallas y/o fracturas regionales (Hutton, 1982; Guinebertau *et al.* 1987). El nombre de intrusión forzada proviene de la deformación que sufren tanto el magma como las rocas encajantes durante el proceso de intrusión (Bateman, 1984; Ramsay, 1989). Estas dos categorías son procesos extremos y, por lo general, un mismo plutón puede emplazarse por una combinación de ambos mecanismos (Paterson y Fowler, 1993).

El mecanismo por el cual el magma llega al nivel de emplazamiento no es una materia resuelta, varios trabajos recientes privilegian la idea que el magma asciende a lo largo de fracturas (Bateman, 1984; Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1994; Vignerresse, 1995; Tobisch y Cruden, 1995). Otros estudios, sobre la base de modelos experimentales y matemáticos incentivan la idea que el magma asciende en la forma de una gota invertida (Schmeling *et al.*, 1988; Cruden, 1990; Weinberg y Podladchikov, 1994). Ambos tipos de estudios han demostrado que los plutones conforman, en el nivel de emplazamiento, una cámara magmática estable, la cual se expande horizontal y verticalmente durante su formación. En esta fase de aumento de volumen, los magmas pueden desarrollar fábricas de aplastamiento distribuidas concéntricamente (Courrioux, 1987; Ramsay, 1989; Guglielmo, 1993; Paterson y Fowler, 1993). Estas son las fábricas típicas reconocidas en muchos plutones llamados

diapiros (Bateman, 1984).

Junto con su autodeformación los diapiros inducen una importante deformación en sus rocas de caja, desarrollando por ejemplo foliaciones que contornean sus bordes (Ramsay, 1989; Jelsma *et al.*, 1993). El origen de estas foliaciones es atribuido por algunos autores al efecto de aumento de volumen de los plutones, los cuales al expandirse generan un aplastamiento de sus márgenes (Ramsay, 1989; Jelsma *et al.*, 1993). En cambio, otros autores han atribuido la ocurrencia de foliaciones en los bordes de plutones diapíricos a cizallamiento dúctil (Hutton, 1982; Guinebertau *et al.*, 1987; Lagarde *et al.*, 1990; Paterson *et al.*, 1990; Grocott *et al.*, 1994; Archanjo *et al.*, 1994). En estos casos, la deformación de las rocas de caja, resulta de una compleja combinación de esfuerzos, algunos ligados al proceso de intrusión del magma y otros a los desplazamientos de origen tectónico.

La presente contribución estudia el emplazamiento de un cuerpo plutónico de edad jurásico-cretácica inferior (Plutón de Cerro Cristales) expuesto en la Cordillera de la Costa al sur de Antofagasta. El plutón se encuentra emplazado a lo largo de una franja de milonitas y ultramilonitas desarrollada en gabros de edad jurásica y rocas volcánicas de la Formación La Negra (Uribe y Niemeyer, 1984; González, 1993). El plutón contiene una foliación penetrativa, la cual en su borde occidental se orienta de manera subparelala a la foliación de las milonitas de sus rocas encajantes. Esta contribución examina el origen de la fábrica interna del plutón, la relación que ésta tiene con la deformación de las rocas de caja e intenta explicar el mecanismo de emplazamiento del plutón.

Con el objeto de inferir la profundidad de cristalización del plutón se determinó la presión de cristalización de hornblendas magmáticas usando el geobarómetro de Schimdt (1992).

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

En el lapso Jurásico-Cretácico Inferior, la Cordillera de la Costa del norte de Chile fue ocupada por un arco magmático de borde continental activo (Coira *et al.*, 1982). Los restos erosionados de este arco se encuentran expuestos en la forma de unidades plutónicas y volcánicas (Formación La Negra

sensu García, 1967) que cubren gran parte de la Cordillera de la Costa en las cercanías de Antofagasta (Fig. 1). Las razones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de estas rocas son relativamente bajas (Tabla 1), indicando con ello una derivación del manto litosférico y una historia de diferenciación con muy

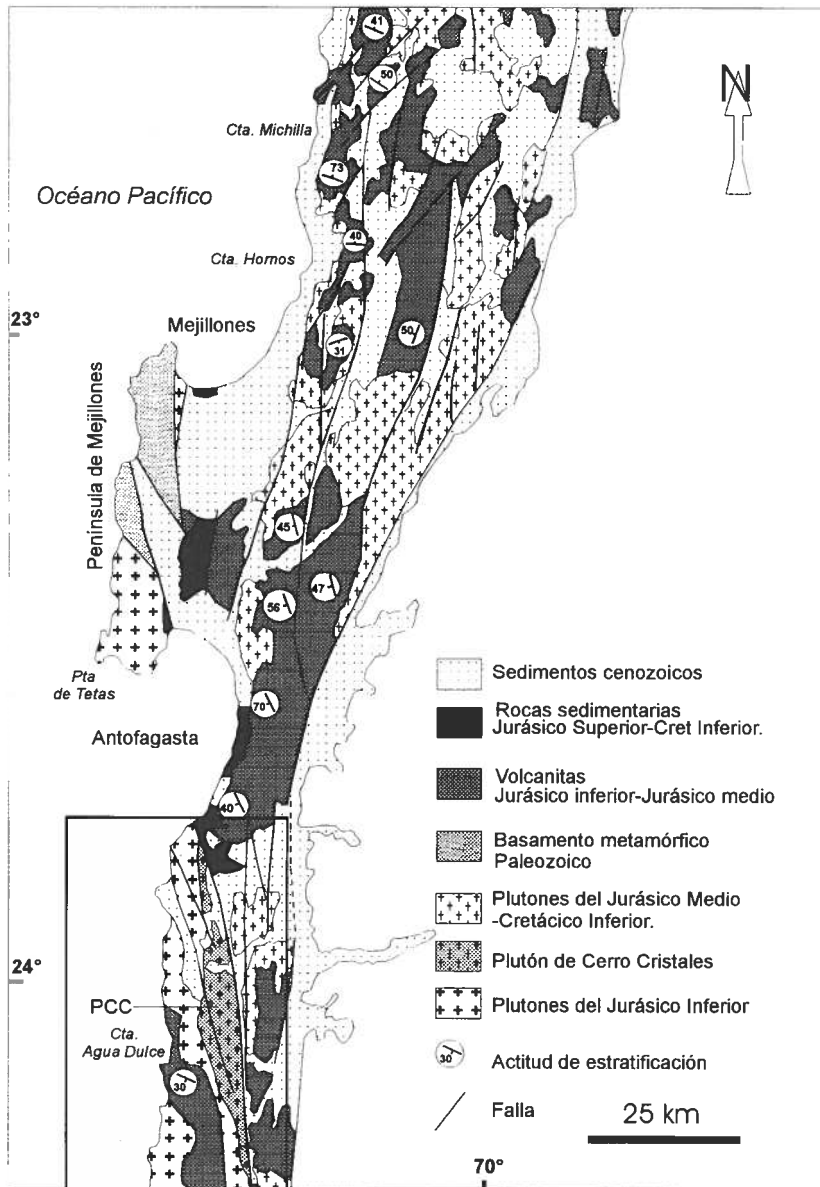


FIG. 1. Mapa geológico de la Cordillera de la Costa en las inmediaciones de Antofagasta (modificado del mapa 1:1.000.000, Instituto de Investigaciones Geológicas); Rössling (1989)). El rectángulo destaca la ubicación del Plutón de Cerro Cristales.

TABLA 1. RAZONES ISOTOPICAS $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ DE LAS ROCAS MAGMATICAS AFLORANTES EN LA CORDILLERA DE LA COSTA DE ANTOFAGASTA.

Unidad	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Referencia
Gabros de Coloso	0.7031-0.7048	Pichowiak (1994)
Formación La Negra	0.70315	Rogers y Hawkesworth (1989)
Complejo Bolfin	0.7030-0.7034*	Lucassen y Franz (1994)
Plutón de Cerro Cristales	0,70312-0,7032	Hervé y Marinovic (1989)
Diques	0,70312-0,7032*	Lucassen y Franz (1994)

* Razones no iniciales.

escasa contaminación cortical (Díaz *et al.*, 1985; Hervé y Marinovic, 1989; Rogers y Hawkesworth, 1989; Pichowiak, 1994).

Las rocas de caja de este arco están integradas por rocas metamórficas del Paleozoico Inferior y por sedimentitas devónico-carboníferas (Estratos de Navidad *sensu* Ferraris y Di Biase, 1978). Ambos tipos de roca afloran en forma restringida, formando grupos aislados de afloramientos, los cuales se distribuyen, principalmente, en los bordes de la Cordillera de la Costa. En la parte central de esta cordillera, los plutones intruyen directamente las volcanitas, observándose que entre los techos de los plutones y las rocas volcánicas intruidas no existen fragmentos de corteza paleozoica. Este antecedente indica que durante el desarrollo del magmatismo, al nivel de la raíz volcánica, existió un reemplazo casi completo de la corteza paleozoica por unidades plutónicas derivadas del manto superior. Durante este proceso de reemplazo el plutonismo constituyó un elemento fundamental, el cual permitió transferir un gran volumen de magma desde el manto superior hacia el nivel volcánico del arco. Algunos estudios recientes han postulado

que material magmático fue movilizado desde el manto astenosférico vía diques y almacenado en rampas extensionales (Grocott *et al.*, 1994; Dallmeyer *et al.*, 1996), donde llegaron a constituir grandes cuerpos plutónicos.

Una característica importante de las rocas del arco magmático de la Cordillera de la Costa la constituye la ocurrencia de franjas de milonitas. Estas se desarrollaron a partir de la deformación dúctil tanto de rocas plutónicas como volcánicas del mismo arco (Uribe y Niemeyer, 1984; Hervé, 1987; Scheuber y Andriessen 1990; Brown *et al.*, 1993; González, 1996). Las edades radiométricas disponibles (Maksaev, 1990; Scheuber *et al.*, 1995; Dallmeyer *et al.*, 1996) indican que los procesos de milonitización ocurrieron en el lapso jurásico-cretácico inferior, el cual es precisamente el instante de mayor actividad plutónica del arco. El desarrollo de estas franjas miloníticas ha sido interpretado por diversos autores como una actividad inicial de la Zona de Falla de Atacama (Scheuber y Andriessen, 1990; Brown *et al.*, 1993), ligada al proceso de convergencia oblicua entre las placas Aluk y Sudamericana.

EL PLUTON DE CERRO CRISTALES

El Plutón de Cerro Cristales (PCC), nombre dado por Uribe y Niemeyer (1984), constituye uno de los cuerpos plutónicos más grandes (~600 km²) que aflora en la Cordillera de la Costa al sur de Antofagasta. Presenta una forma lenticular de 50 km de largo y 10 km de ancho, elongada en sentido NNW-SSE. El plutón no se encuentra completamente expuesto, ya que parte de su borde oriental fue desplazado por movimientos a lo largo de la

Falla Caleta Coloso (Figs. 1 y 5).

El PCC exhibe una zonación textural dada por un borde externo de rocas de grano medio foliadas (Fig. 2a) y un núcleo de grano grueso predominantemente isotrópico (Fig. 2b). Las rocas del borde externo son rocas predominantemente leucocráticas (índice de color de entre 17 y 30) y, en menor proporción, mesocráticas (índice de color de entre 30 y 44). Tanto las rocas leucocráticas como

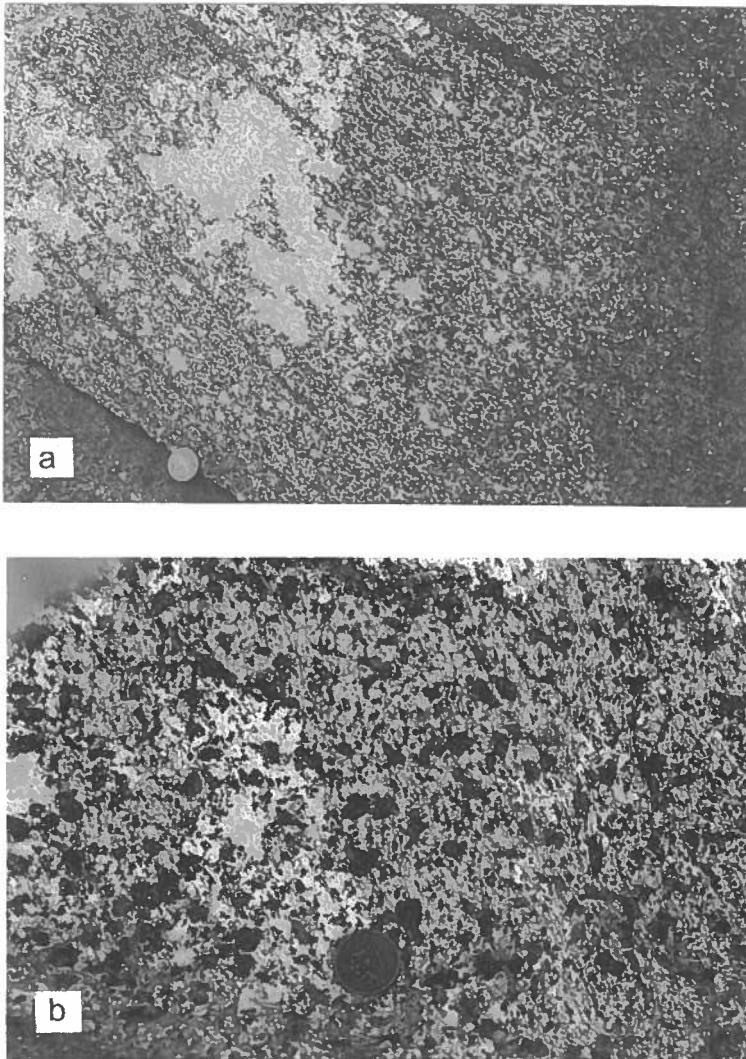


FIG. 2. **a**- muestra el detalle de la fábrica foliada del PCC. Observe los enclaves aplastados dispuestos en forma paralela a la foliación del flujo magmático; **b**- muestra el detalle de la fábrica magmática isotrópica de las tonalitas que constituyen el núcleo del plutón.

las mesocráticas están compuestas en forma dominante por tonalita y en menor proporción por diorita cuarcífera, monzodiorita cuarcífera, diorita y granodiorita (Fig. 3a). Las variaciones petrográficas se dan en espacios relativamente pequeños, de *ca.* pocos metros, e incluso a la escala de la muestra de mano. Una característica importante del borde externo del plutón lo da la presencia de abundantes enclaves anfibolíticos de grano fino y de color gris oscuro fuertemente elongados, los cuales se disponen de manera subparalela a la foliación.

Las rocas de la porción central de este plutón están compuestas por diorita cuarcífera y tonalita

(Fig. 3a). Estas se presentan, principalmente isotrópicas, no obstante en forma localizada es posible reconocer fábricas del **tipo L**, dada por alineamientos subverticales de hornblenda. Cúmulos de biotita, en la forma de libros son comunes en esta porción central. Bandeamientos composicionales de anchos métricos han sido observado en algunos sectores. Estos consisten en variaciones en el índice de color en el rango de rocas leucocráticas y mesocráticas. Otra característica importante de esta porción central es la presencia de numerosos enclaves máficos, los cuales tienen formas irregulares y tamaños diversos.

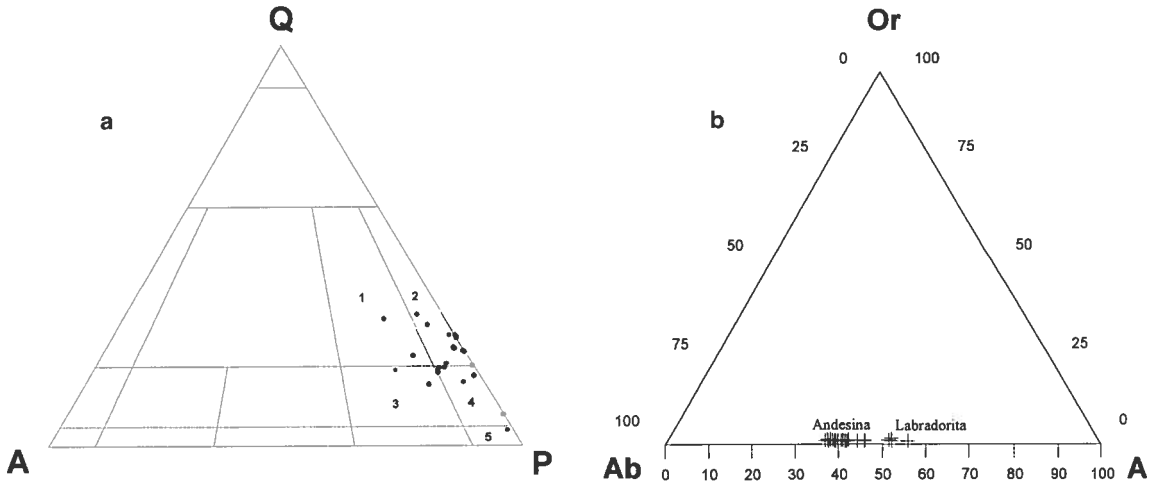


FIG. 3. a- clasificación modal en el diagrama de Streckeisen (1976) de las rocas del PCC (1= granodiorita; 2= tonalita; 3= monzodiorita cuarcífera; 4= diorita cuarcífera y gabro cuarcífero; 5= diorita y gabro). b- clasificación química de las plagioclasas del PCC sobre la base de los contenidos de anortita, albita y ortoclasa.

En todos los tipos litológicos, que constituyen a este plutón, los minerales principales son plagioclasa, hornblenda, cuarzo, biotita, y feldespato potásico (ortoclasa y microclina). En cantidades subordinadas ocurren eseno, apatita y minerales opacos. La plagioclasa, del tipo andesina (Fig. 3b), exhibe hábito tabular largo, formas euhedrales y carece de zonación. Según su composición química las hornblendas quedan representadas en el

diagrama de Leake (1978) en los campos de la hornblenda-edenítica, de la edenita y de la magnesio-hornblenda (Fig. 4).

El tránsito desde la porción interna a la porción foliada externa del plutón se da en forma gradual por la disminución progresiva del tamaño del grano, por el incremento del carácter anisotrópico y por el aumento del contenido de hornblenda.

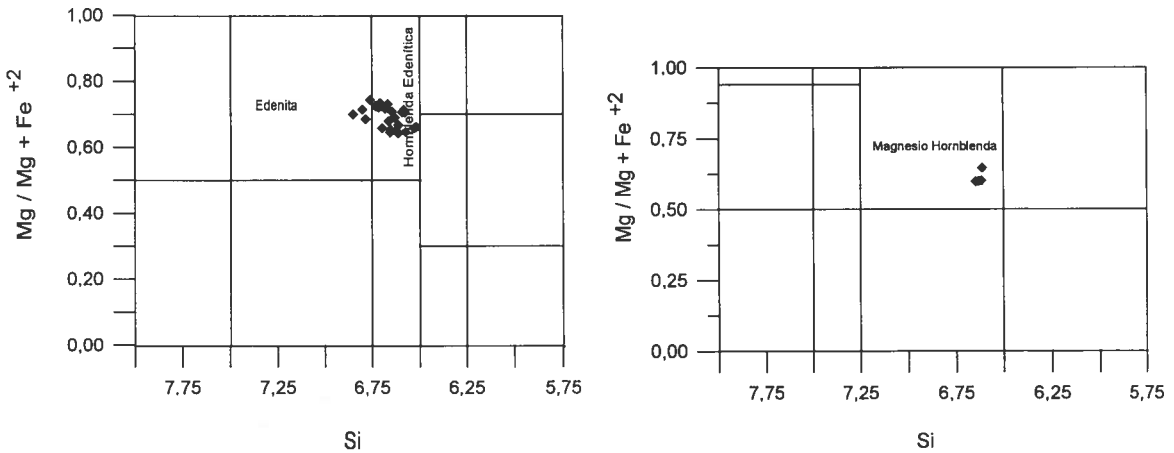


FIG. 4. Diagramas de Leake (1978) mostrando la composición química de las hornblendas del PCC.

LA ZONA DE CIZALLE QUE BORDEA AL PLUTÓN DE CERRO CRISTALES

Las rocas de caja de este plutón, expuestas en su borde occidental, están formadas por dioritas y gabros del Complejo Bolfín (Rössling, 1989) y por rocas volcánicas de la Formación La Negra. En la zona adyacente al contacto con el PCC, ambas

unidades se presentan fuertemente cizalladas (Uribe y Niemeyer, 1984), constituyendo una franja de rocas miloníticas y ultramiloníticas de ca. 500 m de ancho que bordea, parcialmente, al plutón (Fig. 5). La actitud de la foliación de las milonitas es

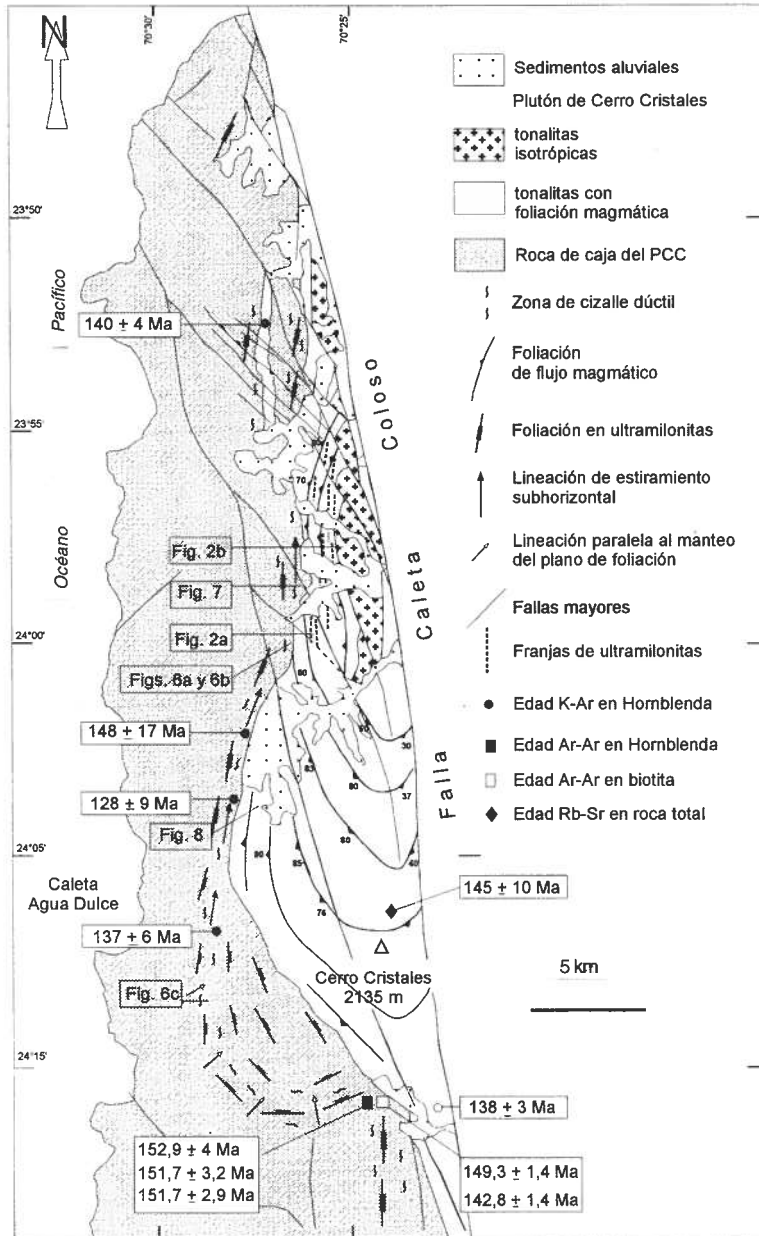


FIG. 5. Mapa estructural del Plutón de Cerro Cristales. Se muestra la distribución de la foliación de flujo magmático, la presencia del núcleo isotrópico y la zona de cizalle que bordea al plutón. Fuentes de dataciones radiométricas en la tabla 3.

subvertical y presenta un rumbo dominante norte-sur. Aproximadamente a 10 km al noroeste del Cerro Cristales, el rumbo norte-sur de la foliación cambia progresivamente hasta adquirir, a ca. 10 km al suroeste de Cerro Cristales, una posición este-oeste. Desde aquí hacia el sur la foliación adquiere nuevamente una posición norte-sur. En el sector de cambio de rumbo, la zona de cizalle se desarrolla en forma independiente del plutón afectando a rocas volcánicas de la Formación La Negra y a un 'stock' gábrico foliado perteneciente al Complejo Bolfín. Las rocas del 'stock' se exponen al este de la zona de cizalle donde ellas son intruidas por el PCC.

En el sector donde la zona de cizalle se sitúa en contacto con el borde occidental del plutón, la

lineación de estiramiento de las milonitas tiene una actitud subhorizontal (Fig. 6a). En este mismo lugar, secciones subhorizontales de afloramiento exhiben indicadores cinemáticos, tales como clivajes de crenulación extensionales y pliegues en S, que evidencian claros movimientos sinistres norte-sur (Fig. 6b). En el sector donde la zona de cizalle cambia de rumbo a una actitud este-oeste, la lineación de estiramiento es paralela al manto del plano de foliación. Los indicadores cinemáticos, tales como bandas de cizalle con geometría S-C, clivaje de crenulación extensional asimétrico, evidencian desplazamientos compatibles con el movimiento de una falla normal (Fig. 6c). Según este sentido de movimiento normal, el bloque nor-oriental, donde se aloja el 'stock' gábrico, se desplazó

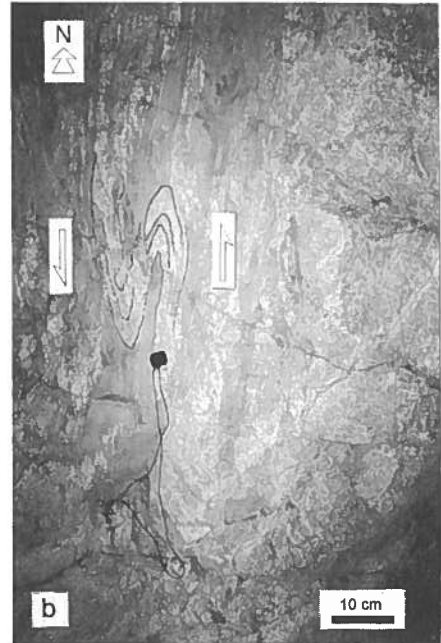


FIG. 6. Indicadores cinemáticos en la zona de cizalle que limita al plutón; a- lineación subhorizontal vista en el plano de foliación. El lápiz está dispuesto en forma paralela a la foliación; b- sección subhorizontal mostrando pliegue con geometría S desarrollado en material del plutón inyectado en la zona de cizalle; c- sección subvertical perpendicular al plano de lineación que muestra clivaje de crenulación extensional asimétrico evidenciando movimiento del bloque noroccidental hacia abajo.

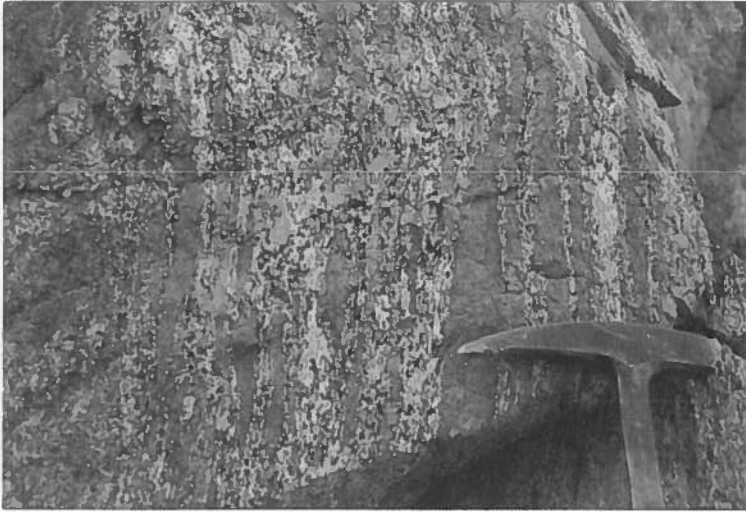


FIG. 7. Aspecto de estructuras de inyección ígnea desarrolladas en la roca de caja adyacente al Plutón de Cerro Cristales. El material de color claro proviene de la inyección de fundidos tonalíticos provenientes del plutón en rocas miloníticas foliadas. Sección subvertical orientada este-oeste.

hacia abajo con relación a las rocas volcánicas de la Formación La Negra. Diques gábricos intruidos en forma paralela a la foliación de las milonitas forman estructuras de tipo 'boudinage', evidenciando un fuerte aplastamiento transversal al rumbo de la zona de cizalle.

En el sector donde el plutón se sitúa en contacto con la zona de cizalle se observan abundantes diques leucocráticos que invaden profusamente las milonitas. Algunos de ellos cortan discordantemente la foliación de las milonitas, en tanto que otros forman estructuras de inyección magmática del tipo capa por capa. Estas están dadas por la presencia de un material diorítico, el cual ha penetrado según los planos de foliación de las ultramilonitas (Fig. 7). Este tipo de estructura es notable en la zona de contacto mismo entre el plutón y la zona de cizalle.

Una detallada observación permite reconocer que láminas provenientes del plutón se inyectaron a lo largo de la foliación de las milonitas. La parte del plutón situada inmediatamente al este del contacto contiene abundantes xenolitos foliados provenientes de la zona de cizalle. Esta situación se observa, también, en el sector donde aflora una apófisis del PCC intruido en los gabros del Complejo Bolfin (20 km al norte del Cerro Cristales). Aquí se tiene, a una escala más pequeña el mismo proceso de inyección y asimilación magmática de parte de la zona de cizalle. Estas relaciones de campo indican que el PCC intruyó en forma subparalela al plano de foliación de la zona de cizalle. Esto implica que la foliación de las rocas encajantes del plutón era un rasgo estructural previamente formado.

FABRICAS EN LAS ULTRAMILONITAS Y P-T DE LAS DEFORMACIONES

Las ultramilonitas presentan fábrica del tipo granoblástica formada plagioclasa ($An_{15}-An_{40}$), hornblenda, biotita, piroxeno, apatito y minerales opacos. La existencia de esta fábrica puede ser interpretada como el resultado de un proceso de blástesis ligado, ya sea, a un enfriamiento relativamente lento de las rocas de esta zona de cizalle, o bien, a un efecto de metamorfismo de contacto debido a la intrusión del PCC. La blastesis condujo, en la parte central de esta zona de cizalle, a la formación de intercrecimientos poiquiloblásticos

entre oicocristales de hornblenda y cristales de plagioclasa. Esto se puede interpretar como un crecimiento en forma estática de la hornblenda, bajo un régimen de alta temperatura, cercano al existente en la facies de anfíbolitas. Temperaturas de deformación de entre 700 y 750°C pueden ser estimadas considerando la presencia de piroxenos recristalizados (Bucher y Frey, 1994). En efecto, la temperatura de la deformación calculada mediante el geotermómetro de hornblenda-plagioclasa de Holland y Blundy (1994) dio una temperatura pro-

medio de la deformación de 738°C (más detalles en González, 1996). Estimaciones de la presión utilizando los geobarómetros semicuantitativos de Raase (1974) y Hynes (1982) dieron presiones de cristalización inferiores a 5 kbar (más detalles en González, 1996).

En la parte central de la zona de cizalle, diversas estructuras indicadoras de fusión parcial han sido

encontradas en la parte central de la zona de cizalle. Tales estructuras consisten en parches de material granítico-granodiorítico con texturas nebulíticas y parches centimétricos del mismo neosoma dispuestos en forma paralela a la foliación. La existencia de estas estructuras es coincidente con la alta temperatura calculada mediante geotermometría.

ESTRUCTURAS EN EL PLUTÓN DE CERRO CRISTALES

LA FOLIACION

La estructura interna, dominante en el plutón es una foliación subvertical, marcada en afloramiento por un aspecto fuertemente bandeado de su porción más externa (Fig. 8). La fábrica tiene un carác-



FIG. 8. Sección este-oeste vertical mostrando foliación sinmagmática cortada por bandas de cizalle con movimiento inverso, borde este desplazado hacia arriba.

ter similar al de fábricas originadas por deformación dúctil. Este origen se descarta debido a que los cristales que definen la fábrica no exhiben rasgos deformativos intracristalinos tales como desarrollo de subgranos, granos nuevos y bandas de deformación. Por el contrario ellos presentan planos de maclas rectos, formas euhedrales con hábito tabular largo heredado del proceso de cristalización magmática (Fig. 9). Estas características indican, según la clasificación de Paterson *et al.* (1989), que la fábrica puede ser considerada como una foliación de flujo magmático, ligada al movimiento de la fase fluida de un cuerpo plutónico parcialmente cristalizado.

Al microscopio, la foliación magmática se encuentra definida por la orientación subparalela del eje mayor de los cristales de plagioclasa (Fig. 9). Minerales como biotita, microclina, cuarzo y hornblenda exhiben una distribución intersticial, ocupando un volumen del orden del 47%. La cristalización posterior de estos minerales produjo el efecto de 'congelamiento' de la fábrica de flujo magmático. Por medio de estas relaciones texturales es posible inferir que el fundido residual fue lo suficientemente abundante como para permitir que los cristales de plagioclasa, a modo de primeros cristalizados, rotaran sin mayor interferencia durante el movimiento de la fase fundida. Una rotación de este tipo implica que los esfuerzos no pueden ser transmitidos entre los cristales en movimiento, sino que ellos son absorbidos por el desplazamiento del fundido (Blumenfeld, 1983; Blumenfeld y Bouchez, 1988; Ramsay, 1989; Nicolas, 1992).

La foliación magmática del PCC define un patrón concéntrico elongado en sentido norte-sur, subparalelamente al eje mayor de este cuerpo plutónico (Fig. 5). En la parte central y en el borde occidental

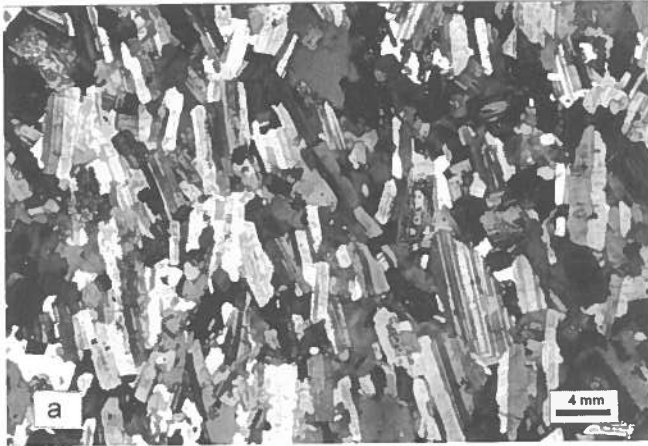


FIG. 9. **a**- detalle microscópico de foliación de flujo magmático, nótese la distribución intersticial de cuarzo, biotita y hornblenda; **b**-cristales de plagioclasa sin deformación intracristalina orientados subparalelamente según la foliación.

del PCC, el manto de la foliación es predominantemente subvertical, en tanto que en el borde oriental se registraron foliaciones de más bajo ángulo (30-40° hacia el sureste, Fig. 5). En varios sectores, la foliación de flujo magmático se encuentra cortada por pequeñas bandas de cizalle de tipo inverso de ancho cercano a 1 cm (Fig. 8).

En general, la foliación de flujo magmático se orienta de manera subparela al borde occidental del plutón. En las proximidades de este borde la foliación de flujo magmático gradúa progresivamente a una fábrica de estado sólido. En estas partes, la foliación de estado sólido presenta pliegues de ejes subverticales con geometría en S, los cuales evidencian movimientos transcurrentes sinistral norte-sur.

FRANJAS DE ULTRAMILONITAS

A lo largo de todo el borde foliado del plutón franjas de ultramilonitas de color gris oscuro de 10 a 0,5 m de ancho cortan en ángulos de 15 a 25° la foliación de flujo magmático del plutón. Las franjas poseen una intensa foliación subvertical de orientación predominantemente norte-sur. La lineación de estiramiento en estas franjas es difícil de observar debido a la intensa recrystalización que estas rocas han experimentado. Sin embargo en dos localidades se observó el desarrollo de lineación de estira-

miento de orientación oblicua, con ángulos de barrido de 60 a 70°.

Las franjas de ultramilonitas conforman estructuras tipo 'boudinage', cuyas zonas de cuellos están ocupadas por material proveniente del plutón. Una característica notable de estas franjas lo constituye la presencia de diques tonalítico-granodioríticos de espesores centimétricos. Estos diques intruyeron a lo largo de los planos de foliación de las ultramilonitas. Algunas de estos diques se presentan plegados y cizallados en tanto que otros tienen un carácter isotrópico sin evidencias de deformación interna. Leves discordancias entre el rumbo de la foliación de las ultramilonitas y el rumbo de los diques deformados son comunes de observar. Las relaciones estructurales observadas, entre los diques tonalíticos y la foliación de las ultramilonitas, permite concluir que el cizalle ocurrió en forma contemporánea con la intrusión de magma. El hecho que estas franjas de ultramilonitas se presenten incluidas en la forma de estructuras de 'boudinage' dentro del plutón, indica que se trata de estructuras de alta temperatura, formadas probablemente cuando el PCC se encontraba aún caliente.

Las lineaciones oblicuas registradas y los indicadores cinemáticos observadas son compatibles con un cizalle transpresivo de carácter sinistral en sentido norte-sur. La componente de transcurrancia está evidenciada por la presencia de fábricas S-C y

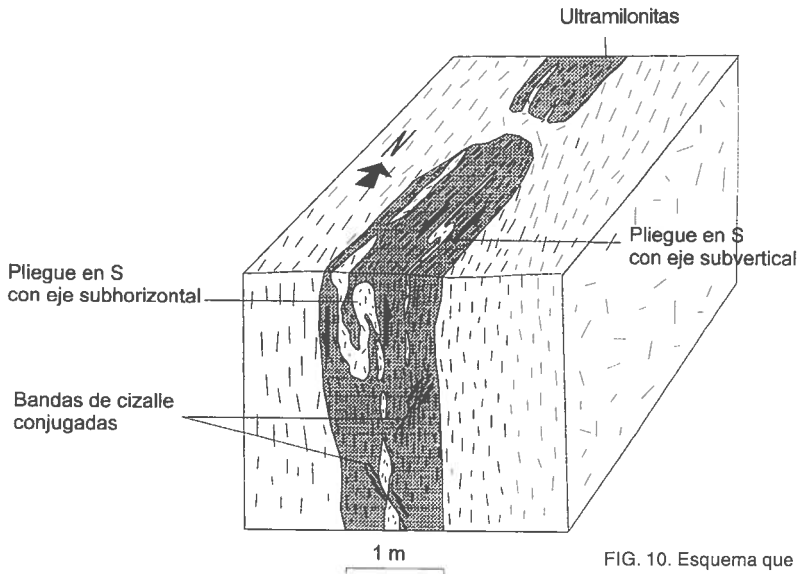


FIG. 10. Esquema que resume las estructuras documentadas en las franjas de ultramilonitas que atraviesan la parte foliada del PCC.

pliegues en S en diques tonalíticos (Fig. 10). En tanto, es posible deducir, en secciones subverticales de afloramiento, que la componente de acortamiento estransversal a la foliación. En estas secciones es común encontrar diques tonalíticos conformando pliegues con geometría S: éstos evidencian un movimiento hacia arriba del bloque oriental (Fig. 10). En estas mismas secciones es posible observar bandas de cizalle conjugadas que cortan

oblicuamente la foliación de las ultramilonitas (Fig. 10). La presencia de estructuras del tipo 'boudinage' en estas franjas indica que ellas fueron aplastadas en forma transversal después que el cizalle transpresivo se había materializado.

El carácter anfibolítico de estas franjas y el hecho que ellas corten la foliación de flujo magmático se interpretan como diques diabásicos intruidos en el plutón cuando éste estaba aún caliente.

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LA FOLIACION MAGMÁTICA Y DE LOS ENCLAVES

CUANTIFICACION DEL GRADO DE ANISOTROPIA DE LA FOLIACION MAGMÁTICA

Como una manera de cuantificar el grado de anisotropía geométrica de la fábrica de flujo magmático se midió el ángulo formado entre el eje norte-sur del microscopio y el eje mayor de estos cristales de plagioclasa. Para ello, se utilizaron cortes transparentes de roca, orientados en forma perpendicular a la foliación de flujo magmático, considerando tanto secciones subhorizontales y subverticales de afloramientos. Es necesario observar que el eje mayor, definido por la intersección entre un cristal y el plano del corte transparente (eje de intersección mayor), no corresponde, necesariamente, con el eje cristalográfico 'c'. Sin embargo,

debido al fuerte carácter anisométrico de la plagioclasa, una marcada orientación preferencial del eje de intersección mayor implica, también, una fuerte orientación cristalográfica. En los cortes transparentes estudiados el eje norte-sur del microscopio no coincide exactamente con el eje norte-sur geográfico.

Los resultados de las medidas se representan en histogramas con clases de 10° (Fig. 11). Todos estos histogramas tienen una distribución gaussiana con máximos que coinciden aproximadamente con la dirección norte-sur del microscopio (180°). Este tipo de distribución es un reflejo del fuerte grado de anisotropía que tienen estas rocas. El hecho que las medidas efectuadas tanto en secciones horizontales como verticales presenten histogramas simi-

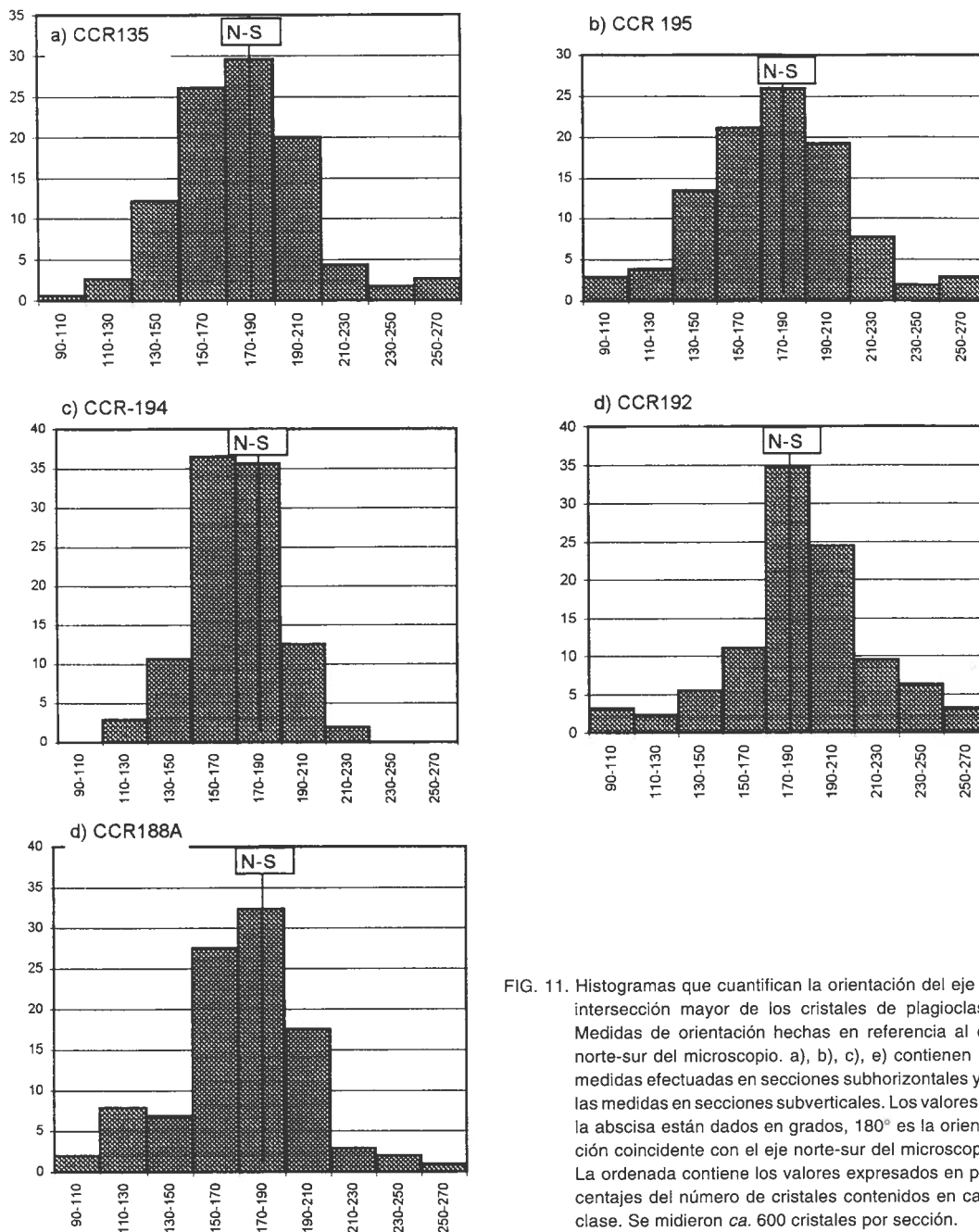


FIG. 11. Histogramas que cuantifican la orientación del eje de intersección mayor de los cristales de plagioclasa. Medidas de orientación hechas en referencia al eje norte-sur del microscopio. a), b), c), e) contienen las medidas efectuadas en secciones subhorizontales y d) las medidas en secciones subverticales. Los valores de la abscisa están dados en grados, 180° es la orientación coincidente con el eje norte-sur del microscopio. La ordenada contiene los valores expresados en porcentajes del número de cristales contenidos en cada clase. Se midieron ca. 600 cristales por sección.

lares permite concluir que esta fábrica magmática se asemeja a una **fábrica-S** *sensu* Ramsay y Huber (1983), con lineación muy débilmente desarrollada. Esto implica que el eje cristalográfico 'c' de las plagioclasas se encuentra contenido en el plano de foliación, pero no muestra una marcada orientación preferencial como para definir una fábrica lineal.

GEOMETRIA DE LOS ENCLAVES

Los enclaves anfibolíticos de la porción externa del plutón tienen una forma similar a la de un elipsoide oblado, cuyo eje menor presenta una dirección perpendicular al plano que define la foliación de flujo magmático. Con el objetivo de cuanti-

ficar la forma del elipsoide, definido por la geometría de los enclaves, se midieron sus dimensiones en secciones subverticales y subhorizontales de afloramientos. El primer paso fue probar si las secciones de los enclaves son efectivamente elípticas. Para ello, se midió la longitud de los ejes largo y corto de enclaves expuestos en las secciones estudiadas. Los datos obtenidos fueron representados en diagramas cartesianos: uno para secciones de afloramientos subverticales y otro para secciones subhorizontales. En estos diagramas, el eje

largo fue representado en la ordenada y el eje corto en la abscisa (Figs. 12a y 12b). El hecho que en ambos diagramas se pueda definir una línea recta que pasando por el origen ajuste los puntos graficados, indica que las secciones medidas tienen una geometría similar a la de una elipse. La pendiente de cada una de estas líneas rectas representa la razón entre el eje mayor y el menor. El valor de la pendiente en el diagrama que contiene las medidas de las secciones de afloramiento subverticales es 5,7, siendo levemente mayor que la pendiente de la curva que ajusta los puntos obtenidos de las secciones subhorizontales (5,1). Esto implica que el eje mayor (X) del elipsoide de deformación presenta una orientación subvertical y el eje intermedio una disposición subhorizontal.

Con las razones obtenidas, tanto en el espacio XY ($R_{xy}=5,7$) como YZ ($R_{yz}=5,1$) se calculó la razón en el espacio YX (R_{yx}), lo que dio un valor de 1,1. Los valores obtenidos de R_{xy} y R_{yz} se graficaron en el diagrama de Flinn (Fig. 12c; Flinn, 1962), y se obtuvo un punto en el campo de elipsoides oblatos ($X \sim Y > Z$). Esta observación referida a la geometría de los enclaves concuerda con el carácter de **fábrica-S** de la foliación de flujo magmático.

GEOMETRIA DEL FLUJO

La geometría de la deformación de magmas, al igual que la deformación plástica de sólidos, puede ser adscrita a los regímenes de cizalle simple o cizalle puro, o a una combinación de ambos (Blumenfeld, 1983; Nicolas, 1992). La diferencia fundamental entre cizalle simple y cizalle puro radica en el primer caso las direcciones de los ejes principales de la elipse de deformación rotan a medida que se incrementa el 'strain' de cizalle (Ramsay y Huber, 1983). La posición final de un cristal, contenido en un fundido en movimiento, queda determinada por las trayectorias de desplazamiento que sufran un número infinito de partículas imaginarias contenidas en el medio en deformación. Por medio del análisis tridimensional de la fábrica magmática es posible inferir el modo en que estas partículas se desplazaron. El modo define la geometría del flujo que originó la fábrica. En el caso de cizalle simple los vectores de movimiento, definidos por el cambio de posición de partículas, son paralelos al plano de cizalle (Fig. 13a). Para el caso de cizalle puro los vectores de movimiento tienen una distribución más complicada, variando tanto en magnitud como

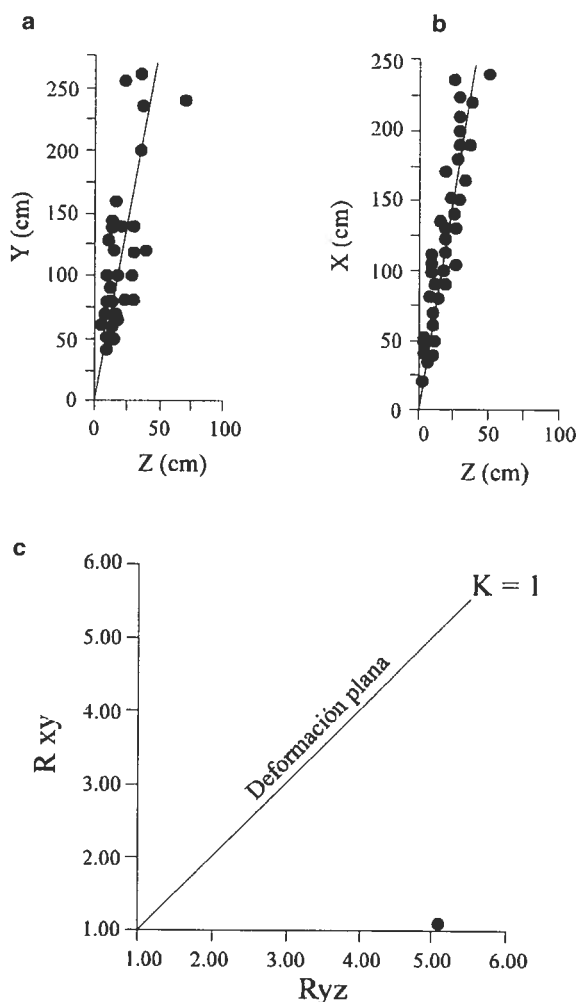


FIG. 12. Gráficos de dimensión del eje largo *versus* eje corto de enclaves contenidos en las rocas del PCC.; a- medidas de xenolitos expuestos en las superficies subhorizontales, la pendiente de la curva da una razón $R_{yz} = 5,1$; b- medidas de enclaves expuestos en secciones subverticales. La pendiente de la curva da una razón $R_{xz} = 5,7$. c) Diagrama de Flinn mostrando la geometría tridimensional de los enclaves.

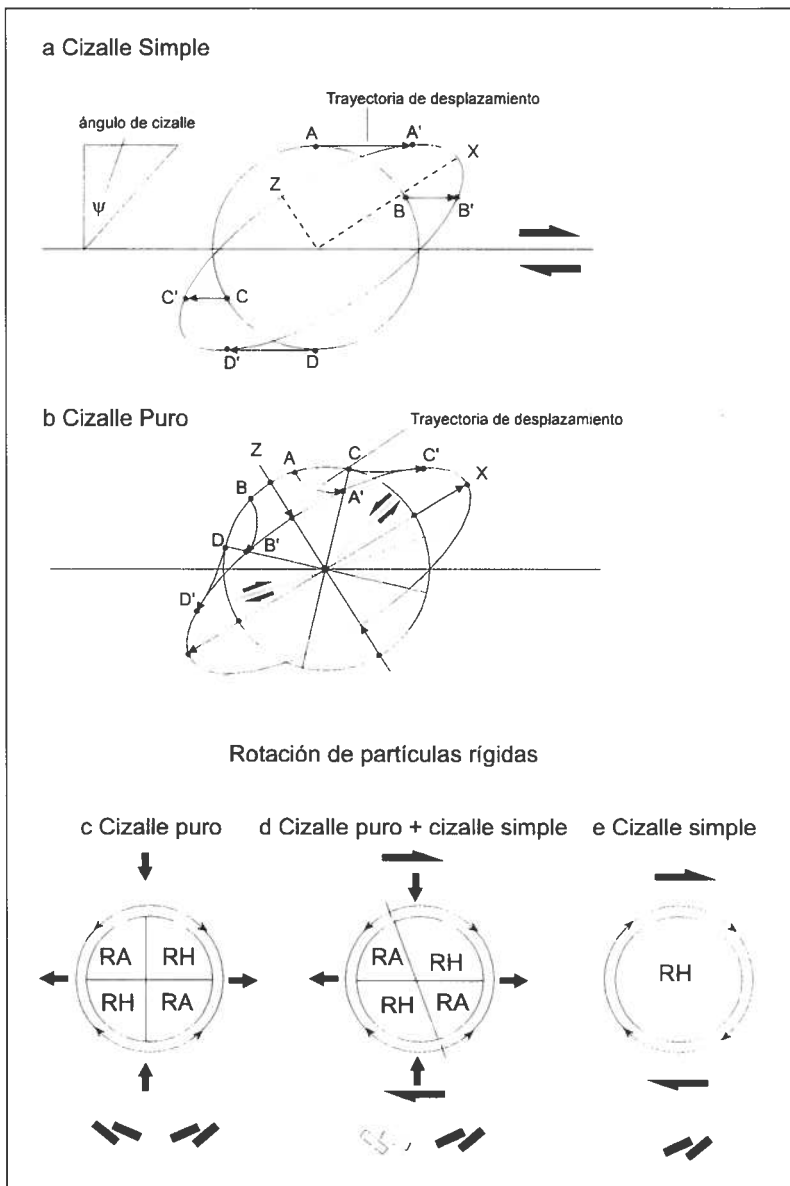


FIG. 13. Patrones de movimiento de partículas en un régimen de deformación (a) por cizalle simple y (b) por cizalle puro. La trayectoria de desplazamiento de partículas se encuentra simbolizada por las flechas, la punta da el sentido. En el caso de cizalle simple las trayectorias de desplazamiento son paralelas al plano de cizalle. En el caso de cizalle puro estas líneas divergen desde el eje Z y tienden a tomar una posición subparalela al eje X. Los diagramas inferiores muestran el sentido de rotación de cristales contenidos en fundido de baja viscosidad. c) Rotaciones de partículas rígidas por cizalle puro, 50% de las rotaciones son horarias y 50% de las rotaciones son antihorarias; d) rotaciones producidas por transpresión, en este caso las rotaciones son horarias y antihorarias; y e) rotaciones horarias motivadas por cizalle simple dextral. Los prismas en la parte inferior representan la imbricación de cristales. Diagramas a y b modificados de Eisbacher (1993) y diagramas c, d y e modificado de Blumenfeld (1983).

más complicada, variando tanto en magnitud como dirección (Fig. 13b). Si en ambos casos la deformación es plana, el cambio de longitud a lo largo del eje Y del elipsoide de deformación es igual a cero, las líneas de movimiento estarán confina-

das a un solo plano. Esto significa que la fábrica final será una reproducción infinita de los vectores de movimiento confinados al plano XZ del elipsoide de deformación.

Tanto la **fábrica-S** como la geometría oblada de los xenolitos del PCC indican que la deformación se encuentra particionada a lo largo de los tres ejes del elipsoide de deformación (X, Y y Z distintos de cero). Esto significa, que al considerar una esfera unidad, en el estado no deformado, ésta se transforma en un elipsoide oblado por el movimiento de partículas desde la dirección de acortamiento (Z) a las direcciones dadas tanto por el eje X como por el eje Y. En otras palabras, el movimiento de partículas define, en el espacio XYZ un cuerpo con geometría cónica cuyo eje de simetría se ubica en Z. Este tipo de geometría del flujo indica que la fábrica magmática fue originada por un aplastamiento de la suspensión fundido-cristal. El carácter vertical de la foliación indica que la dirección de acortamiento máximo es subhorizontal.

La cuantificación del sentido de imbricación de cristales entrega valiosa información para discriminar entre flujo de magma producido por cizalle simple o cizalle puro (Blumenfeld, 1983). En el caso

de cizalle simple la rotación de cristales ocurre en un solo sentido, por lo que éstos tienden a imbricarse estadísticamente según la dirección del flujo (Fig. 13c). Para el caso de cizalle puro la rotación de cristales ocurre en dos sentidos (Fig. 13d), debido a que las líneas de flujo tienden a desplazar una partícula desde la dirección de acortamiento máximo a la dirección de extensión máxima (Fig. 13b). Secciones subhorizontales de las rocas del PCC muestran buenos ejemplos de imbricación de cristales de plagioclasas. De un total de 60 medidas, el 60 % corresponde a rotaciones horarias, en tanto que el 40% a rotaciones antihorarias. Esto permite concluir, de acuerdo a los criterios propuestos por Blumenfeld (1983), que la geometría de la deformación tiene una fuerte componente de cizalle puro. Esta conclusión es compatible con el tipo de orientación planar mostrado por los cristales de plagioclasa que definen la fábrica magmática y con la geometría oblada de los xenolitos.

ORIGEN DE LA FABRICA MAGMATICA

Las fábricas magmáticas han sido clásicamente atribuidas al flujo interno de magma producido durante el ascenso y emplazamiento de los cuerpos plutónicos (Bateman, 1984; Schmeling *et al.*, 1988; Paterson *et al.*, 1989; Crudden, 1990; Nicolas, 1992). En especial, Schmeling *et al.* (1988) y Crudden (1990) han argumentado, a través de modelos experimentales, que el flujo interno de magma es inducido por el dragado viscoso que sufre un diapiro, con forma de gota invertida, al ascender en un medio más denso. Crudden (1990) indicó que las estructuras magmáticas, atribuibles al ascenso, son parcialmente obliteradas durante la fase de emplazamiento final. En este instante los plutones se expanden lateralmente generando fábricas de aplastamiento en sus bordes. Este proceso de crecimiento lateral ha sido, también, sugerido por medio del estudio de campo de cuerpos plutónicos (Bateman, 1984; Courrioux, 1987; Ramsay, 1989; Gugiello, 1994).

No obstante, de los aparentes sólidos argumentos en favor del ascenso diapírico de magmas, recientemente se ha cuestionado la visión clásica que la mayor parte del magma, que constituye a un

plutón, llegue en forma conjunta al nivel de emplazamiento (Clemens y Mawer, 1992; Vigneresse, 1995). En su reemplazo, se promueve la idea que el ascenso de magma y la formación de plutones ocurre a través de conductos alimentadores subverticales (Clemens y Mawer, 1992; Petford *et al.*, 1994; Vigneresse, 1995). Según esta concepción, es el aporte continuo de magma, a lo largo de conductos subverticales, el que permite que los plutones se expandan lateralmente en su nivel de emplazamiento (Tobisch y Crudden, 1995).

La geometría concéntrica de la foliación de flujo magmático, la forma oblada de los enclaves y los tipos de imbricaciones de cristales evidencian que la foliación magmática se desarrolló por aplastamiento general de los bordes del PCC. Como esta fábrica no afecta completamente al plutón, solamente sus bordes, se puede descartar el origen tectónico de ella. Luego, la concentración de la foliación magmática en los bordes del PCC parece ser un efecto ligado a la dinámica de emplazamiento del plutón. La existencia de tonalitas isotrópicas en el núcleo del plutón, en parte con **fábrica-L** subvertical, se interpreta como un conducto alimentador de mag-

ma. Siguiendo este razonamiento el continuo aporte de magma habría causado la expansión volumétrica del plutón en un espacio reducido. Mediante este proceso de aumento de volumen del magma se habría producido el aplastamiento de los bordes del plutón.

Un mecanismo alternativo para explicar el origen de la fábrica magmática, es considerar un aplastamiento lateral del plutón por medio de fuerzas tectónicas. Se descarta la operación de este mecanismo por el hecho que el plutón presenta solamente sus bordes foliados y no así su parte central. Un acortamiento de este tipo habría tendido a deformar completamente al plutón durante su emplazamiento.

El aplastamiento de los márgenes del plutón ocurrió cuando éste tenía el carácter de una mezcla fundida, conformada por aproximadamente un 53% de cristales los cuales eran sostenidos por un fundido intersticial. Las frecuentes variaciones petrográficas detectadas, dadas principalmente por el desarrollo de parches de feldespato potásico y de cuarzo, conjuntamente con la presencia de oiocristales de biotita y hornblenda con inclusiones de plagioclasa, sugieren la operación de un mecanismo físico segregador de fundido y de cristales. La

naturaleza física de este mecanismo está, probablemente, ligada al aplastamiento de la mezcla parcialmente fundida. Es probable que durante el proceso de aplastamiento los cristales de plagioclasa fueran forzados a tocarse los unos con los otros a lo largo de sus costados más largos. Este proceso habría generado la movilización de fundido hacia posiciones intersticiales, donde habría cristalizado. La operación de este proceso requiere que la inyección de magma sea lo suficientemente rápida como para mantener la temperatura del fundido sobre la del sólido. Una situación de este tipo puede producirse en una cámara magmática con una temperatura interna que logra mantenerse sobre la temperatura del sólido (sobre 700°C para una tonalita) un lapso suficientemente largo como para que opere el proceso de flujo magmático. La formación de una cámara magmática estable se puede lograr si la velocidad de calentamiento, debido a la inyección de sucesivos pulsos de magmas, es más grande que la velocidad de enfriamiento (Yoshinobu *et al.*, 1998). Esta condición es cumplida si la zona de acumulación de magma se encuentra conectada físicamente con la región de donde éste deriva, o bien, si el magma se emplaza en ambiente termal de elevada temperatura (Yoshinobu, 1998).

GEOBAROMETRIA

Con el objetivo determinar la profundidad de cristalización del PCC fue utilizado el geobarómetro Al^{tot} en hornblenda propuesto por Schmidt (1992). Según este autor, el contenido de Al^{tot} de hornblendas magmáticas puede correlacionarse, linealmente, con la presión de cristalización de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$P(\pm 0,6 \text{ kbar}) = -3,01 + 4,76 Al^{tot}$$

Debido a que las condiciones de calibración experimental de este geobarómetro fueron realizadas a temperaturas del orden de 700-655°C y presiones de entre 2,5 y 13 kbar, el rango de profundidad de intrusión estará contenido en este intervalo de presiones y con una precisión de ~ 0,6 kbar (Schmidt, 1992). La temperatura de calibración restringe el uso de este barómetro a rocas plutónicas cuya composición abarca el espectro

desde tonalita a granodiorita (Schmidt, 1992), esto debido a que rocas empobrecidas en SiO_2 pueden dar presiones de cristalización más elevadas, a causa del reemplazo de Al^{IV} por Si en la posición T de la estructura de la hornblenda (Hammarstrom y Zen, 1986). Además, la aplicación de este geobarómetro requiere de la presencia de 7 fases minerales, tales como hornblenda, biotita, plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y óxidos de Fe y Ti y de condiciones de saturación de agua. Estas dos condiciones son ampliamente cumplidas por las rocas de donde provienen las hornblendas estudiadas.

Seis secciones delgadas fueron preparadas para realizar análisis con microsonda electrónica de cristales de hornblenda. Cinco muestras provienen de la porción central de este plutón, en tanto que dos de sus extremidades norte y sur. En cada sección se midieron 4 a 5 hornblendas, en total se

determinó la composición química de 22 hornblendas magmáticas (Tabla 2). En siete casos, se efectuaron pares de mediciones, un punto ubicado en el borde y otro en la parte central de estos minerales. Las mediciones en el borde y el núcleo se hicieron con el objeto de determinar probables variaciones composicionales, debidas por ejemplo a zonación de los cristales de hornblenda. La existencia de zonación en este mineral puede ser indicadora de variaciones de la presión en el curso de la cristalización de la anfíbola. La composición de las hornblendas fue determinada mediante el uso de una microsonda electrónica del tipo ARL-SEMQ, operable con un voltaje de 20 kV. El número de cationes contenidos en las hornblendas fue calculado con relación a 23 cationes de oxígeno y todo el Fe fue medido como FeO.

El contenido de Al^{tot} en las hornblendas varía entre 1,240 y 1,668 con un promedio de 1,419. La

desviación estándar para este conjunto de datos es de 0,087. Las variaciones del contenido de Al^{tot}, entre el núcleo y el borde de estos minerales se encuentran en el intervalo de 0,0003 a 0,16 con una diferencia promedio de 0,039.

Utilizando el contenido promedio de Al^{tot} de 1,419 se obtiene una presión promedio de cristalización de 3,64 kbar. Debido a que la presión de cristalización del magma queda determinada por la carga litostática, es posible transformar el valor de presión en profundidad de emplazamiento. Considerando el valor promedio de 3,64 kbar obtenido de las mediciones y una densidad promedio de 2,8 g/cm³, para la sección de rocas ubicadas sobre este plutón, se obtiene una profundidad de cristalización de ~13 km.

Las diferencias en el contenido de Al^{tot} entre los bordes y los núcleos de las hornblendas son tan pequeñas que no generan cambios drásticos en el valor de la presión de cristalización calculada por la ecuación 1. Algunas medidas indicaron contenidos de Al^{tot} mayores en los bordes de los cristales. Este hecho puede interpretarse de dos maneras: **1-** es un hecho derivado del intervalo de precisión del método instrumental, es decir, el contenido del Al^{tot} medido es sólo una aproximación al contenido real, ó **2-** resulta de una relación no lineal entre la presión y el contenido de Al^{tot}. Respecto de esta última posibilidad, es necesario señalar que modelos empíricos indican que existe efectivamente una relación lineal entre el incremento de Al^{tot} con el aumento de la presión (Hammarstrom y Zen, 1986 y Hollister *et al.*, 1987).

En dos hornblendas, provenientes de una apófisis del PCC emplazado en el Complejo Bolfín, se obtuvieron presiones de cristalización de 5 kbar. En esta misma muestra, otras dos hornblendas dieron presiones de cristalización de 4 kbar. Estas diferencias podrían deberse a la presencia de hornblendas cristalizadas en un nivel más profundo de la corteza. Las hornblendas contenidas en el plutón mismo dieron presiones no mayores a 4 kbar. Se puede suponer que la condición de emplazamiento de esta apófisis determinó que algunas hornblendas formadas en niveles más profundos hayan sido arrastradas en forma más o menos rápida a niveles más someros durante la intrusión. Un emplazamiento y enfriamiento relativamente rápido de esta apófisis no habría dado el tiempo suficiente como para equilibrar todas las hornblendas a las nuevas presiones de emplazamiento.

TABLA 2. DETERMINACIONES BAROMETRICAS SEGUN SCHMIDT (1992) EFECTUADAS EN HORNBLENDAS DEL PCC. SE DETALLA EL NUMERO DE CATIONES DE SI Y Al^{tot}.

Muestra	Punto	Si	Al ^{tot}	P (kbar)	Prof (km)
CCR195	AIPB	6.614	1.408	4	13
CCR195	A3PIB	6.631	1.384	4	13
CCR195	A2P2a	6.617	1.388	4	13
CCR195	A2P2h	6.648	1.361	3	12
CCR195	AIP1	6.655	1.408	4	13
CCR189	BIP2	6.631	1.374	4	12
CCR189	BIP2r	6.612	1.534	4	15
CCR189	B2P3	6.646	1.389	4	13
CCR189	B2P3r	6.715	1.386	4	13
CCR189	B3P2	6.578	1.486	4	14
CCR171	CIP1	6.668	1.443	4	14
CCR171	CIP1r	6.683	1.480	4	14
CCR171	C2P1	6.6G2	1.507	4	15
CCR171	C3P1	6.852	1.273	3	11
CCR194	DIP2	6.614	1.513	4	15
CCR194	DIP3	6.697	1.416	4	13
CCR194	D2P1	6.623	1.519	4	15
CCR194	D3P1	6.592	1.474	4	14
CCR194	D3PIr	6.573	1.486	4	14
CCR222	EIP2	6.784	1.405	4	14
CCR222	E2P1	6.517	1.668	5	17
CCR222	E2P2	6.528	1.634	5	17
CCR222	E3P1	6.583	1.438	4	13
CCR135	AIP3	6.729	1.294	3	11
CCR135	AIP3r	6.708	1.317	3	11
CCR135	A2P2	6.800	1.240	3	10
CCR135	A2P3r	6.760	1.274	3	11
CCR135	A3P2	6.715	1.297	3	11
CCR195	A3P1	6.651	1.361	3	12
	Prom	6.658	1.419	4	13

El hecho que la mayor parte de las hornblendas indiquen presiones de cristalización existentes a una profundidad de 12 a 13 km, es concordante con

las presiones de metamorfismo menores a 5 kbar estimadas para la roca de caja (Rössling, 1989; González, 1996).

LA FORMACION DE LA ZONA DE CIZALLE DUCTIL Y LA INTRUSION DEL PLUTON

Por las dimensiones que presenta la zona de cizalle dúctil que bordea al PCC -500 m de ancho y ca. 50 km de largo- es posible inferir que ella constituyó una anisotropía mayor de la corteza del arco magmático de la Cordillera de la Costa. La presencia de una zona de inyección magmática, del tipo capa por capa, en la parte de la zona de cizalle adyacente al plutón, permite postular que el emplazamiento del plutón es un proceso estructuralmente controlado. Del mismo modo, la ocurrencia de una foliación de flujo magmático que es subparalela a la foliación de la zona de cizalle indica que flujo canalizado de magma ocurrió durante el proceso de emplazamiento del plutón.

Los antecedentes anteriormente expuestos sugieren que la zona de cizalle se habría formado con anterioridad a la intrusión del PCC. Sin embargo, el hecho que en el borde más externo del plutón indicadores cinemáticos sinistral también se encuentren presentes indica que cizalle sinistral ocurrió durante la fase emplazamiento del plutón. Esta evidencia permite postular que la intrusión del PCC fue un proceso sintectónico con la actividad sinistral de la zona de cizalle.

La idea de contemporaneidad entre el emplazamiento del plutón y los desplazamientos sinistral puede ser reforzada con los siguientes argumentos radiométricos. A lo largo de esta zona de cizalle han sido practicada varias dataciones radiométricas por diversos métodos (K-Ar en hornblenda, Marinovic *et al.*, 1992 y este trabajo; ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda y biotita Scheuber *et al.*, 1995). Las edades K-Ar y ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblendas neoformadas han dado edades comprendidas entre los $152,9 \pm 4$ Ma (^{40}Ar - ^{39}Ar) y los 128 ± 9 Ma (K-Ar, Tabla 3). De acuerdo a Scheuber *et al.* (1995) la edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de $152,9 \pm 4$ Ma es una edad que no ha experimentado perturbación termal después que el sistema isotópico de la hornblenda se cerró. Por lo tanto se puede concluir que del grupo de edades obtenidas en hornblenda, la edad $152,9$ Ma es la que más se

aproxima al momento de formación de esta zona de cizalle. Sin embargo, considerando que la temperatura de la deformación en la zona de cizalle fue del orden de 700°C esta edad debe ser considerada como mínima. Esta edad se superpone en el intervalo de error con las edades K-Ar de 165 ± 5 y 157 ± 6 en hornblenda practicadas en las rocas del Complejo Bolfín localizadas fuera del dominio de la zona de cizalle. Este hecho confirma la idea que la edad ^{40}Ar - ^{39}Ar en hornblenda de 152 ± 9 Ma es mínima respecto del momento de formación de la zona de cizalle dúctil. La edad K-Ar de 128 ± 9 Ma en hornblenda, más joven que la anterior, representaría un episodio de rejuvenecimiento termal del sistema isotópico de la hornblenda. Esto se puede sugerir a debido a que la muestra fue recolectada muy cerca del contacto entre la zona de cizalle y el plutón. En efecto, a ca. 5 km al sur del Cerro Cristales, Scheuber *et al.* (1995) practicaron dataciones por ^{40}Ar - ^{39}Ar en biotitas neoformadas provenientes de esta zona de cizalle. Estos autores detectaron un evento termal, datado alrededor de los 143 Ma, que rejuveneció el sistema isotópico de las biotitas, pero no el de las hornblendas. Esta edad de 143 Ma coincide con las edades K-Ar en hornblenda de 140 ± 4 Ma (este trabajo) y con la edad K-Ar en biotita de 138 ± 3 Ma (Marinovic *et al.*, 1992) determinadas en las rocas del PCC. Dicha coincidencia puede atribuirse al efecto termal ligado a la intrusión del PCC.

En resumen, con los antecedentes radiométricos presentados es posible concluir que la zona de cizalle se formó con anterioridad a los 152 Ma y continuó activa, por lo menos, hasta los 140-145 Ma, durante la fase de aumento de volumen del plutón. En este lapso, el cizalle sinistral se concentró en el borde del plutón. El calor advectivo, ligado al emplazamiento, produjo el rejuvenecimiento de los sistemas isotópicos de la hornblenda y de la biotita en aquellas partes de la zona de cizalle ubicadas más próximas al plutón.

TABLA 3. EDADES K-Ar Y ^{40}Ar - ^{39}Ar OBTENIDAS EN ROCAS DE LA ZONA DE CIZALLE, DEL PLUTÓN DE CERRO CRISTALES Y EN DIORITAS ANFIBOLITIZADAS DEL COMPLEJO BOLFIN.

Roca	Mineral	Edad (Ma)	Método	Referencia
Zona de Cizalle				
Milonita	Hornblenda	152,9 ± 4	^{40}Ar - ^{39}Ar	Scheuber <i>et al.</i> (1995)
Milonita	Hornblenda	151,7 ± 3,2	Ar- Ar	Scheuber <i>et al.</i> (1995)
Milonita	Hornblenda	151,7 ± 2,9	^{40}Ar - ^{39}Ar	Scheuber <i>et al.</i> (1995)
Milonita	Hornblenda	148 ± 17	K-Ar	Marinovic <i>et al.</i> (1992)
Milonita	Hornblenda	128 ± 9	K-Ar	Marinovic <i>et al.</i> (1992)
Milonita	Hornblenda	137 ± 6	K-Ar	Este trabajo
Milonita	Biotita	149, 3 ± 1,4	^{40}Ar - ^{39}Ar	Scheuber <i>et al.</i> (1995)
Milonita	Biotita	142,8 ± 1,4	^{40}Ar - ^{39}Ar	Scheuber <i>et al.</i> (1995)
PCC				
Tonalita	Hornblenda	140 ± 4	K-Ar	Este trabajo
Tonalita	Biotita	138 ± 3	K-Ar	Marinovic <i>et al.</i> (1992)
Tonalita	Roca total	145 ± 10	Rb-Sr	Hervé y Marinovic (1989)
Complejo Bolfin				
Diorita	Hornblenda	157 ± 6	K-Ar	González (1996)
Diorita	Hornblenda	165 ± 5	K-Ar	González (1996)

MODELO DE EMPLAZAMIENTO DEL PCC

La historia de emplazamiento del PCC está estrechamente relacionada con desplazamientos sinistral a lo largo de la zona de cizalle dúctil que lo limita en su flanco occidental. Se propone un escenario caracterizado por movimientos transcurrentes sinistral norte-sur situados a un nivel relativamente profundo del arco (13 km). A este nivel, la corteza del arco acomodó una sustancial deformación dúctil en condiciones de alta temperatura (parte alta de la facies anfibolita).

El progresivo cambio de rumbo que experimenta la zona de cizalle, desde una orientación norte-sur a una posición este-oeste, se interpreta aquí como un gran pliegue de eje subvertical producido por la transcurrencia sinistral (Fig. 14). Durante la fase de formación de este pliegue, líquidos magmáticos migraron hacia la zona de charnela de éste. En una primera fase, un cuerpo magmático de carácter gábrico se intruyó en el lugar de cambio de rumbo de la zona de cizalle. Durante esta fase, las rocas del arco adquirieron una fuerte anisotropía producto del cizalle dúctil. Con posterioridad, la propagación hacia el sur del pliegue produjo una zona de extensión que causó la subsidencia del 'stock' gábrico. En esta segunda fase, líquidos

tonalíticos fueron succionados desde una fuente profunda hacia el nivel de emplazamiento del plutón. La inyección de magma fue, esencialmente, paralela a la foliación. El proceso de flujo canalizado de magma fue lo suficientemente rápido como para formar una cámara magmática estable que comenzó a expandirse progresivamente debido a la sucesiva inyección de magma en el nivel de emplazamiento. Durante esta fase de expansión el magma fue aplastado desde su centro hacia fuera, formándose la fábrica de flujo magmático. El aumento de volumen del magma fue asimétrico, ello se desprende del hecho que el plutón tiene su porción más ancha en su parte sur, desplazada ca. 10 km desde su porción isotrópica, interpretada en este trabajo como conducto de ascenso de magma. Plutones con esta forma asimétrica y con su conducto desplazado respecto de la zona de acumulación de magma, han sido interpretados en la literatura como casos de intrusión oblicua (Courrioux, 1987). En el caso del PCC la intrusión oblicua de magma puede deberse a que el eje del pliegue tuvo una orientación oblicua, el cual se profundizaba hacia el norte.

Las franjas de ultramilonitas localizadas en el borde foliado del PCC fueron formadas en una etapa tardía de la historia de emplazamiento del plutón. El hecho que ellas corten en bajo ángulo la

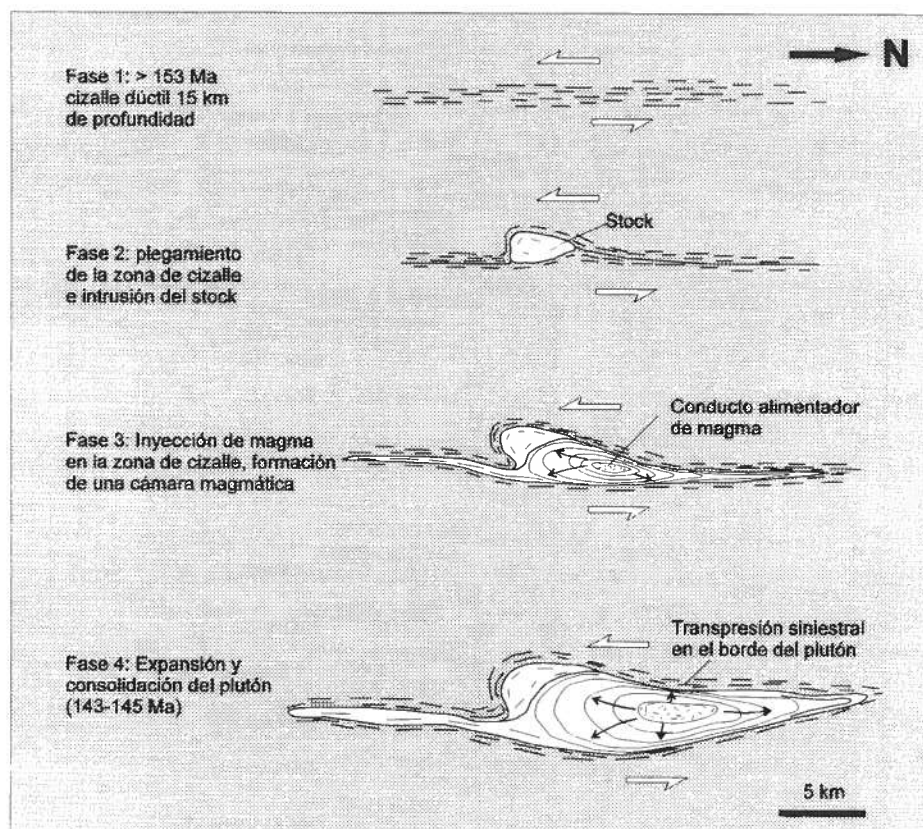


FIG. 14. Modelo de emplazamiento del Plutón de Cerro Cristales considerando cuatro fases. Sección subhorizontal localizada a 13 km de profundidad.

foliación magmática, indica que su formación ocurrió con posterioridad al estado de flujo magmático del plutón. El carácter transpresivo de la deformación de estas franjas puede ser debido a que el cizalle sinistral fue producido en forma simultánea con aumento de volumen del plutón en su fase más tardía. Este proceso de aumento de volumen con-

tinuó poco tiempo después que las franjas de ultramilonitas se habían formado. Esto condujo a la formación de estructuras tipo 'boudinage' que interrumpen a lo largo de su rumbo las franjas de ultramilonitas. Este incremento de volumen del Plutón condujo, también, a la formación de estructuras de 'boudinage' en la zona de cizalle.

DISCUSION FINAL

En este trabajo se privilegia la idea de emplazamiento sintectónico del PCC a lo largo de una zona de cizalle dúctil preexistente de penetración profunda en la corteza. La inyección de magma a lo largo de esta zona de cizalle, habría permitido canalizar fundidos desde niveles profundos, localizados, probablemente, en la base de la corteza del arco, hacia el nivel de emplazamiento del plutón (13 km de

profundidad). El aspecto fuertemente elongado del plutón, la foliación de flujo magmático, orientada de un modo subparalelo a la foliación de la zona de cizalle que bordea al plutón, son reflejos de este fuerte control estructural en la dinámica de intrusión del plutón.

El nivel de intrusión del plutón (aproximadamente 13 km) coincide con el nivel de profundidad a la cual

se produjo la deformación dúctil de las rocas de caja. A este nivel habrían operado mecanismos de deformación dúctil en condiciones termales de la parte alta de la facies anfibolitas. Por lo tanto, se estima que a este nivel del arco, la temperatura fue lo suficientemente elevada como para permitir la existencia de una cámara magmática estable, al interior de la cual se generaron las estructuras magmáticas documentadas. De otro modo, un régimen de alta temperatura puede haberse mantenido por una conexión física entre la fuente de derivación del magma y la cámara magmática misma.

Debido a que las rocas de caja se emplazaron en la etapa temprana de la evolución del arco

(Jurásico Inferior), el cizallamiento de ellas es un fenómeno que obedece a la historia del arco. Fallas dúctiles transcurrentes, enraizadas en la corteza dúctil del arco pueden ser concebidas como estructuras del tipo fallas relacionadas a subducción ('trench-linked strike-slip faults' *sensu* Woodcock, 1986). El establecimiento de este tipo de fallas habría generado un corredor subvertical, a lo largo del cual se habría producido el ascenso y emplazamiento del PCC. Esta estructura, que controló el emplazamiento del PCC, representa una actividad inicial de la Zona de Falla de Atacama a esta latitud de la Cordillera de la Costa.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea agradecer la lectura crítica de este artículo del Dr. H. Niemeyer (Universidad Católica del Norte). Las determinaciones de composición química de hornblendas y plagioclasas fueron realizadas en el Laboratorio de Mineralogía y Cristalografía de la Universidad Libre de Berlín, a cargo del profesor Dr. Arndt. Al Dr. F. Lucassen (Universidad Técnica de Berlín) el autor agradece el préstamo de un 'software' para realizar las recalculaciones de las fórmulas químicas de la hornblenda. Los doctores K.-J. Reutter y E. Scheuber (Universi-

dad Libre de Berlín) dieron facilidades para la realización de los estudios microscópicos y radiométricos. Se agradece al Dr. M.A. Parada (Universidad de Chile), Dr. N. Petford (Kingston University, U.K.) y al Dr. J. Skarmeta (Codelco) por sus correcciones y sugerencias al contenido del trabajo. El presente trabajo fue apoyado económicamente con fondos provenientes de la Universidad Católica del Norte, del DAAD (Servicio Alemán de Intercambio Académico) y del Proyecto SFB-267: Procesos de Deformación en los Andes.

REFERENCIAS

- Archanjo, C.J.; Bouchez, J.L.; Corsini, M.; Vauchez, A. 1994. The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brazilian strike-slip setting of NE Brazil (Paraíba State). *Journal of Structural Geology*, Vol. 16, p. 323-335.
- Bateman, R. 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, Vol. 110, p. 211-231.
- Blumenfeld, P. 1983. Le tuitage des mégascristaux, un critère d'écoulement rotationnel pour les fluidalités des roches magmatiques. *Société Géologique de France, Bulletin*, No. 7, Sér. XXV, p. 309-318.
- Blumenfeld, P.; Bouchez, J.-L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*, Vol. 10, p. 361-372.
- Brown, M.; Díaz, F.; Grocott, J. 1993. Displacement history of the Atacama fault system 25°00'S-27°00' S, northern Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, No. 105, p. 1165-1174.
- Bucher, M.; Frey, M. 1994. Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, 318 p.
- Buddington, A.F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 70, p. 671-747.
- Castro, A.; Fernández, C. 1998. Granite intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzuela Pluton, Spain. *Journal of Structural Geology*, Vol. 20, No. 9-10, p. 1219-1228.
- Clemens, J.D.; Mawer, C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, Vol. 204, p. 339-360.
- Coira, B.; Davidson, 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 Reviews*, Vol. 18, Nos. 3-4, p. 303-332.
- Courrioux, G. 1987. Oblique diapirism: the Criffell granodiorite/granite zoned pluton (southwest Scotland). *Journal of Structural Geology*, Vol. 9, p. 313-330.
- Crudden, A. 1990. Flow and fabric development during diapiric rise of magma. *Journal of Geology*, Vol. 98, p. 681-698.
- Dallmeyer, R.D.; Brown, M.; Grocott, J.; Taylor, G.K.; Treloar, P.J. 1996. Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26°-27°30'S, North Chile: constraints from ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages. *Journal of Geology*, Vol. 104, p. 19-40.
- Díaz, M.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Baeza, L.; Venegas, R.; Hervé, F.; Munizaga, F. 1985. Preliminary radiometric ages from the Mejillones Peninsula, northern Chile. *Comunicaciones*, No. 35, p. 59-67.
- Ferraris, F.; Di Biase, F. 1978. Hoja de Antofagasta, Región de Antofagasta. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile*, No. 30, escala 1:250.000.
- Flinn, D. 1962. On folding during three-dimensional progressive deformation (with discussion). *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, Q. J.No. 118, p. 385-433.
- García, F. 1967. Geología del Norte Grande de Chile. *In* Simposium sobre el Geosinclinal Andino, No. 3, 1962. *Sociedad Geológica de Chile*, 138 p.
- González, G. 1993. Tectonic interpretation of mesoscopic structures in a high strain shear zone of the Atacama Fault System coastal range, northern Chile. *In* International Symposium of the Andean Geodynamics, No. 2, Extended Abstract, p. 183-185. Oxford, U.K.
- González, G. 1996. Evolución tectónica de la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Chile): Con especial referencia las deformaciones sinmagmáticas del Jurásico Cretácico Inferior. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen* (A), Band 181, 111 p.
- Grocott, J.; Brown, M.; Dallmeyer, R.D.; Taylor, G.K.; Treloar, P.J. 1994. Mechanisms of continental growth in extensional arcs: An example from the Andean plate-boundary zone. *Geology*, Vol. 22, p. 391-394.
- Guineberteau, B.; Bouchez, J.-L.; Vigneresse, J.-L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America, Bulletin*, 99, No. 6, p. 763-770.
- Guglielmo, G. 1993. Magmatic strains and foliation triple points of the Merrimac plutons, northern Sierra Nevada, California: implications for pluton emplacement and timing of subduction. *Journal of Structural Geology*, Vol. 15, No. 2, p. 177-189.
- Hammarstrom, J.; Zen, E. 1986. Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, Vol. 71, p. 1297-1313.
- Hervé, M. 1987. Movimiento sinistral en el Cretácico Inferior de la Zona de Falla de Atacama al Norte de Paposo (24°S), Chile. *Revista Geológica de Chile*, No. 31, p. 37-42.
- Hervé, M.; Marinovic, N. 1989. Geocronología y Evolución del Batólito Vicuña Mackenna, Cordillera de la Costa, sur de Antofagasta (24-25°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No. 1, p. 31-49.
- Holland, T.; Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphiboles-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 116, p. 433-447.
- Hollister, L. S.; Grissom, 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*, Vol. 72, 231-239.
- Hutton, D. 1982. A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 139, p. 615-631.
- Hynes, A. 1982. A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 81, 119-126.
- Jelsma, H.A.; Van der Beek, P.A.; Vinyu, M.L. 1993. Tectonic evolution of the Bindura-Shamva greenstone belt (northern Zimbabwe): progressive deformation around diapiric batholiths. *Journal of Structural Geology*, Vol. 15, No. 2, p. 163-176.
- Leake, B. E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, Vol. 63, No. 11-12, p. 1023-1052.
- Lagarde, J.L.; Omar, S. A. ; Roddaz, B. 1990. Structural characteristic of granitic plutons emplaced during weak regional deformation: examples from late Carboniferous plutons, Morocco. *Journal of Structural Geology*, Vol. 12., 805-821.
- Lucassen, F.; Franz, G. 1994. Arc related Jurassic igneous and meta-igneous rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile/region Antofagasta. *Lithos*, Vol. 32, Nos. 3-4, p. 273-298.
- Maksaev, 1990. Metallogeny, geological evolution, and thermochronology of the Chilean Andes between latitudes 21°-26° south, and the origin of the major porphyry copper deposits. Ph.D. Thesis (Unpublished), *Dalhousie University*, 555 p. Halifax, Nova Scotia, Canada.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksaev, V.; Hervé, M.; Mpdozis, C. 1992. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 70, escala 1:250.000.
- Nicolas, A. 1992. Kinematics in magmatic rocks with special reference to gabros. *Journal of Petrology*, Vol. 33, part 4, p. 891-915.
- Paterson, S.R.; Vernon, R.H.; Tobisch, O. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, p. 349-363.
- Paterson, S.R.; Tobisch, O.; Morand, V. 1990. The influence of large ductile shear zones on the emplacement and deformation of the Wyangala

- Batholith, SE Australia. In Australasian tectonics (Platt, J.P., et al.; editors). *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, Nos. 5-6, p. 639-650.
- Paterson, S.R.; Fowler, K. 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *Journal of Structural Geology*, Vol. 15, No. 2, 191-206.
- Petford, N.; Lister, J. R. ; Kerr, R.C. 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos*, Vol. 32, p.161-168.
- Pichowiak, S. 1994. Early Jurassic to early Cretaceous Magmatism in the Coastal Cordillera and the Central Depression of North Chile. In Tectonics of the southern Central Andes (Reutter. K-J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; editors). *Springer-Verlag*, p. 203-217.
- Pitcher, W. 1979. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 136, 627-662.
- Pitcher, W.S. 1993. The nature and origin of granite. *Blackie Academic & Professional*, 321 p. London.
- Raase, P. 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 45, p. 231-236.
- Ramsay, J. 1989. Emplacement kinematics of a granite diapir: The Chindamora batholith, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, p. 191-209.
- Ramsay, J.G.; Hubber, M.I. 1983. The techniques of modern structural geology. Volume 1: Strain Analysis. *Academic Press*, 390 p. London.
- Rogers, G.; Hawkesworth, C.J. 1989. A geochemical traverse across the North Chilean Andes: Evidence for crust generation melt from the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 91, p. 271-285.
- Rössling, R. 1989. Petrologie in einem tiefen Stockwerk des jurassischen magmatischen Bogens in der nordchilenischen Küstenkordillere südlich von Antofagasta. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe A* 112, 73 p.
- Scheuber, E.; Andriessen, P.A.M. 1990. The kinematic significance of the Atacama fault zone, northern Chile. *Journal of Structural Geology*, Vol. 12, p. 243-257.
- Scheuber, E.; Hammerschmidt, K.; Friedrichsen, H. 1995. ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr analyses from ductile shear zones from the Atacama Fault Zone, Northern Chile: the age of deformation. *Tectonophysics*, Vol. 250, p. 61-87.
- Schmeling, H.; Cruden, A.R.; Marquart, G. 1988. Finite deformation in and around a fluid sphere moving through a viscous medium: implications for diapiric ascent. *Tectonophysics*, Vol. 149, p. 17-34.
- 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*, Vol. 110. p. 304-310.
- Uribe, F.; Niemeyer, H. 1984. Franjas miloníticas en la Cordillera de la Costa de Antofagasta (Cuadrángulo de Cerro Cristales, 24°00'-24°15'S) y la distribución del basamento precámbrico. *Revista Geológica de Chile*, No. 23, p. 87-91.
- Tobisch, O.; Cruden, A. 1995. Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc. *Geology*, Vol. 23, p. 941-944.
- Vigneresse, J. L. 1995. Crustal deformation and ascent of granitic magmas. *Tectonophysics*, Vol. 249, p. 187-202.
- Weinberg, R.F.; Podladchikov, Y.Y. 1994. Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle. *Journal of Geophysical Research*, B, Solid Earth and Planets, Vol. 99, No. 5, p. 9543-9559.
- Woodcock, N.H. 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. A317, p. 13-29.
- Yoshinobu, L.; Okaya, D.A.; Paterson, S.A. 1998. Modelling the thermal evolution of fault-controlled magma emplacement models: implications for the solidification of granitoid plutons. *Journal of Structural Geology*, Vol. 20, No. 9-10, p. 1205-1218.