

# Mecanismo de emplazamiento del Plutón Sierra de Varas Norte, Región de Antofagasta, Chile

Hans Niemeyer

Eduardo Lazcano

Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, Casilla 1280, Antofagasta, Chile  
hniemeyer@entelchile.net

Claudio Avilés

## RESUMEN

El Plutón Sierra de Varas Norte es un cuerpo intrusivo de forma elíptica en planta (12x8 km) y de embudo en perfil, formado , principalmente, por tonalitas de carácter calcoalcalino. Se emplazó durante el Carbonífero tardío en la Formación Sierra de Varas de edad pennsylvaniana a *¿pérmica?*. Presenta una foliación magmática concéntrica con fuerte manteo, realzada por 'schlieren', diques sinplutónicos estrangulados y enclaves microdioríticos. Los enclaves microdioríticos son más abundantes en el borde del plutón y se interpretan como genéticamente ligados con los diques. La forma de los enclaves es la de un elipsoide oblado dado por un parámetro de Flinn  $k=0,5$  con eje X mayor que el eje Y, cuyo plano XY está contenido en la foliación magmática. La deformación es más intensa hacia el borde del plutón, lo cual señala que ésta se realizó, en gran parte, por un aplastamiento lateral. El elipsoide deducido a partir de la deformación de oncolitos contenidos en la roca de caja coincide en forma, orientación y parámetro de Flinn  $k=0,5$  con aquél de los enclaves. El plegamiento, el clivaje y el metamorfismo de contacto en la Formación Sierra de Varas aumentan en intensidad hacia el contacto con el plutón, lo cual refuerza la idea de un aplastamiento lateral. Se interpretan las estructuras del plutón y de la roca de caja como consecuencia de una deformación concomitante derivada del emplazamiento forzado por 'ballooning' del primero, ocurrido en niveles superficiales de la corteza continental. La forma oblada alargada del elipsoide de deformación (X mayor que Y), así como el buzamiento de la lineación en la roca de caja hacia el centro del plutón, se relacionarían con la conservación de la 'memoria' de un ascenso diapírico.

*Palabras claves:* Emplazamiento forzado, 'Ballooning', Parámetro de Flinn  $k=0,5$ , Ascenso diapírico.

## ABSTRACT

**Emplacement mechanism of the Sierra de Varas Norte Pluton, Antofagasta Region, Chile.** The Sierra de Varas Norte pluton is a tonalitic intrusive body with an elliptical shape on the horizontal, it has a 12 km long axis by a reconstructed 8 km width. It has a funnel shape in vertical section and is calcoalcaline in composition. It was emplaced during the Late Carboniferous into a stratigraphic succession of Pennsylvanian to Permian? age which belongs to the Sierra de Varas Formation. The pluton contains a concentric, steeply inclined magmatic foliation enhanced by concordant 'schlieren', strangled synplutonic microdioritic dykes and microdioritic enclaves. The enclaves are more abundant towards the pluton margin and they are probably related to the dykes. Ellipticity measurements on the enclaves yield an oblated strain ellipsoid with Flinn parameter  $k=0,5$ , characterized by an X axis longer than the Y axes, with the XY plane contained in the magmatic foliation. In the deformed country rock an oblate strain ellipsoid also with Flinn parameter  $k=0,5$  was obtained from deformed oncolites. The folding, axial plane cleavage and contact metamorphism in the country rock are more intense towards the contact with the pluton. This strongly suggests a mostly lateral flattening. The pluton and

the country rock fabrics are interpreted to be concurrent and derived from a ballooning forceful emplacement of the pluton in shallow levels of the continental crust. The stretched oblate form of the strain ellipsoid (X longer than Y), and also the plunge towards the centre of the pluton of the stretching lineation in the country rock, suggest that the pluton-country rock system retained the memory of a diapiric ascent.

*Key words:* Forceful emplacement, Ballooning, Flinn parameter  $k=0,5$ , Diapiric ascent.

## INTRODUCCION

Durante gran parte del Paleozoico Superior, el lugar correspondiente a la actual Cordillera Domeyko, en la Región de Antofagasta, fue profusamente ocupado por cuerpos plutónicos granitoídeos (Marinovic *et al.*, 1995). Uno de esos cuerpos corresponde al Plutón Sierra de Varas Norte (PSVN) que, emplazado durante el Carbonífero tardío (Smoje y Marinovic, 1994), aflora inmediatamente al oeste del Salar de Punta Negra (Fig. 1). Está emplazado, principalmente, en sedimentitas pertenecientes a la Formación Sierra de Varas (FSV), de edad pennsylvaniana a ¿pérmica? (Padilla, 1988).

Desde los primeros mapeos geológicos emprendidos en el sector por Hervé *et al.* (1991) se ha

reconocido la naturaleza foliada del PSVN. Independientemente, también se ha mencionado el fuerte plegamiento y clivaje que afectó a su roca de caja (Padilla, 1988; C. Mpodozis, N. Marinovic, I. Smoje, y L. Cuitiño<sup>1</sup>). En el presente trabajo se realiza una interpretación unificada de las estructuras del PSVN y su roca de caja, estableciendo una relación concomitante entre la intrusión del primero y las estructuras observadas en esta última. El propósito de tal interpretación es establecer el mecanismo de emplazamiento del PSVN. Algunos resultados preliminares de este trabajo ya fueron expuestos durante el IX Congreso Geológico Chileno en Puerto Varas (Niemeyer *et al.*, 2000).



FIG. 1. Ubicación del Plutón Sierra de Varas Norte (PSVN) en la Cordillera Domeyko, Región de Antofagasta, Chile.

<sup>1</sup> 1993. Estudio geológico-estructural de la Cordillera de Domeyko entre Sierra Limón Verde y Sierra Mariposas, Región de Atacama (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería-Corporación Nacional del Cobre de Chile. 231 p.

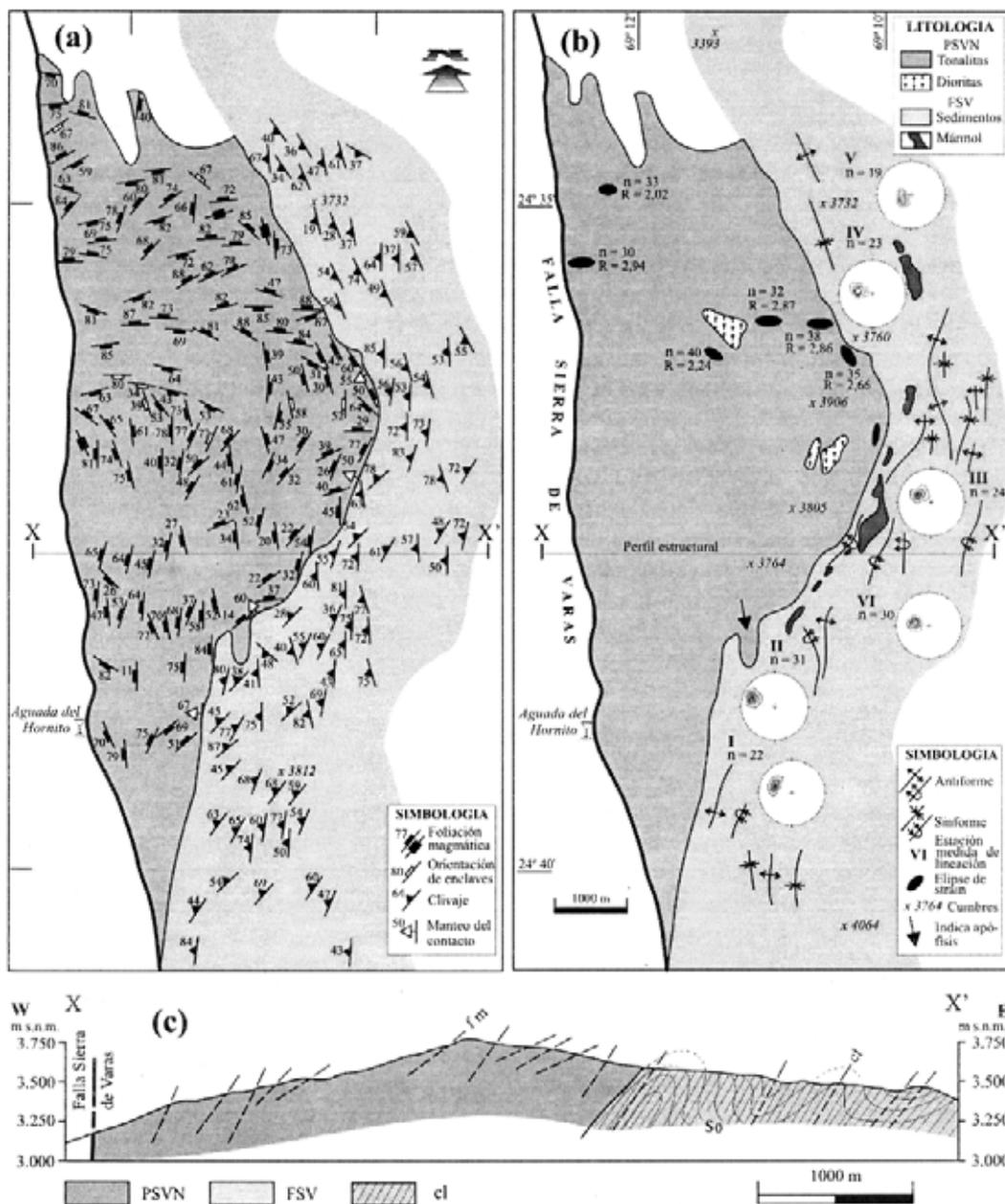


FIG. 2. Mapa y perfil estructural del Plutón Sierra de Varas Norte (PSVN) y de su roca de caja, la Formación Sierra de Varas (FSV); a- foliación magmática del PSVN y clivaje en FSV, se indica también la actitud del contacto plutón-roca de caja; b- Estructuras al interior del PSVN: elipses de 'strain' correspondientes al plano YZ a partir de medidas de elipticidad en enclaves, además se indican macroxenolitos de diorita. Estructuras en la roca de caja: actitudes de lineación de estiramiento, en cinco estaciones de medida I a V, diagramas de contornos en red de Schmidt, afloramientos de capa-guía de mármol, ejes de pliegues antiformes y sinformes; c- perfil estructural transversal según XX', con línea interrumpida se indica actitud de la foliación magmática (fm) en el PSVN y clivaje (cl) en la FSV. S<sub>e</sub> = estratificación.

## EL PLUTÓN SIERRA DE VARAS NORTE

### FORMA DEL PLUTÓN

El PSVN tiene forma alargada en planta, con su eje mayor de 12 km orientado norte-sur, y un ancho máximo este-oeste de 4 km, cubriendo una superficie de 28 km<sup>2</sup> (Fig. 2a). Su foliación, concéntrica con la forma del cuerpo, aparece truncada por la Falla Sierra de Varas en su flanco occidental, por lo cual se infiere que parte del plutón fue desplazado por ella. Extrapolando las trayectorias de la foliación señaladas en la figura 2a, se estima que falta la mitad de la superficie del plutón, por lo que su ancho total habría sido de ca. 8 km, con aproximadamente la misma longitud que actualmente. En consecuencia, la forma original del PSVN habría sido elíptica con una razón eje mayor: eje menor= 1,7: 1. Por otro lado, se observa que el contacto plutón-roca de caja mantea con un ángulo variable entre 50 y 67° hacia el centro del plutón (Fig. 2a), otorgándole una forma de embudo en perfil (Fig. 2c).

### RELACIONES DE CONTACTO

El contacto entre el PSVN y las rocas de la FSV es netamente intrusivo. Cerca de éste, y por un ancho de 20 a 30 cm, se aprecia, en la roca de caja, el efecto de una silicificación que invadió a las sedimentitas, generando una roca córnea muy dura, de color gris claro. En algunos lugares, acompaña a la silicificación un intenso teñimiento de epidota. Por otra parte, el hecho de que el plutón presente un apósisis de dimensiones hectométricas penetrando a su roca de caja (Fig. 2b), es un argumento más en favor de un contacto por intrusión. No se han observado xenolitos de la roca de caja al interior del PSVN. En la roca de caja inmediatamente adyacente al contacto se aprecia una marcada lineación de estiramiento buzante hacia el interior del plutón, al igual que el manto del contacto plutón-roca de caja.

### PETROGRAFIA

El PSVN consiste en un cuerpo de granitoides de color gris verdoso, formado principalmente por tonalitas de biotita con menores cantidades de anfíbola (Lazcano, 1999). Sólo dos muestras caen en el campo de las granodioritas y una dentro del

campo de las dioritas cuarcíferas (Fig. 3a). Son rocas de grano medio a grueso, caracterizadas por una conspicua foliación magmática. Desde el punto de vista químico en elementos mayores, el PSVN presenta un carácter calcoalcalino (Marinovic *et al.*, 1995).

Al microscopio, las tonalitas presentan textura hipidiomorfa inequigranular con tamaño de grano comprendido entre 2 y 6 mm. Su mineralogía consiste en plagioclasa del tipo oligoclasa-andesina con contenido de anortita variable entre An<sub>28</sub> y An<sub>36</sub> (39 a 65%), cuarzo (22-54%), biotita (4-15%) y hornblenda (1-8%). Además, se observan pequeños cristales euhedrales de apatito, esfeno y circon en proporciones menores al 1%. El característico color verdoso de estas rocas se debe a la presencia de clorita y epidota que se alojan en los máficos, preferentemente en la biotita. La aparición de los dos minerales secundarios mencionados se atribuye a una fuerte alteración deutérica que afectó tardíamente a toda la masa del PSVN.

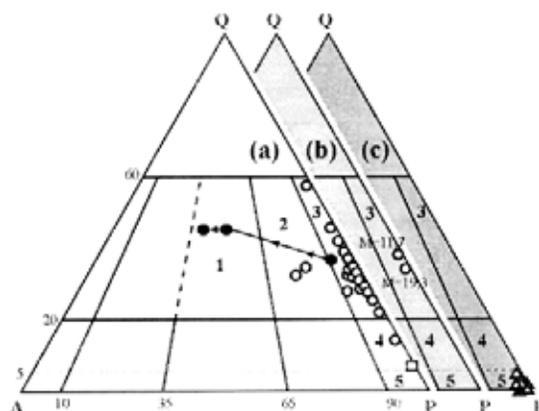


FIG. 3. Composiciones modales de rocas del Plutón Sierra de Varas Norte (PSVN) en el triángulo APQ de Streckeisen (1974). A= feldespato alcalino, P= feldespato plagioclasa; Q= cuarzo; campos: 1= granito monzónico; 2= granodiorita; 3= tonalita; 4= diorita cuarcífera; 5= diorita; a- rocas formadoras del PSVN: círculos abiertos= muestras que caracterizan al PSVN en general, círculos llenos= muestras que representan la evolución de tres líquidos magmáticos sucesivos, las flechas indican el camino de la diferenciación, cuadrado= macro-xenolito diorítico; b- muestras de dos 'schlieren' adyacentes, M= contenido de máficos; c- enclaves (triángulos abiertos) y dique sinplutónico (triángulo lleno).

Aunque no se advierte una zonación composicional del PSVN, en su sector central se observó, a escala del afloramiento, tres cuerpos tabulares de material magmático intruyéndose mutuamente en forma subconcordante con la foliación magmática del plutón, lo cual constituye un ejemplo local de diferenciación magmática. Esta consiste en una disminución progresiva del índice de color, desde el cuerpo más temprano hasta los otros dos cuerpos más tardíos. Ellos representan líquidos magmáticos sucesivos que se diferenciaron durante el flujo y bandeamiento del magma, desde tonalítico con contenido intermedio de cuarzo a granítico monzonítico (Fig. 3a).

#### FOLIACION MAGMATICA

Las rocas del PSVN presentan una foliación general concordante con la forma elíptica original del plutón (Fig. 2a). Esta es, en la mayor parte de los casos, subparalela al contacto plutón-roca de caja. La foliación miente hacia el interior del plutón con ángulos variables entre 22 y 77°, al igual que lo hace el contacto plutón-roca de caja (Fig. 2c).

Al microscopio, la foliación está dada por la orientación paralela de grandes cristales subhedrales de plagioclasa, hornblenda y biotita, entre los cuales se observan agregados, no alineados, de cuarzo intersticial anhedral. Dicha disposición proporciona una textura hipidiomórfica inequigranular orientada, de grano medio a grueso (2-6 mm), típicamente magmática (Paterson *et al.*, 1989). Sin embargo, no se observa lineación mineralógica contenida en el plano de foliación.

Algunos cristales orientados de plagioclasa forman inclusiones poikilíticas dentro de la hornblenda, lo cual indica que la orientación de los cristales de plagioclasa ocurrió en un estado temprano de la cristalización del magma. Eso significa que ese mineral se encontraban todavía inmersos dentro de una fase fundida importante cuando cristalizó. Al respecto, los conteos modales indican que el contenido de plagioclasa de estas rocas es del orden de 50%. Este mineral se puede considerar, por lo tanto, como la primera fase que cristalizó dentro del magma que dio origen al PSVN. Un magma que contenga menos del 70% de cristales tiene las características de una suspensión líquido-cristal donde los cristales son libres de rotar a paralelismo según el flujo del líquido magmático, sin interferirse

mutuamente (Van der Molen y Paterson, 1979).

Se sobreimpone a la foliación magmática original una deformación de intensidad moderada a débil. Dicha deformación consiste en la aparición de extinción ondulante en los cristales de cuarzo y microplegamientos del tipo 'kink-bands' abiertos en la biotita. Se interpreta como producto de flujo plástico, ocurrido en una etapa tardía de la cristalización del magma (Hutton, 1988).

#### SCHLIEREN

La presencia de 'schlieren' es frecuente al interior del macizo del PSVN. Estos se caracterizan por la alternancia de capas centimétricas enriquecidas o empobrecidas en minerales máficos (Fig. 4), respecto de la composición tonalítica media del plutón. Las capas leucocráticas son de color gris claro. Su textura es hipidiomórfica inequigranular fina a gruesa (0,05-5 mm). En ellas se observa plagioclasa de tipo andesina  $An_{44}$  (54,6%), cuarzo (33,4%), anfíbola (0,1%), biotita (8%) y muscovita (0,7%). Tal contenido mineralógico arroja una cantidad de máficos igual a  $M=11,7\%$  (Fig. 3b). Las capas melanocráticas son de color gris oscuro y tienen textura y tamaño de grano similares al de las capas leucocráticas. En ellas es posible observar una disposición paralela a subparalela de cristales de biotita según la foliación, lo cual denota la fluidez del magma original en el momento de su emplazamiento (Marre, 1982). Aquí la plagioclasa es levemente más cálcica que en las capas leucocráticas con  $An_{48}$  (54,1%), cuarzo (26,5%), anfíbola (2,7%), biotita (12,8%) y muscovita (<0,1%). Este contenido mineralógico da una cantidad de máficos equivalente a  $M=19,3\%$  (Fig. 3b). En los dos tipos de capas aparecen como minerales accesorios apatito, esfeno y circón.

#### MACRO-XENOLITOS DIORITICOS

Corresponden a diorita (Fig. 3a), de grano medio de color gris oscuro a negro. Se observan formando cuerpos irregulares de dimensiones hectométricas, incluidos dentro del PSVN (Fig. 2b). En sus bordes se observa, claramente, la inyección de la tonalita dentro de este material, dejando aislados trozos angulosos a subangulosos de dimensiones métricas separados por tabiques delgados centimétricos de tonalita, en algunos casos foliada. La

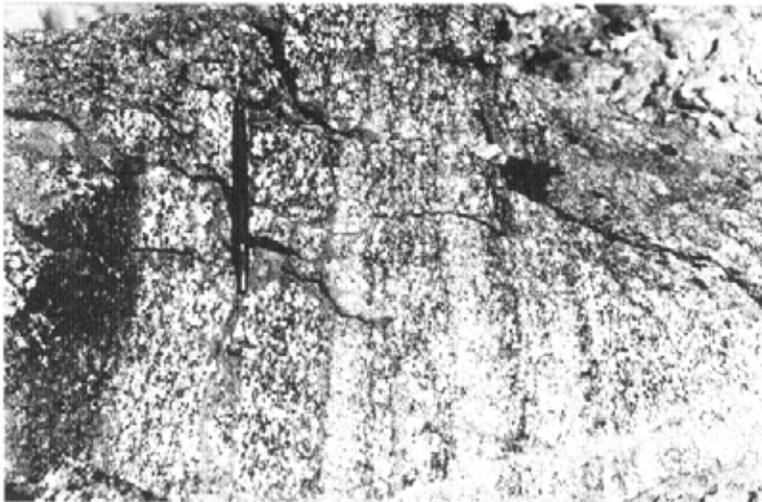


FIG. 4. Schlieren en tonalitas del Plutón Sierra de Varas Norte (PSVN), dados por la alternancia de bandas centimétricas melanocráticas y leucocráticas dentro del material del plutón. Notar la foliación paralela a los límites de las bandas.

diorita de los macro-xenolitos no muestra deformación alguna, conservando una textura granuda sin orientación preferencial de sus minerales. Estos cuerpos constituyen probablemente relictos solidificados del emplazamiento temprano de un intrusivo básico de dimensiones desconocidas que precedió al ascenso del PSVN. No se dispone de antecedentes que permitan afirmar que tal intrusivo se relacione con el mismo magma que dió origen al PSVN.

Al microscopio presenta una textura hipidiomórfica inequigranular de tamaño de grano fino a medio (0,1-3,5 mm). Se compone de plagioclasa de tipo andesina  $An_{31}$  (41,0%), cuarzo (2,4%), anfíbola (47,8%) con macla polisintética, biotita (7,2%) y muscovita (0,3%). Los cristales de anfíbola se observan relativamente inalterados respecto de la biotita, la cual se encuentra selectivamente atacada por la alteración deutérica de clorita y epidota. La plagioclasa se presenta casi totalmente alterada a sericita. Aparecen accesorios de apatito, circón y opacos.

#### ENCLAVES Y DIQUES SINPLUTONICOS

En gran parte de la superficie ocupada por el PSVN se pueden reconocer enclaves dioríticos, de textura microgranuda, que varían en tamaño desde centimétricos a métricos. Son de color gris oscuro y más abundantes cerca del borde del plutón. Al

microscopio presentan una textura hipidiomórfica inequigranular con tamaño de grano fino a medio (0,05-3,5mm). Además, se observa plagioclasa del tipo andesina  $An_{35}$  a  $An_{49}$  (46,1 a 68,2%), escaso cuarzo (0,1-2,6%), anfíbola (13,3- 47,7%) y biotita (2,3-15,5%). Como minerales accesorios aparecen apatito, esfeno y circón, además de opacos. Se observa una alteración de clorita-epidota afectando principalmente a la biotita y en menor grado a la anfíbola. La plagioclasa se encuentra moderada a intensamente sericitizada. Algunos enclaves presentan una orientación paralela a subparalela de sus minerales según la misma orientación del plano de foliación de la tonalita que los alberga, lo cual sugiere que se deformaron conjuntamente con ella.

Los enclaves pueden usarse como indicadores de la magnitud del strain al interior de un plutón foliado (Ramsay y Huber, 1983). Efectivamente, en los lugares donde la foliación del PSVN es intensa, ellos forman inclusiones elipsoidales oblatas, con el plano XY paralelo a la foliación, y el eje Z perpendicular a la foliación, siendo X el eje mayor del elipsoide de deformación, Y su eje intermedio y Z su eje menor. Las formas elipsoidales se deben a una deformación dúctil conjunta de los enclaves con el líquido viscoso huésped. Estas son asimilables a un elipsoide con parámetro  $k=0,5$  en el gráfico de Flinn, lo cual quiere decir que se trata de un elipsoide oblatado con eje X mayor que el eje Y, buzante hacia el centro del plutón.

Se realizaron medidas de elipticidad de los enclaves en seis estaciones, cubriendo la parte norte del plutón con el objeto de estimar el grado de aplastamiento de éstos. De esta manera, se determinó la elipticidad del plano YZ, mediante el cálculo de la media geométrica según recomendación de Lisle (1977), observándose valores de  $R=Y/Z$  comprendidos entre  $R=2,02$  y  $R=2,94$  (Fig. 2b). Esto indica que la magnitud de la deformación es variable dentro del plutón. Sin embargo, se puede afirmar que ésta alcanza su mayor intensidad en la vecindad del contacto con la roca de caja, tal como lo señala la estimación realizada al sureste de la cumbre de 3.906 m (Fig. 2b).

En el borde del PSVN se observan numerosos enclaves microdioríticos elipsoidales, con distintos grados de asimilación por la tonalita, y orientados subparalelamente a su foliación. Esta última se deflecta en torno a los enclaves, lo cual constituye una característica más en favor de un origen magmático de ella (Paterson *et al.*, 1989). La asimilación es del tipo 'mingling' o mezcla exclusivamente física, contrario a 'mixing' que implica una reacción importante entre el magma y sus enclaves (Vernon *et al.*, 1988).

Es posible reconocer tres grados de mezcla o 'mingling' de los enclaves con el material tonalítico

del plutón. Un grado inicial muestra grandes enclaves con formas elipsoidales oblongadas, orientados según el plano de foliación magmática. Sus bordes son nítidos con escasa fragmentación (Fig. 5a). Un grado intermedio se caracteriza por enclaves medianamente asimilados, cuya forma se ha elongado fuertemente en el sentido de la foliación magmática (Fig. 5b). El grado más avanzado se caracteriza por enclaves totalmente asimilados y aplastados, con el resultado final de una alternancia de capas centimétricas melanocráticas, procedentes de los enclaves, con capas leucocráticas de tonalita. En este último caso, la forma lenticular de las capas de material diorítico, con terminación en punta indican que hubo una invasión del líquido tonalítico hacia el enclave (Fig. 5c).

Al interior de los enclaves de mayor tamaño se observa a su vez un bandeamiento, con capas de espesor menor a 1 cm alternadamente más ricas y más pobres en máficos, en que los máficos marcan una foliación interna. En este caso, el bandeamiento es paralelo a la foliación general de la roca huésped.

Los diques sinplutónicos presentan la misma composición diorítica (Fig. 3c) y textura microgranular que los enclaves. Son más abundantes, al igual que los enclaves, cerca del borde del plutón.

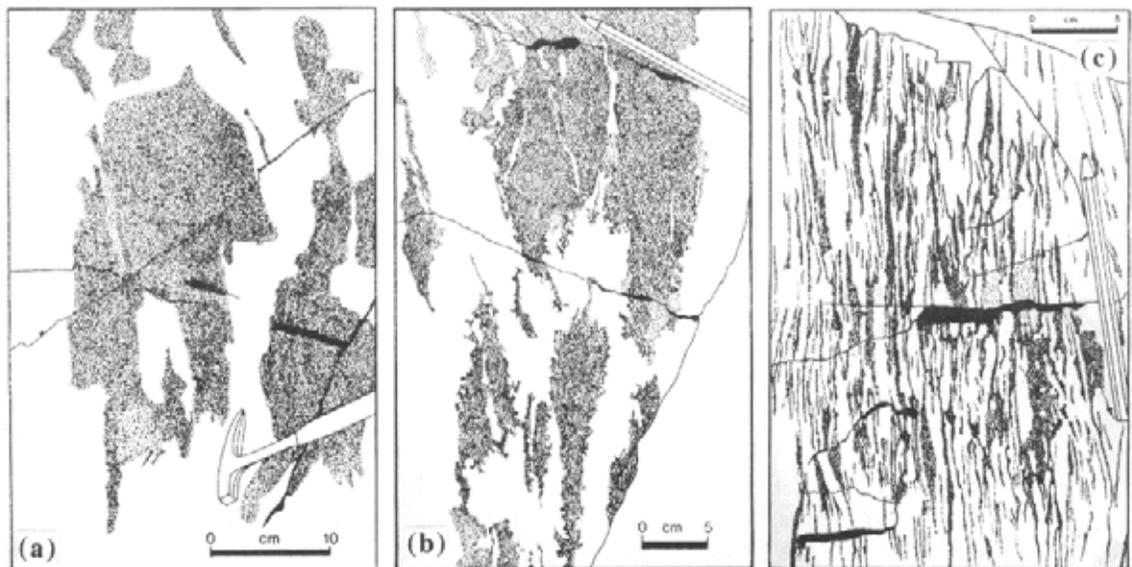


FIG. 5. Tres grados de mezcla o 'mingling' de enclaves dioríticos dentro del material tonalítico del Plutón Sierra de Varas Norte (PSVN): a- grado inicial dada por grandes enclaves elipsoidales; b- grado intermedio, con enclaves medianamente asimilados y c- Grado extremo de asimilación y aplastamiento.



Esto confiere al borde del plutón una coloración más oscura. Se orientan paralelamente a la foliación de la tonalita del PSVN, por lo cual se infiere que se intruyeron dentro de un magma en proceso de cristalización y todavía móvil. Ellos se observan estrangulados y desmembrados debido a la penetración del material de la roca encajante, todavía fundido, separándolos en trozos de enclaves alargados según la orientación original del dique (Fig. 6). En su interior se observa, en forma similar a los enclaves, una foliación interna de naturaleza magmática y parecidas a la de los enclaves.

FIG. 6. Dique diorítico sinplutónico paralelo a la foliación de la tonalita del Plutón Sierra de Varas Norte (PSVN). Nótese el estrangulamiento y desmembramiento, a la vez que la foliación interna del dique, paralela a la foliación de la tonalita.

## LA ROCA DE CAJA

La roca de caja del PSVN está formada por sedimentitas pertenecientes a la FSV, que consiste en una secuencia lenticular de origen lacustre formada por lutitas, areniscas y conglomerados brechosos de color verde oliva, lutitas calcáreas de color gris a gris pardo y calizas de color gris azulado (Marinovic *et al.*, 1995). Estas litologías se observan mutuamente engranando lateralmente según marcados cambios de facies. Las rocas de la FSV están fuertemente deformadas y afectadas por un metamorfismo de bajo grado que transformó las lutitas y lutitas calcáreas en pizarras, y las calizas en mármoles. La intensidad de la deformación y metamorfismo es mayor en las cercanías del plutón, disminuyendo gradualmente al alejarse de éste. La deformación en las rocas de la FSV se manifiesta por las siguientes estructuras: deflexión de niveles-guía, pliegues, clivaje y lineación de estiramiento. No se observan fallas que interrumpan la continuidad del clivaje o de los pliegues (Figs. 2a y 2b).

## DEFLEXION DE NIVELES-GUIA

Se mapeó una franja de afloramientos de mármol cercana al contacto plutón-roca de caja, la que sirvió de nivel-guía (Fig. 2b). Dicha franja se deflecta hacia el este en torno al borde del PSVN, lo cual indica que la roca de caja fue desplazada hacia afuera por la intrusión del plutón. El aplastamiento lateral se corrobora al observar el crecimiento de grandes porfiroblastos euhedrales de pirita en areniscas, sin signos de rotación en sus colas.

## PLIEGUES

Los pliegues muestran un paralelismo general de sus ejes con la traza del margen del plutón (Fig. 2b). Estos son hectométricos, decamétricos y métricos con ángulos interlimbo que se hacen cada vez menores al acercarse al plutón (Fig. 2c), lo cual es indicativo de un aumento de la intensidad de la

deformación en la proximidad del contacto. Ellos muestran una vergencia sistemática dirigida hacia el exterior del plutón.

El estilo de los pliegues métricos varía según la litología. En capas de areniscas y conglomerados los pliegues son isópacos pudiendo incluirse dentro de la clase 1B. En cambio, donde afloran rocas más dúctiles como las lutitas y lutitas calcáreas, los pliegues son de la clase 1C con engrosamiento de las zonas de charnela (Ramsay y Huber, 1987). Allí los pliegues se produjeron por flujo pasivo oblicuo a las capas, en que estas últimas actuaron como meros marcadores de la deformación (Hudleston, 1986). En ellas el plano de estratificación se observa aparentemente desplazado en forma paralela al intenso clivaje de plano axial que afecta a la secuencia (Fig. 7). Estas estructuras pueden explicarse por remoción de material producto de la solución por presión a lo largo de los planos de clivaje, partiendo de un 'buckling' inicial. Lo anterior implica también que ocurrió un acortamiento importante perpendicularmente al plano de clivaje.

#### CLIVAJE

Una característica estructural importante que afecta a estas rocas es un clivaje muy penetrativo que se manifiesta como clivaje tosco o 'rough cleavage' en areniscas y conglomerados y como clivaje de pizarra en las lutitas y lutitas calcáreas (Fig. 7). El clivaje sigue, en su rumbo, el contorno

del contacto del plutón, con manteos dirigidos hacia el plutón, variables entre 53 y 83° (Fig. 2b). Lo anterior es indicativo, así como lo es el plegamiento, que el clivaje se encuentra relacionado con la intrusión del PSVN.

En las lutitas y lutitas calcáreas, el clivaje se observa macroscópicamente continuo, pero al microscopio es espaciado con planos de clivaje marcados por la concentración de mineral opaco y una separación de 0,05 mm, los cuales se anastomosan. Los planos de clivaje constituyen plano axial de micropliegues marcados por capas oscuras carbonosas, que presentan un aparente desplazamiento por cizalle. Tal desplazamiento aparente se debe, en realidad, a solución por presión. Se calculó un acortamiento del 12% perpendicular al clivaje, según el método de Borradaile (1982). El clivaje está realizado por la cristalización fina de mica blanca (illita). También aparece clorita y corrensita, siendo esta última una mezcla de clorita y esmectita. Dichos minerales caracterizan la asociación de metamorfismo de muy bajo grado que afectó a estas rocas.

En las areniscas, el clivaje se manifiesta al microscopio por superficies paralelas irregulares de material insoluble (micas y mineral opaco) espaciados entre 0,1 y 0,3 mm, adoptando una disposición sectorizada. La continuidad de los planos es escasa y rara vez se entrelazan entre sí. No se observa una orientación dimensional de los clastos, con la excepción de algunos de toba, que aparecen



FIG. 7. Pliegues con fuerte clivaje de plano axial manteando al oeste, en lutitas calcáreas de la Formación Sierra de Varas Norte (FSVN). El clivaje corresponde a clivaje de pizarra.

deformados y alargados paralelamente a la dirección del clivaje. Este último aparece realizado por el abundante crecimiento de mica blanca (illita) de grano muy fino, la cual crece como 'barbas' en los extremos de los granos y en torno a ellos, o bien se extiende como una fina red anastomosada que, rodeando los granos, invade la matriz en forma subparalela a los planos de clivaje. Se observan pliegues tipo 'kink' en las micas detríticas cuyos planos axiales son paralelos al clivaje, lo que apoya la idea de que, perpendicularmente al clivaje, ocurrió un acortamiento importante.

En los mármoles el clivaje está dado por bandas subparalelas de calcita microcristalina con granos de 0,01 mm de diámetro, dimensionalmente orientados según la elongación de las bandas. Estas suelen estar teñidas por minerales opacos y se doblan en torno a los clastos de cuarzo, lo cual indica que hubo una compresión lateral perpendicular a los planos de clivaje. Entre las bandas de material calcáreo finamente cristalizado, se observan grandes cristales limpios de calcita con sección ovoidal, elongados paralelamente, los cuales presentan maclas dobladas y terminadas en punta. Lo anterior es evidencia de una intensa deformación contemporánea al desarrollo del clivaje.

Se estudiaron oncolitos deformados con el objeto de conocer la forma y orientación del elipsoide de deformación en la roca de caja. Su eje Z es perpendicular al plano de clivaje, el eje Y está contenido en el plano de clivaje. El elipsoide de deformación es de tipo oblado con eje X notablemente mayor que el eje Y, con parámetro  $k=0,5$  en el gráfico de Flinn, y buzante hacia el centro del plutón.

El clivaje corresponde a clivaje de plano axial de los pliegues hectométricos y decamétricos (Fig. 2c). De igual manera, dicho clivaje corresponde a clivaje de plano axial de pliegues métricos (Fig. 7). Según lo anterior, se deduce que el clivaje se desarrolló simultáneamente con el plegamiento, a consecuencia de un fuerte acortamiento lateral perpendicular al plano de clivaje. Éste es intenso en las proximidades del plutón, disminuyendo su intensidad progresivamente al alejarse de él.

#### LINEACION

Dentro de las rocas de la FSV cercanas al contacto del plutón, se observa una lineación de estiramiento con buzamiento mediano a fuerte diri-

gido hacia el plutón, contenida en el plano de clivaje. Ella se manifiesta, sobre todo, en las rocas más incompetentes como lutitas y lutitas calcáreas, además de mármoles. En las lutitas calcáreas la lineación se expresa como cuerpos muy delgados y alargados con forma de huso de calcita recristalizada que, con dimensiones decimétricas a centimétricas, aparecen separados entre sí por tabiques de material silíceo y arcilloso (Fig. 8). En los mármoles, la lineación se materializa en delgados y largos cuerpos cilíndricos de sílice blanca rodeados de material calcáreo, semejando delgadas 'varillas'.

Se cuantificó el buzamiento de la lineación en cinco estaciones de medida, que cubren toda la franja de la FSV al oriente del PSVN (Fig. 2b). En esa figura, se puede apreciar que en las dos estaciones más meridionales (estaciones I y II) su buzamiento es hacia el NWW, en tanto que en la estación más septentrional (estación V) el buzamiento se dirige



FIG. 8. Lineación de estiramiento en lutitas calcáreas de la Formación sierra de Varas Norte (FSVN). Note los cuerpos delgados y alargados de calcita de color oscuro, que marcan la lineación.

hacia SWW. En las estaciones intermedias (estaciones III, IV y VI) el buzamiento de la lineación es más bien al oeste. Se infiere, por lo tanto, que la lineación apunta hacia el centro del plutón.

La aparición de una lineación de estiramiento contenida en el plano de clivaje se considera el estado más avanzado en la evolución de un clivaje de pizarra (Ramsay y Huber, 1983), y en este caso

forma un alto ángulo respecto a la actitud subhorizontal de los ejes de pliegues. La lineación de estiramiento marca la posición del eje X del elipsoide de deformación y se explica por un movimiento hiperbólico de las partículas que las llevó a paralelismo con dicho eje, durante una deformación progresiva por cizalle puro (Ghosh, 1993).

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

Las estructuras observadas en el PSVN y en la FSV son concomitantes y se interpretan como relacionadas al emplazamiento forzado del primero (*e.g.*, Hutton, 1996) en niveles someros de la corteza continental. La principal estructura en el PSVN consiste en una conspicua foliación realizada por la presencia de 'schlieren'. Se atribuye a una deformación sinmagmática, que fue más intensa cerca del borde del plutón, por lo cual se estima que la mayor parte de la deformación se realizó por aplastamiento lateral del plutón contra su roca de caja. Esta se acusa por el fuerte aplastamiento de enclaves microdioríticos, además del estrangulamiento de diques sinplutónicos de la misma petrografía. La mayor abundancia de enclaves y diques cercanamente al borde del plutón sugiere que los primeros se habrían originado a partir de los diques, por un proceso de desmembramiento y dispersión de trozos provenientes de estos últimos.

La generación de un elipsoide oblado dado por un parámetro de Flinn  $k=0,5$  con mayor intensidad de la deformación hacia el borde del plutón señala que la deformación dentro de éste se realizó por 'ballooning' (Ramsay, 1989). Dicho fenómeno se evidencia, además, por la aparición de planos de cizalle tardíos, observables tanto en secciones verticales como horizontales, que desplazaron la foliación magmática de la tonalita y sus enclaves microdioríticos, cercanamente al borde del plutón. El elipsoide deducido a partir de la deformación de los oncolitos contenidos en la roca de caja coincide en forma, orientación y parámetro de Flinn  $k=0,5$  con el elipsoide construido a partir de la forma de los enclaves. Esto último es un argumento más en favor de la deformación concomitante que afectó al PSVN y su roca de caja.

En otros plutones con mecanismo de emplaza-

miento por 'ballooning' tales como el de Ardara en Irlanda, se ha determinado un elipsoide de deformación con parámetro de Flinn  $k=0$  indicando que la deformación se realizó por aplastamiento puro (Molyneux y Hutton, 2000). El hecho de que el PSVN presente un parámetro de deformación  $k=0,5$  con eje X mayor que Y, inclinado hacia el centro del plutón, unido al buzamiento en igual sentido de la lineación de la roca de caja, puede significar que ambos guardaron la 'memoria' de un ascenso diapírico.

En sedimentitas de la roca de caja se observa un plegamiento, clivaje y metamorfismo de contacto, que aumentan en intensidad hacia el contacto con el plutón. Estas se comportaron de una manera extremadamente dúctil durante la intrusión del mismo. Lo anterior derivó en un acoplamiento estrecho entre el PSVN y su roca de caja (*e.g.*, Paterson *et al.*, 1998). La deflexión de las capas en torno al contacto plutón-roca de caja comprueba que el plutón se expandió lateralmente (*e.g.*, Tikoff *et al.*, 1999). Otro aspecto importante que intervino en la creación del espacio necesario para el emplazamiento del plutón es el plegamiento acompañado de una importante solución por presión, acusada por fuerte desarrollo de clivaje en la roca de caja. El ablandamiento de la roca de caja, necesario para que tal expansión se realizara, habría sido favorecido por la liberación de fluidos durante el metamorfismo de bajo grado que la afectó (*e.g.*, Etheridge *et al.*, 1983) y por el calor aportado por el plutón. Tal liberación de fluidos explicaría, también, la intensa alteración deutérica observada en las rocas del plutón.

En la Cordillera Domeyko de Antofagasta no afloran otros plutones paleozoicos con las características estructurales del PSVN, lo cual se atribuye

a las especiales condiciones reológicas que el plutón encontró en la roca que lo albergó, al momento de su emplazamiento. Efectivamente, el carácter lenticular de la FSV indicaría la coincidencia de la intrusión con ese tipo de roca de caja. Esto sugiere que para que un plutón se emplace

forzadamente por 'ballooning' no sólo es importante la expansión hacia los lados del mismo, sino que también las condiciones favorables que encuentre en la roca huésped para que tal expansión se realice.

### AGRADECIMIENTOS

La presente contribución fue financiada por la Dirección General de Investigación y Cooperación Técnica de la Universidad Católica del Norte. HN desea agradecer, en forma especial, a los colegas H. Padilla<sup>1</sup> y H. Pino (Empresa Nacional del Petróleo), quienes le mostraron este sector de la Cordi-

llera Domeyko por primera vez. Parte de los dibujos para esta publicación fueron confeccionados por el Sr. L. Jofré (Universidad Católica del Norte). E. Godoy (SERNAGEOMIN), M.A. Parada y José Cembrano (Universidad de Chile) revisaron críticamente este trabajo.

### REFERENCIAS

- Borradaile, G.J. 1982. Anastomosing discrete seams: solution cleavage? In Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics (Borradaile, G.J.; Bayly, M.B.; Powell, C.M.; editors). Springer-Verlag, p. 286. Berlin.
- Etheridge, M.A.; Wall, V.J.; Vernon, R.H. 1983. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, Vol. 1, p. 205-226.
- Ghosh, S.K. 1993. Structural Geology: Fundamentals and Modern Developments. Pergamon Press, 598 p.
- Hervé, M.; Marinovic, N.; Mpodozis, C.; Smoje, I. 1991. Mapa Geológico de la Hoja Sierra de Varas. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Documentos de Trabajo*, No. 2. Santiago.
- Hudleston, J. 1986. Extracting information from Folds in Rocks. *Journal of Geological Education*, Vol. 34, p. 237-245.
- Hutton, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inference from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, Vol. 79, p. 245-255.
- Hutton, D.H.W. 1996. The 'space problem' in the emplacement of granite. *Episodes*, Vol. 19, No. 4, p. 114-119.
- Lazcano, E. 1999. 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 para optar al título de geólogo (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas, 66 p.
- Lisle, R.J. 1977. Estimation of the tectonic strain ratio from the mean shape of deformed elliptical markers. *Geologie en Mijnbouw*, Vol. 562, p. 140-144.
- Marre, J. 1982. Méthodes d'analyse structurale des granitoides. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Manuels et Méthodes*, No. 3. 128 p.
- Marinovic, N.; Smoje, I.; Maksiyev, V.; Hervé, M.; Mpodozis, C. 1995. Hoja Aguas Blancas, Región de Antofagasta. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 70, 150 p.
- Molyneux, S.J.; Hutton, D.H.W. 2000. Evidence for significant granite space creation by the ballooning mechanism: the example of the Ardara pluton, Ireland. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 112, No. 10, p. 1543-1558.
- Niemeyer, H.; Lazcano, E.; Avilés, C. 2000. La deformación en la Formación Sierra de Varas: ¿consecuencia de una estructura de flor inversa o efecto de la intrusión del Plutón de Sierra de Varas Norte?. *in Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 613-616. Puerto Varas.
- 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*, Vol. 3, p. 1229-1243. Santiago.
- Paterson, S.R.; Vernon, R.H.; Tobisch, O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, No. 3, p. 349-363.
- Paterson, S.R.; Fowler, T.K.; Schmidt, K.L.; Yoshinobu, A.S.; Yuan, E.S.; Miller, R.B. 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, Vol. 44, p. 53-82.

- Ramsay, J.G. 1989. Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholith, Zimbabwe. *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, No. 1-2, p. 191-209.
- Ramsay, J.G.; Huber, M.I. 1983. The techniques of Modern Structural Geology, Vol. 1: strain analysis. *Academic Press*, 307 p.
- Ramsay, J.G.; Huber, M.I. 1987. The techniques of Modern Structural Geology, Vol. 2: folds and fractures. *Academic Press*, 700 p.
- Streckeis, A. 1974. Clasificación y nomenclatura recomendada por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas I.U.G.S., Subcomisión en sistemática de rocas ígneas. *Traducido y publicado por el Instituto de Investigaciones Geológicas*, 10 p.
- Smoje, I.; Marinovic, N. 1994. Intrusivos del Carbonífero Pérmico en la Cordillera de Domeyko: nuevos antecedentes radiométricos. In *Congreso Geológico Chileno, No. 7, Actas*, Vol. 2, p. 1213-1216. Concepción.
- Tikoff, B.; de Saint Blanquat, M.; Teyssier, C. 1999. Translation and the resolution of the pluton space problem. *Journal of Structural Geology*, Vol. 2, p. 1109-1117.
- Van der Molen, I.; Paterson, M.S. 1979. Experimental deformation of partially-melted granite. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, Vol. 70, p. 299-318.
- Vernon, R.H.; Etheridge, M.A.; Wall, V.J. 1988. Shape and microstructure of microgranitoid enclaves: indicators of magma mingling and flow. *Lithos*, Vol. 22, p. 1-11.