

Serpentinitas y cromititas de La Cabaña, Cordillera de la Costa, Chile central

Fernando Barra
Osvaldo M. Rabbia
Guillermo Alfaro

Universidad de Concepción, Instituto Geología Económica Aplicada,
Casilla 4107, Concepción 3, Chile

Hubert Miller
Christine Höfer
Stefan Kraus

Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie,
Universidad de Munich, Luisenstrasse 37, 80333 Munich, Alemania

RESUMEN

Las serpentinitas del área de La Cabaña forman parte de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa de la IX Región y corresponden a dunitas de grano grueso parcial a totalmente serpentinizadas. Contienen cromita como mineral accesorio, la que generalmente está alterada en grado variable a ferricromita. En cambio, las cromitas presentes en las cromititas de Centinela Bajo, preservan su composición original con un mínimo grado de alteración, lo que permite su uso como indicadores petrotectónicos. Sus valores de 'número de cromo' ($\#Cr = Cr/Cr+Al$) entre 0,65 y 0,90, de 'número de magnesio' ($\#Mg = Mg/Mg+Fe^{+2}$) entre 0,40 y 0,70, indican un ámbito de arco de islas para el emplazamiento de las peridotitas estudiadas.

Palabras claves: Indicador petrogenético, Mineralogía, Geoquímica, Cromitas, Basamento Metamórfico, Cordillera de la Costa.

ABSTRACT

Serpentinites and chromitites from La Cabaña, Coastal Range of Central Chile. Serpentinites in the La Cabaña area are part of the Western Series of the Coastal Range Metamorphic Basament of the IX Region, Chile. They consist of partially to completely serpentitized coarse grain dunites. Chromite occurs as an accessory mineral in the serpentinites, where it is variably altered to ferrichromite. In contrast, chromites found in chromitites at Centinela Bajo, have preserved their original composition with only minor alteration, and can thus be used as petrotectonic indicators. Values of 'chromium number' ($\#Cr = Cr/Cr+Al$) in the range of 0.65-0.90 and 'magnesium number' ($\#Mg = Mg/Mg+Fe^{+2}$) in the range of 0.40-0.70, suggest an island arc environment for the emplacement of the peridotites.

Key words: Petrogenetic indicator, Mineralogy, Geochemistry, Chromites, Metamorphic Basament, Coastal Ranges.

INTRODUCCION

La Cordillera de la Costa de Chile central y sur está compuesta, principalmente, por rocas graníticas y metamórficas con diversos grados de deforma-

ción y que, en su conjunto, forman parte del denominado Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa.

Aguirre *et al.* (1972) y Hervé (1974) dividieron el Basamento Metamórfico en 2 series, una Oriental compuesta por metagrauwacas, metapelitas, rocas córneas, y otra Occidental constituida por esquistos micáceos, metabasitas, serpentinitas y 'metacherts'. Hervé (1974) consideró que ambas series conforman un cinturón pareado del tipo circumpacífico descrito por Miyashiro (1961).

Dentro de la Serie Occidental se han reconocido distintos cuerpos serpentiniticos sobre los cuales se tiene escasa información petrográfica. Algunos de éstos fueron estudiados en el marco del programa de exploración de minerales asociados a rocas básicas y ultrabásicas efectuado por el Instituto de

Investigaciones Geológicas (IIG) en la década del 70. Otros han sido estudiados en relación a anomalías magnéticas (Godoy y Kato, 1990), mientras que un estudio petrográfico preliminar de algunos cuerpos serpentiniticos fue realizado por Barra (1996). La localidad más estudiada ha sido La Cabaña (Vergara, 1970; Alfaro, 1980), debido, fundamentalmente, a la presencia de cromita tanto diseminada como masiva.

El presente trabajo entrega nuevos antecedentes sobre la presencia de cromititas y de serpentinitas del área La Cabaña, como así también evidencias de un origen en ámbito de arco para los cuerpos serpentiniticos.

MARCO GEOLOGICO REGIONAL

Las rocas graníticas y metamórficas que conforman el Basamento Metamórfico se distribuyen a lo largo de la costa del centro y sur de Chile desde los 34° a los 45°S (Fig. 1). La edad del Basamento Metamórfico se estimó inicialmente en precámbrica a cámbrica. Alvarez (1970) concluyó que los depósitos de hierro bandeado de la Cordillera de Nahuelbuta son similares en génesis a los yacimientos tipo itabirita. Dicha similitud sirvió de argumento para establecer una edad precámbrica. Por otro lado, diversos autores utilizando métodos radiométricos, determinan una edad carbonífera para un importante episodio de metamorfismo y plutonismo en el basamento (González-Bonorino, 1970; Munizaga *et al.*, 1973; Munizaga *et al.*, 1985; Hervé *et al.*, 1990).

El basamento puede estar cubierto, discordantemente, por rocas de distinta edad; así por ejemplo, en el sector de Huimpil (IX Región) sedimentitas continentales fosilíferas del Triásico Medio se apoyan sobre el basamento (Parada y Moreno, 1980), en tanto en el sector situado al oeste de Temuco, lo hacen rocas sedimentarias asignadas al Terciario inferior (Formación Temuco) y las rocas sedimentarias marinas de la Formación Cholchol (Rubio, 1993).

La caracterización petrográfica del basamento ha sido tema de estudio de diversos autores (Alvarez, 1970; González-Bonorino, 1970; Aguirre *et al.*, 1972; Hervé, 1974; Oyarzún y Clemmey, 1985). Actualmente, la nomenclatura más utilizada corresponde a la denominación de Hervé (1974) con las siguientes unidades:

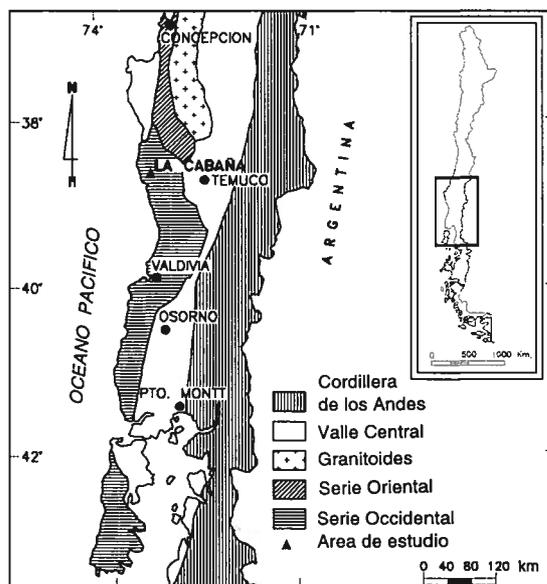


FIG. 1. Ubicación del área de estudio y unidades geológicas principales del centro-sur de Chile.

- **Serie Occidental:** conformada por metabasitas, esquistos micáceos, 'metachert' y serpentinitas. El grado de metamorfismo es bajo, correspondiendo a la facies de esquistos verdes. Este conjunto de rocas representan condiciones de metamorfismo de media a alta presión y baja temperatura.

- **Serie Oriental:** constituido por metagrauwacas, metapelitas y rocas córneas asociadas a granitoides. Las facies metamórficas varían desde esquistos verdes a anfibolita o granulita. Esta asociación representa condiciones de metamorfismo de alta temperatura e intermedia a baja presión.

Ambas series se encuentran en contacto en el área de Purén-Contulmo según una dirección noroeste (Línea Purén), siendo este contacto de tipo transicional (Hervé, 1974; Kato, 1985).

Las serpentinitas de La Cabaña se emplazan en rocas metamórficas de la Serie Occidental. Estas rocas han recibido otras denominaciones, tales como: zona Curepto III (González-Bonorino, 1970), Dominio Costero Meridional (Hervé *et al.*, 1981), Unidad Corral (Kato, 1985) y subunidad Lleulleu (Oyarzún y Clemmey, 1985).

AMBITO GEOTECTONICO DE LA CORDILLERA DE LA COSTA

En relación al ámbito geotectónico, existe gran controversia y diversos autores han planteado diferentes posturas. Hervé (1974) consideró que la Serie Oriental representa un complejo sedimentario de plataforma, depositado en un régimen 'flyschoide', mientras que la Serie Occidental corresponde a una secuencia eugeosinclinal, donde el protolito estaría compuesto por pelitas, grauwacas, 'cherts' y rocas volcánicas básicas, algunas de tipo piroclástico. Mencionó además, que la asociación litológica 'metacherts', metabasitas y serpentinitas, observa-

da en los cerros de Maulén, constituye una típica asociación ofiolítica desmembrada.

Hervé *et al.* (1976) y Godoy (1979), sobre la base de la geoquímica de elementos traza y mayores, establecieron que las metabasitas de la Serie Occidental tienen una composición química afín a los basaltos toleíticos abisales. Posteriormente, estudios isotópicos de Sm-Nd realizados por Hervé *et al.* (1990) reafirman esta afinidad química. La presencia de estructuras tipo 'pillow' lavas, la asociación de los esquistos verdes a serpentinitas, esquistos micáceos y 'metacherts', además de la presencia ocasional de esquistos azules (Kato, 1985; Muñoz *et al.*, 1997), permite establecer una asociación petroectónica de corteza oceánica acrecionada a corteza continental durante el Permo-Triásico Inferior (Hervé *et al.*, 1976) o durante el Ordovícico y/o Silúrico (Godoy, 1979). Frutos y Alfaro (1987) propusieron un ambiente de cuenca de trasarco en un sistema eugeosinclinal. Vivallo *et al.* (1988), mediante geoquímica de tierras raras, sugirieron para los metabasaltos un probable origen a lo largo de una dorsal oceánica anormal, desarrollada en una cuenca marginal. Similar conclusión adoptaron Rabbia *et al.* (1994) sobre la base del estudio de las espilitas metasomatizadas de Gorbea. Por su parte, Schira (1991) estableció un ámbito de cuenca marginal ensiálica madura para la ofiolita de la Cordillera de la Costa, mientras que Alfaro *et al.* (1994) propusieron que los cuerpos de rocas ultramáficas corresponden a una franja de sutura de un bloque alóctono de rocas afines a una derivación desde toleitas y materiales de fondo oceánico.

GEOLOGIA DEL AREA DE LA CABAÑA

La geología del área de La Cabaña (Fig. 2) está representada, fundamentalmente, por esquistos grises caracterizados por una mineralogía de muscovita, cuarzo, albita y ocasionalmente clorita, granate y biotita, con intercalaciones de esquistos verdes (metabasitas) cuyos espesores varían entre pocos centímetros y escasos metros. Un cuerpo elongado de metabasitas de 3,5 km en su eje mayor y de orientación NNE, aflora en el sector oriental (Centinela Alto). Los esquistos verdes están constituidos por cuarzo, epidota, clorita, actinolita con albita y biotita subordinadas. Los cuerpos serpen-

tiníticos afloran en toda el área, pero alcanzan un mayor tamaño en el sector occidental del área de estudio.

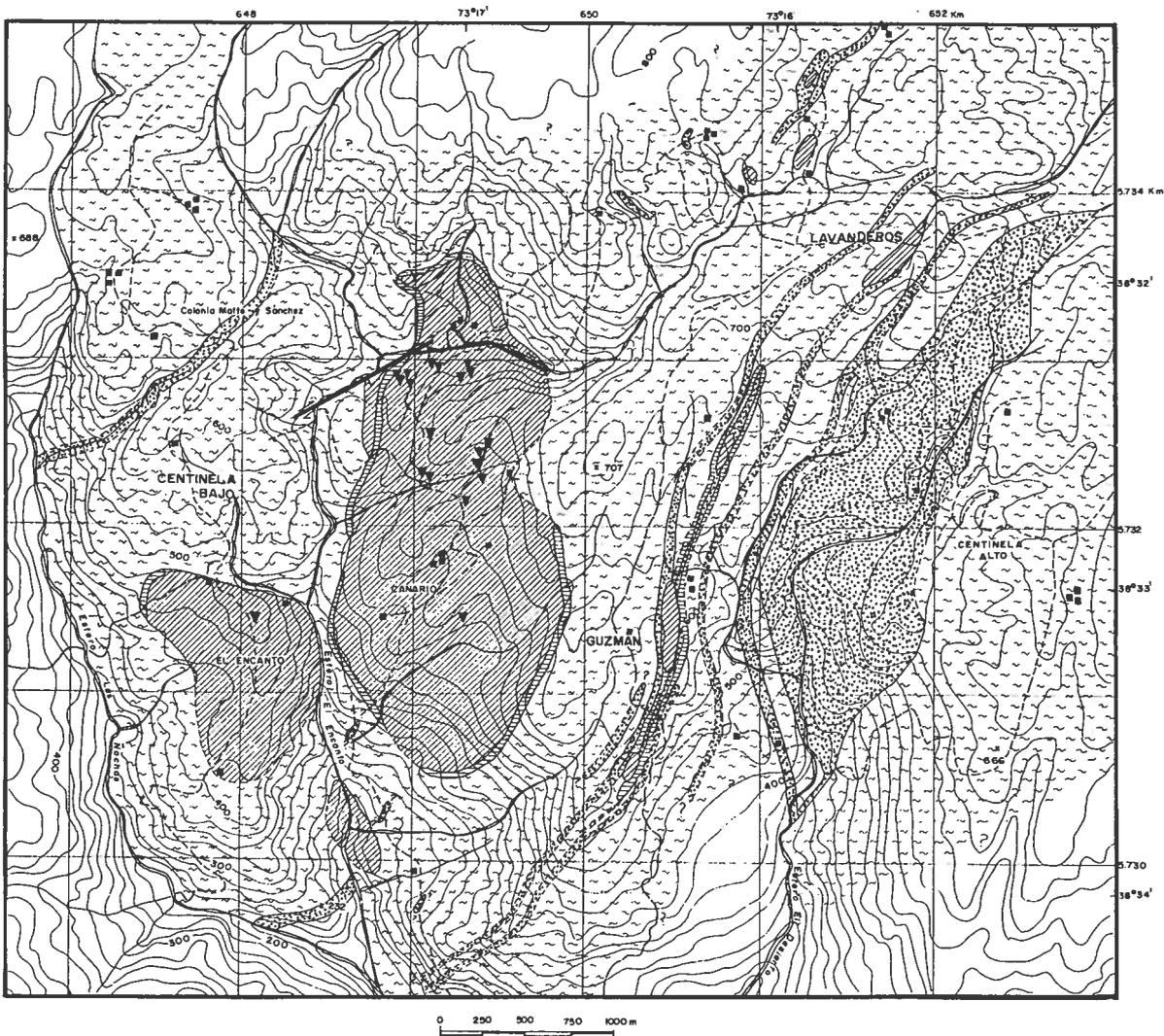
Las serpentinitas de Lavanderos son las mismas estudiadas por Vergara (1970) y Alfaro (1980). El cuerpo principal (Fig. 2), de aproximadamente 35 m de potencia y 250 m de largo, tiene una orientación NNE y se encuentra fuertemente alterado, presentando una coloración amarillenta en su superficie. La litología reconocida por Alfaro (1980) corresponde a serpentinita compuesta, fundamentalmente, por antigorita, distinguiendo escasos re-

lictos de olivino y clinopiroxeno, lo cual hace suponer a este autor que la roca parental corresponde a una dunita, con posibles núcleos de wherlita.

Este cuerpo presenta cromita diseminada y en menor medida lentes y podos de cromitita. Los podos y lentes se encuentran afectados por un intenso fracturamiento polidireccional, con fracturas rellenas de serpentina y de bordes paralelos o subparalelos conformando una textura cataclástica típica.

El cuerpo serpentinitico de Guzmán (Fig. 2) tiene una orientación norte-sur y alcanza los 350 m de longitud y 45 m de potencia. Su superficie presenta características similares al cuerpo de Lavanderos, y a diferencia del anterior la cromita es sólo de carácter accesorio.

En algunas zonas de falla, como así también en sectores de borde de serpentinitas, es posible observar serpentinitas afectadas por una alteración



- | | | | |
|--|---|--|-------------------|
| | Esquistos grises (muscovita + cuarzo + albita ± clorita ± biotita ± granate) | | Falla |
| | Esquistos verdes (clorita + epidota + actinolita + cuarzo ± albita ± biotita) | | Contacto |
| | Serpentinitas (serpentinita ± olivino ± clorita ± anfíbola ± cromita ± magnetita) | | Contacto inferido |
| | Zona de transición (tremolita - actinolita + clorita + serpentinita) | | Cromitita |
| | | | Casas |

FIG. 2. Mapa geológico del área de La Cabaña.

hidrotermal evidenciada por una serie de vetas de ancho variable entre 10 a 20 cm conformadas por cristales de anfíbolos del tipo actinolita-tremolita de hasta 2 cm de largo. Estas vetas, junto a rocas compuestas enteramente de clorita, forman parte de una zona transicional que gradúa hacia serpentinitas foliadas y plegadas o hacia esquistos grises.

Las serpentinitas de Centinela Bajo son de carácter masivo, pudiendo en algunos casos presentar foliación. La alteración superficial de color amarillo pálido es de espesor variable (0,5-1,5 cm) y su contacto con la roca fresca es neto. La roca fresca es verde oscuro, compacta y dura. Ocasionalmente vetillas de espesor milimétrico de carbonatos, cortan a las serpentinitas.

Tanto en superficie como en la roca fresca se detecta la presencia de pequeños granos de mag-

netita (de hasta 3 mm). Estos granos son anhedrales a subhedrales y se encuentran aislados o bien formando pequeños agregados.

Asociados a las serpentinitas de Centinela Bajo se encuentran fragmentos o bloques sueltos de cromitita en quebradas y cursos de agua menores que se encuentran secos durante la época estival. Los bloques de cromitita son de tamaño que fluctúa entre los 10 a 40 cm en promedio y forma semi-angulosa, con tendencias al redondeamiento. La distribución de estos fragmentos es aleatoria y aparecen mezclados con bloques de esquistos micáceos y serpentinitas. El afloramiento de origen no pudo ser ubicado por lo que es probable que se encuentre totalmente cubierto o bien no expuesto en superficie.

PETROGRAFIA Y CALCOGRAFIA

LAVANDEROS

Microscópicamente, la roca es muy homogénea y se encuentra conformada enteramente por antigorita, con granos relativamente equigranulares y de pequeño tamaño (textura interligada). En forma subordinada a la antigorita se aprecia crisotilo, el que ocurre siempre en vetillas y con hábito fibroso característico. En Lavanderos las vetillas de crisotilo son de 1 a 2 mm de ancho y pueden estar asociadas a talco. Este último se presenta, además, en forma diseminada, constituyendo relleno de fracturas o como fase de alteración de clorita.

La cromitita se observa como granos accesorios, o bien, en forma masiva en podos y lentes. La transición de diseminado a masivo puede ser gradual o brusca. La cromitita diseminada se presenta como granos individuales de morfología variada y tamaño entre 0,1-1,5 mm o en agregados de 2 o más granos. A luz reflejada, se observan dos tipos de cristales: los que presentan una zona carente o con escasa cantidad de inclusiones (correspondiente generalmente al núcleo) y que tienen un borde de mayor reflectividad relativa, con abundantes inclusiones de silicatos, y aquellos granos completamente cubiertos de inclusiones de silicatos (Figs. 3A, 3B). Se ha podido observar que existen

casos intermedios entre ambos tipos descritos, lo cual indica que la alteración de los espinelos crómicos es un proceso progresivo. Los granos totalmente cubiertos con inclusiones, tienen zonas de mayor reflectividad rodeando a las inclusiones y otras de menor reflectividad entre ellas. Este borde de mayor reflectividad corresponde al borde de ferricromitita mencionado en la literatura (Bliss y MacLean, 1975; Evans y Frost, 1975; Burkhard, 1993) y que tendría una estrecha relación con las inclusiones aquí observadas. La cromitita masiva se caracteriza por una textura cataclástica y, también, por una abundancia de inclusiones de silicatos y en menor medida inclusiones de sulfuros. En general, prácticamente la totalidad de la cromitita masiva presenta una reflectividad relativamente alta, lo cual sugiere una alteración pervasiva a ferricromitita. El espacio entre los granos y a lo largo de fracturas se encuentra ocupado por serpentinita.

CENTINELA BAJO

El estudio petrográfico de las rocas serpentiniticas de Centinela Bajo ha podido establecer que la mayoría de estas rocas contiene, en mayor o menor grado, mineralogía primaria relictas, principalmente olivino. Estos cristales relictos se encuen-

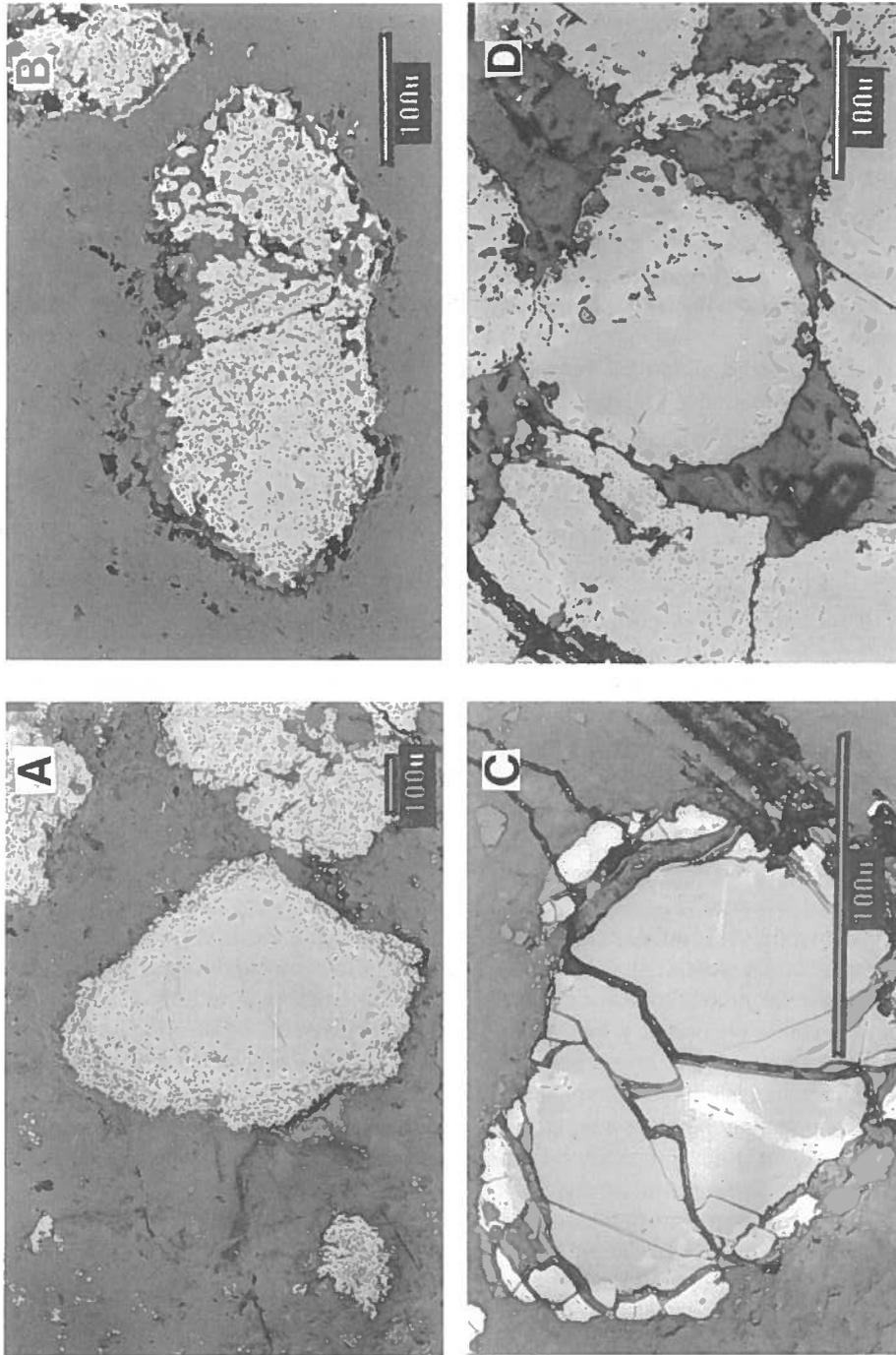


FIG. 3. Microfotografías de cromitas. **A-** cromita diseminada de Lavaderos con núcleo libro de inclusiones y borde de mayor reflectividad (ferricromita) con abundantes inclusiones de silicatos; **B-** cromita diseminada de Lavaderos totalmente cubierta por inclusiones de silicatos; **C-** cromita accesoria de Centinela Bajo (cromita tipo I) con 3 zonas de distinta reflectividad, la de más alta reflectividad es magnetita y la más baja es cromita. Se observan 2 eventos de fracturas: uno abierto sin borde de ferricromita y uno anterior, sellado, evidenciado por un tren lineal de inclusiones de silicatos con borde de ferricromita; **D-** cromita de Centinela Bajo. Se aprecia grano de cromita con borde y sectores de mayor reflectividad.

tran muy fracturados y cortados por serpentina, conformando una textura tipo malla donde los centros corresponden a granos anhedrales de olivino de ca. 100 μ en promedio. Estos cristales forman parte de un conjunto mayor, que se evidencia por la continuidad óptica que presentan y que corresponde a la forma original del cristal. De lo anterior, se deduce que la roca original es una dunita de grano grueso (cristales de 1 a 2 mm) con un grado de serpentización que varía de 20-80%. Otros minerales presentes corresponden a clorita, serpentina y anfíbolos. Estos últimos se presentan como cristales alargados, finos y en parte plegados; pueden estar aislados o bien asociados a minerales opacos. Se reconoce, además, la presencia de finas vetillas de carbonato (probablemente magnesita o dolomita) las que atraviesan cristales de magnetita, olivino, anfíbolos y serpentina. La serpentina reconocida mediante difracción de rayos X es principalmente del tipo lizardita y en forma subordinada del tipo antigorita.

Los minerales opacos presentes en las dunitas serpentizadas de Centinela Bajo, son principalmente de dos tipos: óxidos y sulfuros. En los sulfuros se incluye pirita, pentlandita, pirrotina y calcopirita; mientras que los óxidos están compuestos principalmente por cromita y magnetita. Ocasionalmente se observa awaruita (FeNi_3).

Los sulfuros son escasos, de tamaño no superior a 0,3 mm, pueden estar intercrecidos con magnetita o bien en forma aislada.

Los espinelos crómicos son accesorios de formas anhedrales a subhedrales y con tamaño variable entre 0,1 y 3 mm. El estudio microscópico ha permitido diferenciar dos tipos de cromita: un tipo I, caracterizado por la presencia de 3 ó 4 zonas de

distinta reflectividad (cromita-ferricromita-magnetita) (Fig. 3C), mientras que el tipo II posee sólo dos zonas de distinta reflectividad de carácter concéntrico (ferricromita en el núcleo y magnetita en el borde). El análisis composicional efectuado en ambos tipos de cromita ha podido determinar que las cromitas tipo II corresponden a un estado de alteración avanzado que afecta a las cromitas tipo I (Barra, 1996).

Los fragmentos de cromitas se encuentran constituidas por más de un 90% de cristales de cromita entre los cuales se observa clorita rica en magnesio (clinocloro). Los espinelos crómicos de las cromitas presentan zonas de mayor reflectividad, las cuales tienen una distribución sectorial y se acompañan de inclusiones de silicatos que pueden ser gruesas o muy finas (Fig. 3D). Muchas de estas inclusiones se ordenan según patrones lineales, presentando en sus bordes un halo de ferricromita que representarían fracturas selladas. El contacto entre zonas de menor reflectividad (cromita) y de mayor reflectividad puede ser recto o irregular.

Por otra parte, la presencia de fases minerales accesorias, asociadas a las cromitas, tales como granate (hidrogrosularia y uvarovita), vesuvianita y perovskita, han sido interpretadas como producto de un proceso metasomático cálcico (rodingitización) ocurrido, probablemente, durante la serpentización de las rocas ultramáficas (Hernández y Barra, 1997).

Es muy probable que las dunitas descritas correspondan a la envoltura que rodea completamente a los podos de cromita de la zona de transición o de la parte superior de la zona mantélica de una secuencia ofiolítica.

INCLUSIONES SOLIDAS EN CROMITAS

SILICATOS

Las inclusiones observadas tanto en las cromitas diseminadas como masivas de Lavaderos son predominantemente de silicatos, con un tamaño variable entre 10 y 100 μ . Las de mayor tamaño corresponderían a clorita y aquéllas de menor tamaño a fibras de serpentina. Muchas de éstas se distribuyen en forma aleatoria, aunque algunas

siguen patrones lineales evidenciando fracturas selladas.

Las inclusiones de silicatos observadas en las cromitas de Centinela Bajo son de mayor tamaño que las descritas en Lavaderos (hasta 0,1 mm como máximo) y corresponden fundamentalmente a clinocloro. Ocasionalmente, se aprecian inclusiones de olivino.

SULFUROS

Se presentan, generalmente, como pequeñas gotas inmersas en la cromita, en contacto con silicatos o en forma aislada. Su tamaño máximo es de 20 μ .

Las cromitas diseminadas y masivas de Lavanderos presentan abundantes inclusiones de sulfuros, en comparación con las de Centinela Bajo. En general, estas inclusiones se encuentran aisladas e inmersas en cromita o ferricromita, o pueden estar en contacto con inclusiones de silicatos constituyendo inclusiones mixtas. En algunos casos, es posible observar inclusiones conformadas por 2 o más fases de sulfuro. Por otro lado, tanto las imágenes composicionales como de rayos X ilustran la heterogeneidad de las inclusiones.

La naturaleza de las inclusiones de sulfuros es muy variada (Tabla 1), pero predominan los de Fe-Ni, Fe-Cu y de Ni tanto en Centinela Bajo como en Lavanderos. La presencia ocasional de aleaciones de Sn-Pb y Cu-Zn en Centinela ha sido interpretada

como incorporación de partículas contaminantes durante la elaboración de las secciones pulidas.

La presencia de Ba, como sulfato de bario, y de Ag puede ser explicada por la alteración hidrotermal que afectó a las rocas de Lavanderos. Los fluidos hidrotermales pueden transportar una variedad de elementos y son probablemente la fuente de Ba, Ag y Cu. Por otra parte, cabe destacar la presencia de dos inclusiones hijas, es decir incluidas en una inclusión mayor de sulfuro de Ni, compuestas por Ru-Ir-As y Os-Ru, respectivamente. Estas son extremadamente pequeñas con un tamaño cercano al micrón y constituyen la única evidencia, hasta el momento, de la presencia de platinoides en las cromititas de Centinela Bajo.

En relación a la fuente del Ni de las inclusiones, ésta puede ser de origen primario (magmático) o bien de origen secundario (producto de la alteración de olivinos) y a pesar de no poder diferenciar si una inclusión es de origen primario o secundario, el modo de ocurrencia puede ser utilizado como elemento para determinar su carácter genético.

TABLA 1. ANALISIS CUALITATIVO DE INCLUSIONES DE SULFUROS EN CROMITA.

Localidad	Muestra	Elementos	Número de inclusiones	Localidad	Muestra	Elementos	Número de inclusiones
Centinela Bajo				Centinela Bajo			
	005C	Fe, Ni, S Ni, S Ni, As Fe, S Sn, Pb Ru, Ir, As Os, Ru	1 3 2 1 4 1 1		9402B	Cu, Zn Ni, As Ni, S	3 3 2
	006	Fe, Cu, S	3		9402C	Fe, Ni, S Fe, Cu, S Ni, As Ni, S	1 2 4 2
	002	Fe, Ni, S Ni, S	1 7	Lavanderos			
	011	Fe, Cu, S Ni, As Ni, S Ag, S Fe, Ni Fe, S	1 2 1 1 1 1		374	Fe, Ni, S Ni, Co, As, S Fe, S	19 2 3
	009A	Fe, Cu, S Fe, Ni, S Fe, S	5 1 2		10	Fe, Ni, S Fe, Cu, S Fe, Ni, As Ni, As	17 1 1 1
	9402A	Ni, As Cu, S	2 1		033	Fe, Ni, S Fe, Cu, S Ag, S	11 2 1
					032	Fe, Ni, S Ba, S Fe, Cu, S	4 5 2

Simbología: **Fe**- hierro; **Ni**- níquel; **Cu**- cobre; **Ag**- plata; **Ba**- bario; **Sn**- estaño; **Pb**- plomo; **Zn**- zinc; **Ru**- rutenio; **Ir**- iridio; **Os**- osmio; **S**- azufre; **As**- arsénico.

Así, aquellas que se encuentran asociadas a silicatos producto de alteración (serpentina, clorita) o a magnetita y aquéllas situadas en fracturas selladas o preferentemente en zonas de ferricromita pueden ser consideradas de origen secundario.

La abundancia de inclusiones de sulfuro indican una fugacidad de azufre (fS_2) comparativamente mayor al sector de Centinela Bajo, mientras que la variedad composicional de inclusiones indica la acción de fluidos hidrotermales.

COMPOSICION QUIMICA DE LAS CROMITAS

METODOLOGIA ANALITICA

Las rocas se analizaron utilizando una microsonda electrónica JEOL modelo Superprobe 8600M, provista de tres espectrómetros de dispersión de longitud de onda. El voltaje de aceleración fue de 15 KeV, para una corriente de 1×10^{-8} A. Los elementos analizados en la cromita fueron Fe, Cr, Mg, Al, Mn, Ti, Ni, Zn, y V utilizando como estándares hematita, cromo metálico, piropo, corindón, ilmenita, hornblenda, pentlandita, bustamita y vanadio metálico, respectivamente. Las proporciones de Fe^{+2} y Fe^{+3} fueron calculadas considerando las relaciones estequiométricas de la fórmula ideal de los espinelos. Se realizaron análisis cuantitativos corregidos por los efectos de número atómico, absorción y fluorescencia (corrección ZAF) e imágenes de rayos-X para distintos elementos.

LAVANDEROS

En las cromitas diseminadas, el Cr_2O_3 presenta valores que fluctúan entre 43 a 55% en peso, manteniéndose relativamente constante y no mostrando ninguna tendencia general de variación desde zonas oscuras (cromita) a claras (ferricromita). El FeO tiende a incrementarse variando desde un 20% en peso en las zonas de cromita a un 30% en ferricromita. En general, el Fe_2O_3 presenta valores inferiores al 12% en peso y son menores en las zonas de tonalidad más oscura e intermedia en relación a los sectores de tonalidad más clara. El Al_2O_3 presenta una fuerte tendencia a la disminución desde cromita a ferricromita. Este decrecimiento, que va desde 22% hasta menos del 2% en peso, puede ser gradual o brusco. Similar comportamiento es el observado para el MgO, el cual decrece en forma gradual desde un valor promedio de 10% en peso a valores cercanos al 1%. En relación a los elementos menores, el TiO_2 varía de 0,07 a 0,10%; los valores son demasiado bajos para establecer

posibles variaciones relacionadas con el proceso de formación de ferricromita. El V_2O_5 muestra valores relativamente constantes entre 0,1 y 0,20%. El Ni está ausente o presente con concentraciones muy bajas, con valores máximos que varían entre 0,07 a 0,09%. El Zn fluctúa entre 0,09 y 0,50%, presenta una leve correlación positiva con Fe^{+3} , indicando un incremento probablemente relacionado a procesos de alteración de cromitas.

Las cromitas masivas de la serpentinita de Lavaderos se encuentran muy alteradas, hecho que se evidencia por la gran abundancia de inclusiones de silicatos y de sulfuros. Por tal motivo, existe una variación gradual de tonalidades y, por ende, es difícil realizar análisis en zonas específicamente de cromita y ferricromita (Fig. 4A). Lo anterior conduce a un contenido de óxidos relativamente constantes (Cr_2O_3 : 50-55%; Al_2O_3 : 2,5-5,0%; MgO: 1,2-1,5%; Fe_2O_3 : 8,5-13,0%; FeO: 29%; MnO: 1,15-1,32%; V_2O_5 : 0,08-0,13%; ZnO: 0,17-0,22%; NiO y TiO_2 ausentes o en cantidades detectables pero no cuantificables).

CENTINELA BAJO

La cromita accesoria de las serpentinitas de Centinela Bajo puede ser de dos tipos: el tipo I y tipo II. Los análisis realizados han podido establecer que en los granos tipo I, la zona de menor reflectividad o tonalidad corresponde a cromita, las dos zonas intermedias (2 y 3) a estados de ferricromita y la más externa (zona 4) a magnetita (Fig. 4B). En los granos con dos zonas (cromitas tipo II) se determinó que el núcleo corresponde a ferricromita y el borde a magnetita (Fig. 4C).

Los granos de cromita que conforman las cromitas presentan dos zonas de distinta reflectividad reconocidas microscópicamente; una zona libre de inclusiones, de reflectividad comparativamente menor y correspondiente a sectores de núcleo y otra zona con inclusiones, de mayor re-

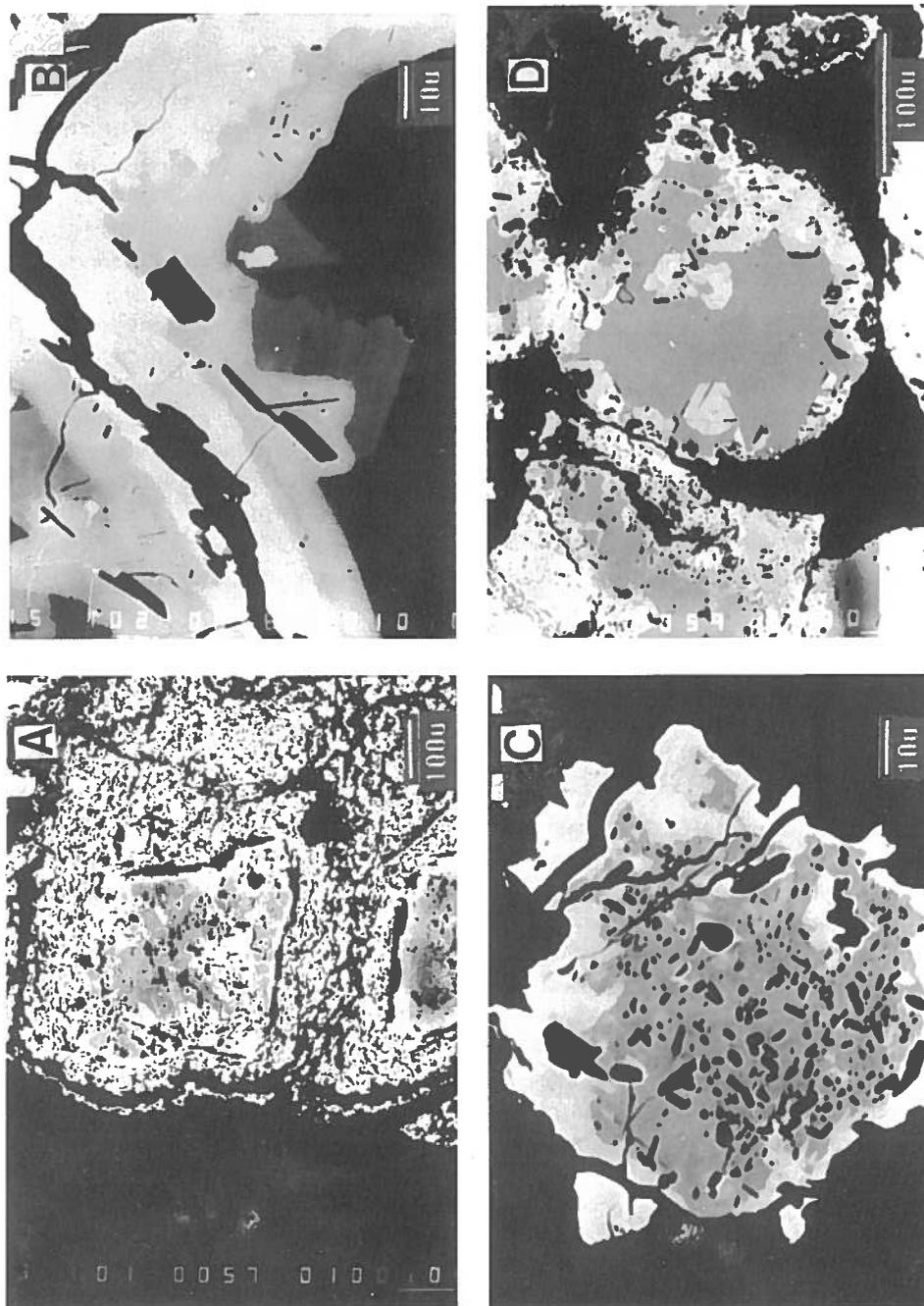


FIG. 4. Imágenes de electrones retrodispersados de '(backscattered electron image BEI)' de cromitas. Las zonas más oscuras corresponden a zonas más ricas en cromo; **B**- detalle de un grano de cromita tipo I de Centinela Bajo. Se diferencian 4 zonas de distinta tonalidad, siendo la más oscura cromita, las 2 intermedias ferricromita y la más clara magnetita; **C**- cromita accesoria del tipo II de Centinela Bajo. El núcleo cubierto de inclusiones es de composición ferricromítica y el borde es magnetita; **D**- mismo grano de cromita de la figura 3D, distinguiéndose claramente la distribución sectorial de las zonas de distinta composición.

flectividad y correspondiente a bordes de granos y fracturas (Fig. 3D). Las imágenes composicionales o de electrones retrodispersados (BEI) obtenidas por microsonda reflejan estas diferencias de reflectividad, pero como diferencias de tonalidad (Fig. 4D). Dentro de las zonas de tonalidad más clara se distinguen pequeñas variaciones de la misma, es decir, los sectores de mayor reflectividad tienen una variación composicional (variación críptica) no discernible al microscopio. Es así como en algunos granos se tienen hasta 4 zonas de diferente tonalidad (o composición), pero la observación microscópica sólo distingue dos. Las zonas con tonalidad más oscura están libres de inclusiones de silicatos. El contacto con las demás zonas es neto y puede ser recto o irregular. Las zonas de tonalidad intermedia, generalmente, no contienen inclusiones, mientras que los sectores con una tonalidad más clara se caracterizan por una fuerte abundancia de inclusiones de silicatos y por contactos irregulares entre ellas o con las otras dos zonas. Los contenidos de Cr_2O_3 en las cromitas de este sector, se encuentran entre un 50% a 60% en peso, siendo siempre mayor en las zonas de tonalidad más oscura. El Al_2O_3 disminuye progresivamente desde zonas de tonalidad oscura a clara con concentraciones cercanas a 20% en peso hasta llegar a 10% en peso (Tabla 2). Similar comportamiento se observa para el MgO , el cual varía de 8 a 14% en peso. El Fe_2O_3 se incrementa al igual que el FeO , encontrándose ambos óxidos dentro de los rangos composicionales normales para cromitas (no superiores al 7% en peso de Fe_2O_3 y entre 13 y 20% en peso de FeO). Estas concentraciones de Fe_2O_3 y FeO no son representativas para la ferricromita, la cual a pesar de no tener una composición química definida, se entiende como una cromita rica en hierro (Barra, 1996). El MnO y el NiO muestran leves incrementos desde zonas oscuras a claras, mientras que el TiO_2 , V_2O_5 y ZnO no indican tendencia clara.

Por otro lado, el gráfico del $\#Mg$ ($Mg/Mg+Fe^{+2}$) *versus* $\#Fe$ ($Fe^{+3}/Al+Cr+Fe^{+3}$) muestra que los puntos graficados se sitúan por debajo de un $\#Fe$ de 0,10 y entre valores de 0,40 y 0,70 del $\#Mg$. El gráfico complementario $\#Mg$ *versus* $\#Cr$ ($Cr/Cr+Al$) sitúa a los puntos en una franja que va de 0,65 a 0,90 del $\#Cr$ (Fig. 5).

CONSIDERACIONES SOBRE EL USO DEL ESPINELO CROMICO COMO INDICADOR PETROGENETICO

En rocas máficas y ultramáficas es posible detectar la presencia de espinelos crómicos en cantidades accesorias (1-2% en la roca huésped). La noción de que los espinelos crómicos son potenciales indicadores petrogenéticos ha sido desarrollada, al menos en parte, en el reconocimiento de relaciones sistemáticas entre la composición y zonaciones químicas, composición global o conjunto de minerales de la roca huésped, procesos y ámbitos geológicos. Muchos trabajos tienen como finalidad la determinación de la relación existente entre composición química del espinelo, tipo de roca y procesos involucrados. Estudios realizados a partir de mediados de los años 60 hasta la actualidad, han tenido como finalidad el desarrollar métodos cuantitativos de estimación de los procesos que afectan a estas rocas a partir del análisis de las fases minerales presentes (Irvine, 1965, 1967; Jackson, 1969; Evans y Frost, 1975; Lehmann, 1983; Allan *et al.*, 1988; Sack y Ghiorso, 1991a, 1991b). Tales métodos incluyen geotermometría sobre la base del intercambio Fe-Mg, geobarometría y el uso de zonaciones composicionales como un indicador de procesos magmáticos y de evolución de fluidos en sistemas metamórficos.

Por otra parte, varios autores han definido una serie de campos en el diagrama $\#Cr$ *versus* $\#Mg$, sobre la base de la variedad composicional que presentan los espinelos crómicos de distintos ámbitos tectónicos (Irvine y Findlay, 1972; Dick y Bullen, 1984; Kimball, 1990). Sin embargo, la utilización de estos gráficos para fines petrogenéticos debe realizarse con precaución, debido a que los procesos de alteración que afectan a los espinelos crómicos modifican su composición. Esta alteración de los espinelos crómicos se manifiesta fundamentalmente a través de la formación de ferricromita.

Barra (1996) estableció un patrón de alteración de las cromitas de La Cabaña, el cual se refleja en los gráficos de $\#Cr$ *versus* $\#Mg$ y $\#Fe$ *versus* $\#Mg$. Este patrón consiste en un incremento en el $\#Cr$, el cual puede ir acompañado con un decrecimiento del $\#Mg$ y que puede ser gradual, brusco o moderado. Por otro lado, el gráfico $\#Fe$ *versus* $\#Mg$ sería

TABLA 2. ANALISIS REPRESENTATIVOS DE CROMITITAS DE CENTINELA BAJO.

MUESTRA	029-D3	029-F1	029-F2	9402D-B1	9402D-E1	9402B-B1	9402B-C1	9402B-C2	9402B-C3
TiO ₂	0,00	0,05	0,00	0,13	0,11	0,10	0,09	0,13	0,14
Al ₂ O ₃	4,74	6,37	6,25	17,74	10,45	17,10	17,74	9,05	9,83
Cr ₂ O ₃	62,81	57,11	58,97	53,73	57,95	54,37	53,53	59,73	58,65
V ₂ O ₃	0,20	0,23	0,19	0,15	0,20	0,20	0,22	0,20	0,19
Fe ₂ O ₃	3,70	7,71	6,38	0,39	3,47	0,88	0,82	3,02	3,42
FeO	20,24	19,77	20,00	13,65	16,12	12,94	13,16	15,62	15,61
MnO	0,32	0,30	0,32	0,12	0,26	0,15	0,19	0,25	0,23
MgO	7,93	8,36	8,34	13,62	11,27	14,06	13,95	11,36	11,5
NiO	0,00	0,05	0,00	0,16	0,00	0,14	0,11	0,00	0,00
ZnO	0,10	0,07	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	100,04	100,02	100,51	99,69	99,83	99,94	99,81	99,36	99,57
Número de iones en base a 32 Oxigenos									
Ti	0,000	0,010	0,000	0,024	0,022	0,019	0,017	0,026	0,028
Al	1,536	2,047	2,047	5,233	3,230	5,034	5,218	2,823	3,048
Cr	13,655	12,309	12,656	10,633	12,016	10,737	10,563	12,501	12,200
V	0,044	0,050	0,041	0,030	0,042	0,040	0,044	0,042	0,040
Fe ⁺³	0,765	1,581	1,303	0,073	0,685	0,165	0,153	0,601	0,677
Fe ⁺²	4,655	4,507	4,540	2,858	3,534	2,703	2,746	3,459	3,435
Mn	0,075	0,069	0,074	0,025	0,058	0,032	0,040	0,056	0,051
Mg	3,250	3,397	3,374	5,082	4,405	5,235	5,190	4,482	4,510
Ni	0,000	0,011	0,000	0,032	0,000	0,028	0,022	0,000	0,000
Zn	0,020	0,014	0,0~2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Total	24,000	23,995	24,000	23,990	23,992	23,993	23,993	23,990	23,989
100 Mg/Mg+Fe ⁺²	41,113	42,978	42,633	64,005	55,486	65,949	65,398	56,441	56,765
100 Cr/Cr+Al	89,889	85,741	86,354	67,018	78,814	68,081	66,935	81,578	80,010
100 Fe ⁺³ /Cr+Al+Fe ⁺³	4,794	9,920	8,165	0,458	4,300	1,035	0,960	3,774	4,251

#Mg versus #Cr en Cromitas Masivas de Centinela Bajo

#Mg versus #Fe en Cromitas Masivas de Centinela Bajo

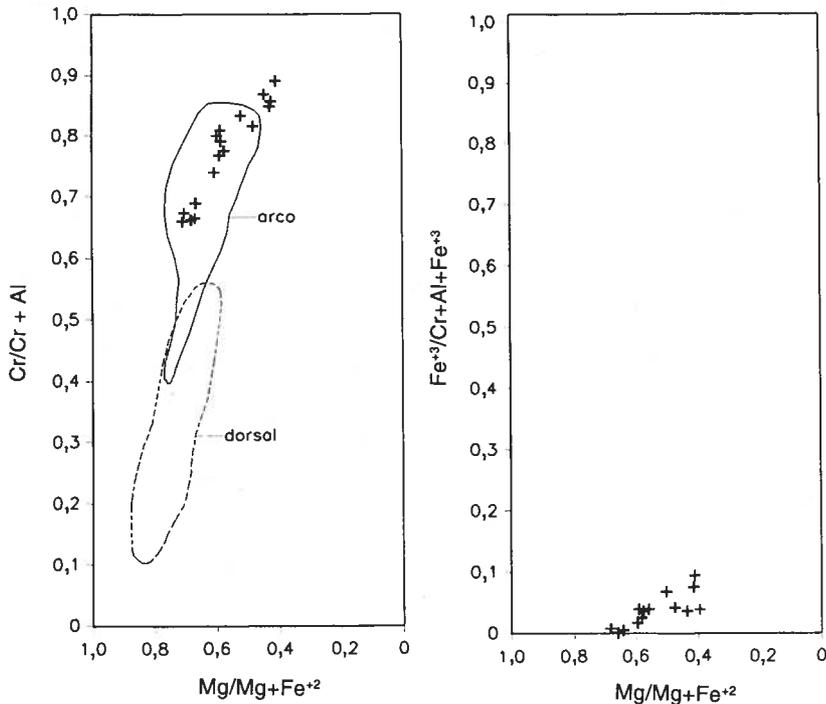


FIG. 5. Gráfico de #Mg versus #Cr y #Mg versus #Fe para las cromititas de Centinela Bajo. Campos composicionales según Dick y Bullen (1984).

el que mejor ilustra el proceso de formación de ferricromita, pudiéndose establecer que el proceso de ferricromita es un proceso de alteración progresivo evidenciado por un incremento en el #Fe y una disminución del #Mg. Los límites considerados en forma tentativa para caracterizar la ferricromita corresponden a valores de #Fe superiores a 0,10 y #Mg inferiores a 0,40 (Barra, 1996).

Aunque tanto la observación microscópica como las imágenes composicionales de las cromitas de Centinela Bajo señalan zonas con una reflectividad (microscópica) o tonalidad mayor (imagen BEI), estos sectores no pueden considerarse ferricromita, debido principalmente a sus contenidos de Fe_2O_3 y FeO (Tabla 2), que se reflejan en un #Fe inferior a 0,10 y #Mg superior a 0,40 (Fig. 5). Por ende, se puede considerar que las cromitas de las cromititas se encuentran en una etapa de formación de ferricromita muy temprana. Lavaderos es un caso intermedio, en el cual las cromitas diseminadas y podiformes presentan un grado de alteración más avanzado al observado en las cromititas de Centinela Bajo.

Para utilizar la composición de los espinelos crómicos con propósitos petrogenéticos ésta debe ser lo más cercana posible a la original. Tanto las cromitas de la serpentinita de Lavaderos como las cromitas diseminadas de Centinela Bajo presentan evidencias de alteración (zonas de ferricromita).

Los bloques de cromititas de Centinela Bajo por su parte, también, presentan alteración aunque de carácter incipiente y, por otro lado, los análisis indican para las cromitas una composición prácticamente inalterada (altos contenidos de MgO y bajos de Fe_2O_3 y FeO). De esta manera, se estima que las cromitas de las cromititas de Centinela Bajo cumplen con los requisitos para ser utilizadas como indicadores petrogenéticos.

En los campos composicionales definidos por Dick y Bullen (1984) las cromitas de Centinela Bajo caen dentro de los campos correspondientes a espinelos crómicos de peridotitas de tipo Alpino y originadas en un ambiente de arco (Fig. 5). Por otro lado, el modelo de formación de cromititas podiformes propuesto por Zhou y Robinson (1997) (Fig. 6), establece que aquellas cromititas con un #Cr superior a 0,70 son originadas en un ambiente tectónico de arco de islas. En relación a los estudios realizados en metabasaltos de la Serie Occidental efectuados por Vivallo *et al.* (1988), Schira (1991) y Rabbia *et al.* (1994), especialmente lo referido al contenido de las tierras raras, éstos sugieren un ámbito de cuenca marginal para los basaltos. Los antecedentes aportados por estos autores junto a los resultados obtenidos en este estudio permiten postular un modelo arco de islas-cuenca marginal para, al menos parte, del margen sur occidental del continente Gondwánico durante el Paleozoico.

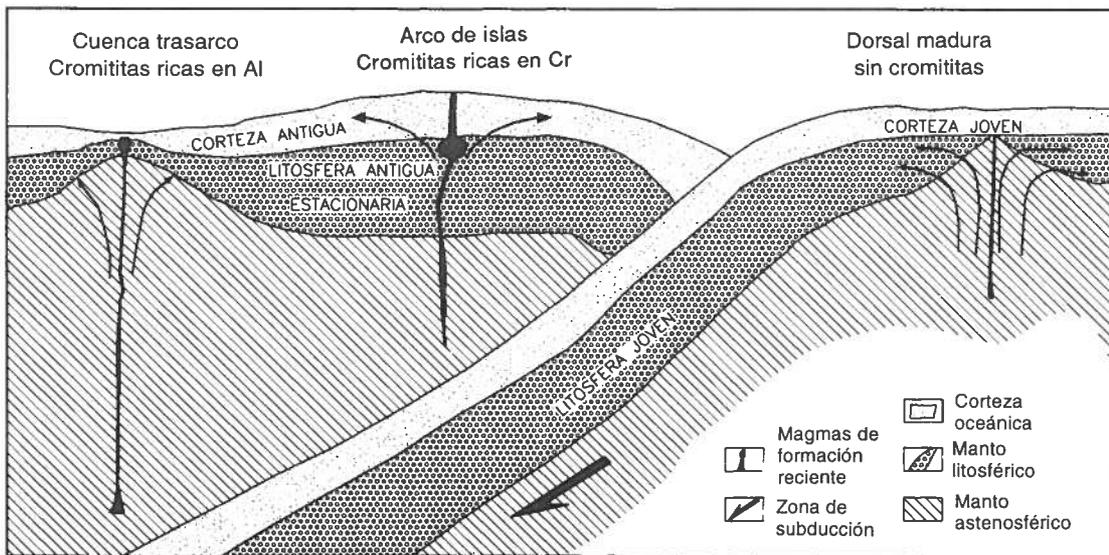


FIG. 6. Esquema que ilustra las relaciones entre ambientes tectónicos y la formación de cromitas podiformes (tomado de Zhou y Robinson, 1997).

CONCLUSIONES

En el área de La Cabaña afloran diversos cuerpos serpentínicos como parte de la Serie Occidental del Basamento Metamórfico. Las serpentinitas de Lavaderos y Guzmán difieren en forma y tamaño de las serpentinitas de Centinela Bajo. La forma de los cuerpos serpentínicos del sector oriental (Lavaderos y Guzmán) sugiere un emplazamiento por falla, mientras que en Centinela Bajo el emplazamiento parece ser de tipo diapírico. El modo de emplazamiento sería la causante del grado de serpentización y de la extensión de la alteración hidrotermal que afecta a las serpentinitas, siendo estos procesos más intensos en Lavaderos y Guzmán. De esta manera, la infiltración de fluidos es favorecida en cuerpos emplazados por falla.

Tanto el proceso de serpentización como el de alteración hidrotermal afectan la textura y composición de los espinelos crómicos. Estos cambios texturales se manifiestan en una progresiva disgre-

gación de granos originales de cromita y abundante desarrollo de inclusiones de silicatos y de sulfuros conformando texturas de disolución (Panayiotou, 1978). Estos cambios texturales se acompañan, además, de un cambio composicional de los espinelos crómicos, también de carácter progresivo, que implica un incremento en el contenido de hierro de los espinelos crómicos (desarrollo de ferricromita). Se considera ferricromita aquellos espinelos crómicos que presentan un #Fe superior a 0,10 y un #Mg inferior a 0,40.

El bajo grado de alteración (incipiente formación de ferricromita) de las cromitas de los fragmentos de cromita de Centinela Bajo, permite utilizarlas como indicador petrogenético, determinándose un ámbito de arco de islas para las peridotitas que contienen los espinelos crómicos del área de La Cabaña.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue realizado con el apoyo de la Fundación Volkswagenwerk en el contexto del proyecto 'The Serpentine Belt of Southern Coastal Range of Chile: Structural, Petrogenetic and Metallogenic Characteristics'. Los autores agradecen las valiosas contribuciones y sugerencias de los evaluadores Dres. W. Vivallo y E. Godoy

(SERNAGEOMIN) y T. Kato (CSU Chico, California, U.S.A.), que mejoraron notablemente la calidad del trabajo. Se agradece, además, a las Srtas. M. Vargas y L. Esparza que confeccionaron los dibujos y al Sr. H. Puentes que realizó el trabajo fotográfico que ilustra este trabajo.

REFERENCIAS

- Aguirre, L.; Hervé, F.; Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile-an outline. *Krystalinikum*, Vol. 9, p. 7-19.
- Alfaro, G. 1980. Antecedentes preliminares sobre la composición y génesis de las cromitas de La Cabaña (Cautín). *Revista Geológica de Chile*, No. 11, p. 29-41.
- Alfaro, G.; Frutos, J.; Kelm, U.; Miller, H.; Barra, F.; Helle, S. 1994. Marco geológico-estructural en la distribución de oro-paladio y platino en rocas ultramáficas serpentizadas de la Cordillera de la Costa del sur de Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 7, *Actas*, Vol. 2, p. 714-719. Concepción.
- Allan, J.F.; Sack, R.O.; Batiza, R. 1988. Cr-rich spinels as petrogenetic indicators: MORB-type lavas from the Lamont seamount chain, eastern Pacific. *American Mineralogist*, Vol. 73, p. 741-753.
- Alvarez, O. 1970. Estudio geológico de los yacimientos de hierro de la Cordillera de Nahuelbuta. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 122 p.
- Barra, F. 1996. Estudio petrográfico de serpentinitas y mineralógico de cromitas del área de La Cabaña, Provincia de Cautín, IX Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra*, 170 p.

- Bliss, N.W.; MacLean, W.H. 1975. The paragenesis of zoned chromite from central Manitoba. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 39, p. 973-990.
- Burkhard, D.J.M. 1993. Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 57, p. 1297-1306.
- Dick, H.J.B.; Bullen, T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 86, p. 54-76.
- Evans, B.W.; Frost, B.R. 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism—a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 39, p. 959-972.
- Frutos, J.; Alfaro, G. 1987. Metallogenetic and Tectonic characteristics of the Paleozoic Ophiolitic Belt of the Southern Chile Coast Cordillera. *Geologische Rundschau*, Vol. 76, p. 343-356.
- Godoy, E. 1979. Metabasitas del basamento metamórfico. In *Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas*, Vol. 3, p. E133-E144. Arica.
- Godoy, E.; Kato, T. 1990. Late Paleozoic serpentinites and mafic schists from the Coast Range accretionary complex, central Chile: their relation to magnetic anomalies. *Geologische Rundschau*, Vol. 79, p. 121-130.
- González-Bonorino, F. 1970. Series Metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación*, No. 37, 80 p.
- González-Bonorino, F. 1971. Metamorphism of the crystalline basement of Central Chile. *Journal of Petrology*, Vol. 12, p. 149-175.
- Hernández, L.; Barra, F. 1997. Hidrogrosularia-Uvaroitass, vesuvianita y perovskita: productos de rodingitización de rocas ultramáficas del área de La Cabaña, IX Región, Chile. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 2, p. 1309-1313. Antofagasta.
- Hervé, F. 1974. Petrology of the crystalline basement of Nahuelbuta Mountains, South-Central Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), *University of Hokkaido*, 86 p.
- Hervé, F.; Davison, J.; Godoy, E.; Mpodozis, C.; Covacevich, V. 1981. The late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. *Anais d'Academia Brasileira de Ciencias*, Vol. 53, p. 361-373.
- Hervé, F.; Godoy, E.; Del Campo, M.; Ojeda, J. 1976. Las metabasitas del Basamento Metamórfico de Chile Central y Austral. In *Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas*, Vol. 1, p. F175-F187. Santiago.
- Hervé, F.; Pankhurst, R.J.; Brook, M.; Alfaro, G.; Frutos, J.; Miller, H.; Schira, W.; Amstutz, G.C. 1990. Rb-Sr and Sm-Nd data from some massive sulfide occurrences in the Metamorphic Basement of south-central Chile. In *Stratabound Ore Deposits in the Andes* (Fontboté, L.; Amstutz, G.C.; Cardozo, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors). *Springer-Verlag*, p. 221-228. Berlin, Heidelberg.
- Irvine, T.N. 1965. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 2, p. 648-672.
- Irvine, T.N. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part II. Petrological Applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 4, p. 71-103.
- Irvine, T.N.; Findlay, T.C. 1972. Alpine-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands Igneous Complex. *Publication of the Earth Physics Branch, Department of Energy and Mines Resources*, Vol. 42, No. 3, p. 71-103.
- Jackson, E.D. 1969. Chemical variations in co-existing chromite and olivine in chromite zones of the Stillwater complex. *Economic Geology Monograph*, No. 4, p. 41-71.
- Kato, T. 1985. Pre-Andean orogenesis in the Coastal Ranges of central Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 96, p. 918-924.
- Kimball, K.L. 1990. Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 105, p. 337-346.
- Lehmann, J. 1983. Diffusion between olivine and spinel: application to geothermometry. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 64, p. 123-138.
- Miyashiro, A. 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*, Vol. 2, p. 277-311.
- Munizaga, F.; Aguirre, L.; Hervé, F. 1973. Rb/Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 18, p. 87-92.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R.; Brook, M.; Pankhurst, R.J.; Snelling, N. 1985. Geochronology of the granitoids: Chilean Lake region 38°-42° S. L. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, No. 35, p. 167-170.
- Muñoz, V.; Hervé, F.; Massonne, H.J.; Medenbach, O.; Willner, A. 1997. Primer hallazgo de zussmanita en Chile, indicador de facies metamórficas de alta presión-baja temperatura. In *Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 2, p. 1389-1393. Antofagasta.
- Oyarzún, R.; Clemmey, H. 1985. Las mineralizaciones bandeadas de hierro y de sulfuros masivos estratoligados de la Cordillera de Nahuelbuta, Chile. In *Geología y Recursos Minerales de Chile* (Frutos, J.; Oyarzún, R.; Pincheira, M.; editors). *Editorial de la Universidad de Concepción*, Vol. 2, p. 739-773. Concepción.
- Panayiotou, A. 1978. The mineralogy and chemistry of the podiform chromite deposits in the serpentinites of the Limassol Forest, Cyprus. *Mineralium Deposita*, Vol. 13, p. 259-274.
- Parada, M.; Moreno, H. 1980. Estratigrafía de la Formación Triásica Superior Lufquentué-Huimpil, Provincia de Cautín. *Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones*, Vol. 30, p. 15-31.
- Rabbia, O.M.; Alfaro, G.; Barra, F. 1994. Presencia de

- espilitas metasomatizadas en el cinturón serpentinitico de la Cordillera de la Costa. In *Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas Ultrabásicas, No. 2, Actas*, Vol. 3, p. 607-615. La Plata, Argentina.
- Rubio, X. 1993. Estratigrafía del Terciario de la cuenca de Labranza, Temuco, IX Región. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 132 p.
- Sack, R.O.; Ghiorso, M.S. 1991a. Chromian spinels as petrogenetic indicators. *Thermodynamics and petrological applications. American Mineralogist*, Vol. 76, p. 827-847.
- Sack, R.O.; Ghiorso, M.S. 1991b. Chromite as a petrogenetic indicator. In *Oxide Minerals: petrologic and magnetic significance* (Lindsley, D.H.; editor). *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, Vol. 25, p. 323-353.
- Schira, W. 1991. Die sudliche Kustenkordillere Chiles: Ein palaozoischer Ophiolithkomplex des 'ensialic mature marginal basin'-Typs mit Kieslagervorkommen. Ph.D. Thesis (Unpublished), *University of Heidelberg*, 238 p.
- Vergara, L. 1970. Prospección de yacimientos de cromo y hierro en La Cabaña, Cautín. Memoria de Título, *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 96 p.
- Vivallo, W.; Alfaro, G.; Díaz, L. 1988. Los metabasaltos de la Serie Occidental de la Cordillera de la Costa entre los 38°-41° latitud Sur, Chile: Evidencias geoquímicas de cuenca marginal durante el Paleozoico. In *Congreso Latinoamericano de Geología, No. 7, Actas*, Vol. 1, p. 260-273. Belém, Brasil.
- Zhou, M.F.; Robinson, P.T. 1997. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, Vol. 92, p. 259-262.