

Cromititas podiformes en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba)

Podiform chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (Cuba)

J.A. PROENZA^(1,2), J.C. MELGAREJO⁽²⁾, F. GERVILLA⁽³⁾, W. LAVAUT⁽⁴⁾, D. REVÉ⁽⁵⁾ y G. RODRÍGUEZ⁽⁵⁾

(1) Departamento de Geología. Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa. Las Coloradas s/n. 83320, Moa, Holguín, Cuba.

(2) Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals. Facultat de Geologia, Universitat de Barcelona. Martí i Franquès s/n 08028, Barcelona. E-mail: joaquin@natura.geo.ub.es

(3) Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (CSIC-Universidad de Granada) y Departamento de Mineralogía y Petrología. Facultad de Ciencias. Universidad de Granada. Avda. Fuentenueva s/n. 18002 Granada.

(4) Empresa Geominera de Oriente, Alturas de San Juan Km 2 1/2, Carretera Siboney, Santiago de Cuba, Cuba

(5) Empresa de Cromo Moa, Punta Gorda, Cuba.

RESUMEN

La Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa se localiza en la parte más oriental del Cinturón Ofiolítico Cubano, y comprende dos grandes macizos ofiolíticos ricos en depósitos de cromita podiforme: Mayarí-Cristal y Moa-Baracoa. Los depósitos de cromita pueden ser agrupados en tres distritos mineros de acuerdo a la composición química de la cromita: distrito Moa-Baracoa (cromitas ricas en Al), distrito Sagua de Tánamo (cromitas ricas en Al y ricas en Cr) y distrito Mayarí (cromitas ricas en Cr). Las cromitas pobres en Cr (ricas en Al y Ti) se localizan en la denominada *Moho Transition Zone* (MTZ), la cual se compone de harzburgitas, dunitas, peridotitas "impregnadas" (con plagioclasa y clinopiroxeno), *sills* y diques de gabro. Por el contrario, las cromitas ricas en Cr (pobres en Al y Ti) están encajadas en harzburgitas y dunitas representativas de sectores, relativamente profundos, del manto. Las cromitas ricas en Al se han formado a partir de un magma de afinidad de basaltos de *back arc* (BABB), mientras que las cromitas ricas en Cr lo hicieron a partir de un magma análogo a una boninita.

Las cromititas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa se originaron a partir de fundidos calco-alcalinios (fundidos C), formados por reacciones fundidos/peridotitas en un manto litosférico suboceanico en una zona de suprasubducción. Estos fundidos percolan a través de canales duniticos, y son mezclados con fundidos altamente oxidados (fundidos H). La mezcla de estos dos fundidos genera un fundido híbrido y hace que la cromita se convierta en el único mineral líquido del magma (Hill y Roeder, 1974). En estas condiciones, el magma intersticial tenderá a disolver los silicatos de la matriz y a cristalizar, en su lugar, cromita. La composición de la cromita es función de la profundidad a la que se forma en la columna de percolación. Las ricas en Al en la parte superior de los canales de percolación (a alta fugacidad de oxígeno), y las ricas en Cr en la parte inferior (a baja fugacidad de oxígeno).

Palabras clave: Cromita. Podiforme. Ofiolita. Boninita. Back-Arc Basin Basalt. Percolación. Cuba.

ABSTRACT

The Mayarí-Baracoa Belt occupies the easternmost part of the east-west-trending Cuban ophiolitic belt. It comprises two large, chromite-rich massifs: Mayarí-Cristal and Moa-Baracoa. Chromite deposits can be grouped into three mining districts according to the chemistry of chromite ore: the Moa-Baracoa district (Al-rich chromite), the Sagua de Tánamo district (Al- and Cr-rich chromite) and the Mayarí district (Cr-rich chromite). Al-rich, Ti-rich chromites occur in the mantle-crust transition (associated with harzburgites, dunites, plagioclase-bearing peridotites, gabbro sills and gabbro dikes), while Cr-rich, Ti-poor chromites occur in the deeper portions of the ophiolitic sequence (associated with harzburgites and dunites). The melts in equilibrium with the Al-rich chromites are close to the composition of the back-arc basin basalts (BABB), whereas the melts in equilibrium with the Cr-rich chromites are similar that of the boninite andesite.

Chromite from Mayarí-Baracoa Ophiolite Belt formed when cal-alkaline melts (C), formed by melt-rock reactions, percolated through subhorizontal, porous dunitic channels and mixed with oxidized melts (H) in suprasubduction zone mantle. Mixing of these two melts generated a hybrid melt whose bulk composition fell within the chromite liquidus field in the P-T-fO₂ space (Hill and Roeder, 1974). Percolation of the hybrid melt through the dunitic channels promoted dissolution of preexisting silicate minerals and chromite crystallization. Al-rich chromite from Moa-Baracoa should be formed in the distal parts of percolation channels at high fO₂, whereas Cr-rich chromite from Mayarí formed toward the proximal parts of the percolation channels under more reducing conditions.

Keywords: Chromite. Podiform. Ophiolite. Boninite. Back-Arc Basin Basalt. Percolation. Cuba.

EXTENDED ABSTRACT

The “Mayarí-Baracoa Belt” is located in the easternmost part of the E-W trending Cuban Ophiolitic Belt (Iturralde-Vinent, 1996) (Fig. 1). It is an alloctonous portion of oceanic lithosphere of 170 km long, 10-20 km wide and around 1000 m average thickness. The Mayarí-Baracoa belt comprises two large chromite-rich massifs: the Mayarí-Cristal massif and the Moa-Baracoa massif (Fig. 1). The Moa-Baracoa Massif extends on an area close to 1500 km² and is located in the eastern part of the Mayarí-Baracoa Belt. It consists of a lower unit of mantle tectonites composed of harzburgites with minor dunites and plagioclase-bearing peridotites. At the top of this unit, harzburgites contain increasing amounts of dunites, gabbro sills, chromite bodies, as well as discordant dikes of pegmatitic gabbros. This zone can be considered as part of the Moho Transition Zone (Fig 2a, b). The gabbroic complex always occurs in tectonic contact with the mantle tectonites and presents a lower unit of layered gabbros grading upward into isotropic gabbros. The top of the crustal sequence consists of basalts, cherts and limestones (Quintas, 1989). The Mayarí-Cristal Massif extends over an area of 1200 km² in the western part of the Mayarí-Baracoa Belt (Fig 1). Its western part is made up of ultramafic rocks consisting of harzburgites (with minor lherzolites and dunites) grading upwards to interlayered harzburgites and dunites (Fig 3a, b). The eastern part displays a very complex tectonic structure characterized by the presence of a melange zone, where ophiolitic rocks are mixed with volcanic and sedimentary rocks (Sagua de Tánamo region).

The chromite deposits in the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt can be grouped in three mining districts according to the chemistry of the chromite ore: Moa-Baracoa, Sagua de Tánamo and Mayarí.

The Moa-Baracoa district comprises more than 100 chromite deposits of refractory-grade ore (Al-rich) (Ostrooumov, 1986). Amores, Loro, Yarey and Piloto deposits contain more than 100,000 tons of ore each and the Mercedes mine largely exceeds 5 Mt. The Cayo Guam and Potosí deposits were extensively exploited in the past (see Thayer, 1942 and Guild, 1947). Chromitite bodies have an irregular, tabular to lenticular shape and all occur parallel to the foliation and lineation of the enclosing peridotites. The chromitite lenses always occur within the mantle-crust transition zone which is characterized by the interlayering of ultramafic and gabbroic rocks. Chromitite contains tabular bodies (sills) of gabbros concordant with the orientation of the host chromitite lens (Fig 4a). The chromitite bodies have a thick dunite envelope and are hosted by harzburgites; nevertheless chromitite and harzburgite can be locally in direct contact. Primary chromite texture is massive, grading locally to disseminated, and shows pull-apart

fractures (Fig. 5). Late shearing and faulting, and the intrusion of pegmatitic gabbro dikes obliterate these textures giving rise to mylonitic, cataclastic and brecciated textures (Fig. 5). The #Cr [Cr/(Cr+Al)] of chromite from the Moa-Baracoa chromitites varies from 0.41 to 0.54 (Fig. 6), with Cr₂O₃ ranging between 34 and 43 wt.%, and Al₂O₃ between 24 and 33 wt.%. TiO₂ content varies from 0.14 to 0.48 wt.%. Disseminated chromite from the dunite walls in the different deposits shows higher #Cr (0.44-0.58), and lower TiO₂ (0.14-0.38 wt.%) than those of the main chromitites bodies. Accessory chromite from the associated harzburgite shows even higher #Cr (0.45-0.65), and lower TiO₂ (0-0.15 wt.%) than those from the dunites. This chemical trend cannot be explained in terms of partial melting or fractional crystallization.

The Sagua de Tánamo district lies within the easternmost part of the Mayarí-Cristal Massif (Fig. 3a). The district includes more than 35 small chromitite pods, associated with dunite lenses within harzburgite. Chromite pods range in size between 30-40 meters long, 10-20 meters wide and 1-3 meters thick (Murashko and Lavandero, 1989). Chromite texture is mainly massive with pull-apart fractures, but locally it is pseudogranular, banded, disseminated and cataclastic (Fig. 5). The chemical composition of chromite varies from typical refractory (Al-rich) ore to typical metallurgic (Cr-rich) ore. The three deposits studied have a very large compositional field in the #Cr vs. #Mg plot (Fig. 6). The #Cr varies from 0.46 to 0.70 (Cr₂O₃ and Al₂O₃ ranging between 38 and 54 wt.% Cr₂O₃, between 14 and 31 wt.% Al₂O₃), and the TiO₂ varies from 0.1 to 0.25 wt.%.

The Mayarí district is located in the western part of the Mayarí-Cristal Massif (Fig. 3a). It includes 2 large deposits with more than 200.000 tons of ore, 5 deposits with slightly more than 10.000 tons of ore and 32 minor deposits (Lavaut et al., 1994). Chromite deposits are always located within tabular bodies of dunites in the interlayered harzburgite and dunite unit, and are oriented parallel to the foliation of the enclosing peridotites. Chromite texture is mainly massive in the whole district, but banded, disseminated and nodular ores also occur (Fig. 5). Both chromitites and the enclosing peridotites are cut by late dikes of olivine-bearing websterite. Chromite is of metallurgical grade (Cr-rich), with #Cr ranging between 0.70 and 0.75 (Cr₂O₃ varies between 52 and 57 wt.%, Al₂O₃ varies between 12 and 16 wt.%) in the Caledonia and Casimba mines (Fig. 6). The TiO₂ content varies between 0.09 and 0.21 wt.%. The enclosing dunites and harzburgites contain disseminated crystals of chromite decreasing in abundance from dunite to harzburgite. Disseminated chromite from the enclosing dunite exhibits similar #Cr (0.70-0.74) and slightly lower TiO₂ contents (0.09-0.13) than the associated chromitite. Accessory chromite from the associated harzburgite shows lower #Cr (0.56-0.69) and TiO₂ contents (0.01-0.08 wt.%).

Structural and textural data show that the formation of chromitite from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt took place slightly after a recrystallization event that overprinted most of the microstructures related with plastic deformation developed during mantle flow. Recrystallization could be associated with the intergranular percolation of deep melts that reacted with the host peridotite, firstly dissolving pyroxenes and crystallizing olivine (forming orthopyroxene-poor harzburgite and dunite), and lately, during the cooling of the system, dissolving olivine and crystallizing clinopyroxene and plagioclase. Chromite chemistry (in chromitite, dunite and harzburgite) shows that whereas compositional variations in the Mayarí district are similar to most trends described in ophiolitic complex, those from the Moa-Baracoa district have never been described so far (see Arai, 1997).

The presence of abundant inclusions of pargasite in chromite irrespective to the chemical composition of the chromite, suggests that the origin of the different deposits of the Mayarí-Baracoa Belt took place from volatile-rich, probably hydrous melts varying in composition from back arc basin basalts to boninitic, a characteristic feature of the suprasubduction zones (Fig. 7).

The chromitite can be formed when cal-alkaline melt, formed by melt/rock reactions at increasing melt volume, percolated through dunitic channels and mixed with oxidized melts formed by low degrees of hydrous melting and low temperature melt/rock reactions in suprasubduction-zone mantle (Proenza et al., 1999a). Mixing of these two melts generated a hybrid melt whose bulk composition fell within the chromite liquidus field in the P-T-fO₂ space (Hill and Roeder, 1974). The percolation of hybrid melts through the dunitic channels promoted dissolution of preexisting silicate minerals and chromite crystallization. The Al-rich chromitites formed at the mantle-crust transition zone at high fO₂ whereas Cr-rich chromitites formed deeper in mantle tectonite under more reducing conditions (Fig. 8).

INTRODUCCIÓN

Los depósitos de cromita podiforme son un rasgo característico de aquellos complejos ofiolíticos cuya secuencia mantélica está constituida, mayoritariamente, por harzburgitas (Boudier y Nicolas, 1985). Constituyen la única fuente de cromita de grado refractario (ricas en Al_2O_3) y suelen coexistir, dentro de un mismo complejo ofiolítico, con otras cromitas de grado metalúrgico (ricas en Cr_2O_3) (Leblanc y Violette, 1983; Hock et al., 1986; Nicolas y Al Azri, 1991; Zhou y Bai, 1992; Zhou y Robinson, 1994, 1997; Leblanc, 1995; Ahmed, 1996; Melcher et al., 1997). Esta distribución bimodal ha sido atribuida a: 1) diferentes fuentes magmáticas y tiempo de formación (Bacuta et al., 1990); 2) progresivo fraccionamiento de un mismo tipo de magma parental (Graham et al., 1996); 3) diferentes tasas de fusión parcial, asociadas con procesos de percolación/reacción entre fundidos y peridotitas con un grado variable de empobrecimiento (Zhou et al., 1996; Zhou y Robinson, 1997).

La Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa contiene numerosos depósitos de cromita podiforme (incluyendo el más grande de Cuba y del continente americano, Proenza, 1998), con reservas calculadas superiores a los 6.5 millones de toneladas. Además, concentra la mayor parte de las

reservas de cromita en Cuba (Proenza et al., 1997a). Dada la importancia metalogenética de esta faja y la escasez de estudios sistemáticos de los depósitos de cromita, en este trabajo se pretende caracterizar los principales distritos mineros que componen la faja ofiolítica, a partir de: 1) la morfología y estructura de los cuerpos minerales y su relación con las rocas encajantes; 2) los tipos texturales de cromitas; y 3) la composición química de las cromitas. Como objetivo último se pretende establecer un modelo genético que integre los datos obtenidos con la evolución mantélica de esta faja ofiolítica.

LA FAJA OFIOLÍTICA MAYARÍ-BARACOA

Según Khudoley y Meyerhoof (1971), la Isla de Cuba contiene los mayores afloramientos de rocas ofiolíticas de la región del Caribe (más de 6500 km²). Estas rocas afloran en una franja discontinua de más de 1000 km de longitud y un ancho que puede llegar a 30 km, en la parte norte de la isla (Fig. 1).

La Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa se localiza en el extremo Oriental de Cuba. Según Iturralde-Vinent (1996), se trata un cuerpo alóctono de carácter tabular con una longitud de 170 km y un espesor que raramente sobrepasa los 1000 metros.

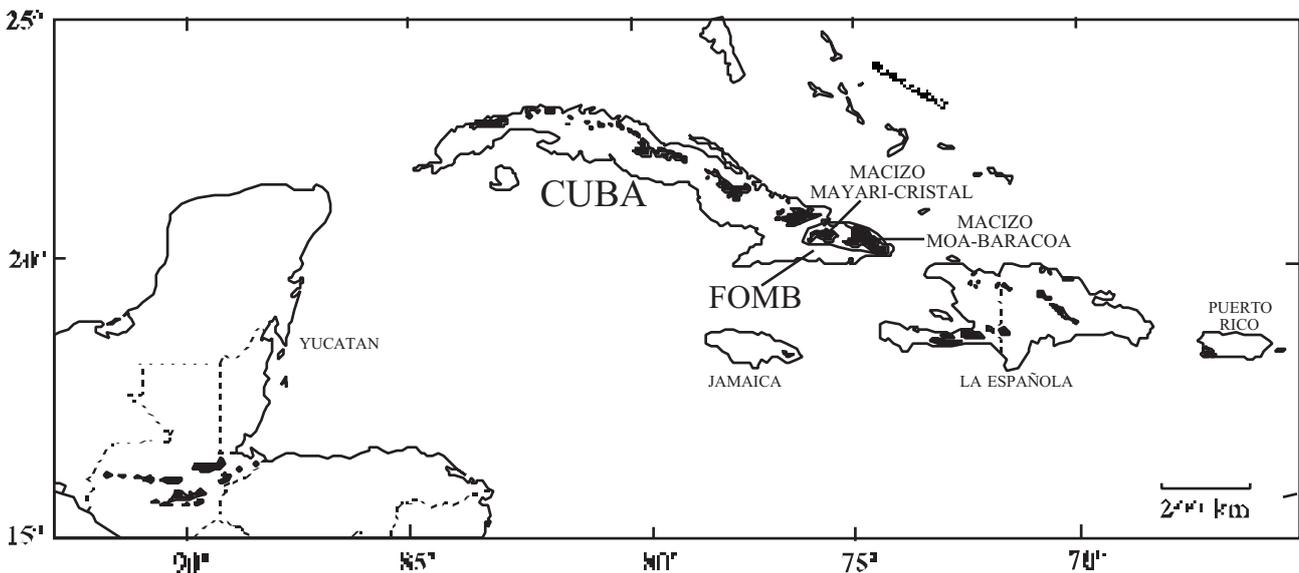


Figura 1. Principales afloramientos de rocas ofiolíticas en Cuba y en el Caribe noroccidental (modificado de Wadge et al., 1983). Nótese la ubicación de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (FOMB) en el extremo oriental de la Isla de Cuba.

Figure 1. Distribution of ophiolitic rocks in Cuba and in the NW Caribbean region (adapted of Wadge et al., 1983). The Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (FOMB) represents the easternmost part of the Cuba ophiolitic belt.

De acuerdo con Torres (1987), Fonseca et al. (1985, 1992) e Iturralde Vinent (1996), la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa está constituida por los diferentes términos litológicos representativos de una secuencia ofiolítica completa, aunque separados por contactos tectónicos.

Bajo las ofiolitas subyacen, bajo un contacto de falla subhorizontal, rocas volcano-sedimentarias del arco de islas Cretácico cubiertas, transgresivamente, por secuencias flyschoides y olistostrómicas de edad Mastrichtense a Paleoceno. En su extremo más oriental las ofiolitas de la Faja Mayarí-Baracoa cabalgan sobre las rocas metamórficas de Güira de Jauco y del Terreno Asunción (véase Iturralde-Vinent, 1996). En otras regiones los cuerpos ofiolíticos aparecen cubiertos por materiales volcano-sedimentarios pertenecientes al arco de islas del Paleógeno y por secuencias terrígenas-carbonatadas más jóvenes (Quintas, 1989; Iturralde-Vinent, 1996).

Las secuencias mantélicas y de acumulados de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa se han datado como Jurásico-Cretácico Temprano y las rocas volcano-sedimentarias como Hauteriviense (?)-Campaniense (?) (Iturralde-Vinent, 1996).

Aunque se han propuesto varias divisiones tectónicas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Fonseca et al., 1985; Campos, 1989; Nekrasov et al., 1989), en este trabajo se divide en dos grandes macizos: 1) el Macizo Moa-Baracoa y 2) el Macizo Mayarí-Cristal.

El Macizo Moa-Baracoa

El Macizo Moa-Baracoa se localiza en el extremo oriental de la Faja Mayarí-Baracoa (Fig. 1 y 2a). Ocupa un área aproximada de 1500 km² y presenta un gran desarrollo de los complejos ultramáfico, de gabros y volcano-sedimentario. Se ha estimado un espesor de aproximadamente 1000 metros para el complejo ultramáfico y de 500 metros para el de gabros (Fonseca et al., 1985); mientras que para el complejo volcano-sedimentario se ha estimado un espesor de 1200 metros (Quintas, 1989).

En la figura 2b se presenta una propuesta de columna sintética generalizada para las ofiolitas del Macizo Moa-Baracoa. De muro a techo aparece: a) una zona de harzburgitas con texturas de tectonitas; b) una zona de harzburgitas que contiene principalmente cuerpos de dunita,

peridotitas “impregnadas” (con plagioclasa y clinopiroxeno), sills de gabros, diques de gabros y pegmatoides gabroicos; así como cuerpos de cromititas (esta zona correspondería a la denominada *Moho Transition Zone*); c) la zona de gabros, los cuales presentan en la base un gran desarrollo de gabros bandeados (gabros olivínicos, gabronoritas), transicionando hacia la parte alta a gabros isotrópicos; d) la zona del complejo de diques de diabasas (?) y e) el complejo volcano-sedimentario.

El complejo de tectonitas se caracteriza, petrológicamente, por un predominio de las harzburgitas y, en menor medida, de las dunitas; además, se han descrito dunitas plagioclásicas, wehrlitas, lherzolitas, y piroxenitas (Guild, 1947; Ríos y Cobiella, 1984; Heredia y Terepin, 1984; Fonseca et al., 1985, 1992; Torres, 1987; Andó et al., 1989; García y Fonseca, 1994; Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, 1999b).

Los cuerpos de gabros forman grandes cuerpos incluidos en el complejo tectonitas (Fig. 2a). La dimensión de estos cuerpos oscila entre 1 y 3 km de ancho, por 10 a 15 km de longitud (Fonseca et al., 1985). El contacto entre el complejo de tectonitas y el de gabros es mayoritariamente tectónico. Muchas veces los gabros están cubiertos, tectónicamente, por mantos de tectonitas (Fonseca et al., 1985), aunque Andó et al. (1989) plantean que en algunos sectores el contacto es transicional. La parte inferior del complejo de gabros se caracteriza por presentar un marcado bandeado. Los principales tipos petrológicos descritos son: gabros olivínicos, gabronoritas, gabros, anortositas y noritas (Ríos y Cobiella, 1984; Fonseca et al., 1985; Torres, 1987; Proenza, 1998; Proenza et al., 1999c). El contacto entre los diferentes tipos de gabros es siempre transicional.

El complejo de diques de diabasas está muy mal representado. Las diabasas descritas en la región aparecen principalmente en forma de bloques tectónicos, incluidos sobre todo en la parte superior de los niveles de gabros (Torres, 1987).

El complejo volcano-sedimentario contacta tectónicamente con los demás complejos de la secuencia ofiolítica. Está compuesto por la Formación Quiviján (Quintas, 1989; Iturralde-Vinent, 1996), la cual incluye basaltos amigdaloides y porfídicos (algunas veces con estructura de almohadilla), con intercalaciones de hialoclastitas, tobas, capas de *cherts* y calizas (Quintas, 1989). Desde el punto de vista geoquímico son basaltos de afinidad boninitica (Rodríguez, com. pers.), aunque los estudios realizados son insuficientes.

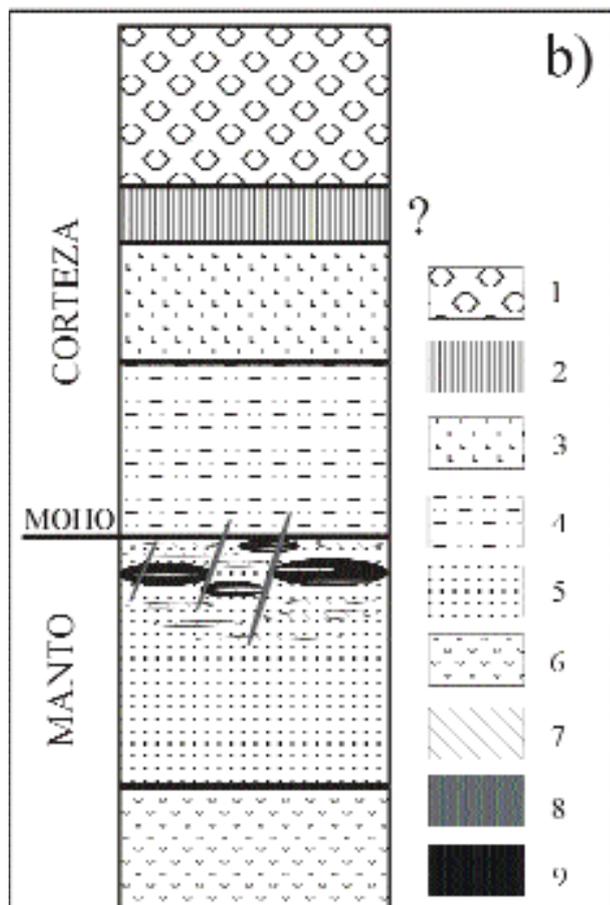
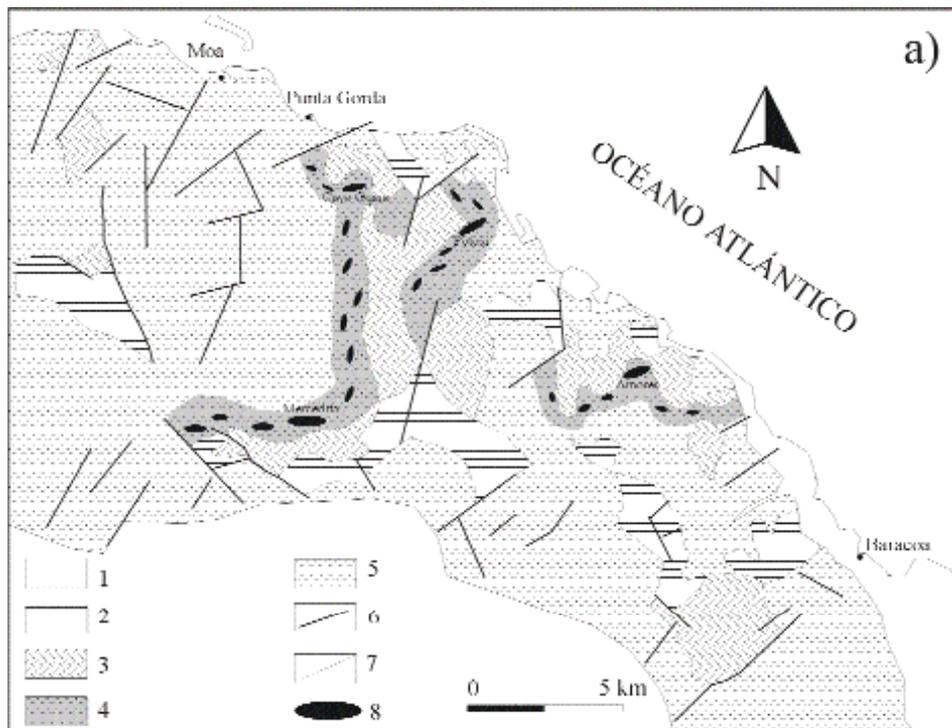


Figura 2. a) Mapa geológico (adaptado a partir de Nagy et al., 1976) y localización de los principales depósitos de cromita dentro del Macizo Moa-Baracoa. 1) Rocas sedimentarias post-orogénicas, 2) rocas volcánicas Cretácicas, 3) gabros, 4) Moho Transition Zone (harzburgitas, dunitas, peridotitas “impregnadas”, sills de gabros, diques de gabros y de pegmatoides gabroicos), 5) harzburgitas, 6) falla, 7) contacto tectónico, 8) depósitos de cromita. b) Propuesta de columna sintética ideal para el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa, reconstruida a partir de datos propios y bibliográficos (Thayer, 1942; Guild, 1947; Ríos y Cobiella, 1984; Fonseca et al., 1985, 1992; Torres, 1987; Murashko y Lavandero, 1989; Iturralde-Vinent, 1996). La dimensión no está a escala. 1) Basaltos y cherts, 2) diques de diabasa, 3) gabros isotrópico, 4) gabros bandeado, 5) harzburgitas y dunitas, 6) harzburgitas, 7) sills de gabro, 8) diques de gabros y pegmatoides gabroicos, 9) cromititas.

Figure 2. a) Geological map (adapted from Nagy et al., 1976) and location of the main chromite deposits within the Moa-Baracoa Massif. 1) Post-orogenic sedimentary rocks, 2) Cretaceous volcanic rocks, 3) gabbros, 4) Moho Transition Zone (harzburgites, dunites, “impregnated” peridotites, gabbro sills, dikes of gabbros and pegmatitic gabbro), 5) harzburgites, 6) fault, 7) tectonic contact, 8) chromite deposits. b) Idealized geological section through the Moa-Baracoa Massif. Elaborated from Thayer, 1942; Guild, 1947; Ríos and Cobiella, 1984; Iturralde-Vinent, 1996; Fonseca et al., 1985, 1992; Torres, 1987; Murashko and Lavandero, 1989 and this study. Not to scale. 1) Basalts and cherts, 2) diabase dikes, 3) isotropic gabbros, 4) layered gabbros, 5) harzburgites and dunites, 6) harzburgites, 7) gabbro sills, 8) dikes of gabbros and pegmatitic gabbro, 9) chromitites.

En el macizo también existen numerosos cuerpos de cromititas y *sills* de gabros, así como diques de gabros y de pegmatoides gabroicos (Fonseca et al., 1992; Proenza et al., 1997a; Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, 1999b). Los *sills* de gabros y las cromititas se localizan en la parte más alta de la secuencia mantélica, en la zona de transición entre las peridotitas con texturas de tectonitas y los gabros bandeados (Fig. 2a y 2b).

El Macizo Mayarí-Cristal

El Macizo Mayarí-Cristal se sitúa en la parte occidental de la Faja Mayarí-Baracoa, ocupando un área aproximada de 1200 km² (Fig. 1). Según Fonseca et al. (1985), el macizo tiene una morfología tabular con un espesor de 1 a 1,5 km. En este macizo se han descrito, principalmente, los complejos de tectonitas y el de diques de diabasas; en cambio, la existencia del complejo de gabros es polémica y el volcano-sedimentario no ha sido identificado (Fig. 3a).

La parte occidental del Macizo Mayarí-Cristal está representada principalmente por una zona de rocas ultramáficas con texturas de tectonitas y por otra zona donde predominan los diques de diabasas (Fig 3a). El contacto entre estas dos zonas es tectónico (Iturralde-Vinent, 1996).

En la figura 3b, se presenta una columna sintética generalizada para el Macizo Mayarí-Cristal. De muro a techo se pueden identificar: a) una zona de harzburgitas con textura de tectonitas; b) una zona de alternancia de harzburgitas y dunitas con abundantes cuerpos de cromititas y diques de piroxenitas (websterita); c) una posible zona correspondiente a los gabros de acumulados, la cual, de existir, sería extremadamente pequeña; d) la zona del complejo de diques de diabasas.

Las rocas ultramáficas con texturas de tectonitas están constituidas principalmente por harzburgitas y dunitas, mientras que las lherzolitas son escasas (Fonseca et al., 1985; Nekrasov et al., 1989; Navarrete y Rodríguez, 1991; Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a). Entre las rocas ultramáficas se distingue una zona compuesta predominantemente por harzburgitas y otra por alternancias de harzburgitas y dunitas (Fig 3a). Además, existen numerosos cuerpos de cromititas, los cuales son mayoritarios en la zona de alternancias entre dunitas y harzburgitas (Lavaut et al., 1994). En el macizo están también presentes diques de piroxenitas, los cuales cortan las peridotitas y los cuerpos de cromititas (Fig. 3b). El espesor de estos diques es ge-

neralmente inferior a 0.5 metros y su composición modal corresponde a la de una websterita con olivino.

El complejo de gabros no se encuentra bien expuesto y su presencia ha sido cuestionada. Knipper y Cabrera (1974) han reconocido una zona compuesta por gabros parcialmente anfibolitizados, junto con diabasas en el extremo noroccidental del macizo. En cambio, Fonseca et al. (1985) y Nekrasov et al. (1989), no reconocen la existencia del complejo de gabros. Navarrete y Rodríguez (1991) describen la presencia de gabros, microgabros y gabros-diabasas y los relacionan con el complejo acumulativo máfico, aunque plantean que el gabro no es la variedad predominante. Iturralde-Vinent (1996) reconoce una zona de gabros junto con diques de diabasas. De los trabajos anteriores se puede inferir que, independientemente de que estén presentes o no los gabros, en la zona en que han sido descritos existe un predominio de diques de diabasas.

El complejo de diques de diabasas se caracteriza por presentar diques de pocos centímetros de espesor en forma de haces paralelos, separados por distancias entre 1 y 5 metros (Iturralde-Vinent, 1996).

La parte oriental del Macizo Mayarí-Cristal está representada por una compleja zona de melange (Heredia y Terepin, 1984). Aquí se encuentran cuerpos muy tectonizados de peridotitas serpentinizadas, los cuales muchas veces están mezclados con rocas del arco volcánico Cretácico, así como con materiales pertenecientes a las cuencas de piggy back de edad Campaniense Tardío-Paleoceno (Fig 3a).

Al sur del Macizo Mayarí-Cristal, se localiza la “melange la Corea”, la cual es una zona metamórfica de unos 25 km² (Fig. 3a) (Adamovich y Chejovich, 1964; Millán, 1996). Esta zona se compone de diferentes bloques separados por una matriz serpentinitica. Predominan las rocas metamórficas de alta presión, así como metabasitas de baja presión de origen ofiolítico (Millán, 1996). Las metamorfitas de alta presión son anfibolitas granatíferas y bloques aislados de esquistos glaucofánicos; además existen esquistos verdes, esquistos tremolíticos, actinolíticos, diques de pegmatitas y granitoides masivos.

Se han propuesto varios modelos para explicar la génesis de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Bush y Shervakova, 1986; Campos, 1989; Nekrasov et al., 1989; Quintas et al., 1994; Iturralde-Vinent, 1994, 1996). En sentido general se puede asumir que las ofiolitas de la Faja Mayarí-Baracoa representan “restos de la litosfera pro-

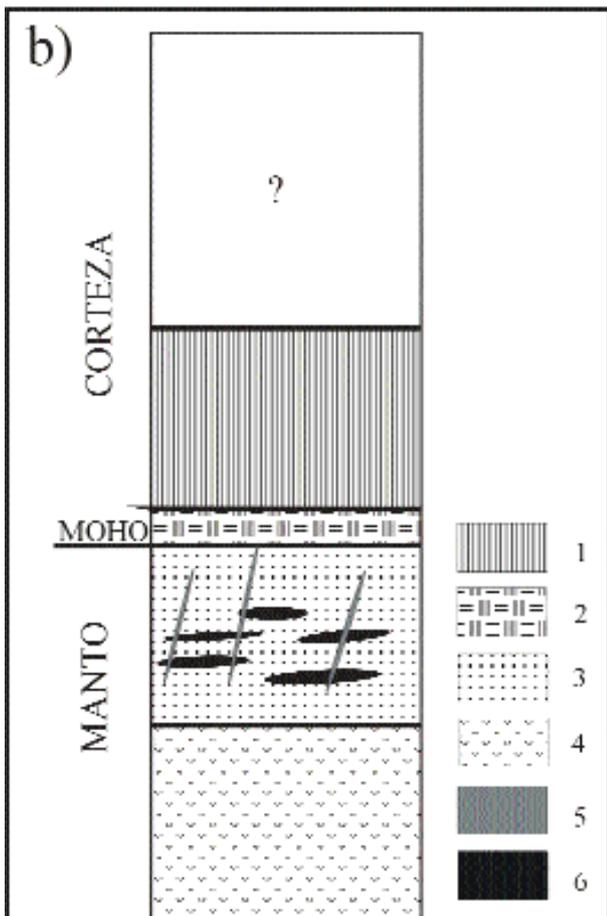
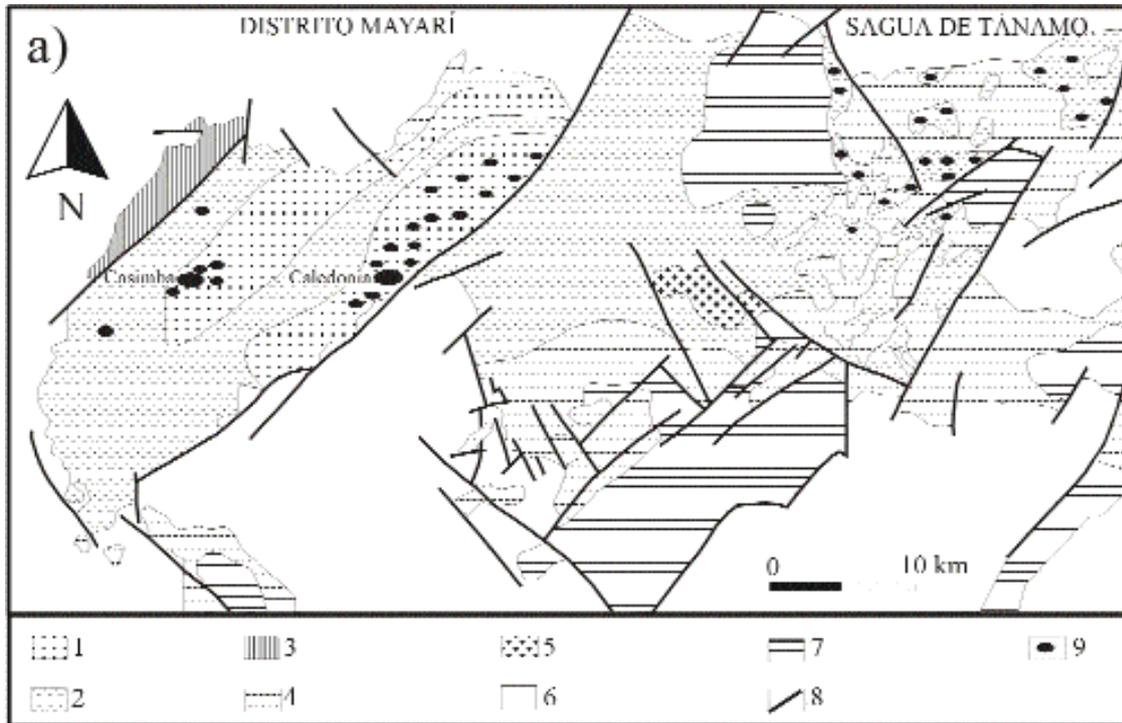


Figura 3 a) Mapa geológico del Macizo Mayarí-Cristal y localización de los principales depósitos de cromita de los distritos de: 1) Sagua de Tánamo y 2) Mayarí (modificado de Kravchenko y Vázquez, 1985; Nekrasov et al., 1989). 1) Dunitas y harzburgitas, 2) harzburgitas, 3) gabros y diques de diabasa, 4) zona de melange ofiolítico, 5) melange “La Corea”, 6) rocas sedimentarias post-orogénicas, 7) rocas volcánicas, 8) falla, 9) depósitos de cromita. b) Propuesta de columna sintética ideal para el Macizo Ofiolítico Mayarí-Cristal, reconstruida a partir de datos propios y bibliográficos (Thayer, 1942; Fonseca et al., 1985, 1992; Nekrasov et al., 1989; Murashko y Lavandero, 1989; Navarrete y Rodríguez, 1991; Iturralde-Vinent, 1996). La dimensión no está a escala. 1) Diques de diabasa, 2) gabros (?), 3) harzburgitas y dunitas, 4) harzburgitas, 5) diques de piroxenita, 6) cromititas.

Figure 3. a) Geological map of the Mayarí-Cristal Massif and location of the main chromite deposits for the districts: 1) Sagua de Tánamo and 2) Mayarí (adapted of Kravchenko and Vázquez, 1985; Nekrasov et al., 1989). 1) Dunites and harzburgites, 2) harzburgites, 3) gabros and diabase dikes, 4) ophiolitic melange zone, 5) “La Corea” melange, 6) post-orogenic sedimentary rocks, 7) arc-related volcanic rocks, 8) fault, 9) chromite deposits. b) Idealized geological section through the Mayarí-Cristal Massifs. Elaborated from Thayer, 1942; Guild, 1947; Ríos and Cobiella, 1984; Iturralde-Vinent, 1996; Fonseca et al., 1985, 1992; Torres, 1987; Nekrasov et al., 1989; Murashko and Lavandero, 1989; Navarrete and Rodríguez, 1991 and this study. Not to scale. 1) Diabase dikes, 2) gabbros (?), 3) harzburgites and dunites, 4) harzburgites, 5) pyroxenite dikes, 6) chromitites.

tocaribeña” la cual fue modificada en un ambiente de arco de islas volcánico durante el Aptiense-Campaniense Medio. Estas ofiolitas son comparables a las descritas por Pearce et al. (1984) como típicas de zona de supra-subducción (SSZ) (Proenza, 1998).

La edad de emplazamiento tectónico de las secuencias ofiolíticas de la Faja Mayarí-Baracoa se estima entre el Cretácico Superior (Campaniense) y el Paleoceno Inferior (Cobiella, 1978; Quintas, 1989; Proenza y Carralero, 1994; Proenza, 1998). A partir de la parte alta del Paleoceno Inferior, en Cuba Oriental no hay evidencias de desplazamientos considerables de mantos de cabalgamiento asociados a las ofiolitas. Las formaciones con secuencias olistostrómicas, en las que aparecen fragmentos y bloques de ofiolitas (formaciones La Picota y Micara, representativas de la etapa de emplazamiento) han sido datadas como Campaniense (parte alta)-Paleoceno Inferior (Quintas, 1989).

LOS DISTRITOS MINEROS Y LOS CUERPOS DE CROMITITAS

Los depósitos de cromita de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa pueden agruparse en tres distritos mineros en función de la composición química de la cromita y de la naturaleza de las rocas máficas-ultramáficas asociadas (Proenza et al., 1997a; Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a): a) distrito Moa-Baracoa; b) distrito Sagua de Tánamo; y c) distrito Mayarí.

Distrito Moa-Baracoa

En la figura 2a se muestran los principales depósitos de cromita del distrito Moa-Baracoa. Este distrito contiene más de 100 depósitos de cromita de grado refractario (Ostrooumov, 1986; Fonseca et al., 1992). Los principales cuerpos de cromititas presentan forma lenticular (ellos son llamados lentes por los mineros cubanos y sería el equivalente a los *pod* de la literatura inglesa) (Fig. 4a) y se ubican en la *Moho Transition Zone (MTZ)*, encajados en peridotitas residuales y en la cercanía de los niveles de gabros bandeados. También se han descrito pequeñas capas de cromititas en los niveles de gabros (bandeados) con texturas de acumulados (Torres, 1987), y existen cromititas brechificadas incluidas en diques tardíos de pegmatoides gabroicos. Los principales cuerpos son concordantes con la foliación y la lineación de las peridotitas encajantes (Guild, 1947; Kravchenko y Vázquez, 1985; Fonseca et al., 1992; Proenza, 1998) y suelen englobar *sills* de gabros (Fig. 4a), los cuales se disponen paralela-

mente al eje más largo de los lentes (Proenza et al., 1997a, 1999a; Proenza, 1998).

El depósito más importante de este distrito es el yacimiento Mercedita, el cual constituye el yacimiento de cromita ofiolítica más grande de Cuba, y del continente americano. Se explota desde 1981 y produce unas 30.000 tn/año (Proenza, 1998). Los depósitos restantes son, en general, de pequeño tamaño, aunque cuatro de ellos (sin tener en cuenta Mercedita) tienen reservas estimadas superiores a 100.000 tn (Amores, Loro, Yarey, Piloto), y otros, como el de Cayo Guam y Potosí, presentan una larga historia de explotación, durante la cual, se han extraído de cada uno más de 300.000 tn.

Distrito de Sagua de Tánamo

El distrito de Sagua de Tánamo se encuentra en el extremo más oriental del Macizo Mayarí-Cristal (Fig. 3a). Los depósitos de cromita están encajados en peridotitas residuales, las cuales presentan un alto grado de transformación a serpentinita y una estructura tectónica compleja, caracterizada por la presencia de mantos imbricados y zonas de melange.

Según Murashko y Lavandero (1984) en este distrito existen 35 depósitos de cromita, de los cuales 10 son de tipo metalúrgico y el resto de tipo refractario. Los cuerpos de cromititas se caracterizan por ser lentes de pequeño tamaño. Sus dimensiones oscilan, aproximadamente, entre 30 y 40 m de longitud, 10 a 20 m de anchura y entre 1 y 3 m de espesor (Murashko y Lavandero, 1989). Según Kravchenko y Vázquez (1984), en este distrito se observan relaciones tanto concordantes como discordantes entre la orientación de los cuerpos de cromititas y la pseudoestratificación y la foliación de las peridotitas encajantes. Todos los cuerpos de cromititas están asociados a niveles donde las dunitas están intercaladas con harzburgita, pero los cuerpos suelen tener una envolvente dunitica. Estas peridotitas presentan un alto grado de alteración y están prácticamente transformadas a serpentinitas.

Todos los depósitos de cromita del distrito Sagua de Tánamo se explotaron, principalmente, entre 1930 y 1940. En la actualidad no se explota ninguno.

Distrito Mayarí

Este distrito se localiza en la parte occidental del Macizo Mayarí-Cristal (Fig. 3a). En este distrito existen dos

depósitos con más de 200.000 tn y otros 5 con no menos de 10.000 tn. Además se han descrito 32 indicios minerales sobre los que se abrieron 19 minas de las que se extrajeron alrededor de 500.000 tn de mineral (Lavaut et al., 1994). La mineralización de cromita se vincula a espesores continuos de dunitas encajadas en harzburgitas y a ciclos de alternancias de dunitas y harzburgitas. Los cuerpos minerales presentan un rumbo hacia el NE y un

buzamiento hacia el NW (Adamovich y Chejovich, 1964; Murashko, 1966). Los principales depósitos de cromita dentro del distrito son los yacimientos Casimba y Caledonia.

El yacimiento Casimba (Fig. 4b) fue explotado en la década de los cuarenta y de él se extrajeron varias decenas de miles de toneladas de cromita (Murashko y Lavandero,

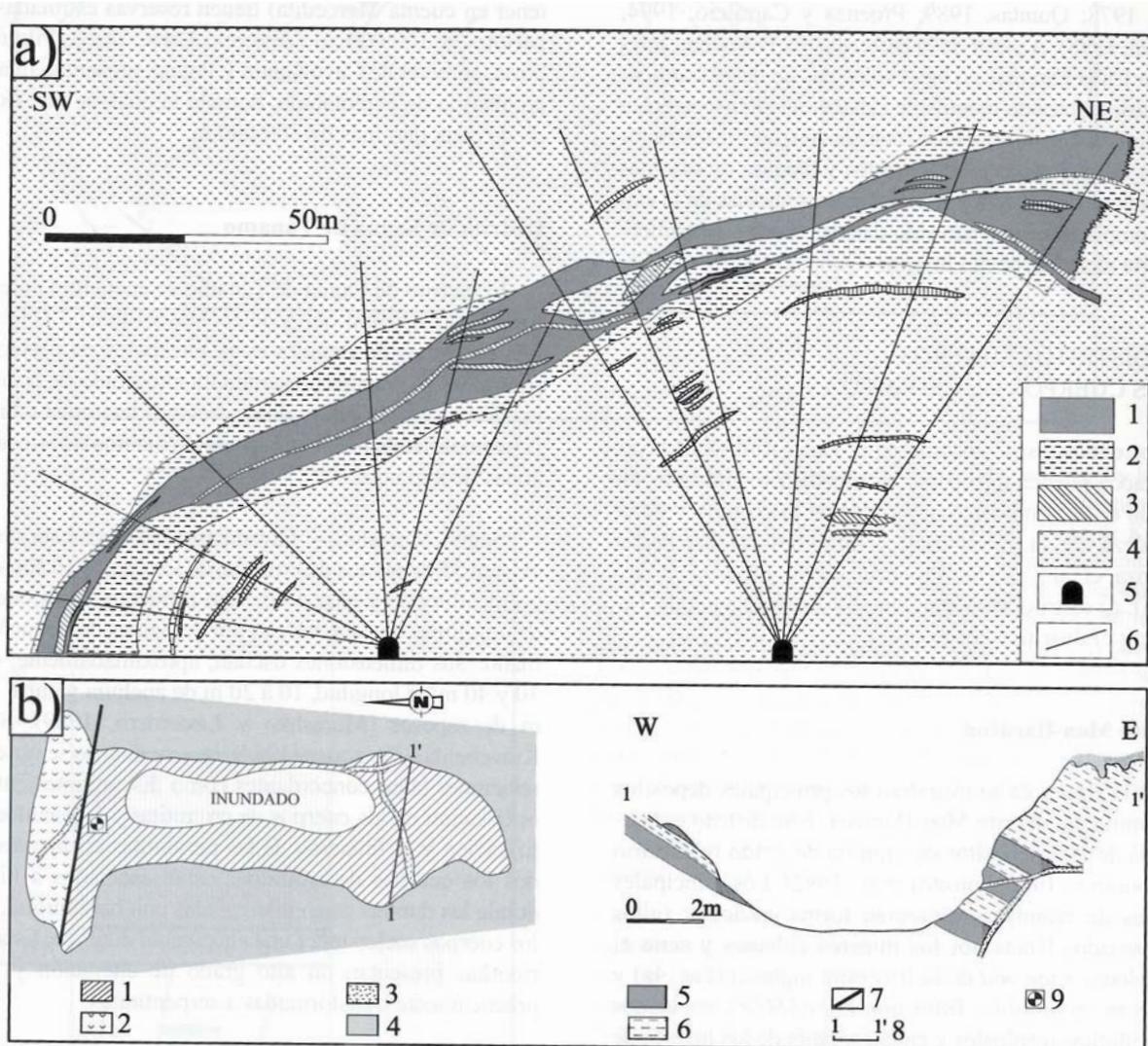


Figura 4. a) Perfil, a partir de un perfil de sondeos, a través de un lente del yacimiento Mercedita (distrito Moa-Baracoa). 1) cromititas, 2) dunitas, 3) sills de gabro, 4) principalmente harzburgitas, 5) estación de sondeos, 6) sondeos. b) Corte geológico de una cantera de explotación del yacimiento Casimba (distrito Mayarí). 1) Cromititas y dunitas, 2) harzburgitas, 3) diques de piroxenita, 4) lateritas, 5) cromititas, 6) dunitas, 7) falla, 8) perfil, 9) pozo.

Figure 4. a) Vertical cross sections of the Mercedita chromitite lens, drawn from drill-core data (Moa-Baracoa district). 1) chromitites, 2) dunites, 3) gabbro sills, 4) mainly harzburgites, 5) drill-holes station, 6) drill-holes. b) Cross section of a chromitite body from the Casimba deposit (Mayarí district). 1) Chromitites and dunites, 2) harzburgites, 3) pyroxenite dikes, 4) laterites, 5) chromitites, 6) dunites, 7) fault, 8) profile, 9) hole.

1984). Actualmente no se explota, aunque contiene importantes reservas. El cuerpo principal del yacimiento tiene forma lenticular, con unas dimensiones de 80x70x10 m (Murashko y Lavandero, 1989) y está cortado por fallas tardías que individualizan diferentes partes y las desplazan varios metros. Los cuerpos minerales tienen rumbo NE y buzamiento hacia el NW. Esta orientación concuerda con la foliación de las peridotitas encajantes (Kravchenko y Vázquez, 1984). Los cuerpos de cromititas están encajados en dunitas fuertemente serpentinizadas. Diques de piroxenitas (websteritas ricas en olivino) cortan los cuerpos minerales y a las peridotitas encajantes.

El yacimiento Caledonia constituye uno de los primeros depósitos de cromita explotados en Cuba. Estuvo activo entre 1918 y 1926, y en este periodo se extrajeron alrededor de 94.000 tn de cromita (Thayer, 1942). En la década de los cuarenta continuó la explotación del yacimiento y en total se extrajeron unas 200.000 tn de cromita (Murashko y Lavandero, 1984). Los cuerpos presentan forma lenticular y tienen un rumbo NE y buzamiento hacia el NW con ángulos entre 20 y 35° (Murashko y Lavandero, 1989). Estos autores, a partir de los espacios trabajados en los laboreos mineros, estiman que la dimensión del cuerpo mineral era de 80 m de largo, 60 m de ancho y 4 m de potencia. Los cuerpos minerales están asociados a bandas de dunitas y harzburgitas, siendo las dunitas el encajante de la mineralización.

TEXTURAS DE LAS CROMITITAS

Existe una gran variedad textural en las cromititas de los diferentes distritos, aunque las texturas masivas son las predominantes. A continuación se describen los principales tipos:

Textura masiva

En este tipo textural la cromita constituye más del 90 % de las cromititas (Fig. 5a). Dentro de las texturas masivas se pueden diferenciar dos tipos, atendiendo a la morfología de los granos de cromita: a) un tipo compacto, en el cual el volumen de material intersticial es muy escaso y b) un tipo con cristales alotriomorfos, aislados en una matriz olivínica que pueden alcanzar tamaños superiores a un centímetro de diámetro. Las cromititas con textura masiva suelen desarrollar fracturas de *pull-apart* (Fig. 5b), normales al alargamiento de los lentes (*pod*). Este tipo de fracturas de tensión se desarrolla en materiales rí-

gidos incluidos en rocas sometidas a deformación plástica y se orientan siempre ortogonalmente a la dirección de deformación. Según la clasificación de Cassard et al. (1981) estas fracturas de tensión son características de depósitos de cromititas concordantes.

Textura “densamente diseminada” (pseudoclastic)

Las cromititas con textura “densamente diseminada” presentan menor relación cromita/silicato y se asemejan a las cromititas con textura *pseudoclastic* descritas por Ahmed (1984) en el complejo Sakhakot-Qila (Pakistán). Este tipo textural es característico del yacimiento Amores en el distrito Moa-Baracoa (Fig. 5c).

Textura bandeada

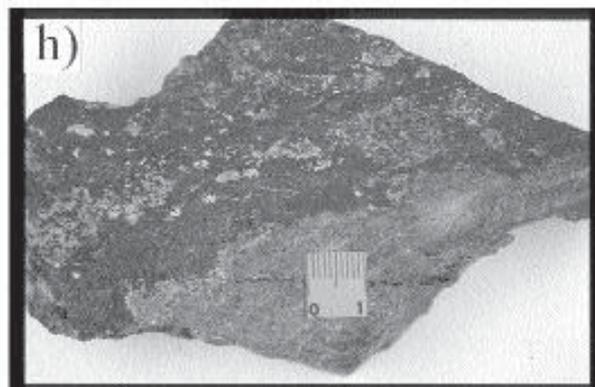
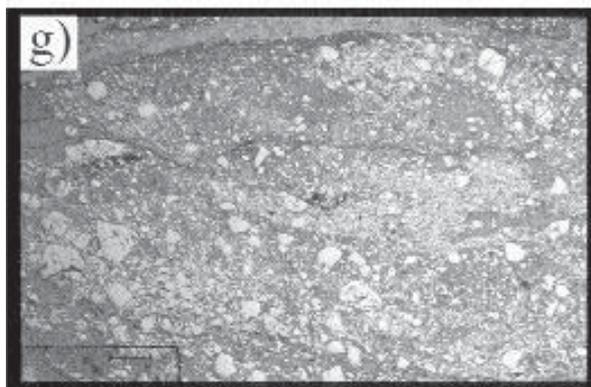
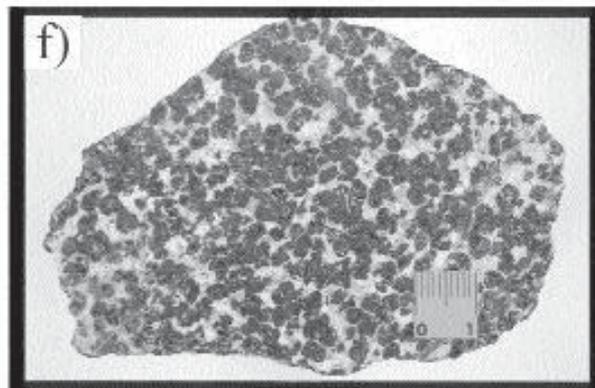
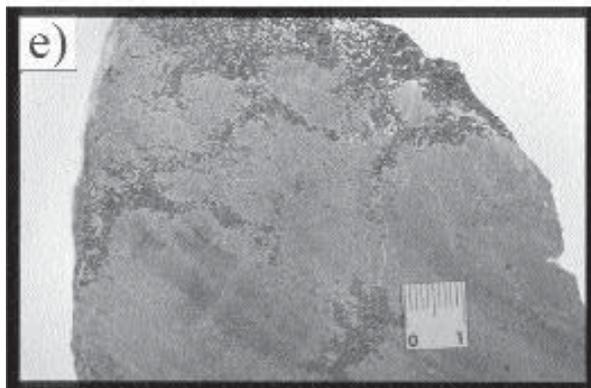
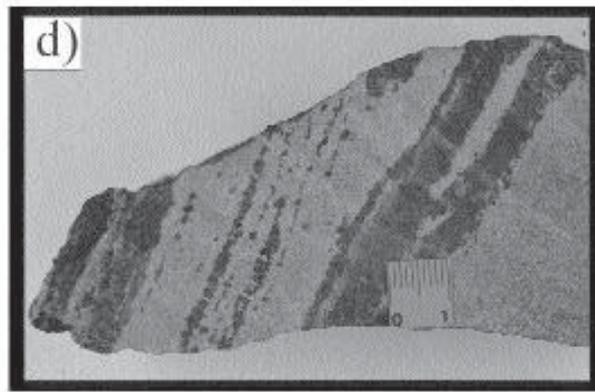
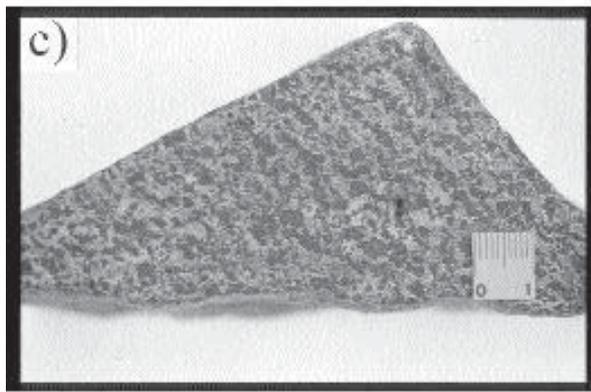
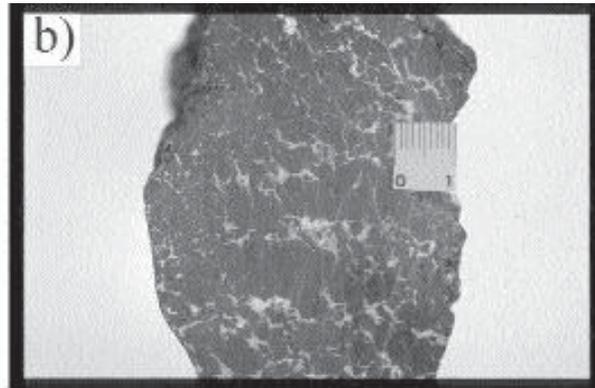
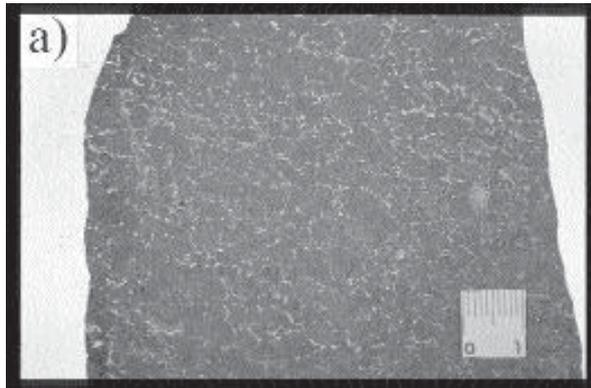
Esta textura esta caracterizada por la alternancia de bandas ricas en cromita y bandas ricas en silicatos. Algunas de las bandas presentan un espesor uniforme y suelen ser paralelas al eje más largo del cuerpo mineral. Cromititas con textura bandeada están presentes en diferentes depósitos del distrito Mayarí y Sagua de Tánamo y localmente en el depósito Cayo Guam, en el distrito Moa-Baracoa (Fig. 5d).

Textura diseminada

Las cromititas con textura diseminada se caracterizan por presentar valores modales inferiores al 70 % de cromita (Fig. 5e). Normalmente muestran pequeños cristales aislados de cromita en una matriz de silicatos (principalmente olivino). Muchas veces estas cromititas con textura diseminada presentan gradaciones progresivas a cromititas con textura masiva. Este tipo textural es característico del yacimiento Casimba en el distrito Mayarí. En cambio, son muy poco comunes en el distrito de Moa-Baracoa.

Textura nodular

Las cromititas nodulares típicas (Fig. 5f) son representativas de los diferentes depósitos del distrito Mayarí, aunque aparecen subordinadas a las cromititas masivas. Los nódulos presentan una gran variedad de tamaños, desde 0.2 a 2 cm de diámetro. Existen cromititas compuestas por nódulos de dimensiones pequeñas (0.2 a 0.7 cm) y cromititas formadas por nódulos relativamente



grandes (0.8 a 2 cm). También se observan cromititas nodulares que presentan zonas con diferente tamaño de los nódulos, así como pequeños paquetes de cromitita nodular dentro de cromitita masiva.

Textura milonítica

Los procesos de deformación plástica evolucionan localmente hacia el desarrollo de zonas de cizalla de espesor decimétrico orientadas paralelamente a la foliación. En los cuerpos de cromitita, este tipo de deformación se localiza, preferentemente, hacia los bordes de los lentes y da lugar a cromititas con textura milonítica (Fig. 5g).

Textura cataclástica

Las cromititas suelen estar muy deformadas, dando lugar a texturas cataclásticas (Fig. 5h). Este tipo textural está presente en todos los depósitos de cromita y esta asociado a las distintas generaciones de fallas normales que afectan al complejo ofiolítico cubano, en general.

MINERALOGÍA DE LAS CROMITITAS

Las principales fases minerales “primarias” presentes en las cromititas son cromita y olivino. En menores proporciones se encuentran, como inclusiones sólidas en los cristales de cromita o en posición intersticial: olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíboles, plagioclasa y rutilo. Las inclusiones de olivino y anfíbol (pargasita) están presentes en las cromititas de los tres distritos. En cambio la plagioclasa, rutilo y en gran medida los clinopiroxenos son característicos de las cromititas del distrito de Moa-Baracoa, y se circunscriben, principalmente, al contacto entre las cromititas y los cuerpos de gabros incluidos. Por otra parte las inclusiones de ortopiroxeno sólo han sido encontradas en cristales de cromita del distrito Mayarí.

Además de las inclusiones silicatadas descritas, las cromititas suelen contener inclusiones de sulfuros de elementos del grupo del platino y de Ni. Un estudio preliminar de estas fases ha puesto de manifiesto que aparecen laurita (RuS₂) y millerita (NiS). La presencia de laurita en forma de inclusiones en las cromititas es un rasgo característico de la mayor parte de los depósitos de cromita podiforme (Leblanc, 1991). Este mineral se presenta con hábito, o bien, redondeado, o bien, idiomórfico en forma de cubos o pentagonododecaedros, con dimensiones muy variables entre <1 y 25 micras.

Las asociaciones minerales primarias están reemplazadas normalmente por diversas asociaciones de fases secundarias. Los procesos de reemplazamiento tienen lugar a lo largo de los bordes de grano y de otras discontinuidades inter o intragranulares (principalmente planos de exfoliación y fracturas), y ponen de manifiesto la existencia de diversas etapas de interacción entre las rocas ígneas primarias y soluciones hidrotermales tardías. El estudio petrográfico de las cromititas permite diferenciar, al menos, dos etapas de alteración (Proenza et al., 1997b; Proenza, 1998):

- 1) Etapa de serpentización. En esta etapa se produce el reemplazamiento parcial del olivino por minerales del grupo de las serpentinas. En las zonas alteradas exclusivamente a serpentina la cromita no sufre ningún tipo de transformación.
- 2) Etapa de ferricromitización-cloritización. En esta etapa se producen, paralelamente, dos fenómenos: a) el reemplazamiento parcial de la cromita por ferricromita y b) el reemplazamiento de los minerales del grupo de la serpentina por clorita.

Las principales fases minerales desarrolladas durante la serpentización son serpentina, magnetita, aleaciones de Fe y Ni, elementos nativos y sulfuros de Ni y de Fe-Ni (con alta relación metal/azufre). Estos minerales se en-

Figura 5. Principales tipos texturales presentes en las cromititas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa. a) masiva (yacimiento Mercedita, distrito Moa-Baracoa), b) masiva con fracturas de pull-apart (yacimiento Mercedita, distrito Moa-Baracoa), c) “densamente diseminada” (yacimiento Amores, distrito Moa-Baracoa) d) bandeada (yacimiento Cayo Guam, distrito Moa-Baracoa), e) diseminada (yacimiento Casimba, distrito Mayarí), f) nodular (yacimiento Caledonia, distrito Mayarí), g) milonítica (depósito Cernicalo, distrito Sagua de Tánamo), y h) cataclástica (depósito Caridad, distrito Sagua de Tánamo).

Figure 5. Main textures in the chromitites from the Mayarí-Baracoa ophiolitic Belt. a) massive (Mercedita deposit, Moa-Baracoa district), b) massive with pull-apart fractures (Mercedita deposit, Moa-Baracoa district), c) pseudoclastic (Amores deposit, Moa-Baracoa district) d) banded (Cayo Guam deposit, Moa-Baracoa district), e) disseminated (Casimba deposit, Mayarí district), f) nodular (Caledonia deposit, Mayarí district), g) mylonitic (Cernicalo deposit, Sagua de Tánamo district), and h) cataclastic (Caridad deposit, Sagua de Tánamo district).

Muestras	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
TiO ₂	0.19	0.38	0.26	0.15	0.47	0.11	0.19	0.33	0.17	0.14
Al ₂ O ₃	31.67	30.29	31.71	29.25	24.61	29.25	23.43	16.21	14.76	12.72
V ₂ O ₃	0.20	0.17	0.14	0.13	0.17	0.14	0.15	0.07	0.08	0.05
Cr ₂ O ₃	36.32	37.88	36.25	38.91	42.25	39.6	45.15	53.26	54.41	55.92
Fe ₂ O ₃	2.72	1.87	3.68	3.56	3.91	2.46	2.65	2.14	4.66	4.03
MgO	16.20	15.45	17.73	16.41	15.23	16.13	14.61	12.74	16.54	14.93
MnO	0.19	0.19	0.13	0.22	0.21	0.19	0.21	0.18	0.16	0.05
FeO	11.97	13.04	9.87	11.4	12.55	11.68	13.13	15.28	8.88	10.70
NiO	0.16	0.17	0.19	0.07	0.16	0.17	0.20	0.21	0.20	0.16
Total	99.61	99.44	99.96	100.11	99.57	99.72	99.71	100.43	99.85	98.90

Átomos pfu (base a 32 oxígenos)										
Ti	0.03	0.07	0.04	0.03	0.08	0.02	0.03	0.06	0.03	0.03
Al	8.71	8.43	8.62	8.08	7.01	8.12	6.72	4.82	4.33	3.84
V	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01
Cr	6.70	7.07	6.61	7.21	8.07	7.37	8.69	10.62	10.71	11.31
Fe ³⁺	0.48	0.33	0.64	0.63	0.71	0.44	0.48	0.41	0.87	0.78
Mg	5.64	5.44	6.10	5.74	5.48	5.66	5.30	4.79	6.13	5.69
Mn	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03
Fe ²⁺	2.34	2.57	1.90	2.24	2.54	2.30	2.67	3.22	1.85	2.29
Ni	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03
#Cr	0.43	0.46	0.43	0.47	0.54	0.48	0.56	0.69	0.71	0.75
#Mg	0.71	0.68	0.76	0.72	0.68	0.71	0.66	0.60	0.77	0.71

Tabla 1. Composición química de las cromitas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa. Análisis realizados mediante microsonda electrónica. 1, 2, 3, 4 y 5 (distrito Moa-Baracoa); 6, 7 y 8 (distrito Sagua de Tánamo); 9 y 10 (distrito Mayarí).

Table 1. Representative electron microprobe analyses of chromite from Mayarí-Baracoa Ophiolite Belt. 1, 2, 3, 4 and 5 (Moa-Baracoa district); 6, 7 and 8 (Sagua de Tánamo district); 9 and 10 (Mayarí district).

cuentran diseminados entre los granos de cromita y en microfracturas que atraviesan los granos de olivino. Sus dimensiones oscilan entre 5 y 200 micras. Mediante microscopía de luz reflejada y SEM-EDS se han identificado las siguientes fases: awarúita (FeNi₃), taenita (FeNi), Ni nativo (generalmente con pequeñas cantidades de Fe), Cu nativo, heazlewoodita (Ni₃S₂) y pentlandita (FeNi₉S₈). Localmente se han encontrado también granos de oro nativo dispersos entre la serpentina.

Es frecuente que las cromitas presenten, a lo largo de fracturas y bordes de grano, una aureola de una fase más reflectante, la cual ha sido denominada en la literatura como ferricromita. Siempre que esta fase está presente existen, también, cantidades importantes de clorita reemplazando a los minerales de la serpentina (Proenza et al.,

1997b). Esta paragénesis está relacionada con la alteración de la cromita primaria en condiciones oxidantes, y ha sido descrita en numerosos depósitos de cromitas ofiolíticas (ej. Jan et al., 1985). La ferricromita suele ser bastante heterogénea y muestra numerosas inclusiones de filosilicatos, principalmente de clorita. El volumen que ocupa la ferricromita es normalmente inferior al 10 % en granos individuales, aunque en muestras muy alteradas, el porcentaje puede ser ligeramente superior. Asociada a la paragénesis ferricromita-clorita aparece una generación de sulfuros secundarios compuesta por millerita (NiS), calcopirita (CuFeS₂), calcosina (Cu₂S) y un sulfuro desconocido de Fe-Ni-Cu. Estas fases minerales presentan dimensiones muy pequeñas, normalmente inferiores a 200 micras. La millerita se distribuye preferentemente en los bordes de granos de cromita alte-

rados a ferricromita. En cambio, la distribución de las otras fases (calcopirita, calcosina y sulfuro de Fe-Ni-Cu) es aleatoria.

QUIMISMO MINERAL

Los análisis químicos de los minerales (cromitas y silicatos) se han efectuado mediante una microsonda electrónica CAMECA SX50, en los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona. Los análisis se han

realizado utilizando una tensión de aceleración de 20 kv y una corriente sobre la muestra de 20 nA, midiendo sobre las líneas espectrales $K\alpha$ del Mn, Fe y Ni con un cristal LIF, del Mg, Si, Al y Na con un TAP, y del Cr, V, Ti, Ca y K con un PET. Los patrones utilizados en los análisis de cromita han sido cromita (Cr, Al, Fe), periclasa (Mg), rodonita (Mn), óxido de níquel (Ni), rutilo (Ti), vanadio metálico (V). Los patrones utilizados en los análisis de los silicatos han sido ortoclasa (Si, Al, K), periclasa (Mg), wollastonita (Ca), rodonita (Mn), óxido de níquel (Ni), rutilo (Ti), albita (Na), Cr_2O_3 (Cr).

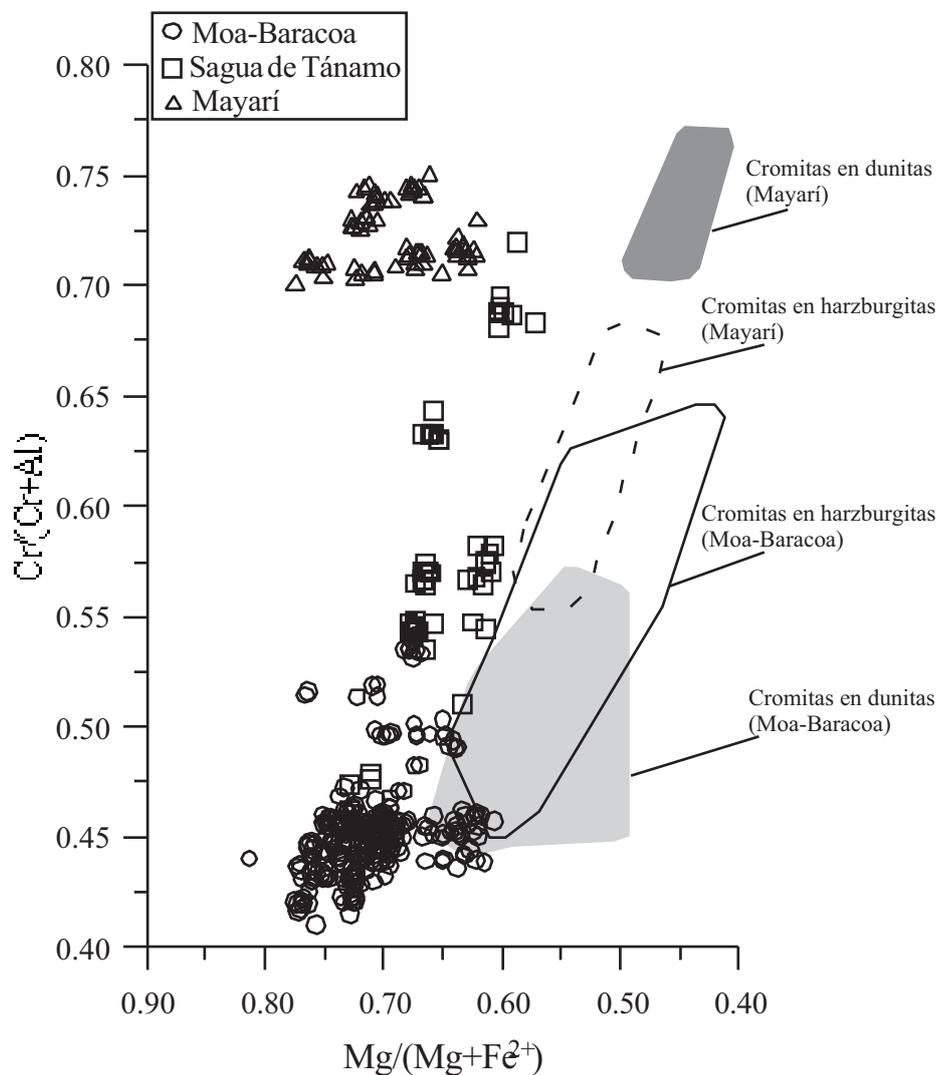


Figura 6. $Cr/(Cr+Al)$ respecto a $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ en las cromitas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa. A manera de comparación también se muestra la composición química de las cromitas accesorias en las dunitas y harzburgitas.

Figure 6. Diagram of $Cr/(Cr+Al)$ vs. $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ for chromites in chromitite bodies and accessory chromite in hosted peridotites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt.

Composición química de la cromita

La figura 6 y la tabla 1 muestran el rango de variación de la composición química de las cromitas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa. Como se puede apreciar en la figura anterior, la composición de la cromita es muy variable a lo largo de la faja.

Las cromitas del distrito Moa-Baracoa son de grado refractario (ricas en Al). La relación Cr/(Cr+Al) (#Cr) varía entre 0.41 y 0.54, y la Mg/(Mg+Fe²⁺) (#Mg) entre 0.61 y 0.77. El contenido de Cr₂O₃ oscila entre 34 y 43 % en peso y el de TiO₂ entre 0.14 y 0.48 % en peso.

Las cromitas del distrito Sagua de Tánamo son tanto de grado refractario (ricas en Al) como de grado metalúrgico (ricas en Cr). Los valores de la relación Cr/(Cr+Al) oscilan entre 0.46 y 0.70, y las de Mg/(Mg+Fe²⁺) entre 0.57 y 0.74. El contenido de Cr₂O₃ varía entre 38 y 54 % en peso y el de TiO₂ entre 0.10 y 0.25 % en peso.

Las cromitas del distrito Mayarí son de grado metalúrgico. Presentan valores de la relación Cr/(Cr+Al) entre 0.70 y 0.75, y la de Mg/(Mg+Fe²⁺) entre 0.60 y 0.77. El contenido de Cr₂O₃ oscila entre 52 y 57 % en peso y el de TiO₂ entre 0.09 y 0.21 % en peso.

Los contenidos de NiO, MnO, V₂O₃ presentes en la cromita de los tres distritos son muy bajos, muchas veces por debajo del límite de detección analítico. Por otra parte no se aprecian variaciones composicionales importantes a nivel de grano, ni de lente individual.

Comparación de las cromitas de las cromititas con las accesorias en las dunitas y harzburgitas encajantes

En el distrito de Moa-Baracoa, las cromitas de los lentes de cromitita (cromitas podiformes) presentan valores de #Cr significativamente inferiores a los de las cromitas accesorias en las dunitas (0.44-0.58) y éstas, menores que los de las cromitas en las harzburgitas (0.45-0.65) (Fig. 6). En cambio, en el distrito Mayarí las cromitas de las cromititas muestran valores de #Cr similares a los de las cromitas accesorias en las dunitas (0.70-0.74), pero mayores que los de las cromitas en las harzburgitas (0.56-0.69) (Fig. 6). Las variaciones composicionales del distrito Mayarí, son las comúnmente encontradas en cromitas ofiolíticas (Arai, 1997), no así las que muestran las cromitas del distrito Moa-Baracoa.

La relación Mg/(Mg+Fe²⁺) de las cromitas, para ambos distritos, es mayor en las cromititas que en las peridotitas encajantes, disminuyendo en el orden cromitita-dunita-harzburgita. Este hecho se debe a que los contenidos de MgO y FeO de la cromita varían, durante el enfriamiento del sistema, en función de la proporción cromita/olivino, debido a procesos de reequilibrio subsólidos entre ambos minerales (Irvine, 1967). Al descender la temperatura, el Mg tiende a migrar hacia el olivino, mientras que el Fe²⁺ tiende a concentrarse en la cromita. En consecuencia, en las rocas encajantes de los lentes de cromitita, donde existe una proporción cromita/olivino extremadamente baja, la cromita accesorio muestra, para valores comparables de #Cr, valores de #Mg muy inferiores a los de las cromitas de los lentes. Más aún, el #Mg de la cromita accesorio en las peridotitas está correlacionado positivamente con el porcentaje modal de este mineral en los distintos tipos de rocas.

Los contenidos de TiO₂ en las cromitas de las cromititas (entre 0.14 y 0.48 % en peso en Moa-Baracoa, y entre 0.09-0.21 % en peso en Mayarí) son ligeramente superiores a los de las cromitas accesorias en las dunitas (entre 0.14 y 0.38 % en peso en Moa-Baracoa, y entre 0.09-0.13 % en peso en Mayarí) y, los de éstas son, a su vez, superiores a los de cromitas de las harzburgitas (entre 0 y 0.15 % en peso en Moa-Baracoa, y entre 0.01-0.08 % en peso en Mayarí). En las cromitas del distrito Moa-Baracoa, esta tendencia de empobrecimiento en Ti está correlacionada con un aumento en el valor de #Cr. Tal tipo de variación química en la cromita, caracterizada por una correlación negativa entre el Cr y el Ti, no se ha descrito hasta ahora en ningún complejo ofiolítico y representa una característica distintiva del distrito Moa-Baracoa (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a).

CROMITITAS REFRACTARIAS VERSUS CROMITITAS METALÚRGICAS EN LA FAJA OFIOLÍTICA MAYARÍ-BARACOA.

En la tabla 2, se sintetizan las principales características de los depósitos de cromita estudiados en la Faja Ofiolítica Moa-Baracoa.

Los depósitos de cromita del distrito Moa-Baracoa se localizan en la zona de transición manto-corteza (*moho transition zone*), mientras que los del distrito Mayarí encajan en dunitas y harzburgitas representativas de porciones más profundas del manto. Esta distribución queda bien reflejada en la composición química de las fases minerales presentes en las peridotitas encajantes de los de-

Depósito de cromita	Distrito Moa-Baracoa	Distrito Sagua de Tánamo	Distrito Mayarí
Morfología de los lentes	Tabular/lenticular	Tabular/lenticular	Tabular/lenticular
Reservas totales	> 6.5 Mt	< 50.000 tn	> 500.000 tn
Posición estructural	<i>Moho Transition Zone</i>	Zona de melange	Tectonitas mantélicas
Rocas encajantes	Dunita y harzburgita	Peridotitas serpentinizada	Dunita y harzburgita
Tipo de dique que corta a la cromita	Gabros y pegmatoides gabroicos	Gabros y Pegmatoides gabroicos	Piroxenitas (websterita)
Relaciones con las rocas encajantes	Concordantes	Concordantes y discordantes (?)	Concordantes
Texturas	Masiva con fracturas <i>pull apart</i> , <i>pseudoclastic</i> , bandeada y cataclástica	Masiva, <i>pseudoclastic</i> , diseminada, bandeadas y cataclástica	Masiva, diseminada, nodular, bandeada
Inclusiones sólidas en la cromita	Ol, Anf, Cpx, Pg, La, MI	Ol, Anf	Ol, Anf, Cpx, Opx, La
Proporción de enstatita en el Opx de las harzburgitas encajantes	87.2-90.3	?	90.4-92.9
Proporción de forsterita en el olivino de las harzburgitas encajantes	90-91.4	?	90.8-91.5
Proporción de forsterita en el olivino de las dunitas encajantes	91.5-92.5	?	91.7-92.9
Proporción de forsterita en el olivino de las chromititas	93.5-95.5	?	96-97
#Cr [Cr/(Cr+Al)]	0.42-0.52	0.46-0.70	0.70-0.75
#Mg [Mg/(Mg+Fe ²⁺)]	0.61-0.77	0.66-0.74	0.62-0.77
TiO ₂ (% peso)	0.14-0.48	0.10-0.25	0.09-0.21
ΣEGP	34.1-168.4	18.8-538.5	49.4-227.9

Tabla 2. Principales características de los depósitos de cromita estudiados en los distritos Moa-Baracoa, Sagua de Tánamo y Mayarí. Olivino (Ol), anfíbol (Anf), clinopiroxeno (Cpx), ortopiroxeno (Opx), plagioclasa (Pg), laurita (La), millerita (MI).

Table 2. Main characteristics of the chromite deposits in the Moa-Baracoa, Sagua de Tánamo and Mayarí districts. Olivine (Ol), amphibol (Anf), clinopyroxene (Cpx), orthopyroxene (Opx), plagioclase (Pg), laurite (La), millerite (MI).

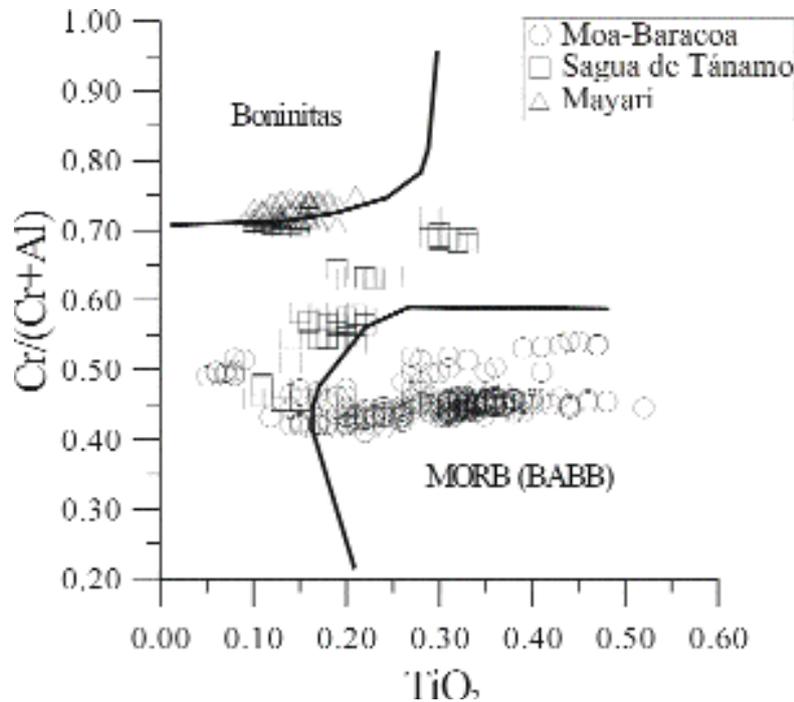


Figura 7. Cr/(Cr+Al) respecto al contenido de TiO₂ en las cromitas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa. Los campos tipo boninitas y MORB son de Arai (1992).

Figure 7. Diagram of Cr/(Cr+Al) vs. TiO₂ content for the chromites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt. Boninitic and MORB fields are from Arai (1992).

pósitos de cromita: a) las cromitas accesorias en las dunitas y harzburgitas del distrito Mayarí muestran mayor relación Cr/(Cr+Al) y menor contenido de TiO₂ que las de Moa-Baracoa; b) el olivino en las peridotitas del distrito Mayarí tiene contenidos de forsterita ligeramente superiores al de las peridotitas de Moa-Baracoa; c) el ortopiroxeno de las harzburgitas del distrito Mayarí presenta valores ligeramente superiores de enstatita y menores de CaO que las harzburgitas de Moa-Baracoa (Proenza, 1998).

Interpretar la posición estructural de los depósitos de cromita del distrito Sagua de Tánamo es bastante difícil, dado el alto grado de alteración de las peridotitas encajantes y las complicadas relaciones tectónicas existentes entre las distintas litologías de esta zona de "melange".

La composición de la cromita se ha vinculado con la tasa de fusión parcial en el manto superior (Dick y Bullen, 1984; Arai, 1992; Roberts, 1992; Zhou y Robinson, 1994, 1997; Zhou et al., 1996). Con el incremento del grado de fusión parcial el residuo mineral se empobrece en elementos magmatófilos (Fe, Al, Ca, Ti, Na). En con-

secuencia el porcentaje MgO en el olivino y el ortopiroxeno residual se incrementa, y el contenido de Al₂O₃ disminuye (Mysen y Kushiro, 1977; Jaques y Green, 1980; Michael y Bonatti, 1985). Las variaciones en el contenido de Cr en las cromitas de las peridotitas y de las cromitas también han sido relacionadas con el grado de fusión parcial. Con el incremento del grado de fusión parcial se incrementa el #Cr en la cromita (Dick y Bullen, 1984). Por otra parte, la composición química de la cromita ha sido extensamente usada como guía de la composición del magma parental y del ambiente geotectónico (Irvine, 1967; Dick y Bullen, 1984; Arai, 1992; Stowe, 1994; Zhou y Robinson, 1997).

La composición química de las cromitas del distrito Moa-Baracoa, ricas en Al y en Ti, dos elementos típicamente incompatibles, sugiere que se formaron a partir de magmas generados por tasas reducidas de fusión parcial, con afinidad de basaltos de *ridge* mediooceánicos (MORB) (Fig. 7). En cambio, las cromitas del distrito Mayarí, ricas en Cr y pobres en Ti, sugiere que se formaron a partir de magmas generados por tasas altas de fusión parcial, con afinidad boninitica (Fig. 7). Estas afini-

dades son puestas de manifiesto al calcular el contenido en Al y la relación FeO/MgO del magma en equilibrio con las cromitas (a partir de las ecuaciones de Maurel y Maurel, 1982; Maurel, 1984 en Augé, 1987). Las cromitas de Moa-Baracoa se pueden haber formado a partir de un magma rico en Al, el cual se puede aproximar a la composición de un basalto tipo MORB. No obstante, debe tenerse en cuenta la similitud entre los magmas tipo MORB y los basaltos de cuencas de *back arc* (ej. Fryer et al., 1990; Arai, 1994). Además, los valores de la relación Fe/Mg en el fundido en equilibrio con las cromitas (son inferiores a los de los MORB), lo cual puede sugerir que las cromitas del distrito Moa-Baracoa se equilibraron con un basalto de cuenca de *back arc* (BABB). Esta última posibilidad es compatible con el marco geológico regional (Iturralde-Vinent, 1994, 1996), y con la petrología y geoquímica de las harzburgitas y dunitas encajantes de las cromitas y las de los niveles de gabros bandeados presentes en este distrito (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999b, 1999c). El contenido de Al₂O₃ y la relación Fe-Mg del magma en equilibrio con las cromitas del distrito Mayarí queda comprendido en el intervalo composicional de los magmas boniniticos (ricos en SiO₂ y MgO) (Proenza et al., 1999a).

La existencia predominante en el distrito Moa-Baracoa de harzburgitas residuales (escasas lherzolitas), es incompatible con bajas tasas de fusión parcial. En este distrito las secuencias mantélicas en el Macizo Moa-Baracoa representan ofiolitas del tipo harzburgitas (HOT) (Nicolas, 1989). El alto grado de empobrecimiento de las peridotitas en los complejos ofiolíticos ha sido asociado con ambientes de suprasubducción, donde la fusión del manto es favorecida por la adición de volátiles procedentes de la placa que subduce (Pearce et al., 1984; Roberts, 1988).

El predominio de texturas en las peridotitas que indican disolución de piroxeno y formación de olivino en ambos distritos sugieren procesos de reacción peridotita-fundido (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a, 1999b). Además, las variaciones prácticamente insignificantes del olivino entre las dunitas y las harzburgitas en los dos distritos son más consistentes con procesos de reequilibrio peridotita/fundido (Bodinier, 1988), que con una evolución refractaria. Según Kelemen (1990) un ambiente geotectónico de suprasubducción es uno de los sitios más favorables para que el material del manto pueda ser percolado por fundidos. En los depósitos de cromitas estudiados es típico la presencia de anfiboles como inclusiones sólidas en los cristales de cromita. La existencia de fases hidratadas está en consonancia con la naturaleza hidratada del magma parental.

Las relaciones entre el #Cr y el TiO₂ en la cromita con el #Mg en el olivino coexistente en las cromitas, dunitas y harzburgitas (Tabla 2) son incongruentes con procesos de cristalización fraccionada o de fusión parcial (Proenza et al., 1999a). Si tenemos en cuenta el comportamiento geoquímico del Al, Cr, Ti y Mg durante los procesos de diferenciación magmática, y asumimos una génesis de las dunitas por fusión parcial de las harzburgitas encajantes, cabría esperar que, a medida que el olivino se enriquece en Mg, la cromita debería empobrecerse en Al y, sobre todo, en Ti, tal y como ocurre en la mayor parte de los complejos ofiolíticos (Arai, 1997). Por el contrario, un mecanismo de cristalización fraccionada explicaría tanto el aumento del contenido de TiO₂ como el de Al₂O₃ en la cromita, aunque no la variación del contenido en Mg del olivino coexistente. Para explicar estas tendencias de variación química es necesario invocar procesos de percolación intergranular (flujo poroso) de fundidos magmáticos y de reacción fundido/peridotita. Cuando las reacciones tienen lugar con aumento del volumen de fundido, éstas implican la disolución de los piroxenos de la matriz, y la formación (o el reemplazamiento de aquellos) de olivino. En estos casos, las reacciones fundido/peridotita favorecen la formación de olivino rico en forsterita (ej. Kelemen, 1990 y Kelemen et al., 1990) y el enriquecimiento del fundido en elementos incompatibles como el Ti y el Al (ej. Arai y Yurimoto, 1994; Arai et al., 1997). Conforme las reacciones progresan hacia niveles superiores de la columna del manto, el comportamiento de los elementos incompatibles varía y a la vez que se forma olivino ligeramente más rico en forsterita (el enriquecimiento no suele ser muy grande ya que la composición del olivino está tamponada por la matriz peridotítica y sólo aumenta su contenido en forsterita cuando existen grandes relaciones fundido/roca), la roca se enriquece en elementos incompatibles. Éste es el denominado efecto cromatográfico por Navon y Stolper (1986), el cual permite explicar el enriquecimiento en Ti y de Ti y Al (en el distrito Moa-Baracoa) en la cromita accesoria de las dunitas con respecto a la de las harzburgitas, asumiendo que las dunitas se generaron mediante la reacción entre un fundido, que circulaba a través de flujo poroso, y la harzburgita (Proenza et al., 1999a, 1999b). Las cromitas de los lentes de cromitas se sitúan en el extremo composicional de las tendencias de variación química descritas, lo cual sugiere que tales rocas representan el estadio más avanzado de los procesos de reacción fundido/peridotita. Esta interpretación también está soportada por la morfología en U de los patrones de REE normalizados a los valores condriticos de las harzburgitas y dunitas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Proenza et al., 1999a).

MODELO GENÉTICO PARA LAS CROMITITAS DE LA FAJA OFIOLÍTICA MAYARÍ-BARACOA

Cualquier modelo que pretenda explicar la génesis de los depósitos de cromita de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa debe explicar el mecanismo de cristalización de la cromita, de forma congruente con la formación de las fases minerales que contiene en forma de inclusiones (silicatos anhidros, silicatos hidratados, sulfuros EGP y de Ni), con su textura y con sus variaciones de composición química; todo ello integrado en un ambiente geodinámico que permita explicar los distintos procesos genéticos implicados.

Un ambiente intraoceánico de suprasubducción en la zona de transición entre la zona axial del arco volcánico y una cuenca trasera de arco (*back arc basin*) es el más favorable para explicar la mayoría de los rasgos químicos y texturales de las cromititas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Fig. 8) (Proenza et al., 1997a; Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a). Si bien la composición química de las cromititas de Moa-Baracoa sugiere, en principio, que tales rocas se formaron a partir de un magma tipo MORB en un contexto de dorsal mediooceánica, de acuerdo con los modelos más aceptados en la actualidad (e.j. Lago et al., 1982), la homogeneidad composicional de los MORB (causada por el equilibrio de tales magmas con las rocas encajantes durante el proceso de extracción magmática mediante flujo poroso a través de canales duníticos; Kelemen et al., 1995) y, en consecuencia, de los cumulos gabroicos de la corteza oceánica inferior en las zonas de dorsal (Sinton y Detrick, 1992) no justifica, en ningún caso, la existencia de fuertes variaciones composicionales en los magmas parentales de las cromititas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa. Por el contrario en las zonas de arco de isla se superponen espacial, y a veces temporalmente, magmas con composiciones muy variadas: basaltos (a veces con composiciones comparables a la de los MORB), andesitas, dacitas y boninitas. Este ambiente está siendo invocado, cada vez con más frecuencia, como el más idóneo para la formación de cromititas en complejos ofiolíticos (Roberts, 1988; Arai y Yurimoto, 1994; Thalhhammer y Thalhhammer, 1996; Melcher et al., 1997; Zhou y Robinson, 1997), dada la mayor disponibilidad de los elementos formadores de las cromititas ofiolíticas y de la naturaleza hidratada de los magmas parentales de tales cromititas, la cual se justifica mediante el aporte de fluidos procedentes de la fusión y/o deshidratación de la corteza oceánica subducente. De hecho, en este contexto se han localizado los únicos xenolitos de cromititas mantélicas descritos hasta ahora en la literatura (Arai y Abe, 1995). Estas cromititas son idénticas a las ofiolíticas, y

han sido arrastradas hasta la superficie por basaltos alcalinos de trasera de arco.

Los datos geológicos y las distintas reconstrucciones paleotectónicas de la región del Caribe (e.j. Iturralde-Vinent, 1994) indican que, en el Cretácico (Aptiense-Campaniense), la actual isla de Cuba quedó localizada en el bloque de techo de una zona de subducción intraoceánica. Estos datos sugieren, además, que la corteza subducente era relativamente joven y, por tanto, poseía una temperatura moderadamente elevada. En estas condiciones, el contraste de densidades entre la litosfera subducente y la situada en el bloque de techo no pudo ser demasiado alto, por lo que la subducción debió de tener lugar con un ángulo relativamente bajo ($\approx 30^\circ\text{C}$), provocando un gradiente geotérmico importante en la zona de suprasubducción, tal y como se muestra en la figura 8 (Proenza et al., 1999a).

De acuerdo con Peacock (1996), la deshidratación de la corteza oceánica subducente comienza en los primeros estadios de la subducción. Sin embargo, la limitada capacidad de los fluidos acuosos para migrar mediante flujo poroso a través de la matriz peridotítica de la zona de suprasubducción impide su movilización hacia arriba, limitando su efecto metasomatizante.

A mayores profundidades, cuando las isothermas comienzan a paralelizarse con el plano de Benioff, tales fluidos pueden atravesar con relativa facilidad la isoterma de 1150°C (próximo al *sólidus* hidratado de las peridotitas), provocando tasas reducidas de fusión parcial e incrementando la capacidad de percolación intergranular de estos fundidos fuertemente hidratados (fundidos H) (Fig. 8). Por debajo de 1200°C , el constante reequilibrio térmico y composicional de tales fundidos H con la matriz peridotítica no permite que aumente sustancialmente el volumen de fundido, permaneciendo éste con una relación H₂O/fundido silicatado muy elevada, durante su migración hacia la superficie. Si los fundidos H cruzan la isoterma de 1200°C , reaccionan con la matriz peridotítica aumentando el volumen de fundido, tanto más cuanto mayor sea la temperatura del encajante. Estas reacciones con incremento del volumen de fundido provocan la disolución de los piroxenos de la matriz y la cristalización de olivino, generando, conforme progresa la reacción, rocas cada vez más refractarias y fundidos calcoalcalinos (fundidos C) progresivamente más ricos en SiO₂ y MgO, pasando, generalmente, de toleitas a andesitas, andesitas magnésicas y a boninitas (Kelemen, 1990). Este hecho conlleva una mayor capacidad de migración de los magmas mediante percola-

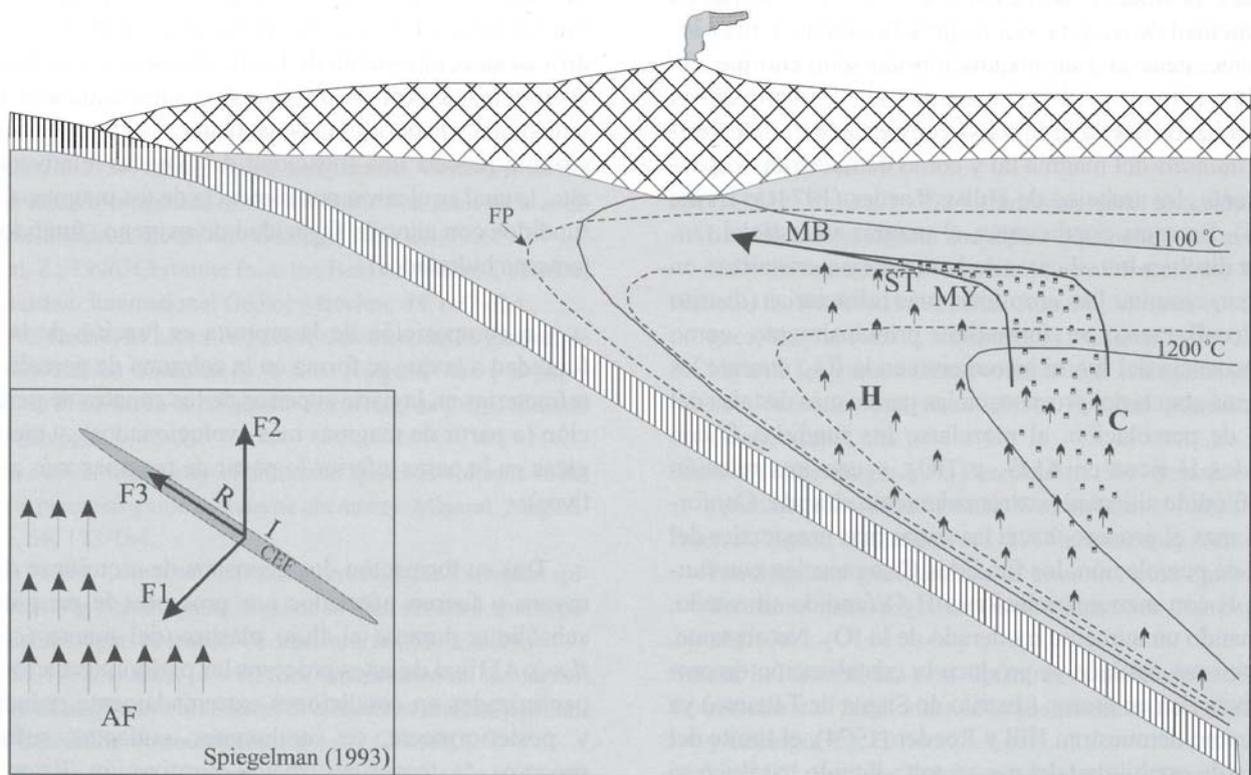


Figura 8. Modelo genético para la formación de las cromititas de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (modificado de Proenza et al., 1999a) (ver texto para discusión). MB, cromititas del distrito Moa-Baracoa; ST, cromititas del distrito Sagua de Tánamo; MY, cromititas del distrito Mayarí; H, fundidos fuertemente hidratados; C, fundidos calcoalcalinos. En el modelo de Spiegelman (1993): FP, flujo plástico; AF, aporte de fundido; CEF, canales de expansión de fundidos; RI, región impermeable; F1, presión de compactación; F2, fuerza ascensional; F3, velocidad del fundido.

Figure 8. A genetic model for chromitite genesis of the Mayari-Baracoa ophiolitic belt (adapted from Proenza et al., 1999a) (see text for discussion). MB, chromitites of Moa-Baracoa district; ST, chromitites of Sagua de Tánamo district; MY, chromitites of Mayari district; H, hydrated melts; C, calc-alkaline melts. In the Spiegelman (1993) model: FP, corner flow; AF, incoming melt flux; CEF, expanding melt channel; RI, impermeable region; F1, compaction pressure; F2, buoyancy; F3, melt velocity.

ción intergranular ya que ésta se favorece con el aumento de la proporción modal de olivino en la matriz (Toramaru y Fujii, 1986) y una progresiva canalización de los magmas (Kelemen et al., 1995).

Cuando el flujo de magma ascendente alcanza niveles litosféricos más fríos, debería tender a cristalizar. De hecho, al igual que la isoterma de 1150 °C representó la barrera térmica que había de romperse para iniciar el proceso de fusión parcial y migración magmática, las partes superiores de la zona de suprasubducción deberían representar una barrera de permeabilidad que impidiese el paso del flujo poroso y favoreciese la solidificación de los magmas implicados. Así, los fundidos C que alcanzasen este nivel tenderían a solidificar intersticialmente en los poros que anteriormente sirvieron para su migración, dando lugar a texturas en las que los minerales máficos

neoformados cristalizarían entre los cristales residuales de olivino y/o ortopiroxeno (peridotitas impregnadas). Sin embargo, este fenómeno tendría lugar sólo en el caso en el que la velocidad de cristalización del magma superase al aporte de fluido. En caso contrario, tal y como demuestra Spiegelman (1993), la combinación de la fuerza de ascenso del flujo magmático con la fuerza, de signo opuesto, debida a la compactación del magma parcialmente solidificado, hace que el flujo magmático tienda a focalizarse paralelamente a la barrera impermeable (Fig. 8), especialmente si la componente de compactación es mínima. Esta tendencia a la movilización lateral del flujo magmático se vería favorecida, también, por el sentido del flujo plástico de las peridotitas (*corner flow*). Durante su migración a lo largo del canal poroso hacia la zona de extracción magmática, el fundido C puede alcanzar una zona de aporte de fundido H. La mezcla de ambos

fundidos provocaría, sobre todo, un fuerte incremento en la fugacidad de oxígeno del magma resultante y, muy localmente, generaría un magma híbrido sobre-enriquecido en sílice (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a). Ambos efectos hacen que la cromita se convierta en el único mineral *liquidus* del magma tal y como demuestran, respectivamente, los trabajos de Hill y Roeder (1974) e Irvine (1976). En estas condiciones, el magma intersticial tenderá a disolver los silicatos de la matriz y a cristalizar, en su lugar, cromita. Las cromititas más refractarias (distrito de Moa-Baracoa) se formarían, principalmente, como consecuencia del fuerte incremento en la fO_2 , durante las primeras etapas del proceso, en las partes más distales del canal de percolación, al mezclarse los fundidos C con fundidos H ricos en Al_2O_3 y TiO_2 , y con una relación H_2O /fundido silicatado extremadamente elevada. Conforme avanza el proceso, hacia las zonas más proximales del canal de percolación, los fundidos C se mezclan con fundidos H con menores relaciones H_2O /fundido silicatado, originando un aumento moderado de la fO_2 . No obstante, en este caso también se produce la cristalización de cromita más rica en cromo (distrito de Sagua de Tánamo) ya que, como demuestran Hill y Roeder (1974), el límite del campo de estabilidad del par cromita-líquido basáltico se expande hacia condiciones de menor fugacidad de oxígeno conforme aumenta el contenido en Cr_2O_3 del magma. Las cromitas del distrito de Mayarí serían las últimas en formarse, y se generarían en las partes más proximales del canal de percolación, próximas al área fuente. En este estadio, los fundidos C tendrían características composicionales próximas a las andesitas magnésicas-boninitas y los fundidos H poseerían las menores relaciones H_2O /fundido silicatado. Hay que hacer notar que los fundidos H tenderán a parecerse a los C a medida que atraviesen zonas de mayor temperatura (Proenza, 1998; Proenza et al., 1999a).

A todos estos efectos se sobreimpone la deformación plástica debida al *corner flow*, la cual da lugar a la paralelización de los contactos entre harzburgita y dunita, generando las típicas alternancias existentes, sobre todo en las zonas mineralizadas (allí donde se desarrollaron los canales de percolación), y al desarrollo de las texturas de *pull-apart* en las cromititas.

CONCLUSIONES

Las cromitas ofiolíticas de la Faja Mayarí-Baracoa se formaron en un contexto de suprasubducción. Los lentes de cromititas se forman a partir de magmas generados por fusión parcial inducida por la deshidratación de la placa

subducente. Estos magmas (magmas C) migran mediante flujo poroso a través de las peridotitas mantélicas y modifican su composición de forma progresiva a lo largo de la columna de percolación por reacciones entre el magma intersticial y la peridotita de la matriz. La cristalización de cromita precisa una fugacidad de oxígeno relativamente alta, la cual se alcanza por la mezcla de los magmas C con fundidos con elevada fugacidad de oxígeno (fundidos altamente hidratados).

La composición de la cromita es función de la profundidad a la que se forma en la columna de percolación: refractarias en la parte superior de los canales de percolación (a partir de magmas más evolucionados), y metalúrgicas en la parte inferior (a partir de magmas más primitivos).

Tras su formación, los depósitos de cromita se deformaron y fueron afectados por procesos de reequilibrio subsólidos durante el flujo plástico del manto (*corner flow*). Al final de estos procesos las peridotitas fueron serpentinizadas en condiciones extremadamente reductoras y, posteriormente, en condiciones oxidantes, sufrieron procesos de ferricromitización-cloritización. Estos últimos se generaron, probablemente, durante la fase de fracturación regional subsecuente al apilamiento de las unidades ofiolíticas.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a la dirección de la Empresa Cromo Moa (Cuba) por las facilidades que nos ofrecieron para el muestreo de las mineralizaciones, así como a todo el personal de la Mina Mercedita. Igualmente desean expresar su agradecimiento a J. Carmenate, J. Batistas, J. Blanco-Moreno, O. Vera, R. Díaz-Martínez, A. Rodríguez-Vega, N. Muñoz, M. Pelier, J.C. Labrada y A. Escusa por su ayuda en los trabajos de campo. También agradecer a los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona donde se realizaron los análisis de DRx (X. Alcover, P. Basses y T. Muriel), SEM-EDS (R. Fontarnau y A. Santiago) y de microsonda electrónica (J. García Veiga y X. Llovet). Al Instituto de Cooperación Iberoamericana y a la Fundació Solidaritat de la Universitat de Barcelona por la concesión de una beca doctoral a J.P.

Este trabajo ha sido mejorado gracias a los comentarios y sugerencias de M. Leblanc, S. Arai, J.L. Bodinier, P. Enrique y R. Lunar a los que también queremos expresar nuestro agradecimiento. Parte de esta investigación ha sido financiada a través del proyecto PB97-1211. Este trabajo es una contribución a los proyectos IGCP 427 y 433.

BIBLIOGRAFÍA

- Adamovich, A., Chejovich, V.D., 1964. Principales características de la geología y de los minerales útiles de la región nordeste de la provincia de Oriente. *Revista Tecnológica*, 2, 14-20.
- Ahmed, Z., 1984. Stratigraphic and textural variations in the chromite composition of the ophiolitic Sakhakot-Qila complex, Pakistan. *Economic Geology*, 79, 1334-1359.
- Ahmed, Z., 1996. Chromite from the Bela Arc-Basin Ophiolite, Pakistan. *International Geology Review*, 38, 607-624.
- Andó, J., Kozák, M., Ríos, Y., 1989. Caracterización general de la asociación ofiolítica de la zona Holguín-Moa y el papel de las ofiolitas en el desarrollo estructural de Cuba. *Minería y Geología*, 1, 15-33.
- Arai, S., 1992. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. *Mineral. Magazine*, 56, 173-184.
- Arai, S., 1994. Compositional variation of olivine-chromian spinel in Mg-rich magmas as guide to their residual spinel peridotites. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, 59, 279-293.
- Arai, S., 1997. Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Resource Geology*, 47, 177-187.
- Arai, S., Abe, N., 1995. Reaction of orthopyroxene in peridotite xenoliths with alkali basalt melt and its implication for genesis of alpine-type chromitite. *Am. Mineral.*, 80, 1041-1047.
- Arai, S., Matsukage, K., Isobe, E., Vysotskiy, S., 1997. Concentration of incompatible elements in oceanic mantle: effect of melt/wall interaction in stagnant or failed melt conduits within peridotite. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 671-675.
- Arai, S., Yurimoto, H., 1994. Podiform chromitites of the Tarim-Misaka ultramafic complex, Southwest Japan, as mantle-melt interaction products. *Economic Geology*, 89, 1279-1288.
- Augé, T., 1987. Chromite deposits in the northern Oman ophiolite: mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, 22, 1-10.
- Bacuta, G.C. (Jr.), Kay, R.W., Gibbs, A.K., Lipin, B.R., 1990. Platinum-group element abundance and distribution in chromite deposits of the Acoje Block, Zambales ophiolite complex, Philippines. *J. Geochem. Explor.*, 37, 113-145.
- Bodinier, J.L., 1988. Geochemistry and petrogenesis of the Lanzo peridotite body, western Alps. *Tectonophysics*, 149, 67-88.
- Boudier, F., Nicolas, A., 1985. Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments. *Earth Planet. Sci. Letters*, 76, 84-92.
- Bush, V., Shervakova, B., 1986. New data on the deep tectonics of Cuba. *Geotectonics*, 3, 24-43.
- Campos, M., 1989. Estructura de las ofiolitas de Cuba Oriental. Fondo Geológico del ISMM de Moa, Cuba.
- Cassard, D., Nicolas, A., Rabinowicz, M., Moutte, M., Leblanc, M., Prinzhofer, A., 1981. Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. *Economic Geology*, 76, 805-831.
- Cobiella, J., 1978. Una melange en Cuba Oriental. *La minería en Cuba*, 4, 46-51.
- Dick, H.J.B., Bullen, T., 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 54-76.
- Fonseca, E., Sladkevich, V., Santa Cruz, M., Morales, A., Rodríguez, R., Capote, C., Navarrete, M., García, I., 1992. Geología de los yacimientos cromíticos con evaluación pronóstica. Informe final tema 401-12. Unidad Minera Punta Gorda, Moa. Cuba.
- Fonseca, E., Zelepugin, V.N., Heredia, M., 1985. Structure of the ophiolite association of Cuba. *Geotectonic*, 19, 321-329.
- Fryer, P., Taylor, B., Langmuir, C.H., Hochstaedter, A.G., 1990. Petrology and geochemistry of lavas from the Sumisu and Torishima back-arc rifts. *Earth Planet. Sci. Letters*, 100, 161-178.
- García, I., Fonseca, E., 1994. La mineralización cromítica y su relación con las cloritas en el yacimiento Amores. *Minería y Geología*, 11, 50-54.
- Graham, I.T., Franklin, B.J., Marshall, B., 1996. Chemistry and mineralogy of podiform chromitite deposits, southern NSW, Australia: a guide to their origin and evolution. *Mineral. Petrol.* 57, 129-150.
- Guild, P.W., 1947. Petrology and structure of the Moa Chromite District, Oriente province, Cuba. *Amer. Geophys. Union*, 28, 218-246.
- Heredia, M., Terepin, A., 1984. Estudio comparativo de los complejos mafíticos-ultamafíticos de la provincia de Pinar del Río y los macizos Mayarí y Moa-Baracoa. *Serie Geológica*, 3, 55-100.
- Hill, R., Roeder, P., 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *Journal of Geology*, 82, 709-729.
- Hock, M., Friedrich, G., Plüer, W.L., Wichowski, A., 1986. Refractory and metallurgical type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineral. Deposita*, 21, 190-199.
- Irvine, T.N., 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator; Part II, Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Science*, 4, 71-103.
- Irvine, T.N., 1976. Chromite crystallisation in the join Mg_2SiO_4 - $CaMgSi_2O_8$ - $MgCr_2O_4$ - SiO_2 . *Carnegie Institute Washington Yearbook*, 76, 465-472.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1994. Cuba geology: a new plate-tectonic synthesis. *Journal of Petroleum Geology*, 17, 39-70.
- Iturralde-Vinent, M.A., 1996. Geología de las ofiolitas de Cuba. In M.A. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364. Special Contribution n.1, Miami, USA, 83-120.

- Jacques, A.L., Green, D.H., 1980. Anhydrous melting of a peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 287-310.
- Jan, M.Q., Windley, B.F., Khan, A., 1985. The Warziristan Ophiolite, Pakistan: general geology and chemistry of chromite and associated phase. *Economic Geology*, 80, 294-306.
- Kelemen, P.B., 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma. I. Phase relations, the origin of calcalkaline magma series, and the formation of discordant dunite. *Jour. Petrol.*, 31, 51-98.
- Kelemen, P.B., Johnson, K.T.M., Kinzler, R.J., Irving, A.J., 1990. High field-strength element depletions in arc basalts due to mantle-magma interaction. *Nature*, 345, 521-524.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N., Salters, V.J.M., 1995. Extraction of mid-ocean-ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels. *Nature*, 375, 747-753.
- Khudoley, K.M., Meyerhoff, A.A., 1971. Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Mem. Geol. Soc. Am.*, 129, 199 pp.
- Kniper, A., Cabrera, R., 1974. Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio y eugeosinclinal de Cuba y del cinturón hiperbasáltico de Cuba. *Contribución a la geología de Cuba*, Academia de Ciencias de Cuba, 15-77.
- Kravchenko, G.G., Vázquez, S.O., 1985. Estructura y perspectivas cromíferas de algunas regiones de los macizos ultrabásicos de Cuba. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 10, 37-55.
- Lago, N.L., Rabinowicz, M., Nicolas, A., 1982. Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *Jour. Petrol.*, 23, 103-125.
- Lavaut, W., Medina, A., Acosta, J., Guerra, M., Figueredo, D., 1994. Investigaciones geólogo-geofísicas actuales del macizo ofiolítico Sierra de Nipe: un sistema para el pronóstico y prospección de cromitas metalúrgicas. *Resúmenes del Segundo Congreso Cubano de Geología y Minería*. Santiago de Cuba, p. 108.
- Leblanc, M., 1991. Platinum-group elements and gold in ophiolitic complexes: distribution and fractionation from mantle to oceanic floor. In T.J. Peters, A. Nicolas, R.G. Coleman (eds.). *Ophiolite Genesis and Evolution of Oceanic Lithosphere*, Kluwer Academic. Publ., Dordrecht. 231-260.
- Leblanc, M., 1995. Chromite and ultramafic rock compositional zoning through a paleotransform fault, Poom, New Caledonia. *Economic Geology*, 20, 2028-2039.
- Leblanc, M., Violette, J.F., 1983. Distribution of aluminium-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology*, 78, 293-301.
- Maurel, C., Maurel, P., 1982. Étude Expérimentale de la distribution de l'aluminium entre bain silicaté basique et spinelle chromifère. Implications pétrogénétiques: teneur en chrome des spinelles. *Bull. Minéral.*, 105, 197-202.
- Melcher, F., Grum, W., Grigore, S., Thalhammer, V.T., Stumpfl, E.F., 1997. Petrogenesis of the ophiolitic Giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: a study of solid and fluid inclusions in chromite. *Jour. Petrol.*, 38, 1419-1458.
- Michael, P.J., Bonatti, E., 1985. Peridotite composition from the North Atlantic: Regional and tectonic variations and implications for partial melting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, 91-104.
- Millán, G., 1996. Metamorfitas de la asociación ofiolítica de Cuba. In M. Iturralde-Vinent (ed.). *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*, IGCP Project 364. Special Contribution n.1., Miami, USA, 131-153.
- Mysen, B. O., Kushiro, I., 1977. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Am. Mineral.*, 62, 843-865.
- Murashko, V.I., 1966. Cromititas de la Isla de Cuba. C.N.F.G. La Habana, Cuba.
- Murashko, V.I., Lavandero, R.M., 1984. Yacimientos de cromitas metalúrgicas de la región Mayarí-Sagua de Tánamo. *Serie Geológica*, 3, 17-31.
- Murashko, V.I., Lavandero, R.M., 1989. Chromite in the hyperbasite belt of Cuba. *International Geology Review*, 31, 90-99.
- Nagy, E., Brezsnysky, K., Brito, A., Coutin, D., Formell, F., Franco, G., Gyarmati, P., Jakus, P., Radocz, Gy., 1976. Mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250000. Academia de Ciencias de Cuba.
- Navarrete, M., Rodríguez, R., 1991. Generalización petrológica del corte ofiolítico de los yacimientos Pinares de Mayarí, Canada y Luz Norte, Macizo Mayarí-Nicaró. *Minería y Geología*, 8, 3-10.
- Navon, O., Stolper, E., 1987. Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. *Journal of Geology*, 95, 285-307.
- Nekrasov, G.YE. Oro, J., Sokolov, S.D., Flores, R., Shavyrina, M.V., 1989. Ophiolites of eastern Cuba. *Geotectonics*, 23, 60-71.
- Nicolas, A., 1989. Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrech, Kluwer, 367 pp.
- Nicolas, A., Al Azri, H., 1991. Chromite-rich and chromite-poor ophiolites: the Oman case. In T.J. Peters, A. Nicolas, R.G. Coleman (eds.). *Ophiolites: genesis and evolution of oceanic lithosphere*, Kluwer Acad. Pub., Dordrecht, 261-274.
- Ostrooumov, M.N., 1986. Características de la composición química de las cromoespinelas cubanas por el análisis de rayos X. *Minería y Geología*, 1, 31-43.
- Peacock, S.M., 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones. *Geophysical Monograph* 96, AGU, 119-133.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. In B.P. Kokelaar, M.F. Howells (eds.). *Marginal Basin Geology*. Geological Society, London Special Publication, 16, 77-94.
- Proenza, J., 1998. Cromititas podiformes en la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). Ejemplo del yacimiento Mercedita. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 227 p.

- Proenza, J., Carralero, N., 1994. Un nuevo enfoque sobre la geología de la parte sur de la cuenca de Sagua de Tánamo. *Minería y Geología*, 11, 3-10.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., 1997a. Compositional variations of podiform chromitites among different mining districts in the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). In H. Papunen (ed.). *Mineral deposits: research and exploration where do they Meet?*, 1, 487-490.
- Proenza, J., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., 1997b. Proceso de alteración a ferricromita en Cr-espínelas de cromititas y peridotitas del yacimiento Mercedita. *Bol. Soc. Esp. Min.*, 20-A, 29-30.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., Bodinier, J.L., 1999a. Al-rich and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, 94, 547-566.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C., 1999b. La Moho Transition Zone (MTZ) en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa (Cuba): un ejemplo de interacción magma/peridotita. *Rev. Soc. Geol. España*, 12(3-4), 309-327.
- Proenza, J., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., Solé, J., 1999c. Los niveles de gabros bandeados en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa. Gabros característicos de ofiolitas de zona de supra-subducción. *Minería y Geología*, 16 (2), 5-12.
- Quintas, F., 1989. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior y Paleógeno de la provincia Guantánamo y zonas cercanas. Tesis doctoral, fondo geológico, ISMM, Cuba.
- Quintas, F., Hernández, M., Campos, M., 1994. Asociaciones estructuro-formacionales del Mesozoico en Cuba Oriental y la Española. *Minería y Geología*, 11, 3-9.
- Ríos, Y.I., Cobiella, J.L., 1984. Estudio preliminar del Macizo de gabroides Quesigua de las ofiolitas del este de la provincia de Holguín. *Minería y Geología*, 2, 109-132.
- Roberts, S., 1988. Ophiolitic chromitite formation: a marginal basin phenomenon?. *Economic Geology*, 83, 1034-1036.
- Robert, S., 1992. Influence of the partial melting regime on the formation of ophiolitic chromitite. In L.M. Parson, B.J. Murton, P. Browning (eds.). *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues*, Geological Society Special Publication, 60, 203-217.
- Sinton, J.M., Detrick, R.S., 1992. Mid-ocean ridge magma chambers. *Jour. Geophys. Res.*, 97, 197-216.
- Spiegelman, M., 1993. Physics of melt extraction: theory, implications and applications. In K.G. Cox, D. McKenzie, R.S. White (eds.). *Melting and melt movement in the Earth*, Oxford University Press, New York, 23-52.
- Stowe, C.W., 1994. Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time. *Economic Geology*, 89, 528-546.
- Thalhammer, O.A.R., Thalhammer, T.V., 1996. The Kempirsai mafic-ultramafic massif, Kazakhstan; formation of gigantic chromitite deposits in the course of partial melting, melt/rock interaction and magmatic crystallization driven by fluid activity. *Turun y Iopiston Geologianja mineralogian osaston julkaisuja*, 33, 39-40.
- Thayer, T.P., 1942. Chrome resources of Cuba. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 93-A, 1-74.
- Toramaru, A., Fujii, N., 1986. Connectivity of melt phase in a partially molten peridotite. *Jour. Geophys. Res.*, 91, 9239-9252.
- Torres, M., 1987. Características de la asociación ofiolítica de la región norte de Moa-Baracoa y su relación con el arco volcánico Cretácico. Trabajo de diploma, ISMM de Moa, Cuba.
- Wadge, G., Draper, G., Lewis, J.F., 1984. Ophiolites of the northern Caribbean: a reappraisal of their roles in the evolution of the Caribbean plate boundary. In I.G. Gass, S.J. Lippard, A.W. Shelton (eds.). *Ophiolites and oceanic lithosphere*, Blackwell Scientific Publications, Londres, 367-380.
- Zhou, M.F., Bai, W.J., 1992. Chromite deposits in China and their origin. *Mineral. Deposita*, 27, 192-199.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., 1994. High-Cr and high-Al podiform chromitites, Western China: relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle. *International Geology Review*, 36, 678-686.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., 1997. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits. *Economic Geology*, 92, 259-262.
- Zhou, M.F., Robinson, P.T., Malpas, J., Zijin Li., 1996. Podiform chromites in the Luobusa Ophiolite (Southern Tibet): implications for mel-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. *Jour. Petrol.*, 37, 3-21.