

LA MOHO TRANSITION ZONE EN EL MACIZO OFIOLÍTICO MOA-BARACOA (CUBA): UN EJEMPLO DE INTERACCIÓN MAGMA/PERIDOTITA

J. Proenza^{1,2}, F. Gervilla³ y J. C. Melgarejo²

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

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

Resumen: La *Moho transition Zone* (MTZ) en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa está compuesta de harzburgitas refractarias, dunitas, peridotitas «impregnadas» (con plagioclasa y clinopiroxenos), sills de gabro, lentes de cromitita, así como diques de gabro y pegmatoides gabroico, siendo un rasgo importante a destacar de esta zona el gran desarrollo de sills de gabro. Se observan variaciones mínimas en el contenido de Fo del olivino en los diferentes tipos litológicos ultramáficos, lo que cuestiona la incidencia de la fusión parcial como mecanismo responsable de la formación de las rocas refractarias. El contenido en Fo del olivino se correlaciona positivamente con el porcentaje de TiO₂ de la cromita accesoria coexistente en las dunitas y las harzburgitas, y negativamente con el #Cr de dicha cromita accesoria. Tales variaciones químicas no son explicableables mediante procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada. En cambio, son compatibles con un origen «residual» de estas rocas mantélicas, debido a procesos de reacción de las peridotitas con fundidos intergranulares que circulan a través de éstas mediante flujo poroso. Esta interpretación es congruente con el patrón de REE de estas peridotitas, el cual muestra una morfología plana, desde las LREE a las MREE. Las características de los diferentes tipos litológicos presentes en la MTZ del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa sugieren que la MTZ es una importante zona de interacción entre magmas ascendentes, circulando mediante flujo poroso, y el manto litosférico empobrecido. Los sills de gabros favorecen el transporte de magmas en la MTZ, y serían el resultado de la solidificación de volúmenes discretos de magma intergranular. Las peridotitas «impregnadas» representarían trazas de los canales de circulación de los fundidos (magmas).

Palabras clave: Peridotita, *Moho Transition Zone* (MTZ), REE, percolación, ofiolita, Cuba.

Abstract: The *Moho Transition Zone* in the Moa-Baracoa Ophiolitic Massif consists of harzburgites, dunites, «impregnated» peridotites (with plagioclase and clinopyroxene), gabbro sills, chromite bodies, as well as discordant dykes of gabbro and pegmatitic gabbro. We note small variations in the Fo contents of the olivine among the different ultramafic lithologies. This fact prevents the use of partial melting as the main mechanism to explain the origin of the refractory rocks. The Fo contents in the olivine display a positive correlation with the TiO₂ and a negative one with the #Cr of the coexisting accessory chromites, both minerals present in the harzburgites and dunites. Such a variability cannot be explained by either partial melting or fractional crystallization processes. On the contrary, it suggests a residual origin for these mantelic rocks after the reaction between the peridotites and the intergranular melts that circulated through these rocks by porous flow. This idea is also supported by the flat morphology depicted by the LREE to MREE distribution pattern in the peridotites. The different lithologies that appear in the MTZ from the Moa-Baracoa Ophiolitic Massif suggest that an interaction between the ascending magmas and a depleted lithospheric mantle occurred in this zone. The gabbro sills originated from the intergranular crystallization of small volumes of melt. The «impregnated» peridotites represent the remains of the channelways used by the magmas to percolate through the lithospheric mantle.

Key words: Peridotite, *Moho Transition Zone* (MTZ), REE, percolation, ophiolite, Cuba.

Proenza, J., Gervilla, F. y Melgarejo, J.C. (1999): La *Moho Transition Zone* en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa (Cuba): Un ejemplo de interacción magma/peridotita. *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4): 309-327

La denominada Zona de Transición de Moho (*Moho transition zone*, MTZ), en los complejos ofiolíticos, representa la transición física del manto a la corteza (Benn *et al.*, 1988). Esta zona puede ser equivalente a los denominados Moho petrológico (Greenbaum, 1972;

Malpas y Stevens, 1977) y Moho geofísico (Cann, 1970). Según Benn *et al.* (1988), la MTZ se caracteriza por ser una zona compleja que presenta una importante continuidad lateral (con variaciones en su espesor), localizada entre las peridotitas residuales infrayacentes y

la sección cortical de gabros, representativos de la parte basal de la corteza inferior. Petrológicamente, la MTZ está compuesta por harzburgitas, dunitas, cromititas, wehrlitas, troctolitas, piroxenitas, así como por *sills* y diques de gabros. Esta zona ha sustentado mucha polémica en cuanto a su interpretación (Nicolas y Prinzhofer, 1983), existiendo dos escuelas diferentes a la hora de interpretar su origen y significado petrogenético.

Una primera escuela considera la MTZ como la parte más profunda de la secuencia magmática y asumen, por tanto, una interpretación genética a partir de procesos de cristalización magmática. Según esta interpretación, la MTZ sería parte integrante de la sección cortical (Coleman, 1977; Elthon *et al.*, 1982; Lippard *et al.*, 1986).

Una segunda escuela sugiere un origen residual para la MTZ y la considera parte del manto superior. Esta interpretación se basa en el reconocimiento de determinadas características microestructurales en las peridotitas refractarias, tales como la presencia de fábricas típicamente mantélicas y de ortopiroxenos residuales (Nicolas y Prinzhofer, 1983; Boudier y Nicolas, 1995). Según esta escuela, las wehrlitas, dunitas con plagioclasa, troctolitas y websteritas serían producto de la impregnación/cristalización magmática, sobreimpuestas a las peridotitas refractarias (Benn *et al.*, 1988). En cualquier caso, y de acuerdo con recientes modelos teóricos (Spiegelman, 1993) y observaciones en el complejo ofiolítico de Omán (Kelemen *et al.*, 1995), la MTZ constituye una región caracterizada por una importante acumulación de magma y, en conse-

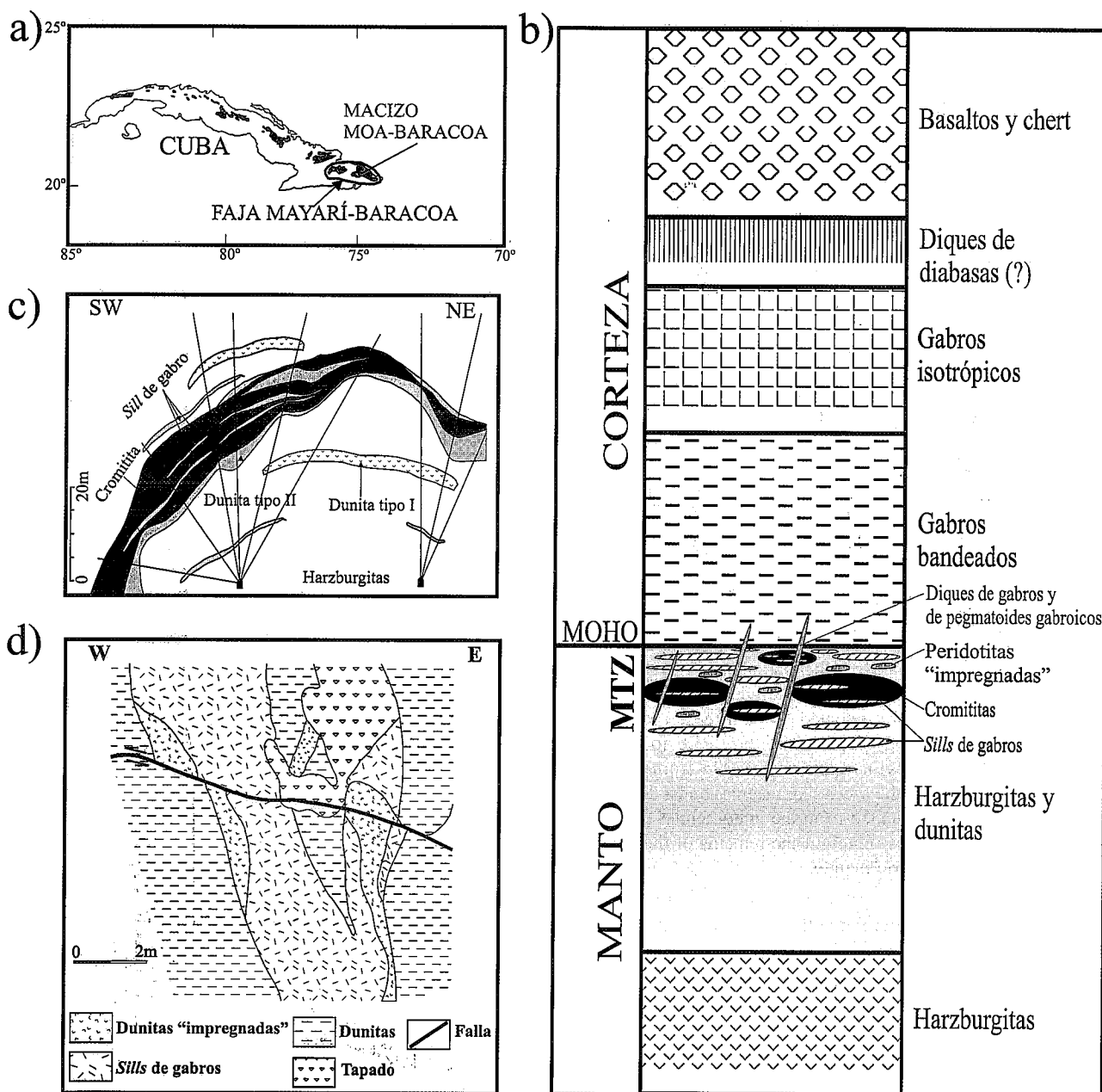


Figura 1.- a) Localización del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa en la isla de Cuba; b) Columna esquemática idealizada (la dimensión no está a escala) del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa; c) Corte a través de un sector de la MTZ en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa (área del yacimiento Mercedita) (modificado de Rodríguez, 1994); d) Dunitas «impregnadas» de plagioclasa y clinopiroxenos en la MTZ del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa; nótese cómo las dunitas «impregnadas» constituyen la continuación de los *sills* de gabros.

cuencia, por la interacción entre tales magmas y el manto residual (Benn *et al.*, 1988; Boudier y Nicolas, 1995).

En este trabajo se describen las características texturales, de quimismo mineral, composición en REE y temperaturas de equilibrio de los principales tipos litológicos presentes en la MTZ del Macizo ofiolítico Moa-Baracoa (extremo oriental de Cuba). Los principales rasgos de esta zona pueden ser explicados a través de procesos de percolación/reacción entre fundidos ascendentes y un manto empobrecido.

La Moho Transition Zone (MTZ) en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa

El Macizo Moa-Baracoa

El Macizo Moa-Baracoa se localiza en el extremo oriental de la Faja Ofiolítica Mayarí-Baracoa (Fig. 1a). 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 m para el complejo ultramáfico y de 500 m para el de gabros (Fonseca *et al.*, 1985), mientras que para el complejo volcano-sedimentario se ha estimado un espesor de 1200 m (Quintas, 1989). Los complejos ultramáfico y de gabro se han datado como Jurásico-Cretácico Temprano y el complejo volcano-sedimentario como Hauteriviense (?) - Campaniense (?) (Iturralde-Vinent, 1996).

El complejo ultramáfico se compone, predominantemente, de harzburgitas y, en menor medida, de 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).

Los gabros de cumulos aparecen como grandes cuerpos incluidos en el complejo ultramáfico. El contacto entre el complejo ultramáfico y el de gabros es mayoritariamente tectónico, aunque Andó *et al.* (1989) describieron sectores donde el contacto es transicional. La parte inferior del complejo de gabros se caracteriza por presentar un marcado bandeado y se compone de gabros olivínicos, gabronorita, gabros, anortositas y noritas (Ríos y Cobiella, 1984; Fonseca *et al.*, 1985; Torres, 1987; Proenza, 1998; Proenza *et al.*, 1999b).

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

El complejo volcano-sedimentario contacta tectónicamente con los demás complejos del corte ofiolítico. Está compuesto por la Formación Quiviján (Iturralde-Vinent, 1996), la cual incluye basaltos amigdaloides y porfiricos (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 basal-

tos de afinidad boninitica (Rodríguez, com. pers.).

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

Las ofiolitas del Macizo Moa-Baracoa han sido interpretadas como «restos de la corteza protocaribeña», la cual fue modificada en un ambiente de arco de islas volcánico durante el Aptiense-Campaniense Medio (Iturralde-Vinent, 1996). Estas ofiolitas son comparables a las descritas por Pearce *et al.* (1984) como típicas de zona de suprasubducción (SSZ) (Proenza, 1998; Proenza *et al.*, 1999a).

La MTZ

La MTZ en el Macizo Moa-Baracoa está compuesta predominantemente por harzburgitas, dunitas, peridotitas «impregnadas» (con plagioclasa y clinopiroxeno), *sills* de gabros, diques de gabros y de pegmatoides gabroicos, así como de cuerpos de cromititas (Fig. 1b).

El límite superior de la MTZ queda delimitado por la presencia de los niveles basales de los gabros bandeados, mientras que el límite inferior es difícil de establecer. A partir de perfiles de sondeos (área del yacimiento Mercedesita; Proenza, 1998) se puede estimar un espesor de la MTZ superior a los 150 m. Estos perfiles atraviesan más de 150 m de una zona compuesta por harzburgitas, dunitas, peridotitas «impregnadas», *sills* y diques de gabros. Las harzburgitas constituyen más del 60 % de la MTZ y son el encajante de los demás tipos litológicos presentes. La MTZ en el Macizo Moa-Baracoa presenta dos tipos morfológico/estructurales de dunitas (Fig. 1c): a) cuerpos tabulares encajados en harzburgitas (dunitas tipo I), y b) dunitas que envuelven los cuerpos de cromititas (dunitas tipo II).

Los *sills* de gabros (Fig. 1c) se encuentran encajados tanto en harzburgitas como en dunitas, aunque hay que destacar que frecuentemente aparecen incluidos concordantemente en los cuerpos de cromititas (Proenza *et al.*, 1997; Proenza, 1998; Proenza *et al.*, 1999a). En este último caso, el rumbo de los *sills* coincide con el eje más largo de las lentes de cromititas. El espesor de los *sills* varía entre 0,6 y 4 m y pueden llegar a alcanzar una extensión lateral superior a los 100 m.

En la MTZ del Macizo Moa-Baracoa aparece, además de los tipos litológicos descritos, un tipo de peridotita con contenidos inusualmente elevados de clinopiroxeno y plagioclasa. Se asocia principalmente a las harzburgitas, formando parches dentro de éstas aunque, algunas veces, constituyen la prolongación de determinados *sills* de gabros (principalmente de

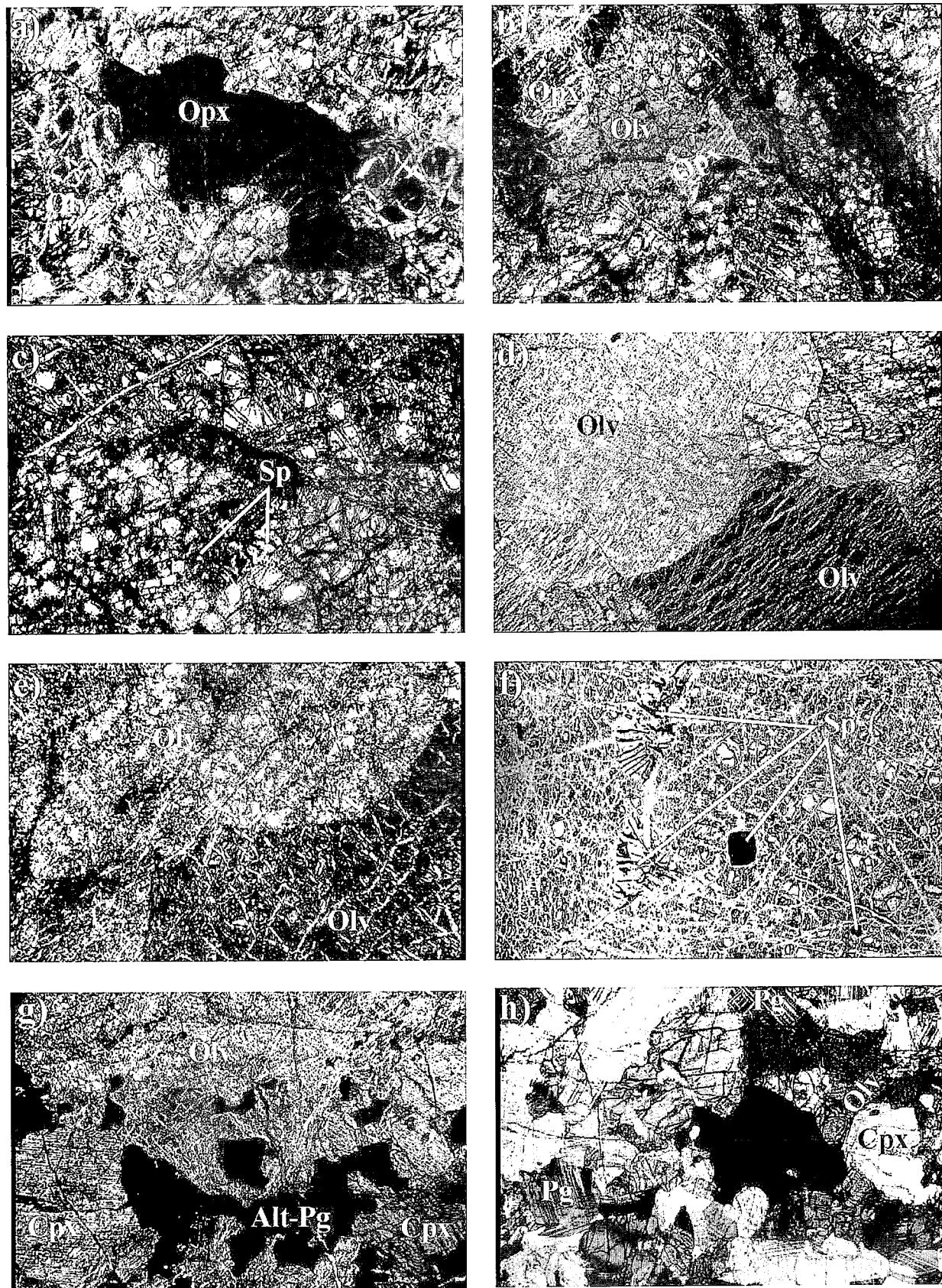


Figura 2.- Principales texturas presentes en la MTZ del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa. a) Harzburgita con textura porfiroclástica (ancho de la fotografía = 1 cm); b) Harzburgita con textura de reemplazamiento de un cristal de ortopiroxeno (bastitizado) por olivino (ancho de la fotografía = 8 cm); c) Cromita accesoria vermicular formada a partir de ortopiroxeno en una harzburgita (ancho de la fotografía = 1,4 mm); d) y e) Textura granular en dunita (ancho de la fotografía = 1 cm); f) Cromita accesoria con diferentes morfologías en dunita (ancho de la fotografía = 0,7 mm); g) Peridotita «impregnada», donde se observa grandes cristales de clinopiroxeno y producto de alteración de plagioclasa en una matriz de olivino alterada a serpentina (ancho de la fotografía = 1cm); h) Sill de gabro (ancho de la fotografía = 1cm). Las fotografías a, b, c, d, e, g y h están realizadas con luz transmitida y nicoles cruzados; la fotografía f está realizada con luz refleja y sin analizador. Olv, olivino; Opx, ortopiroxeno; Cpx, clinopiroxeno; Sp, espinela (cromita); Pg, Plagioclasa; Alt-Pg, producto de alteración de plagioclasa.

troctolitas) en la roca encajante (Fig. 1d). En este último caso, algunas peridotitas no contienen ortopiroxeno y están formadas, exclusivamente, por olivino, clinopiroxeno, plagioclasa y espinela cromífera. Este tipo de rocas son relativamente frecuentes en otros complejos ofiolíticos y, normalmente, se han interpretado como el resultado de la impregnación/cristalización de magmas basálticos que circulan intergranularmente, mediante flujo poroso, a través de las peridotitas refractarias (Nicolás, 1989).

Muestreo y métodos analíticos

Las muestras de peridotitas y gabros utilizadas en este trabajo fueron tomadas, predominantemente, en sondeos ubicados en el yacimiento Mercedita (Macizo Moa-Baracoa). Muestras adicionales fueron seleccionadas de diferentes minas de cromita presentes en el Macizo Moa-Baracoa donde existen buenos afloramientos de la MTZ, dada la vinculación genética entre la MTZ y los depósitos de cromitas (Proenza, 1998; Proenza *et al.*, 1999a).

Los análisis químicos de los minerales presentes en las muestras de peridotitas y gabros se han efectuado mediante una microsonda electrónica CAMECA SX50, en los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona. Se ha utilizado una tensión de aceleración de 20 kv y una corriente sobre la muestra de 20 nA. Se ha medido sobre las líneas espectrales $K\alpha$ del Fe, Mn y Ni con un cristal LiF; las $K\alpha$ del Mg, Si, Al, Na con un TAP, y las $K\alpha$ del Ca, Cr, Ti y K con un PET. Los patrones utilizados han sido ortoclasa (Si, Al, K), Fe_2O_3 (Fe), periclasa (Mg), wollastonita (Ca), rodonita (Mn), NiO (Ni), rutilo (Ti), albita (Na) y Cr_2O_3 (Cr).

Los elementos traza de las muestras de gabro y de peridotita «impregnada» han sido medidos con un ICP-MS Perkin Elmer Elan 6000 de los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona, usando rodio como estándar interno. La composición de los elementos trazas de las muestras de dunitas y harzburgitas también ha sido determinada mediante ICP-MS. Estos análisis se han realizados en Montpellier en un VG PlasmaQuad, según el procedimiento descrito por Ionov *et al.* (1992).

Descripción petrográfica

Las harzburgitas

La proporción volumétrica de los minerales «primarios» presentes en las harzburgitas es variable: las de olivino oscilan entre 73 y 90 %, las de ortopiroxeno entre 8 y 20 %, las de cromita accesoria entre 1 y 2 % y las de clinopiroxeno entre 0 y 1 %.

Las harzburgitas muestran típicas texturas de tectonitas y se caracterizan por presentar, predominantemente, texturas porfiroclásticas. Los porfiroclastos de ortopiroxeno se presentan aislados en una matriz granoblástica de olivino (Fig. 2a), y muchas veces

muestran lamelas de exsolución de clinopiroxenos. Los cristales de ortopiroxeno, normalmente deformados por deslizamiento intracrystalino a favor de sus planos de exfoliación, suelen presentar bordes cóncavo/convexos (golfos de corrosión), lo cual sugiere la actuación de procesos de reacción/disolución durante los cuales tiene lugar la disolución parcial del ortopiroxeno y la cristalización de olivino (Fig. 2b). De acuerdo con Kelemen (1990), el reemplazamiento de ortopiroxeno por olivino tiene lugar siempre que la reacción entre el magma (saturado en olivino) intergranular y la matriz peridotítica tenga lugar en condiciones de aumento de volumen del magma. Los porfiroclastos de ortopiroxeno alcanzan tamaños de hasta 7 mm y los de olivino de hasta 5 mm. El olivino de la matriz tiene un tamaño de grano generalmente más pequeño (1-2 mm). En las harzburgitas de la parte superior de la MTZ (cerca de los gabros bandeados), los ortopiroxenos tienen un tamaño de grano más pequeño y presentan mayores evidencias de corrosión.

La cromita accesoria tiene forma vermicular o subidiomórfica (Fig. 2c). La cromita se puede presentar, bien diseminada en una matriz de olivino, o bien como «inclusiones» dentro del ortopiroxeno. La cromita subidiomórfica presenta tamaño de grano normalmente inferior a 1 mm. En la cromita vermicular, las vermículas muestran un tamaño promedio de 300x30 micras. Los cristales de cromita vermicular se encuentran como pseudomorfos de piroxenos, a los que reemplazan total o parcialmente. Este tipo de textura indica un reemplazamiento simplectítico con disolución/cristalización. Boudier y Nicolas (1995) también han interpretado la cromita accesoria vermicular en la MTZ de Omán como producto de reacción/disolución del ortopiroxeno.

Además de los minerales primarios anteriormente citados, los minerales secundarios presentes en las harzburgitas son minerales del grupo de la serpentina, clinocloro y magnetita. En fracturas muy tardías se encuentra calcita y, en menor medida, dolomita.

Las dunitas

La principal característica petrográfica de las dunitas es su elevado grado de serpentización, el cual es, generalmente, superior al que existe en las harzburgitas. Este hecho provoca que, muchas veces, no sea posible identificar adecuadamente ni la textura ni la composición modal primaria. En las muestras menos alteradas de las dunitas del tipo I, se observa que contienen entre un 96 y un 98 % de olivino, hasta un 2 % de cromita accesoria y hasta un 3 % de ortopiroxeno. En las dunitas tipo II no se observa ortopiroxeno y el contenido de cromita accesoria es mucho mayor (hasta un 4 %). Desde el punto de vista textural, en las dunitas tipo I se puede diferenciar dos tipos de cristales de olivino: a) porfiroclastos de tamaño de grano milimétrico (hasta 5 mm), con extinción ondulante como resultado de procesos de deformación plástica a alta temperatura,

y b) neoblastos con un tamaño de grano normalmente inferior a 1 mm. Por el contrario, en las dunitas tipo II los granos de olivino están casi totalmente recristalizados hasta llegar a alcanzar tamaño de grano de 7 mm de diámetro. Estas últimas dunitas presentan texturas granoblásticas (Fig. 2d, e), aunque no llegan a desarrollar texturas en mosaico propias de procesos de *annealing*, con bordes de grano rectilíneos, formando ángulos de 120° en los puntos triples.

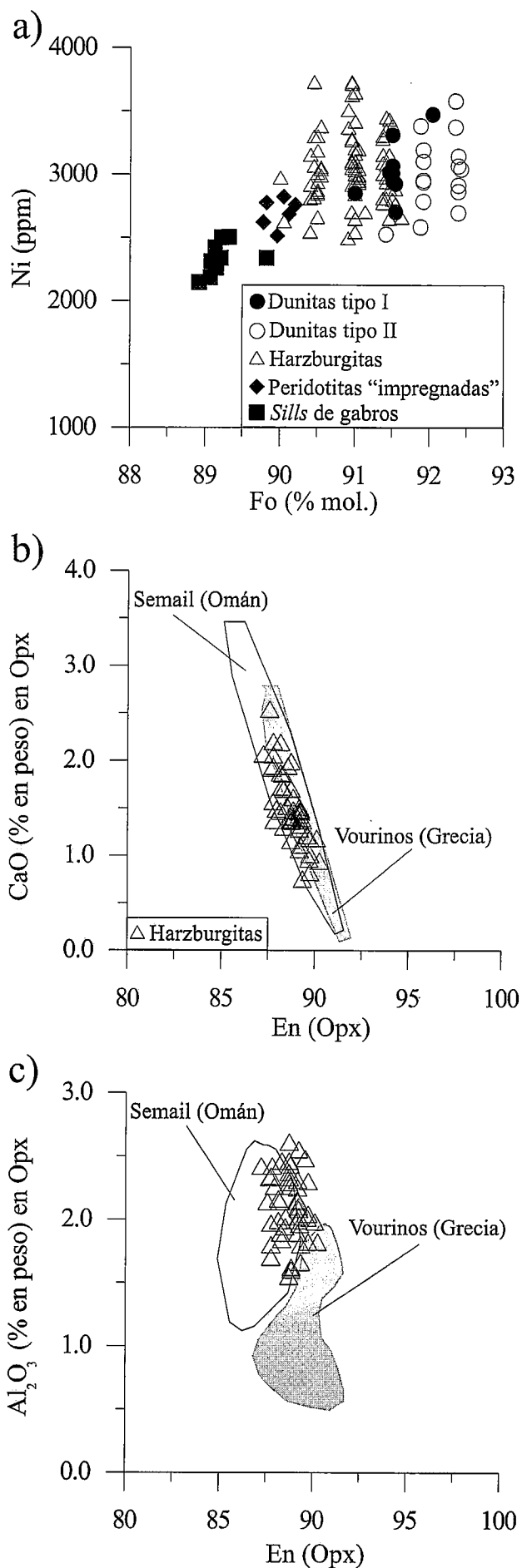
La cromita accesoria en las dunitas se presenta mayoritariamente con morfología redondeada o euhédrica (Fig. 2f), con un tamaño de grano entre 0,1 y 1 mm. También se presenta con morfología vermicular y alotriomórfica (Fig. 2f), especialmente en las dunitas tipo I, aunque en menor proporción que en las harzburgitas.

Los minerales secundarios principales en los dos tipos de dunitas son serpentina, clinocloro y magnetita. En algunas muestras de dunitas, el olivino se encuentra totalmente alterado a serpentina. En este caso las dunitas han sido transformadas en serpentinitas, las cuales muestran textura mallada y algunos centros de las mallas suelen presentar típicas texturas en reloj de arena (Proenza, 1998). Al igual que en las harzburgitas, existen fracturas tardías rellenas de carbonatos (mayoritariamente, calcita y, en menor cantidad, dolomita) que cortan a las dunitas.

Peridotitas «impregnadas»

Están compuestas por olivino, plagioclasa, clinopiroxeno, cromita accesoria y, a veces, ortopiroxeno. El olivino presenta un tamaño de grano entre 0,7 y 1,5 mm, muestra rasgos de deformación plástica (extinción ondulante) y, en sentido general, no se diferencia del descrito en las harzburgitas. En las muestras estudiadas, el ortopiroxeno se encuentra fuertemente alterado, aunque muestra bordes de grano cóncavo-convexos igualmente análogos a los descritos en las harzburgitas. La cromita accesoria presenta cristales subredondeados a idiomórficos (raramente con morfología vermicular), asociada a los bordes de grano del olivino. Los cristales de plagioclasa y de clinopiroxeno se disponen intersticialmente entre cristales de olivino (Fig. 2g). La plagioclasa está fuertemente alterada a una mezcla compleja de filosilicatos y, a veces, óxidos de hierro, lo que ha impedido realizar un detallado estudio textural y químico de este mineral. Por el contrario, el clinopiroxeno desarrolla cristales idiomórficos

Figura 3.- a) Contenido en Ni (ppm) respecto al componente forsterita (Fo) en los olivinos de los diferentes tipos litológicos presentes en la MTZ del Macizo Moa-Baracoa; b) Porcentaje en peso de CaO respecto al componente enstatita en el ortopiroxeno de las harzburgitas de la MTZ del Macizo Moa-Baracoa; c) Porcentaje en peso de Al_2O_3 respecto al componente enstatita en el ortopiroxeno de las harzburgitas de la MTZ del Macizo Moa-Baracoa. En las figuras b y c se muestran, a modo de comparación, los campos composicionales (adaptados de Roberts, 1992) de los ortopiroxenos de las harzburgitas de Semail (Omán) y Vourinos (Grecia).



sin rasgos de deformación, con un tamaño de grano entre 1 y 3 mm y, en algún caso, con finas exsoluciones de ortopiroxeno.

Los sills de gabros

Los sills de gabros están compuestos por clinopiroxeno (40-60 % en volumen), plagioclasa (30 a 50 %), olivino (hasta un 20 %) y cromita accesoria (1 %) (Fig. 2h). El clinopiroxeno tiene un tamaño de grano entre 0,2 y 2,5 mm de diámetro, la plagioclasa entre 0,3 y 2,2 mm y el olivino entre 0,3 y 0,4 mm. Las texturas presentes son típicamente cumulíticas, con un predominio de texturas de acumulados. La secuencia de cristalización comienza con olivino, seguido de clinopiroxeno y plagioclasa. Además, los gabros muestran texturas de flujo magmático definidas por un bandeado modal y por una foliación y lineación paralelas a las de las peridotitas (harzburgita o dunitas) encajantes.

Los cristales de piroxenos se encuentran reemplazados, en mayor o menor grado, por anfíbol uralítico. La plagioclasa también se encuentra, muy a menudo, total o parcialmente reemplazada por zoisita, sericita, o prehnita. El olivino está también transformado a minerales del grupo de la serpentina.

Quimismo mineral

Olivino

La composición química del olivino en las harzburgitas muestra un estrecho rango de variación. Los contenidos de forsterita (Fo), definido como $100(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}))$, varían entre 89,5 y 92, con un valor medio de 91 ($\sigma=0,39$), mientras que los contenidos en Ni analizados varían entre unas 2500 y 3700 ppm (Fig. 3a). Tal y como se observa en esta figura, no existe ningún tipo de correlación entre las proporciones molares de forsterita y el contenido en Ni del olivino, tal y como cabría esperar (correlación positiva) en harzburgitas generadas por diferentes tasas de fusión parcial.

La composición química del olivino en las dunitas, al igual que en las harzburgitas, presenta un estrecho rango de variación. La principal diferencia con respecto a estas rocas radica en el hecho de que el olivino de las dunitas presenta mayores valores del contenido en Fo (Fig. 3a). Esta figura muestra, además, que las dunitas tipo II presentan también mayores contenidos en Fo (valor medio de $\text{Fo}=92,1$, $\sigma=0,30$) que las de tipo I (valor medio de $\text{Fo}=91,5$, $\sigma=0,26$) y, al igual que lo que ocurría en las harzburgitas, estos contenidos no se correlacionan, como cabría esperar, con los de Ni, cuyos valores analizados varían entre 2529 y 3580 ppm en las dunitas tipo II, y entre 2706 y 3475 ppm en las de tipo I.

En las peridotitas «impregnadas» analizadas, el olivino presenta proporciones de forsterita entre 89,8 y 90,3. Estos contenidos son inferiores a los de los olivinos de las dunitas y similares a los de las harzburgitas. Los contenidos de NiO varían entre 2400

y 2740 ppm.

En los sills de gabros el olivino presenta valores medios de forsterita de 89,1 ($\sigma=0,11$). Estos contenidos son menores que los de los olivinos de las harzburgitas, de las dunitas y que de las peridotitas «impregnadas» (Fig. 3a). El contenido de Ni es igualmente más bajo (varía entre 2148 y 2503 ppm).

Ortopiroxeno

Los ortopiroxenos de las harzburgitas corresponden a enstatita. Su composición varía entre $\text{En}_{87,24}$ y $\text{En}_{90,26}$, siendo el contenido medio de enstatita 89 ($\sigma=0,60$). Los contenidos de ferrosilita y wollastonita varían, respectivamente, entre $\text{Fs}_{7,69-9,64}$ y $\text{Wo}_{1,52-4,66}$. El valor de la relación $\# \text{Mg} [100(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}))]$ oscila entre 90,10 y 92,02 (media=91,38, $\sigma=0,35$), similar a la descrita para los olivinos, mientras los contenidos de Cr_2O_3 varían entre 0,53 y 0,82 % en peso, con un valor medio de 0,69 ($\sigma=0,06$). Los porcentajes en peso de Al_2O_3 y CaO son relativamente bajos: los de Al_2O_3 varían entre 1,55 y 2,61 %, y los de CaO, entre 0,75 y 2,54 %. Si bien los porcentajes de Al_2O_3 y CaO son bastante similares a los de los ortopiroxenos de las harzburgitas de Semail (Omán) y Vourinos (Grecia) (Fig. 3b, c), los porcentajes de cromo son ligeramente elevados con respecto al valor medio (0,4-0,5 % en peso de Cr_2O_3) de los ortopiroxenos de las harzburgitas de las tectonitas basales de las secuencias ofiolíticas (Arai, 1997).

Clinopiroxeno

La composición de los clinopiroxenos de las «peridotitas impregnadas» varía entre $\text{En}_{48,78-52,23}\text{Fs}_{3,55-4,97}\text{Wo}_{42,80-47,14}$. Este mineral presenta contenidos entre 0,67 y 1,53 % en peso de Cr_2O_3 (media=1,19, $\sigma=0,27$) y entre 1,35 y 3,30 % en peso de Al_2O_3 (media=2,87, $\sigma=0,59$). El contenido en TiO_2 oscila entre 0,24 y 0,55 % en peso (media=0,44), mientras que el Na_2O alcanza valores de hasta 0,4 % en peso. El $\# \text{Mg}$ de los clinopiroxenos es alto y varía entre 91,3 y 93,4 (media=91,8).

La composición de los clinopiroxenos presentes en los sills de gabro varía entre $\text{En}_{45,64-47,34}\text{Fs}_{4,28-7,69}\text{Wo}_{46,67-48,66}$. Presentan valores medios de Cr_2O_3 de 1,36 % en peso y el Al_2O_3 varía entre 3,99 y 4,38 % en peso. Estos valores son ligeramente superiores a los que poseen los clinopiroxenos de las peridotitas «impregnadas». Los contenidos de TiO_2 oscilan entre 0,28 y 0,55 % en peso, mientras los de Na_2O alcanzan valores de hasta 0,56 % en peso (media=0,50, $\sigma=0,05$). El $\# \text{Mg}$ de los clinopiroxenos en los sills de gabros es alto y varía entre 85,6 y 91,7.

Cromita accesoria

La composición de la cromita accesoria de las harzburgitas se muestra en la figura 4a. En esta figura se observa cómo el $\# \text{Cr} (\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al}))$ varía entre 0,45 y

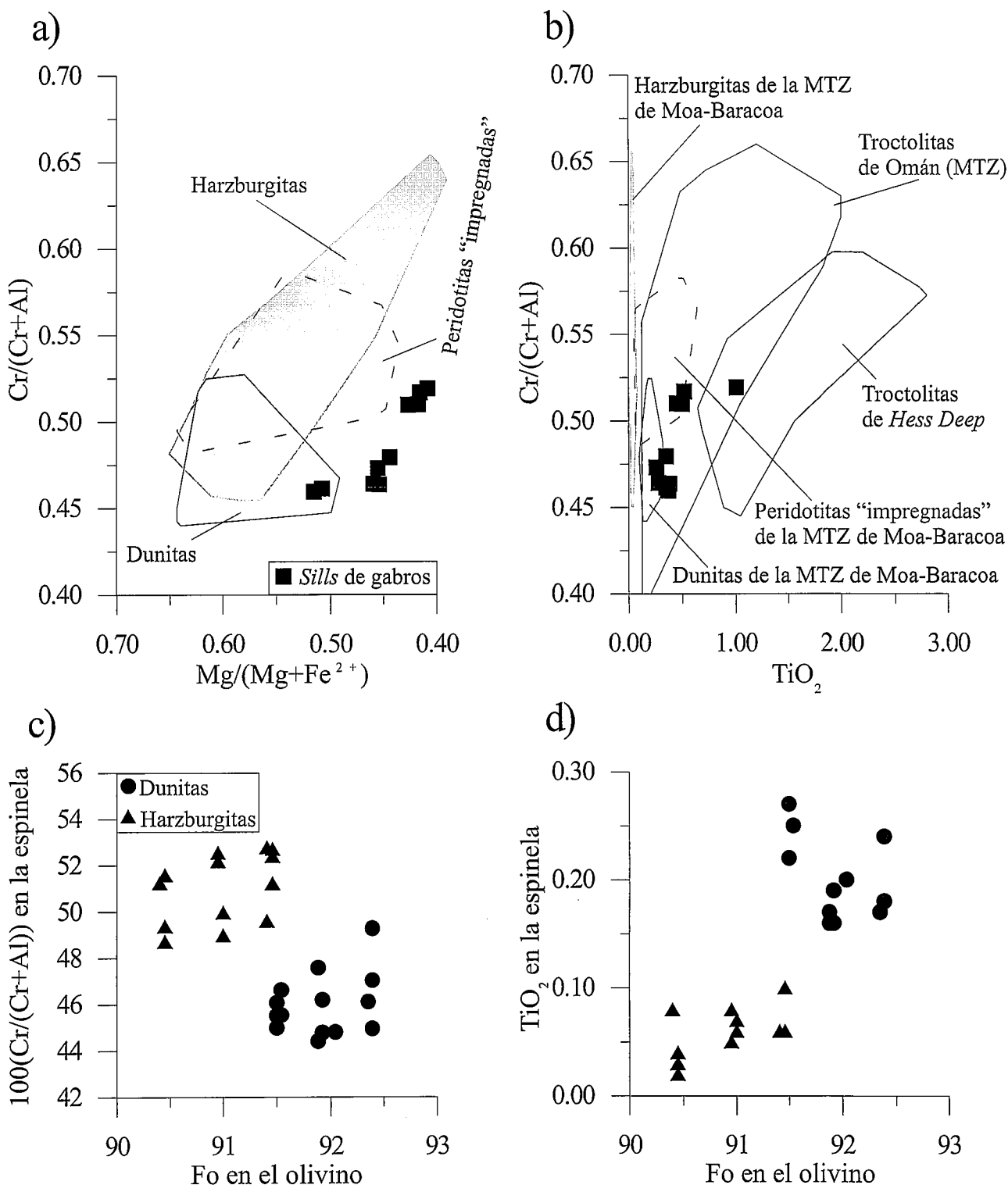


Figura 4.- a) #Cr respecto a #Mg y b) #Cr respecto a TiO_2 en la cromita accesoria de las harzburgitas, dunitas, «peridotitas impregnadas» y sills de gabro de la MTZ del Macizo Moa-Baracoa; c) #Cr y d) TiO_2 en la cromita accesoria con respecto al contenido de Fo (expresado como $100(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}))$) del olivino coexistente en las harzburgitas y dunitas de la MTZ en el Macizo Moa-Baracoa. En la figura b se muestra, a modo de comparación, los campos composicionales (adaptados de Matsukage y Arai, 1997) de las cromitas accesorias de las troctolitas de la MTZ de Omán y Hess Deep (fondo oceánico del Pacífico ecuatorial).

0,65, con un valor medio de 0,54 ($\sigma=1,85$) mientras el #Mg ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$) varía entre 0,39 y 0,64, con un valor medio de 0,59 ($\sigma=2,57$). Los contenidos de TiO_2 son muy bajos (generalmente $< 0,15$ % en peso); sólo en una muestra, situada en el contacto de una harzburgita con un sill de gabro, los contenidos de TiO_2

son mayores, alcanzando hasta 0,36 % en peso. Los contenidos de Fe_2O_3 varían entre 2,92 y 3,94 % en peso y, al igual que los contenidos de TiO_2 , son menores en las cromitas accesorias incluidas en ortopiroxenos. Los valores del #Cr son similares a los de las cromitas accesorias de las harzburgitas de los complejos ofiolíticos

que contienen importantes yacimientos de cromita. Estos valores están dentro del intervalo (0,4-0,6) definido por Arai (1997) para la composición de las cromitas accesorias en harzburgitas moderadamente refractarias, las cuales, teniendo en cuenta la importancia que este autor concede al quimismo de la roca encajante, serían los únicos tipos litológicos ultramáficos susceptibles de albergar mineralizaciones importantes de cromita.

En la figura 4a también se muestra la composición química de la cromita accesorial en términos de sus relaciones #Cr y #Mg para las dunitas, y pone de mani-

dos elementos (el Mg y el Al), marcadamente diferentes desde el punto de vista geoquímico, y es opuesta a las descritas en otros complejos ofiolíticos portadores de yacimientos de cromita podiforme (Arai, 1997). Sólo en las ofiolitas de Zambales y Central Palawan en Filipinas (Leblanc y Violette, 1983; Hock *et al.*, 1986; Rammlmair *et al.*, 1987; Yumul, 1992) y en las de Tari-Misaka en Japón (Arai, 1980; Arai y Yurimoto, 1994; Matsumoto *et al.*, 1997), las cuales contienen depósitos de cromita refractaria, la cromita accesorial en harzburgitas y dunitas muestra composiciones compa-

Muestras	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Rb	0,0711	0,0521	0,0635	0,0375	0,0224	0,0458	0,0546	0,0413	0,1838	0,2007
Sr	0,4512	0,7368	1,1010	0,3488	0,4627	0,8476	0,2124	0,2878	25,5497	126,0053
Y	0,0413	0,0405	0,0369	0,0389	0,0526	0,0658	0,0665	0,1210	-	-
Zr	0,1484	0,0304	0,0972	0,0446	0,0386	0,0504	0,0696	0,1599	-	-
Nb	0,0431	0,0209	0,0199	0,0321	0,0160	0,0223	0,0284	0,0283	0,1285	0,0142
Cs	0,0032	0,0023	0,0028	0,0024	0,0019	0,0010	0,0024	0,0023	0,0691	0,0240
Ba	0,4174	0,3292	0,3956	0,1686	0,1073	0,2548	0,7719	0,3545	0,0823	0,9267
La	0,0098	0,0043	0,0087	0,0026	0,0044	0,0046	0,0065	0,0096	0,0633	0,1814
Ce	0,0261	0,0102	0,0176	0,0055	0,0101	0,0109	0,0262	0,0212	-	-
Pr	0,0028	0,0017	0,0027	0,0012	0,0015	0,0015	0,0025	0,0036	0,0343	0,0937
Nd	0,0120	0,0082	0,0129	0,0067	0,0072	0,0074	0,0117	0,0181	0,1040	0,5923
Sm	0,0047	0,0033	0,0042	0,0043	0,0025	0,0020	0,0057	0,0060	0,0341	0,3023
Eu	0,0016	0,0016	0,0018	0,0014	0,0014	0,0013	0,0021	0,0019	0,0936	0,2579
Gd	0,0050	0,0054	0,0061	0,0040	0,0041	0,0044	0,0077	0,0117	0,0401	0,4848
Tb	0,0009	0,0009	0,0009	0,0008	0,0010	0,0009	0,0012	0,0025	0,0101	0,1045
Dy	0,0052	0,0062	0,0058	0,0051	0,0066	0,0087	0,0098	0,0195	0,0630	0,7226
Ho	0,0020	0,0019	0,0018	0,0019	0,0021	0,0024	0,0027	0,0047	0,0126	0,1534
Er	0,0070	0,0086	0,0072	0,0083	0,0084	0,0106	0,0110	0,0196	0,0394	0,4470
Tm	0,0024	0,0018	0,0020	0,0024	0,0018	0,0026	0,0024	0,0038	0,0059	0,0625
Yb	0,0196	0,0157	0,0159	0,0193	0,0187	0,0226	0,0196	0,0298	0,0448	0,3899
Lu	0,0048	0,0040	0,0044	0,0049	0,0049	0,0055	0,0051	0,0067	0,0062	0,0574
Hf	0,0045	0,0018	0,0042	0,0031	0,0012	0,0018	0,0019	0,0032	0,1919	0,2599
Ta	0,2170	0,0433	0,0385	0,1735	0,0042	0,0290	0,0910	0,1065	0,0899	0,2645
Pb	0,3663	0,1416	0,4375	0,1059	0,0609	0,1092	0,1173	0,0590	-	-
Th	0,0095	0,0028	0,0041	0,0024	0,0003	0,0010	0,0012	0,0031	0,0791	0,0220
U	0,0034	0,0020	0,0025	0,0020	0,0012	0,0016	0,0027	0,0024	0,0041	0,0006
Li	-	-	-	-	-	-	-	-	5,52	1,40
V	-	-	-	-	-	-	-	-	25,29	115,60
Co	-	-	-	-	-	-	-	-	56,07	53,00
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	755,07	566,29
Cu	-	-	-	-	-	-	-	-	65,67	88,24
Ga	-	-	-	-	-	-	-	-	7,45	10,59
Sn	-	-	-	-	-	-	-	-	0,67	0,34

Tabla I.- Composición en elementos trazas de harzburgitas (1,2,3,4), dunitas (5,6,7,8), peridotitas «impregnadas» (9) y sills de gabros (10) representativas de la MTZ del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa. Todos los análisis están dados en ppm.

fiesto que tal composición no permite diferenciar el tipo estructural de dunitas ya que, en las dunitas tipo II, el #Cr de la cromita varía entre 0,44 y 0,49, y en las de tipo I esta relación varía entre 0,44 y 0,52. Del mismo modo, el #Mg varía entre 0,54 y 0,64 en las dunitas tipo II y entre 0,49 y 0,63 en las dunitas tipo I. Estos valores son, no obstante, sensiblemente diferentes de los que presenta la cromita accesorial de las harzburgitas. La cromita de las dunitas proyecta en un área del diagrama que se solapa, parcialmente, con la zona más rica en Al y Mg del campo composicional de las harzburgitas, mostrando en este mineral una tendencia de variación química marcada por el enriquecimiento progresivo en Mg y Al hacia las rocas más refractarias. Tal tendencia correlaciona positivamente

rables, con idénticos valores del #Cr (Arai, 1997).

Del mismo modo, los porcentajes de TiO₂ en la cromita de las dunitas son más altos que los de las harzburgitas (Fig. 4b). Los valores oscilan entre 0,16 y 0,32 % en peso en las dunitas tipo II, y entre 0,14 y 0,33 % en peso en las dunitas tipo I. De nuevo, un elemento incompatible, como el Ti, se enriquece en la estructura de la cromita accesorial de las rocas más refractarias, correlacionado positivamente con el #Mg y negativamente con el #Cr. Estas peculiares variaciones en el quimismo mineral de la cromita son características de las peridotitas de la MTZ del Macizo Moa-Baracoa y no han sido descritas, hasta ahora, en ningún otro complejo ofiolítico (Proenza, 1998; Proenza *et al.*, 1999a).

Al igual que en el caso del TiO₂, los contenidos de

Fe_2O_3 en la cromita de las dunitas son más altos que los de las harzburgitas. Los valores oscilan entre 4,84 y 8,24 % en peso en las dunitas tipo II y entre 4,6 y 8,99 % en peso en las dunitas tipo I.

Las tendencias de variación química descritas en la cromita accesoria de las dunitas y harzburgitas se observan más adecuadamente cuando se proyectan el #Cr y el contenido en TiO_2 de este mineral, con respecto al #Mg del olivino coexistente (Fig. 4c, d). Estos diagramas muestran que el #Mg del olivino se correlaciona positivamente con el contenido en TiO_2 y negativamente con el #Cr de la cromita. Teniendo en cuenta el carácter marcadamente compatible del Mg, moderadamente compatible del Cr e incompatible del Ti durante los procesos de fusión parcial y cristalización fraccionada, resulta difícil explicar las tendencias descritas mediante tales procesos.

La composición de la cromita accesoria de las peridotitas «impregnadas» analizadas se muestra en la figura 4a. El #Cr varía entre 0,48 y 0,58 (media=0,54), y el #Mg varía entre 0,44 y 0,64 (media=0,51). Estos valores limitan un campo composicional ampliamente solapado con el de las harzburgitas, poniendo de manifiesto que el proceso de impregnación no ha modificado sensiblemente la composición mayoritaria del olivino y de la cromita. Por el contrario, la figura 4b muestra que los porcentajes de TiO_2 en la cromita accesoria de las peridotitas «impregnadas» oscilan entre 0,45 y 0,57 % en peso (media=0,51) y son más altos que los de la cromita accesoria de las harzburgitas y dunitas. Este enriquecimiento relativo en titanio en la cromita sugiere que este elemento debe poseer un elevado coeficiente de reparto cromita/líquido, el cual justificaría la fraccionación preferencial del titanio de un fundido basáltico percolante hacia la cromita, durante la circulación de dicho magma mediante flujo poroso a través de la matriz harzburgítica-dunítica. Los contenidos de Fe_2O_3 oscilan entre 2,61 y 8 % en peso. Estos valores son mayores que los de la cromita de las harzburgitas y relativamente menores que los de las dunitas.

El #Cr de la cromita accesoria presentes en los sills de gabro varía entre 0,45 y 0,52, mientras el #Mg lo hace entre 0,41 y 0,52 (Fig. 4a). El valor del #Cr es comparable al que presenta este mineral en las dunitas, al igual que sucede en las troctolitas de la MTZ del complejo de Omán y en las del fondo oceánico en el Pacífico ecuatorial (*Hess Deep*) (Matsukage y Arai, 1997). En cambio el #Mg es marcadamente inferior tanto al de las dunitas como al de las harzburgitas. Los contenidos de TiO_2 en la cromita accesoria de los sills de gabros son más altos que los de las harzburgitas y dunitas (Fig. 4b). Los valores oscilan entre 0,26 y 1,01 % en peso (media=0,45; $\sigma=0,22$). Estos valores son muy inferiores a los descritos en las troctolitas de la MTZ del Complejo de Omán y del fondo oceánico en el Pacífico ecuatorial, los cuales llegan a alcanzar 2,0 % en peso de TiO_2 en Omán y 2,8 % en peso de TiO_2 en el *Hess Deep* (Matsukage y Arai, 1997). En estas dos localidades las dunitas y las troctolitas contienen cromita con #Cr ligeramente superiores a los de los sills de

gabros del área del yacimiento Mercedita y, al igual que en esta área, en ambos casos, el aumento del contenido en TiO_2 de la cromita desde las dunitas a los gabros se realiza sin variación en el #Cr. Estas relaciones sugieren, tal y como señalan Matsukage y Arai (1997), que tanto las dunitas como las troctolitas son producto de la interacción entre las harzburgitas y un líquido intergranular que asciende por flujo poroso. Mientras que en Omán y en el *Hess Deep* el fundido basáltico debió ser de tipo MORB, en la MTZ del Macizo Moa-Baracoa el fundido debió ser más rico en Al_2O_3 y más pobre en TiO_2 . Los contenidos de Fe_2O_3

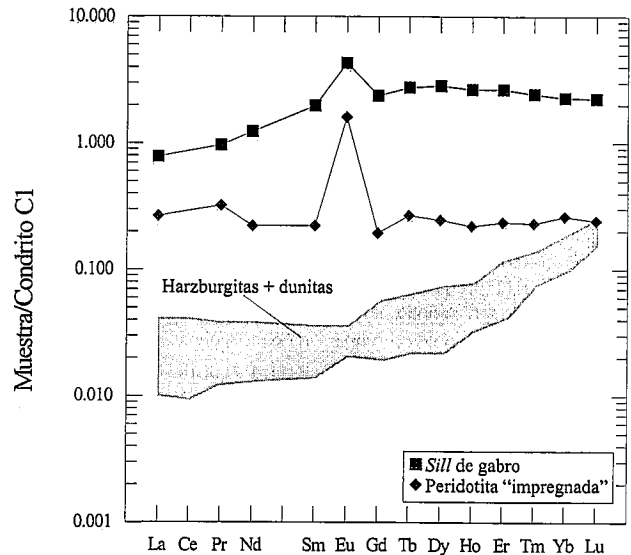


Figura 5.- Patrón de REE normalizado a los valores condriticos de las harzburgitas, dunitas, peridotitas «impregnadas» y sills de gabro presentes en la MTZ del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa.

varían entre 4,05 y 8,29 % en peso (media=5,38; $\sigma=1,48$), y son mayores que los de la cromita de las harzburgitas, y relativamente menores que los de las dunitas.

Anfíbol

Los anfíboles presentes en las «peridotitas impregnadas» y en los sills de gabro son siempre producto de reemplazamiento tardío de los clinopiroxenos. Estos anfíboles muestran contenidos de TiO_2 entre 0,03 y 0,75 % en peso y de Na_2O entre 0,34 y 0,85 % en peso. Los contenidos de Cr_2O_3 alcanzan valores de hasta 1,1 % en peso y el K_2O se encuentra sólo en cantidades en trazas (< 0,03 % en peso). Según la clasificación de Leake (1997), estos anfíboles corresponden a tremolita y a magnesiohornblenda.

Caracterización a partir de elementos trazas

A ocho muestras de peridotitas (cuatro harzburgitas y cuatro dunitas), una de peridotita «impregnada» y otra de sill de gabro representativas de la MTZ en el Macizo Moa-Baracoa se le ha determinado su composi-

ción en REE y otros elementos trazas (en las peridotitas: Sc, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, Hf, Th y U; en la peridotita «impregnada» y sill de gabro: Li, V, Co, Ni, Cu, Ga, Rb, Sr, Nb, Sn, Cs, Ba, Hf, Ta, Pb, Th y U) (Tabla I).

Las muestras de peridotitas analizadas, al igual que otras peridotitas refractarias de los complejos ofiolíticos (Prinzhofer y Allègre, 1985), tienen bajos contenidos en REE con: $HREE_N < 0,3$, $LREE_N \leq 0,05$ y $MREE_N \leq 0,05$. Las muestras presentan un patrón con un segmento plano desde las LREE a las MREE (desde el La a Gd) y una pendiente positiva para las HREE (desde el Gd al Lu) (Fig. 5). Por otra parte, las peridotitas están enriquecidas en elementos altamente incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U y Nb: LILE) con respecto a las REE (ej., $Th_N/La_N = 0,6-8,0$). Además, están selectivamente enriquecidas en U con respecto al Th ($U_N/Th_N = 1,3-13,3$). Estas altas relaciones U/Th han sido descritas en varios xenolitos del manto e interpretadas como metasomatismo *cryptic* del manto por fluidos ricos en agua (Alard *et al.*, 1998). La no existencia en las harzburgitas y dunitas de un patrón de REE con una pendiente positiva desde las LREE a las HREE descarta el reequilibrio de estas rocas a partir de un proceso de fusión parcial. En cambio este patrón ha sido interpretado como producto de metasomatismo mantélico o enriquecimiento cromatográfico en fundidos percolantes de elementos incompatibles, asociados a interacción (reacción) fundido/roca (Navon y Stolper, 1987; Bodinier *et al.*, 1990). Además, esta interpretación está de acuerdo con el enriquecimiento en LILE con respecto a las REE y con los altos valores de la relación U/Th. Todas estas características composicionales de las peridotitas del Macizo Moa-Baracoa han sido asociadas con procesos de percolación de fundidos que modifican la composición primaria de un manto litosférico antiguo ("Protocaribe") en una zona de suprasubducción de edad cretácica (Proenza *et al.*, 1999a).

El patrón de REE, normalizado a los valores condriticos de las peridotitas «impregnadas» (Fig. 5) se caracteriza por presentar una morfología relativamente plana, con una fuerte anomalía positiva en Eu. La morfología de este patrón no puede, en ningún caso, explicarse exclusivamente mediante un proceso de fusión parcial, dada la gran diferencia existente entre los valores de los coeficientes de reparto de las REE ligeras (LREE) y las REE pesadas (HREE). Edwards y Malpas (1995) sugieren dos posibilidades para explicar una morfología plana de este tipo: a) percolación de un fundido asociado con la fusión parcial, b) infiltración y cristalización fraccionada de un fundido posterior a la fusión parcial. La primera posibilidad no está de acuerdo con las evidencias geoquímicas, que muestran que la formación de peridotitas refractarias durante la percolación intergranular de un fundido magmático a través de rocas relativamente fértiles genera patrones con morfología en forma de U o con pendiente plana desde las LREE a las MREE (Navon y Stolper, 1987;

Bodinier *et al.*, 1990; Vernières *et al.*, 1997). Por el contrario, la segunda posibilidad coincide con la interpretación dada por Nicolas y Dupuy (1984) para el origen de las lherzolitas presentes en los complejos ofiolíticos y, de una forma más general, en el manto suboceánico. En un estadio inicial, la fusión parcial generaría una roca residual fuertemente empobrecida en LREE (Duncan y Green, 1987). En un segundo estadio esta roca refractaria sería impregnada por pequeños volúmenes de magmas enriquecidos en LREE respecto a HREE, los cuales cristalizarían intergranularmente. La suma de las abundancias en REE de la peridotita y de los minerales máficos intergranulares sería la responsable de la morfología final plana del patrón. Un resultado similar se obtendría a partir de un proceso continuo de percolación-reacción (Kelemen, 1990). A

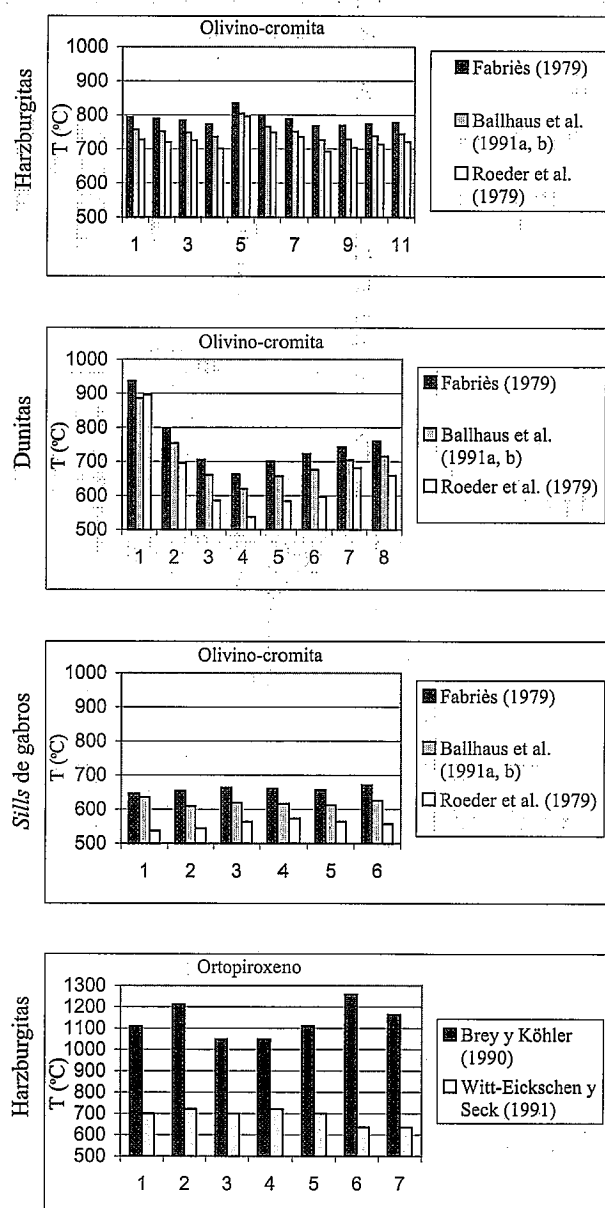


Figura 6.- Temperaturas calculadas para las harzburgitas, dunitas y sills de gabro presentes en las MTZ del Macizo Moa-Baracoa. Se han utilizado las calibraciones de Fabriès (1979), Ballhaus *et al.* (1991a, b), Witt-Eickschen y Seck (1991) y Brey y Köhler (1990).

temperaturas próximas al *solidus* anhidro de la peridotita la percolación intergranular de magmas basálticos da lugar a reacciones magma/peridotita con aumento de volumen de fundido, que producen la disolución de los piroxenos de la matriz y la cristalización de olivino. Estas reacciones generan, por tanto, rocas cada vez más refractarias en equilibrio con magmas progresivamente más ricos en sílice. El descenso de la temperatura del sistema y/o la reducción del volumen de líquido provoca una inversión en el sentido de la reacción, provocando la disolución parcial del olivino y la cristalización de clinopiroxeno y/o plagioclasa (Kelemen, 1990; Gervilla y Reimaïdi, 1993; Reimaïdi, 1993; Van der Wal y Bodinier, 1996). La anomalía positiva de europio está en concordancia con la cristalización

«impregnadas», la anomalía positiva de Eu indica que la plagioclasa era un mineral *liquidus* en el magma durante la formación del gabro. Este patrón muestra, igualmente, que los *sills* de gabros están más enriquecidos en REE que las peridotitas «impregnadas».

Estimación de las temperaturas de equilibrio

Todos los pares minerales utilizados para las determinaciones de temperaturas han sido sometidos a una minuciosa examinación petrográfica, delimitando zonas de contacto libres de cualquier tipo de alteración. Un estudio especial se ha llevado a cabo en el caso de las espinelas crómicas accesorias, dada su gran facilidad a ser alteradas a ferricromita a partir de bordes de grano. Todos

	1		2		3		4		5	
	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita
SiO ₂	41,51	-	41,46	-	41,39	-	41,77	-	41,14	-
TiO ₂	0,03	0,05	0,00	0,08	0,00	0,07	0,05	0,06	0,01	0,08
Al ₂ O ₃	0,00	25,32	0,01	25,53	0,02	27,71	0,03	27,44	0,00	25,64
V ₂ O ₃	-	0,18	-	0,16	-	0,16	-	0,18	-	0,25
Cr ₂ O ₃	0,01	41,78	0,00	41,54	0,03	39,65	0,00	40,30	0,02	40,14
Fe ₂ O ₃	0,00	3,44	0,00	3,35	0,00	3,53	0,00	3,39	0,00	3,94
MgO	50,48	12,97	50,85	13,09	50,72	14,26	50,87	14,24	49,70	12,13
MnO	0,08	0,20	0,11	0,29	0,14	0,19	0,12	0,23	0,17	0,33
FeO	9,00	15,90	8,34	15,64	8,95	14,39	8,61	14,41	9,29	17,00
NiO	0,39	0,07	0,44	0,09	0,34	0,07	0,44	0,05	0,39	0,10
Total	101,49	99,90	101,21	99,77	101,58	100,01	101,90	100,31	100,71	99,60
Si	1,00	-	1,00	-	1,00	-	1,00	-	1,00	-
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01
Al	0,00	7,27	0,00	7,33	0,00	7,81	0,00	7,73	0,00	7,41
V	-	0,04	-	0,03	-	0,03	-	0,03	-	0,05
Cr	0,00	8,05	0,00	8,00	0,00	7,50	0,00	7,61	0,00	7,79
Fe ³⁺	0,00	0,63	0,00	0,61	0,00	0,64	0,00	0,61	0,00	0,73
Mg	1,81	4,71	1,82	4,75	1,82	5,08	1,81	5,07	1,80	4,43
Mn	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,04	0,00	0,05	0,00	0,07
Fe ²⁺	0,18	3,24	0,17	3,18	0,18	2,88	0,17	2,88	0,19	3,49
Ni	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
(1) T(°C)	794		779		835		818		766	
(2) T(°C)	728		711		795		772		791	
(3) T(°C)	757		742		804		786		725	

Tabla II.- Temperaturas calculadas a partir del par olivino-espinela (cromita) en harzburgitas de la MTZ en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa, de acuerdo a tres calibraciones diferentes: 1) Fabriès (1979), 2) Roeder *et al.* (1979) y 3) Ballhaus *et al.* (1990 a, b).

de plagioclasa (Harnois *et al.*, 1990) a partir del fundido que migra intersticialmente dado el elevado coeficiente de reparto ($D^{\text{plagioclasa/líquido}}$) de este elemento, el cual sustituye al Ca en la estructura de la plagioclasa.

El patrón de distribución de los contenidos de REE de una muestra de los *sills* de gabro, normalizados a los valores condriticos (Fig. 5), muestra que el gabro analizado presenta contenidos en REE ligeramente superiores a los condriticos, con una ligera pendiente positiva desde las LREE hasta las HREE, y con una clara anomalía positiva de Eu. Como en el caso de las peridotitas

los cálculos geotermométricos se han realizado a través del programa PTMAFIC (Soto y Soto, 1995).

Olivino-espinela (cromita)

Para el estudio de las condiciones de formación/equilibrio de las rocas básicas-ultrabásicas se han usado, frecuentemente, métodos geotermométricos basados en el intercambio Mg-Fe entre el olivino y la espinela (Arai, 1980; Ahmed, 1982, 1984; Augé, 1987; Christodoulou y Michaelides, 1990; Jan y Windley,

	1		2		3		4		5	
	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita
SiO ₂	41,42	-	41,41	-	41,22	-	41,98	-	41,77	-
TiO ₂	0,01	0,14	0,00	0,27	0,01	0,20	0,04	0,17	0,02	0,02
Al ₂ O ₃	0,00	26,33	0,00	26,69	0,01	27,07	0,02	27,13	0,02	0,02
V ₂ O ₃	-	0,18	-	0,17	-	0,17	-	0,15	-	-
Cr ₂ O ₃	0,00	36,06	0,01	33,97	0,03	32,73	0,00	34,58	0,00	0,00
Fe ₂ O ₃	0,00	8,19	0,00	8,66	0,00	9,00	0,00	8,24	0,00	0,00
MgO	50,63	13,57	51,20	11,66	50,59	10,80	50,73	12,35	50,52	10,80
MnO	0,18	0,22	0,11	0,21	0,10	0,20	0,10	0,29	0,20	0,20
FeO	8,77	15,15	8,26	18,26	8,28	19,51	7,46	17,17	8,93	8,93
NiO	0,36	0,20	0,39	0,19	0,37	0,19	0,36	0,16	0,43	0,43
Total	101,38	100,06	101,38	100,07	100,61	99,88	100,70	100,24	101,90	101,90
Si	1,00	-	1,00	-	1,00	-	1,00	-	1,00	-
Ti	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,04	0,00	0,03	0,00	0,00
Al	0,00	7,51	0,00	7,69	0,00	7,85	0,00	7,76	0,00	0,00
V	-	0,04	-	0,03	-	0,03	-	0,03	-	-
Cr	0,00	6,90	0,00	6,57	0,00	6,37	0,00	6,64	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,00	1,49	0,00	1,59	0,00	1,67	0,00	1,50	0,00	0,00
Mg	1,82	4,89	1,83	4,25	1,83	3,96	1,82	4,47	1,80	1,80
Mn	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,06	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,18	3,07	0,17	3,73	0,17	4,01	0,15	3,48	0,20	0,20
Ni	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,04	0,01	0,03	0,01	0,01
(1) T(°C)	850		706		658		700		936	
(2) T(°C)	761		586		532		584		869	
(3) T(°C)	802		662		618		657		886	

(1) Fabriès (1979); (2) Roeder *et al.* (1979); (3) Ballhaus *et al.* (1991a, b)

Tabla III.- Temperaturas calculadas a partir del par olivino-espinela (cromita) en dunitas de la MTZ en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa, de acuerdo a tres calibraciones diferentes: 1) Fabriès (1979), 2) Roeder *et al.* (1979) y 3) Ballhaus *et al.* (1990 a, b).

1990). Se han propuesto varias calibraciones (Irvine, 1965; Jackson, 1969; Roeder *et al.*, 1979; Fabriès, 1979; Ballhaus *et al.*, 1991a, b) tanto empíricas como experimentales. Las temperaturas calculadas para muchas peridotitas de tipo alpino, usando diferentes calibraciones del geotermómetro olivino-espinela, han demostrado que estos minerales continúan reequilibrándose a bajas temperaturas. El rango de temperatura de reequilibrio normalmente oscila entre 700°C y 900°C, aunque puede llegar a temperaturas menores (Henry y Medaris, 1980; Jan y Windley, 1990).

En este trabajo hemos usado tres calibraciones diferentes del geotermómetro olivino-espinela: las calibraciones empíricas de Fabriès (1979) y Roeder *et al.* (1979), así como la calibración experimental de Ballhaus *et al.* (1991a, b). Los resultados de la aplicación de las distintas calibraciones a diferentes muestras de harzburgitas, dunitas y *sills* de gabro de la MTZ del Macizo Moa-Baracoa se muestran en la figura 6 y una selección de los análisis utilizados para el cálculo se exponen en las tablas II, III y IV. Se aprecia una diferencia relativa entre las temperaturas obtenidas mediante la aplicación de los distintos métodos. El de Fabriès (1979) da temperaturas superiores a las obtenidas mediante el método de Roeder *et al.* (1979), mientras que el método de Ballhaus *et al.* (1991a, b) da valores inter-

medios. Ahmed (1982) encuentra unas relaciones similares entre los datos resultantes de la aplicación de las calibraciones de Fabriès (1979) y Roeder *et al.* (1979) a las peridotitas del complejo Sakhakot-Qila (Pakistán).

Asumiendo como más próxima a la realidad, por ser una calibración experimental, el geotermómetro de Ballhaus *et al.* (1991a, b), podemos establecer que el reequilibrio, para las harzburgitas, tuvo lugar a temperaturas entre unos 725°C y 804°C. El final de la difusión Fe-Mg entre el olivino y la cromita y, en consecuencia, el final del reequilibrio subsólidos de las dunitas se produjo a temperaturas ligeramente inferiores (entre unas 618°C y 886°C, de acuerdo con la calibración de Ballhaus *et al.*, 1991a, b). En el caso de los *sills* de gabro las temperaturas de reequilibrio obtenidas por la calibración Ballhaus *et al.* (1991a, b) oscilan entre 609°C y 635°C, las cuales son inferiores a las obtenidas para las harzburgitas y dunitas. Todas estas temperaturas de reequilibrio probablemente estén asociadas a las etapas iniciales del proceso de obducción de la litosfera oceánica.

Ortopiroxeno

Para el cálculo de las condiciones térmicas de formación/equilibrio de los ortopiroxenos de las

	1		2		3		4		5	
	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita	Olivino	Cromita
SiO ₂	40,52	-	40,09	-	40,81	-	40,41	-	38,47	-
TiO ₂	0,00	1,01	0,02	0,45	0,01	0,35	0,00	0,28	0,00	0,26
Al ₂ O ₃	0,00	24,13	0,00	24,61	0,00	26,71	0,00	27,92	0,00	27,26
V ₂ O ₃	-	0,32	-	0,25	-	0,26	-	0,23	-	0,26
Cr ₂ O ₃	0,00	38,84	0,00	38,17	0,01	36,73	0,00	36,04	0,01	36,50
Fe ₂ O ₃	0,00	4,05	0,00	4,86	0,00	4,94	0,00	4,08	0,00	4,12
MgO	49,29	8,88	48,81	8,92	49,41	9,68	49,21	10,02	48,93	9,82
MnO	0,12	0,29	0,16	0,30	0,11	0,26	0,16	0,24	0,11	0,35
FeO	10,65	22,89	10,68	22,18	10,61	21,53	10,59	20,95	10,42	20,93
NiO	0,29	0,14	0,27	0,07	0,29	0,06	0,28	0,05	0,32	0,14
Total	100,88	100,56	100,02	99,83	101,25	100,50	100,66	99,81	98,26	99,63
Si	0,99	-	0,99	-	0,99	-	0,99	-	0,97	-
Ti	0,00	0,19	0,00	0,08	0,00	0,07	0,00	0,05	0,00	0,05
Al	0,00	7,11	0,00	7,28	0,00	7,76	0,00	8,09	0,00	7,95
V	-	0,06	-	0,05	-	0,05	-	0,05	-	0,05
Cr	0,00	7,68	0,00	7,58	0,00	7,15	0,00	7,01	0,00	7,14
Fe ³⁺	0,00	0,76	0,00	0,92	0,00	0,92	0,00	0,76	0,00	0,77
Mg	1,79	3,31	1,79	3,34	1,79	3,55	1,80	3,67	1,84	3,62
Mn	0,00	0,06	0,00	0,06	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00	0,07
Fe ²⁺	0,22	4,79	0,22	4,66	0,22	4,44	0,22	4,31	0,22	4,33
Ni	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03
(1) T(°C)	646		655		663		661		657	
(2) T(°C)	537		544		563		573		564	
(3) T(°C)	635		609		619		616		612	

(1) Fabriès (1979); (2) Roeder *et al.* (1979); (3) Ballhaus *et al.* (1991a, b)

Tabla IV.- Temperaturas calculadas a partir del par olivino- espinela (cromita) en *sills* de gabros de la MTZ en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa, de acuerdo a tres calibraciones diferentes: 1) Fabriès (1979), 2) Roeder *et al.* (1979) y 3) Ballhaus *et al.* (1990 a, b).

harzburgitas se han usado dos calibraciones diferentes, basadas en la solubilidad de los pares Ca-Al y Cr-Al en el piroxeno: 1) la calibración empírica de Witt-Eickschen y Seck (1991), y 2) la calibración semiempírica de Brey y Köhler (1990). Los resultados obtenidos de la aplicación de ambas calibraciones en diferentes muestras de harzburgitas, se muestran en la figura 6 y una selección de los análisis utilizados para el cálculo se exponen en la Tabla V.

Los valores expresados en esta tabla vuelven a poner de manifiesto la fuerte dependencia de los resultados geotermométricos del método utilizado para su obtención. Así, mientras que los valores obtenidos mediante el geotermómetro de Brey y Köhler (1990) (con un valor medio de 1135°C) están próximos a los de las temperaturas propias del manto litosférico suboceánico (Peacock, 1996), los obtenidos mediante el geotermómetro de Witt-Eickschen y Seck (1991) se solapan con los valores más bajos calculados para el final de la difusión de Mg-Fe entre olivino y espinela (cromita) durante el enfriamiento de las peridotitas.

Discusión

Las principales características de la MTZ en el Macizo Moa-Baracoa se pueden sintetizar en los siguientes apartados:

1) Las harzburgitas presentan texturas típicas de tectonitas en las que se pueden observar porfiroclastos

de enstatita, a veces con evidentes signos de deformación (extinción ondulada y *kink-bands*), con bordes de grano cóncavo-convexos, incluidos en una matriz recristalizada en la que los cristales de olivino pueden llegar a tener tamaño milimétrico. Este tipo de texturas indica que la formación de olivino tuvo lugar a partir del ortopiroxeno mediante reacciones entre la matriz peridotítica y un fundido basáltico intergranular.

2) Las dunitas, especialmente las existentes envolviendo los cuerpos de cromitita, presentan mayor tamaño de grano que las harzburgitas y texturas granoblásticas no deformadas, lo que pone de manifiesto la existencia de un intenso proceso de recristalización post-deformación, probablemente asociada a las reacciones peridotita/magma señaladas en el punto anterior.

3) Las cromitas accesorias en las peridotitas exhiben una morfología vermicular y, en menor medida subidiomorfa, en las harzburgitas. Por el contrario, en las dunitas predominan las morfologías euhédricas o redondeadas sobre las vermiculares. Este hecho sugiere que, en las dunitas, la cromita está igualmente recristalizada.

4) En las peridotitas «impregnadas» de plagioclasa y clinopiroxeno el olivino presenta evidencias de deformación, mientras que el clinopiroxeno no. Estas rocas evolucionan lateralmente, por aumento de las proporciones modales de clinopiroxeno y plagioclasa, a *sills* de troctolitas.

5) Existe un gran desarrollo de *sills* de gabros, los cuales pueden estar incluidos en cromititas.

6) Se observan variaciones mínimas en el contenido de Fo del olivino en los diferentes tipos litológicos ultramáficos, lo que cuestiona la incidencia de la fusión parcial como mecanismo responsable de la formación de las rocas refractarias.

7) El #Mg del olivino se correlaciona positivamente con el porcentaje de TiO₂ de la cromita accesoria coexistente en las dunitas y las harzburgitas, y negativamente con el #Cr de dichas cromitas accesorias. Tales variaciones químicas no son explicables mediante procesos de fusión parcial o cristalización fraccionada. En cambio, son compatibles con un origen «residual» de estas rocas mantélicas, debido a procesos de reacción de las peridotitas con fundidos intergranulares que circulan a través de éstas mediante flujo poroso.

8) El #Cr de la cromita accesoria varía, en la mayor parte de las harzburgitas, en las dunitas, en las peridotitas «impregnadas» y en los *sills* de gabros, dentro de un estrecho margen (entre 0,45 y 0,65).

9) El patrón de REE, normalizado a condritos, de las harzburgitas y dunitas no puede ser explicado exclusivamente por un proceso de fusión parcial y ha sido interpretado como producto de metasomatismo

mantélico o enriquecimiento cromatográfico en fundidos percolante de elementos incompatibles, asociados a interacción (reacción) fundido/roca. Navon y Stolper han demostrado a través de un modelo numérico (*chromatographic column*) que la percolación de fundido intergranular puede originar un fuerte enriquecimiento en LREE, así como en otros elementos altamente incompatibles.

Las harzburgitas del manto litosférico han sido comúnmente interpretadas como resultado de altos grados de fusión parcial (Dick y Bullen, 1984; Frey *et al.*, 1985; Johnson y Dick, 1992). Según Kostopoulos (1991), se requiere alrededor de 42% de fusión para disolver completamente los clinopiroxenos de un *MORB-pyrolite mantle*. Esta alta tasa de fusión es difícil de alcanzar a través de un solo estadio de fusión (McKenzie, 1984). Las características texturales de las harzburgitas de la MTZ en el Macizo Moa-Baracoa, descritas anteriormente, sugieren que las harzburgitas se pueden haber formado por interacción entre un magma ascendente circulando mediante flujo poroso y las rocas mantélicas percoladas. Cuando las reacciones roca/fundido (fundido saturado en olivino) tienen lugar con incremento del volumen de fundido, éstas producen la disolución de los piroxenos y la cristalización de olivino (Kelemen, 1990). Determinadas harzburgitas ricas en ortopiroxeno pueden explicarse mediante la precipitación conjunta de ortopiroxeno y olivino en condiciones de gradual decrecimiento del volumen de magma (Kelemen *et al.*, 1992).

Las dunitas de la sección mantélica y, especialmente, las de la MTZ de los complejos ofiolíticos han generado mucha controversia. Se han propuesto cuatro posibles orígenes: a) acumulados magmáticos cristalizados en la transición manto-corteza (Quick, 1981); b) residuos de alto grado de fusión parcial (Jackson y Ohnenstetter, 1981); c) fracturas (diques) rellenas con olivino precipitado a partir de fundido (magma) ascendente (Takahashi, 1992); y d) producto de reacción entre un magma saturado en olivino y la peridotita mantélica (Kelemen, 1990; Kelemen *et al.*, 1992, 1995).

La primera posibilidad resulta difícilmente comprensible, si se tiene en cuenta, de acuerdo con Nicolas y Prinzhofer (1983) y Nicolas (1985, 1989), que: 1) las dunitas de la MTZ suelen estar enraizadas en las harzburgitas infrayacentes a través de una red de venillas de dunitas coalescentes hacia arriba, 2) las aparentes texturas cumúlíticas de algunas dunitas son idénticas a las producidas por corrosión e impregnación magmáticas, y 3) los bandeados composicionales entre harzburgitas, dunitas y cromititas pueden generarse, además de por acumulación magmática, por deformación plástica.

Un origen de las dunitas por fusión parcial implica una eliminación prácticamente total de los piroxenos de las harzburgitas. Un proceso de este tipo requiere un grado de fusión parcial superior al 40 %, el cual es considerado demasiado elevado por McKenzie y Bickle (1988) y Kelemen *et al.* (1995). Por otro lado, la hipó-

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	56,12	55,14	56,11	54,58	56,92	56,78
TiO ₂	0,09	0,11	0,07	0,12	0,04	0,07
Al ₂ O ₃	1,89	1,97	2,04	1,94	2,09	2,48
Cr ₂ O ₃	0,69	0,64	0,61	0,61	0,77	0,82
Fe ₂ O ₃	1,19	1,99	1,32	4,29	0,00	0,00
MgO	33,63	33,15	34,16	34,28	33,83	33,77
CaO	1,86	2,06	1,01	1,52	1,51	1,21
MnO	0,11	0,12	0,17	0,15	0,16	0,12
FeO	4,54	3,91	4,61	1,96	5,61	5,63
Na ₂ O	0,03	0,04	0,03	0,02	0,02	0,01
Total	100,23	99,25	100,20	99,59	100,85	100,90
Si	1,94	1,92	1,93	1,89	1,95	1,94
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,08	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10
Cr	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Fe ³⁺	0,03	0,05	0,03	0,11	0,00	0,00
Mg	1,73	1,72	1,75	1,77	1,73	1,72
Ca	0,07	0,08	0,04	0,06	0,05	0,04
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ²⁺	0,13	0,11	0,13	0,06	0,16	0,16
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
(1) T(°C)	1212	1258	1048	1163	1109	1048
(2) T(°C)	678	636	657	636	699	720

(1) Brey y Köhler (1990); (2) Witt-Eickschen y Seck (1991)

Tabla V.- Cálculo de temperaturas de equilibrio basado en la solubilidad de los pares Ca-Al y Cr-Al en los ortopiroxenos de las harzburgitas de la MTZ en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa, de acuerdo a dos calibraciones diferentes: 1) Brey y Köhler (1990) y 2) Witt-Eickschen y Seck (1991).

tesis propuesta por Takahashi (1992), quien defiende un origen por cristalización fraccionada de un fundido ascendiendo adiabáticamente por fracturas, resulta poco probable ya que los fundidos basálticos no están saturados en una sola fase (Kelemen *et al.*, 1995).

En cambio, las relaciones texturales de las dunitas de la MTZ en el Macizo Moa-Baracoa con las harzburgitas indican, de forma constante, texturas de reemplazamiento de las segundas por las primeras. Este reemplazamiento lleva asociada la recristalización de los cristales de olivino, lo cual explicaría el desarrollo de texturas granoblásticas de grano grueso en las dunitas, especialmente en las que aparecen envolviendo los cuerpos de cromitas. Un origen por reemplazamiento permite explicar, además, la pequeña variación del #Mg del olivino entre las dunitas y las harzburgitas (Kelemen, 1990), así como su correlación con el #Cr y el contenido en TiO_2 de la cromita accesoria. Durante las reacciones peridotita/fundido basáltico, el #Mg del olivino tiende a permanecer invariable debido al efecto tampón que realiza la peridotita, mucho más abundante (normalmente >90% en volumen) (DePaolo, 1981). Sin embargo, cuando la reacción implica elevados volúmenes de fundido, se tiende a observar un ligero enriquecimiento de Mg en los olivinos de las rocas más refractarias. Si el fundido basáltico involucrado en la reacción presenta elevadas relaciones $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$ y es rico en TiO_2 , puede modificar la composición de la cromita accesoria. Estos datos indican que las dunitas debieron formarse por reemplazamiento de las harzburgitas mediante reacciones fundido/roca a volumen creciente de fundido. Semejante reacción implica la disolución de los piroxenos durante el ascenso del fundido por flujo poroso (Kelemen *et al.*, 1995).

Las peridotitas «impregnadas» pueden formarse por la cristalización preferencial de plagioclasa y clinopiroxeno a partir de un fundido residual durante reacciones fundido/roca a volumen decreciente de fundido o durante un descenso de temperatura (Kelemen, 1990). Estas peridotitas son indicativas de la existencia de circulación magmática mediante flujo poroso en la zona. De hecho, impregnaciones similares en las peridotitas de la MTZ de las ofiolitas de Omán han sido interpretadas como producto de cristalización magmática a partir de un fundido que migraba intersticialmente (Boudier y Nicolas, 1995).

Los *sills* de gabros son abundantes en la zona de transición de algunos complejos ofiolíticos (Boudier y Nicolas, 1995; Kelemen *et al.*, 1997). Boudier y Nicolas (1995) describen, en la zona de transición de las ofiolitas de Omán, la presencia de varios *sills* de gabros, los cuales presentan una extensión lateral desde pocos metros a cientos de metros. Según Kelemen *et al.* (1997), estos *sills* de gabros poseen rasgos texturales y composicionales similares a los de los gabros bandeados de los niveles basales de los cumulos máficos. Para Boudier *et al.* (1996) y Kelemen *et al.* (1997), los *sills* contribuyen al transporte de magmas en la MTZ y pueden ser fuente de

fundido para la formación de los niveles de cumulos máficos. De forma general, en el área del yacimiento Mercedita los *sills* de gabros presentan, frecuentemente, contactos gradacionales con las peridotitas impregnadas y características composicionales (incluyendo sus contenidos en REE) similares a las de los gabros bandeados. Estos hechos sugieren que los *sills* de gabros se formaron, al igual que las dunitas, por la reacción de las harzburgitas con magma que circulaba intergranularmente por flujo poroso, tal y como sucede en el *Hess Deep* y en las ofiolitas de Omán (Matsukage y Arai, 1997). Los gabros serían el resultado de la solidificación de volúmenes discretos de magma intergranular, acumulados a determinados niveles en la zona de transición, de forma que las peridotitas impregnadas representarían trazas de la zona percolada y, probablemente, tanto el olivino como la cromita accesoria de estas rocas no procederían del magma parental sino que serían restos de la peridotita preexistente, justificando así tanto el contenido en Fo del olivino como, sobre todo, el #Cr de la cromita.

Conclusiones

Las características texturales de las rocas presentes en la MTZ del Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa ponen de manifiesto la actuación de procesos de percolación/reacción de fundidos ascendentes.

Las variaciones químicas entre el olivino y la cromita, así como los contenidos en REE presente en las harzburgitas y dunita de la MTZ en el Macizo Moa-Baracoa son compatibles con un origen «residual» de estas rocas mantélicas, debido a procesos de reacción de las peridotitas con fundidos intergranulares que circulan a través de éstas mediante flujo poroso.

La MTZ es una zona de importante interacción entre magmas ascendente y las rocas mantélicas percoladas. Los *sills* de gabros contribuyen al transporte de magmas en la MTZ, y serían el resultado de la solidificación de volúmenes discretos de magma intergranular, acumulados a determinados niveles en la zona de transición, de forma que las peridotitas impregnadas representarían trazas de la zona percolada.

Los autores agradecen a la Empresa de Cromo Moa (Cuba) por las facilidades que nos ofrecieron durante el trabajo de campo, en especial a D. Revé y G. Rodríguez. Igualmente desean expresar su agradecimiento al Dr. J.L. Bodinier por la realización de los análisis de ICP-MS de las dunitas y harzburgitas, así como al Dr. J. Solé por la ayuda prestada en la realización de los análisis de ICP-MS en la muestra de gabro y peridotita «impregnada». También agradecer a los Serveis Científico-Tècnics de la Universitat de Barcelona donde se realizaron parte de los análisis de ICP-MS y todos los análisis de microsonda, siendo los analistas de microsonda X. Llovet y J. García Veigas. Al Instituto de Colaboración Iberoamericana y a la Fundació Solidaritat de la UB por haber concedido una beca al primero de los firmantes.

Este trabajo ha sido mejorado gracias a los comentarios y sugerencias del Dr. J.P. Calvo, así como de un revisor anónimo a

los que también queremos expresar nuestro agradecimiento. Este trabajo es una contribución a los proyectos PB97-1211 y al IGCP 427.

Bibliografía

- Ahmed, Z. (1982): Porphyritic-nodular, nodular, and orbicular chrome ores from the Sakhakot-Qila complex, Pakistan, and their chemical variations. *Mineral Magazine*, 45: 167-178.
- Ahmed, Z. (1984): Stratigraphic and textural variations in the chromite composition of the ophiolitic Sakhakot-Qila complex, Pakistan. *Economic Geology*, 79: 1334-1359.
- Alard, O., Bodinier, J.L., Lenoir, X. y Dautria, J.-M. (1998): Uranium enrichment in the lithospheric mantle: Case studies from French Massif Central. *Mineral Magazine*, 62: 31-32.
- Andó, J., Kozák, M. y 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. (1980): Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone, western Japan. *Jour. Petrol.*, 21: 141-165.
- 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. y Yurimoto, H. (1994): Podiform chromitites of the Tari-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. *Mineral. Deposita*, 22: 1-10.
- Ballhaus, C., Berry, R.F. y Green, D.H. (1991a): High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 27-40.
- Ballhaus, C., Berry, R.F. y Green, D.H. (1991b): Errata: High pressure experimental calibration of the olivine orthopyroxene-spinel oxygen geobarometer: implications for the oxidation state of the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 108: 384.
- Benn, K., Nicolas, A. y Reuber, I. (1988): Mantle-crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: evidence from the Oman ophiolite. *Tectonophysics*, 151: 75-88.
- Bodinier, J.L., Vasseur, J., Vernières, J., Dupuy, C. y Fabriès, J. (1990): Mechanisms of mantle metasomatism: geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *Jour. Petrol.*, 31: 597-628.
- Boudier, F. y Nicolas, A. (1995): Nature of the Moho Transition Zone in the Oman Ophiolite. *Jour. Petrol.*, 36: 777-796.
- Boudier, F., Nicolas, A. y Ildefonse, B. (1996): Magma chambers in the Oman ophiolite: fed from the top and the bottom. *Earth Planet. Sci. Letters*, 144: 239-250.
- Brey, G.P. y Köhler, T. (1990): Geothermobarometry in four phase lherzolites, part II: new thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Jour. Petrol.*, 31: 1353-1378.
- Cann, J.R. (1970): New model for the structure of the oceanic crust. *Nature*, 226: 928-930.
- Christodoulou, C. y Michaelides, K. (1990): Petrology of the plutonic suites from the Chalkidiki ophiolites, Northern Greece. Implications for parental magma characteristics and tectonic provenance. *Ophioliti*, 15: 17-44.
- Coleman, R.G. (1977): *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?*. Springer, Berlin, 229 p.
- DePaolo, D.J. (1981): Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Letters*, 53: 189-202.
- Dick, H.J.B. y 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.
- Duncan, R.A. y Green, D.H. (1987): The genesis of refractory melts in the formation of oceanic crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96: 326-342.
- Edwards, S.J y Malpas, J. (1995): Multiple origins for mantle harzburgites: examples from the Lewis Hills massif, Bay of Islands ophiolite, Newfoundland. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 32: 1046-1057.
- Elthon, D., Casey, J.F. y Komor, S. (1982): Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands ophiolite: evidence for high pressure crystal fractionation of oceanic basalts. *Jour. Geophys. Res.*, 87: 8717-8734.
- Fabriès, J. (1979): Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 69: 329-336.
- Fonseca, E., Zelepugin, V.N. y Heredia, M. (1985): Structure of the ophiolite association of Cuba. *Geotectonics*, 19: 321-329.
- Fonseca, E., Sladkevich, V., Santa Cruz, M., Morales, A., Rodríguez, R., Capote, C., Navarrete, M. y García, I. (1992): *Geología de los yacimientos cromíticos con evaluación pronóstica*. Informe final tema 401-12. Unidad Minera Punta Gorda, Moa. Cuba.
- Frey, F.A., Suen, C.J. y Stockman, H.W. (1985): The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and Petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 2469-2491.
- García, I. y Fonseca, E. (1994): La mineralización cromítica y su relación con las cloritas en el yacimiento Amores. *Minería y Geología*, 11: 50-54.
- Gervilla, F. Remaïdi, M. (1993): Field trip to the Ronda ultramafic massif: An example of asthenosphere-lithosphere interaction ?. *Ophioliti*, 18: 21-35.
- Grennbaum, D. (1972): Magmatic processes at ocean ridges: evidence from the Troodos' massif, Cyprus. *Nature, Phys. Sci.*, 238: 18-27.
- Guild, P.W. (1947): Petrology and structure of the Moa Chromite District, Oriente province, Cuba. *Amer. Geophys. Union*, 28: 218-246.
- Harnois, L., Trottier, J. y Morency, M. (1990): Rare earth element geochemistry of Thetford mines ophiolite complex, Northern Appalachians, Canada. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 105: 433-445.
- Henry, D.J. y Medaris, L.G. (1980): Application of pyroxene and olivine-spinel geothermometers to spinel peridotites in southwestern Oregon. *Am. Jour. Sci.*, 280-A: 211-231.
- Heredia, M. y Terepin, A. (1984): Estudio comparativo de los complejos mafíticos-ultramafíticos de la provincia de Pinar del Río y los macizos Mayarí y Moa-Baracoa. *Serie Geológica*, 3: 55-100.
- Hock, M., Friedrich, G., Plüger, W.L. y Wichowski, A. (1986): Refractory and metallurgical type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzon, Philippines. *Mineral. Deposita*, 21: 190-199.
- Ionov, D.A., Savoyant, L. y Dupuy, C. (1992): Application of the ICP-MS technique to trace-element analysis of peridotites and their minerals. *Geostandard Newsletters*, 16:

311-315

- Irvine, T.N. (1965): Chromian spinel as a petrogenetic indicator; Part I, Theory. *Canadian Jour. Earth Sci.*, 2: 648-672.
- Iturralde-Vinent, M.A. (1996): Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. *IGCP Project 364. Special Contribution* n.1.
- Jackson, E.D. (1969): Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater Complex. En: *Magmatic Ore Deposits* (Wilson, H.D.B., Ed.), *Economic Geology Monograph*, 4: 41-71.
- Jackson, M.D. y Ohnenstetter, M. (1981): Peridotite and gabbroic structures in the Monte Maggiore Massif. *Alpine Corsica. Jour. Geol.*, 89: 703-719.
- Jan, M.Q. y Windley, B.F. (1990): Chromian Spinel-Silicate Chemistry in Ultramafic Rocks of the Jijal Complex, Northwest Pakistan. *Jour. Petrol.*, 31: 667-715.
- Johnson, K.J.T.M. y Dick, H.J.B. (1992): Open system melting and temporal and spatial variations of peridotites and basalts at the Atlantis II fracture zone. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 9219-9241.
- 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., Dick, H.J. y Quick, J.E. (1992): Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. *Nature*, 358: 635-644.
- Kelemen, P.B., Shimizu, N. y 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.
- Kelemen, P.B., Koga, K. y Shimizu, N. (1997): Geochemistry of gabbro sills in the crust-mantle transition zone of the Oman ophiolite: implications for the origin of the oceanic lower crust. *Earth Planet. Sci. Letters*, 146: 475-488.
- Kostopoulos, D.K. (1991): Melting of the shallow upper mantle. *Jour. Petrol.*, 32: 671-699.
- Leake, B.E. (1997): Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral name. *Can. Mineral.*, 35: 219-246.
- Leblanc, M. y Violette, J.F. (1983): Distribution of aluminium-rich and chromium-rich chromite pods in ophiolite peridotites. *Economic Geology*, 78: 293-301.
- Lippard, S.J., Shelton, A.W. y Gass, I.G. (1986): The ophiolite of Northern Oman. *Mem. Geol. Soc. London*, 11: 178 p.
- Malpas, J. y Stevens, R.K. (1977): The origin and emplacement of the ophiolite suite with examples from western Newfoundland. *Geotectonics*, 11: 453-466.
- Matsukage, K. y Arai, S. (1997): Significance of mantle/melt interaction beneath the mid-ocean ridge. *JAMSTEC Spec. Issue, Deep Sea, Research in Subduction Zone, Spreading Centers and Back arc Basins*, 201-206.
- Matsumoto, I., Arai, S. y Yamauchi, H. (1997): High-Al podiform chromitites in dunite-harzburgite complexes of the Sangun zone, central Chugoku district, Southwest Japan. *Jour. Southeast Asian Earth Sci.*, 13 (en prensa).
- McKenzie, D.P. (1984): The generation and compaction of partially molten rock. *Jour. Petrol.*, 25: 713-765.
- McKenzie, D.P. y Bickle, M.J. (1988): The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Jour. Petrol.*, 29: 625-679.
- Navon, O. y Stolper, E. (1987): Geochemical consequences of melt percolation: the upper mantle as a chromatographic column. *Jour. Geol.*, 95: 285-307.
- Nicolas, A. (1985): Discussion de la note 'Les dunites en enclaves dans les basaltes alcalins des îles océaniques: approche pétrologique' por E.T. Berger et M. Vannier. Origine résiduelle d'olivine a contours automorphes. *Bull. Minéral.*, 108: 87-88.
- Nicolas, A. (1989): *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Dordrech, Kluwer, 367 p.
- Nicolas, A. y Dupuy, C. (1984): Origin of ophiolitic and oceanic lherzolites. *Tectonophysics*, 110: 177-187.
- Nicolas, A. y Prinzhofer, A. (1983): Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: structural evidence. *Jour. Petrol.*, 24: 188-206.
- Peacock, S.M. (1996): Thermal and petrologic structure of subduction zones. En: *Subduction top to bottom* (Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H. y Platt, J.P., Eds.) *Geophysical Monograph*, 96: 119-133.
- Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S. (1984): Characteristics and tectonic significance of suprasubduction zone ophiolites. En: *Marginal Basin Geology* (Kokelaar, B.P. y Howells, M.F., Eds.). *Geological Society London, Spec. Publ.*, 16: 77-94.
- Powell, M. y Powell, R. (1974): An olivine-clinopyroxene geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48: 249-263.
- Prinzhofer, A. y Allègre, C.J. (1985): Residual peridotites and mechanisms of partial melting. *Earth Planet. Sci. Letters*, 75: 251-265.
- Proenza, J. (1998): *Mineralizaciones de cromita en la faja ofiolítica Mayarí-Baracoa (Cuba). Ejemplo del Yacimiento Mercedita*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 227 p.
- Proenza, J., Gervilla, F. y Melgarejo, J.C. (1997): Compositional variations of podiform chromitites among different mining districts in the Mayarí-Baracoa Ophiolitic Belt (eastern Cuba). En: *Mineral deposits: research and exploration where do they Meet?* (Papunen, H., Ed.). *Proceedings of the Fourth Biennial SGA, Turku, Finland*, 1: 487-490.
- Proenza, J., Gervilla, F., Melgarejo, J.C. y Bodinier, J.L. (1999a): Al-rich and Cr-rich chromitites from the Mayarí-Baracoa ophiolitic belt (eastern Cuba) as the consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle. *Economic Geology*, Vol. 94: 547-566.
- Proenza, J., Melgarejo, J.C., Gervilla, F., y Solé J. (1999b): Los niveles de gabros bandeados en el Macizo Ofiolítico Moa-Baracoa. Gabros característicos de ofiolitas de zona de suprasubducción. *Minería y Geología* (aceptado).
- Quick, J.E. (1981): The origin and significance of large, tabular dunite bodies in the Trinity peridotite, Northern California. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78: 413-122.
- Quintas, F. (1989): *Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior y Paleógeno de la provincia Guantánamo y zonas cercanas*. Tesis doctoral, fondo geológico, ISMM, Cuba.
- Rammlmair, D., Raschka, H. y Steiner, L. (1987): Systematics of chromitite occurrences in Central Palawan, Philippines. *Mineral. Deposita*, 22: 190-197.
- Reimaïdi, M. (1993): *Étude pétrologique et Géochimique d'une Association de Péridotites Réfractaires-Pyroxénites dans le Massif de Ronda (Espagne). Implications pour les Mécanismes de circulation des Magmas dans le Manteau Supérieur*. Thèse de Doctorat Montpellier II, 386 pp.
- Ríos, Y.I. y 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.
- Rodríguez, G. (1994): *Informe Geológico sobre el yacimiento*

- Mercedita*. Empresa Geólogo Minera de Oriente. Unidad Geólogo Minera Moa. Cuba
- Roberts, S. (1992): Influence of the partial melting regime on the formation of ophiolitic chromitite. En: *Ophiolites and their Modern Oceanic Analogues* (Parson, L.M., Murton, B.J. y Browning, P., Eds.), *Geological Society Spec. Publ.* 60: 203-217.
- Roeder, P.L., Campbell, J.H. y Jamieson, H.E. (1979): A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: 325-334.
- Soto, J.I. y Soto, V.M. (1995): PTMAFIC: software package for thermometry, barometry, and activity calculations in mafic rocks using an IBM-compatible computer. *Computers & Geosciences*, 21: 619-652.
- Spiegelman, M. (1993): Physics of melt extraction: theory, implications and applications. En: *Melting and melt movement in the Earth* (Cox, K.G., McKenzie, D. y White, R.S., Eds.), Oxford University Press, New York, 23-52.
- Takahashi, N. (1992): Evidence for melt segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite complex. *Nature*, 359: 52-55.
- 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.
- Van der Wal, D. y Bodinier, J.L. (1996): Origin of the recrystallisation front in the peridotite by km-scale pervasive porous melt flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 122: 387-405.
- Vernières, J., Godard, M. y Bodinier, J.L. (1997): A plate model for the simulation of trace element fractionation during partial melting and reactive magma transport in the Earth's upper mantle. *Jour. Geophys Res.*, 102: 24771-24784.
- Witt-Eickchen, G. y Seck, H.A. (1991): Solubility of Ca and Al in orthopyroxene from spinel peridotite: an improved version of an empirical geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 106: 431-439.
- Yumul, G.P. (1992): Ophiolite-hosted chromite deposits as tectonic setting and melting degree indicators: examples from the Zambales Ophiolite Complex, Luzon, Philippines. *Jour. Soc. Res. Geol.*, 42: 5-17.

Manuscrito recibido el 13 de Octubre de 1998
Aceptado el manuscrito revisado el 17 de Mayo de 1999