

PETROLOGIA DE LA ASOCIACION OFIOLITICA DE HOLGUIN

J. Andó, Sz. Harangi, By. Szakmány, L. Dosztály

Abstract

In the region of Holguín were recognized every rock typical of an ophiolite suite. The geochemical analysis showed that partially the ophiolites present a transitional character, sometimes with calc-alkaline trend. Also are present representatives of subducted oceanic crust.

Resumen

En la región de Holguín se reconocen todos los tipos petrográficos propios de una asociación ofiolítica. El análisis geoquímico reveló el carácter transicional de una parte de las ofiolitas, en casos con tendencias calcoalcalinas. Existen, en menor grado, representantes de corteza oceánica subducionada.

INTRODUCCION

Las rocas de la asociación ofiolítica en su conjunto forman alrededor del 30% de las formaciones que afloran a la superficie en la región de Holguín, en tanto que los materiales clásticos derivados de ellas, componen hasta el 40-60% del volumen de las rocas sedimentarias cenozoicas. Por eso la asociación ofiolítica juega un papel clave en la constitución de la región y en consecuencia, en la adecuada comprensión de su desarrollo geológico.

Kozary (1968) fue el primero en analizar la génesis y emplazamiento de las ultramafitas de Holguín, utilizando nuevas concepciones, pues rechazó el modelo intrusivo e interpretó el emplazamiento de las ultramafitas como resultado de procesos tectónicos, en los cuales la serpentización se consideró como una de las fuerzas motrices más importantes. Estableció además la unidad genética entre las ultramafitas y gabroides. Posteriormente Knipper (Knipper y Puig-Rifá 1967, Knipper y Cabrera 1972, 1974) consideró también el proceso de serpentización en el centro de su explicación del emplazamiento de las ultramafitas. En su modelo de "protrusión" se acentúan los movimientos verticales de las masas ultramáficas frías y se recalca el

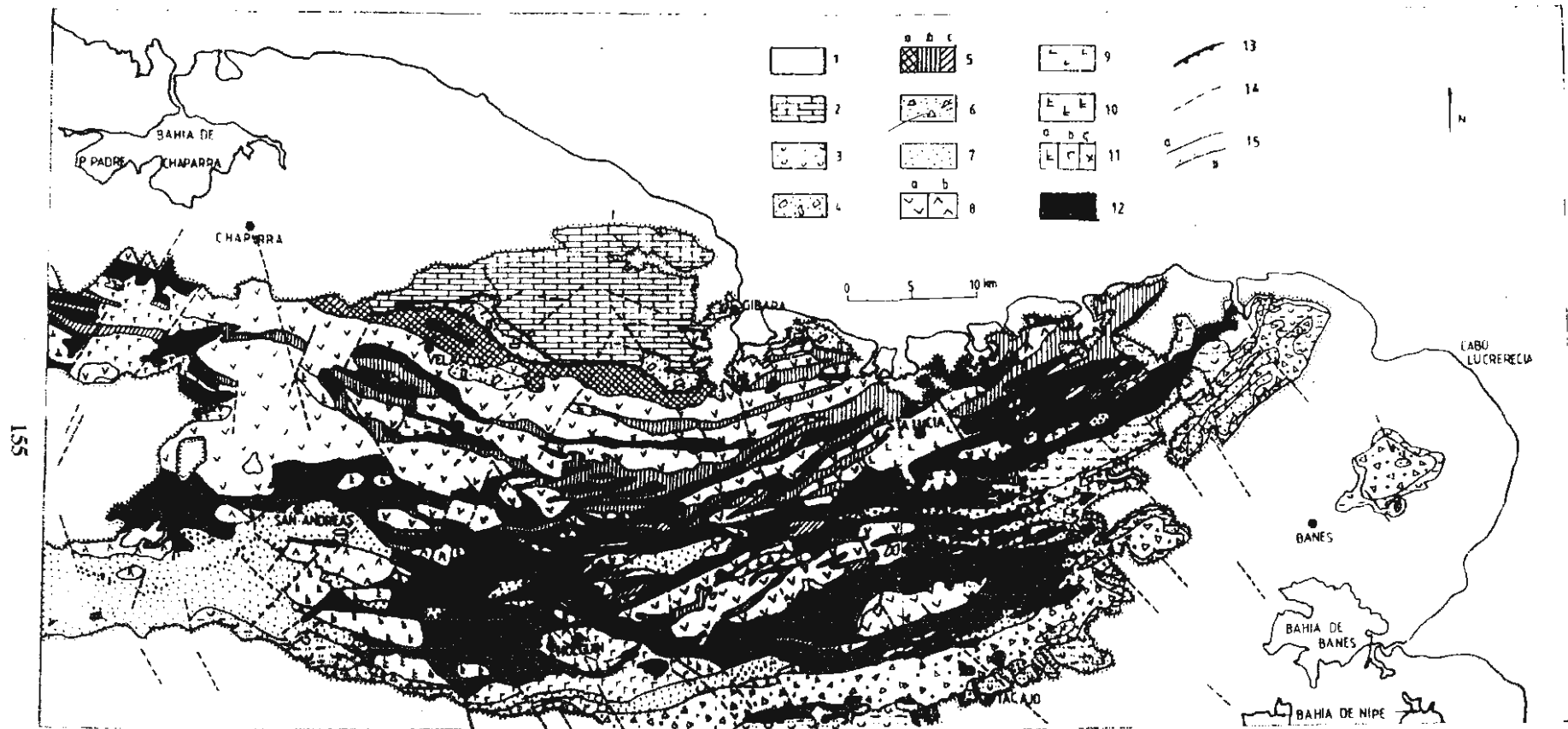


Figura 1. Mapa geológico de Holguín. Leyenda: 1. **Neoaútóctono**: formaciones terrígeno-carbonatadas del Eoceno Superior al Reciente; 2. **Autóctono**: formaciones carbonatadas del talud y la plataforma de las Bahamas (Cretácico Aptiano a Eoceno Inferior); 3-12. **Alóctono**: 3. Formaciones vulcanógeno-sedimentarias de la depresión de colisión tardía, Eoceno Inferior a Medio, 4. Olistostromas de la cuenca de colisión del antepaís, Eoceno Medio, 5. Brecha tectónica de la colisión frontal, Paleógeno (a) del prisma de acresión, Cretácico Superior, (b) de los planos de sobrecorrimiento, Cretácico Superior-Paleógeno, 6. Olistostroma de la depresión remanente en la cuenca frontal destruida del arco volcánico, Paleoceno Medio a Superior, 7. Sedimentos de la cuenca frontal del arco, Campaniano-Maastrichtiano, 8. Rocas del arco magmático (a) primitivo y de la cuenca frontal, Aptiano a Campaniano, (b) del arco volcánico desarrollado, Cenomaniano-Campaniano; 9-12 Ofiolitas: 9 Basaltos y sedimentos de la corteza oceánica, Hauteriviano a Cenomaniano, 10. Doleritas, igual edad, 11. Complejo cumulativo: (a) parte inferior ultramáfica, (b) parte media rítmica, (c) parte superior con gabro, tonalita y diorita, 12. Peridotitas tectónicas y transicionales; 13-16 **Otros símbolos**: 13. Frente de colisión, 14. Contactos tectónicos subhorizontales, 15. Fallas normales, 16. Contactos litológicos.

carácter tectónico de los contactos con las rocas del entorno así como con sus inclusiones.

En el trabajo de Kazakov et al. (1974) se caracterizan petrográficamente las ofiolitas, pero al interpretar la estructura y desarrollo de la región aplican el concepto del geosinclinal, que resulta contradictorio en varios aspectos. Reconocen la presencia de la asociación ofiolítica, pero en ella incluyen rocas andesito-basálticas del arco volcánico. Señalan que las "formaciones" integrantes de las ofiolitas, se originan en diferentes fases tectonomagmáticas y las ultramafitas se interpretan como una intrusión coherente en la profundidad, de la cual sólo aflora su parte superior desmembrada. Sin embargo, admiten la ausencia de contactos activos y para resolver esta aparente contradicción, suponen la intrusión de los residuos del manto superior en estado frío, plástico.

Durante la década del 70 se realizó un levantamiento geológico general de Cuba oriental a escala 1:250 000 (Nagy et al. 1976, 1983) y se realizaron nuevos aportes al conocimiento de las ofiolitas, pero quedó sin aclarar la composición integral del corte. Por eso las ofiolitas de Holguín se caracterizaron como una serie incompleta (Fonseca et al 1984).

Recientemente Nekrasov et al. (1989) señalaron que las ofiolitas de Holguín y Mayarí-Baracoa no representan la continuación del cinturón ofiolítico septentrional de Cuba, pues según su punto de vista, están últimas brotaron como un diapiro del manto superior a partir de la depresión Cauto-Nipe, entre el Campaniano y el Paleoceno. Por su parte, Iturralde-Vinent (1988, 1989, 1990) ha considerado las ofiolitas del cinturón septentrional cubano como representantes de la corteza oceánica del ProtoCaribe (Mediterráneo Americano) y en particular como un mar marginal asociado al desarrollo del arco volcánico del Cretácico.

POSICION GEOLOGICA DE LAS OFIOLITAS

Las ofiolitas de la región de Holguín están formando parte de una amplia zona muy

deformada, situada entre las estructuras propias del paleomargen continental de Las Bahamas por el norte y los depósitos del Terciario por el sur y el este. De hecho la zona deformada constituye un melange (brecha tectónica) del cual participan rocas de la asociación ofiolítica, vulcanitas cretácicas y depósitos sedimentarios del Cretácico y Terciario.

Una de las características más típicas de la zona deformada es su estructura de fajas paralelas (Fig. 1). En dichas fajas se observan brechas formadas en gran parte por bloques de naturaleza ofiolítica, rocas vulcanógeno-sedimentarias cretácicas, así como por fragmentos de secuencias sedimentarias del Cretácico Superior-Paleógeno. Los contactos entre las fajas siempre son tectónicos, a manera de escamas y mantos inbricados. Los procesos tectónicos se manifiestan también en el interior de las fajas, dando lugar al desmembramiento, foliación y brechamiento de las rocas que las componen. Estas deformaciones se intensifican hacia los bordes de las fajas. Por eso las relaciones primarias entre los diferentes componentes de las ofiolitas se conservan sólo parcialmente.

CARACTERIZACION DE LAS OFIOLITAS

A pesar de que las ofiolitas de Holguín están fuertemente desmembradas, se puede reconstruir una columna idealizada completa a partir de las observaciones aisladas (Andó et. al 1987, 1989, Fig. 2). A continuación se describen las distintas porciones del corte así reconocidas:

Complejo de peridotitas tectónicas

Las rocas más comunes y características de la región son las peridotitas serpentinizadas, o simplemente serpentinitas, las que determinan de manera fundamental la morfología y estructura orientada de la región.

Las características más evidentes de las peridotitas tectónicas son las texturas relacionadas con su emplazamiento. Como regla

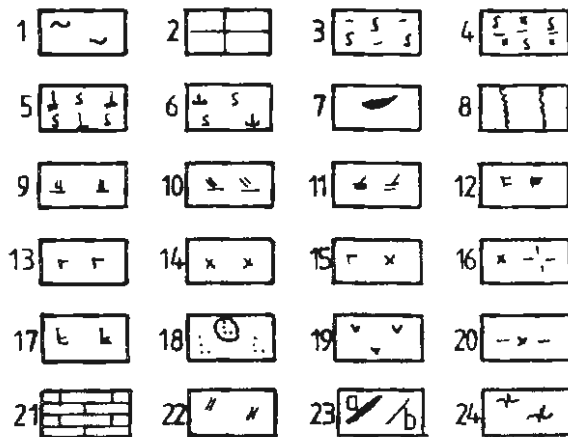
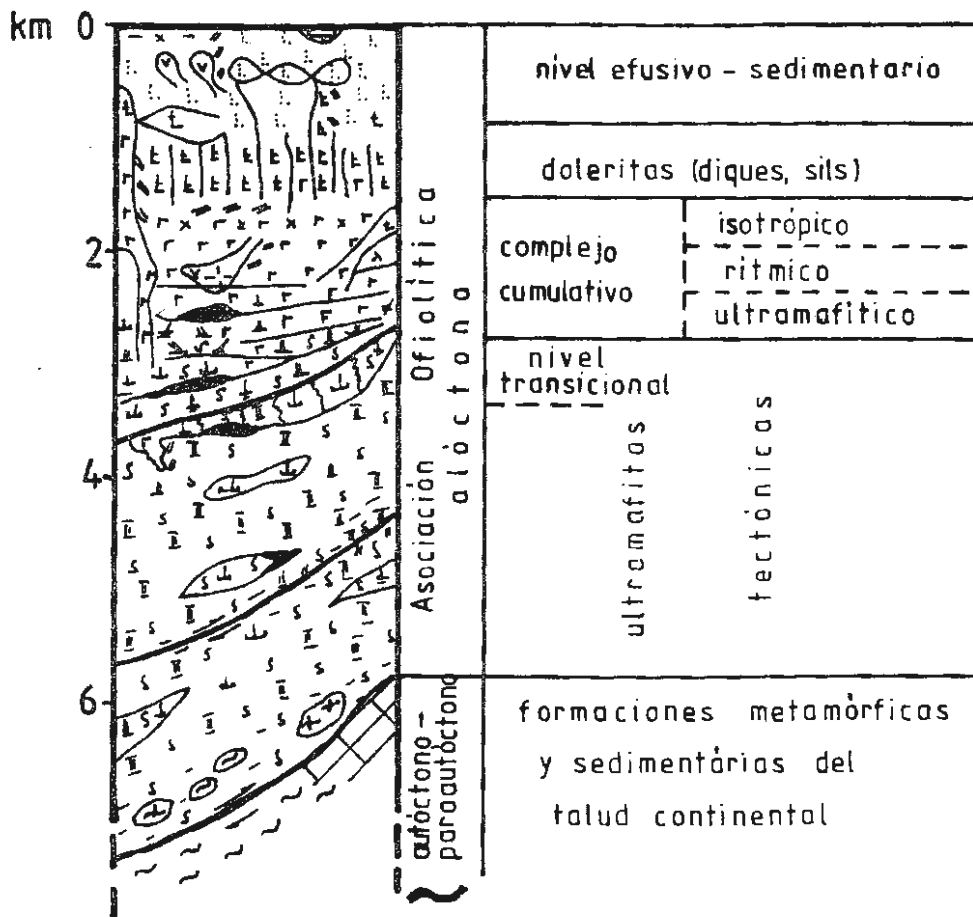


Figura 2. Columna litológica reconstruida de las ofiolitas de Holguín. Leyenda: 1. Formaciones del paleotalud continental de Bahamas, en parte metamorizadas, 2. Formaciones de la plataforma de las Bahamas, 3. Serpentinitas foliadas milonitizadas, 4. Harzburgitas, 5. Lherzolitas, 6. Dunitas serpentinizadas, 7. Cromititas, 8. Nivel transicional de las peridotitas tectónicas, 9. Wehrlitas, 10. Lherzolitas, 11. Piroxenitas y websteritas, 12. Troctolitas, 13. Gabros-microgabros, 14. Dioritas-gabrodioritas, 15. Tonalitas-plagiogranitos, 16. Doleritas, 17. Basaltos, 18. Queratofiros cuarcíferos, 19. Silicitas y radiolaritas, 20. Andesitas, 21. Calizas grises, 22. Zonas alteradas y mineralizadas (metamorfismo oceánico), 23. Contactos: (a) tectónicos, (b) litológicos, 24. Inclusiones tectónicas de metamofitas ultramáfico-mafíticas.

las masas rocosas están interrumpidas por zonas de brechamiento y foliación en pocas decenas de metros. En otros casos la roca está triturada en bloques mayores de unas decenas de metros, en cuyos límites se encuentran fajas estrechas de serpentinitas foliadas. Con el aumento de las deformaciones la exfoliación se incrementa y los bloques residuales son alargados, de apenas 10 a 50 cm de largo, incluidos en serpentinitas foliadas, brechosas, con foliación ondulada (boudinage).

Al disminuir el tamaño de los fragmentos (4 a 6 cm) estos se hacen redondeados, limitados por una superficie de fricción brillante, que indica el movimiento rotacional interno de los fragmentos durante el desplazamiento y deformación de estas masas. En casos extremos la roca pierde su estructura y textura original y se convierte en serpentinita foliada, milonitizada. En el ámbito regional se observa que las peridotitas están más intensamente deformadas hacia el norte.

Las peridotitas tectónicas serpentinizadas a menudo encierran bloques tectónicos de distintas formaciones, el tamaño de los cuales varía desde unos decímetros hasta varios cientos de metros. Entre ellos predominan representantes de los niveles medios y superiores de la asociación ofiolítica. También se observan bloques isométricos o lenticulares de gabros, doleritas y en menor grado, basaltos y silicitas. En trabajos anteriores los bloques alargados de doleritas y basaltos fueron considerados erróneamente como diques de diabasas. Sin embargo los mismos poseen una extensión muy limitada (hasta las decenas de metros) y generalmente están orientados según la estructura tectónica regional. Sus contactos coinciden con milonitas que hacia las peridotitas serpentinizadas forman una textura foliada. Estos hechos, que corroboran la posición tectónica de tales bloques, se acompañan de una disminución del grado de cristalización de la dolerita desde el borde hasta el centro del bloque, que no se explica por contactos magmáticos. En estos casos se trata de una brecha ofiolítica (melange) cuya masa principal está formada por las serpentinitas tectónicas. Su origen se relaciona con los sobrecorrimientos desarrollados dentro de la litósfera oceánica.

En la zona septentrional, sobre todo cerca del contacto con las rocas del paleomargen

continental de las Bahamas (Gibara), se observa una faja de brecha polimíctica caracterizada por el aumento del grado de foliación y brechamiento y por la reducción de las dimensiones de los fragmentos. En ella se mantiene el predominio de la serpentinita, pero adicionalmente aparecen bloques de metamorfitas de alta presión, rocas volcánicas y carbonatadas platafórmicas no deformadas, así como sedimentos caóticos. Esta brecha se interpreta como el producto de la colisión frontal entre los mantos alóctonos y el paleomargen continental de las Bahamas.

En las fajas situadas en la zona medio-serptentrional del área, la brecha ofiolítica (melange) alterna o contiene bloques grandes de una roca sedimentaria friable, de color pardo, que se ha descrito generalmente como "toba redepositada del arco volcánico cretácico". En efecto, dicho sedimento siempre contiene fragmentos derivados de distintas rocas magmáticas, pero entre ellos predominan los de naturaleza ofiolítica, incluidas también abundantes radiolaritas y lutitas síliceas. Por su composición, esta roca se acerca más a una grauvaca mal seleccionada. Probablemente se depositó en un ambiente oceánico de relieve accidentado. De tal manera que puede contener bloques grandes, con carácter olistostrómico y puede transicionar hasta brechas tectónicas. Así se evidencia la relación entre los procesos tectónicos y sedimentarios.

Este tipo de brecha, como las grauvacas, también contiene bloques de basalto amigdaloides, tobas, margas y calizas con fragmentos de rocas magmáticas. Todos los componentes de estas rocas son de edad Cretácico Superior o más antiguos. La naturaleza imbricada de esta brecha polimíctica (melange), con indicios del apilamiento de escamas tectónicas (sobrecorrimiento de las ofiolitas foliadas), incluso cubriendo las grauvacas, se considera característico de los prismas de acreción (Hamilton 1988). En consecuencia, esta sección se interpreta como una parte de la cresta de antearco.

En la estructura petrográfica de las peridotitas, a pesar de la casi completa serpentización, frecuentemente se revela un carácter clástico que se asocia con una alineación discordante a la foliación o brechamiento, relacionado al emplazamiento de

estas rocas. Muy raramente se encuentran peridotitas con moderada serpentización. En este caso se observa claramente una estructura recristalizada-orientada con abundantes maclas y laminillas de deformación del olivino (kink-band). En la composición mineralógica primaria se determinan tres componentes minerales fundamentales: olivino (en la mayoría de los casos completamente serpentizado), enstatita (generalmente bastitizada) y cromita. El diópsido es menos frecuente. Este carácter mineralógico se interpreta como un residuo del manto superior "pirolítico" después de la fusión parcial y de la extracción (depleción) del producto basáltico de este fundido. La estructura mencionada se explica por recristalización y deformación plástica en las condiciones del manto superior.

El pozo no. 443 perforado al NE de Holguín hasta la profundidad de 225,8 m, cortó peridotitas tectónicas. Se observa que las peridotitas serpentizadas masivas, o menos tectonizadas, forman intervalos de 0,5-5 metros y entre ellas las serpentinitas foliadas, milonitizadas y brechosas ocupan zonas de 10 cm a 4 m de espesor. Entre las peridotitas serpentizadas masivas de color gris oscuro verdoso, alternan variedades pobres en piroxenos (5% del volumen total), las cuales están enriquecidas (15-24%) y con menos frecuencia carecen de piroxenos visibles. Entre ambos tipos piroxénicos se distinguen variedades con granulometría fina (0,5-2,0 mm) y gruesas (2-10 mm) con los piroxenos alterados. Generalmente poseen una estructura porfiroclástica con cierto grado de orientación y lineación, que a veces se identifican a simple vista. Los piroxenos de estas variedades están representados por enstatita bastitizada y diópsido menos alterado. Según la presencia de estos dos tipos de piroxenos se distinguen las harzburgitas, lherzolitas y dunitas serpentizadas. El diópsido raramente supera al 5% del volumen, así que según la nomenclatura petrográfica vigente estas rocas serían harzburgitas. No obstante, por su significación petrogenética, se considera la peridotita como lherzolita, mientras tenga algún grano de piroxeno monoclinico en equilibrio con el rómbico (Mercier et al. 1984).

En las peridotitas el olivino, con raras excepciones, se encuentra completamente alterado a minerales serpentínicos (crisotilo,

en menor proporción antigorita y en partes lizardita y serpofita). El crisotilo en general forma una malla reticular con lizardita en su porción central. La serpofita, en forma de venillas o manchas, puede atravesar o sustituir la estructura reticular. La magnetita, como derivado de la serpentización, se dispone en granos isométricos de 5-50 μ , siguiendo el sistema de mallas. Los relictos de olivino tienen la composición de forsterita.

En estas rocas los piroxenos rómbicos, con forma irregular, están fuertemente bastitizados, a veces distorsionados. En raros casos, esta alteración es más débil y permite determinar su composición como enstatita. A veces contienen láminas de diópsido. Los cristales de diópsido tienen formas irregulares o fragmentarias y generalmente están menos alterados que los demás minerales silicatados. Entonces su composición diopsídica se determina con más seguridad.

Las dos variedades más comunes de peridotitas tectónicas, como minerales accesorios contienen granos de la serie picotita-cromita. Estos tienen forma irregular corroída o fragmentaria, que varían entre 0,1-1,5 mm. El color es pardo rojizo y pardo amarillento. En algunos casos la cromita forma granos más finos, vermiculares. Es característico para las peridotitas tectónicas que los piroxenos formen agrupaciones, a las cuales se asocian cromoespinelas.

Con la disminución del contenido de los piroxenos en las peridotitas tectónicas, la composición transiciona a dunitas, que forman cuerpos menores (unas decenas de metros), elongados, lenticulares, entre las harzburgitas. En ellas la serpentización del olivino, único componente mineral silicatado, es aun más intensa y en la masa crisotílica reticular se diferencian sólo los granos irregulares de cromoespinelas (0,1-1,0 mm).

Complejo de peridotitas tectónicas transicionales

En las fajas ofiolíticas situadas más al sur, frecuentemente se observan peridotitas masivas con textura de "capas" gruesas, generalmente menos deformadas. Entre ellas se reconocen las harzburgitas con un contenido

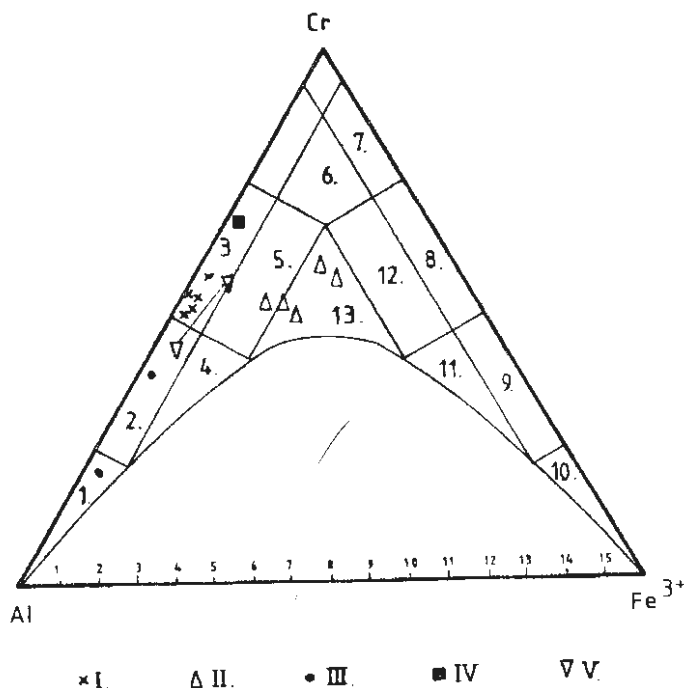


Figura 3. Proporciones atómicas de Al, Cr y Fe^{3+} en minerales de cromita de distintos orígenes de la región de Holguín: I. cromita masiva y diseminada, II-III. cromitas accesorias, II. en wehrlitas, III. en harzburgitas tectónicas, IV. cromita masiva de Monte Bueno, Moa-Baracoa, V. cromitas cumulativas de Camagüey. Denominación de las espinelas: 1. picotita, 2. Cr-picotita, 3. Al-cromita, 4. subferri-Cr-picotita, 5. subferri-Al-cromita, 6. subferri-cromita, 7. cromita, 8. ferri-cromita, 9. Cr-magnetita, 10. magnetita, 11. subalumino-Cr-magnetita, 12. subalumino-ferri-cromita, 13. ferri-aluminocromita.

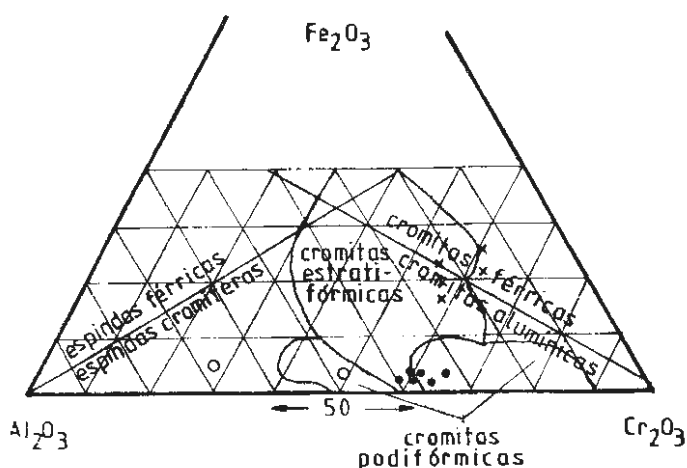


Figura 4. Composición de las cromitas podiformes (•) y accesorias en peridotitas tectónicas (o) o wehrlitas cumulativas (+) en el diagrama de Thayer (1964).

variable de piroxenos bastitizados. Estas transicionan a dunitas, formando cuerpos irregulares, bolsones o lentes de uno a varias decenas de metros. Por los bordes de los cuerpos de dunita se observan segregaciones lenticulares menores (unos decímetros o metros) de cromititas.

La estructura de estas peridotitas serpentinizadas lleva las características fundamentales de las peridotitas tectónicas, pero aparecen estructuras poiquilíticas. Las pseudomorfosis serpentinizadas de piroxenos por lo general poseen contornos cóncavos o corroidos en la masa serpentinitica. Menos frecuentemente se observan, en posición intersticial, pseudomorfosis argilitizadas, de las cuales se infiere una fase feldespática en el espacio entre las partes antes existentes de la estructura. Entre las espinelas cromíticas se destacan las irregulares, junto con las de formas idiomórfico-hipidiomórficas. Estos indicios sugieren la mezcla o impregnación (Nicolas et al. 1980) del material residual del manto superior con el fundido parcial de "pirolita" (Iherzolitas), proveniente de los niveles más profundos del manto.

La mayoría de las menas cromíticas de la región aparecen entre peridotitas transicionales o bandeadas y gabros olivínicos o microgabros. La cromitita siempre se relaciona con capas y lentes de dunitas. Dentro, o en el borde de las dunitas, la mineralización aparece de diversas maneras (diseminación heterogénea orientada, diseminación densa, capas y lentes de unos centímetros a pocos metros de espesor). La cromitita densa, generalmente masiva, se encuentra por los bordes de los cuerpos de dunitas, alcanzando como máximo pocos metros de espesor por unos 10 metros de longitud.

Los lentes de cromititas en las dunitas serpentinizadas a veces tienen un aspecto penetrativo. En este caso, en contacto con la dunita se observa el microgabro, que puede formar franjas estrechas (aproximadamente 20 cm) en la masa cromítica. La cromita en sección delgada exhibe formas isométricas, hipidiomórficas a anhédricas o fracturadas, con bordes corroidos, de 0,1-4,0 mm. Su color es pardo rojizo en la parte central del grano y hacia los bordes se torna más oscuro. La fase huésped de los granos de cromita está

generalmente alterada. Por los productos de la alteración (crisotilo-lizardita, clorita-tremolita, raras veces uvarovita) se infiere una asociación mineralógica primaria de olivino, piroxeno y menos frecuentemente, plagioclasa.

Según el análisis geoquímico de la mena cromítica por el método de microsonda electrónica, su composición corresponde a aluminocromitas y se diferencian bien de la ferroaluminocromita accesoria en wehrlitas del complejo cumulativo (Fig. 3). En el diagrama de Al-Cr-Fe(III) las cromitas analizadas se proyectan encima del área característica de las menas desarrolladas en el complejo cumulativo en Camagüey y Moa.

El diagrama Al_2O_3 - Cr_2O_3 - Fe_2O_3 (Fig. 4) de Thayer (1964) indica un carácter "podiforme" para las cromitas de la zona. Las proporciones de Fe^{2+}/Mg (0,4-0,52 y 0,56-0,72) están comprendidas entre los valores característicos dados por Dickey (1975) para las cromitas podiformes (0,4-0,45). Sin embargo, entran algo en el intervalo de las estratiformes (0,67-1,59).

La hipótesis de Dickey (1975) sobre el origen de las cromitas podiformes es una buena base para interpretar la asociación litológica y características geoquímico-petrográficas mencionadas. Según este modelo, el origen de las cromitas depende de las condiciones imperantes en la parte superior, transicional, de las peridotitas tectónicas durante la formación de las cortezas oceánicas. En los niveles superiores del manto, el líquido producto de la fusión parcial de la "pirolita" en niveles inferiores, asciende y se infiltra entre las peridotitas deplecionadas, suministrando el material a las cámaras magmáticas desarrolladas en, o sobre, las mismas. En la zona impregnada por tales líquidos primarios éstos pueden acumularse formando lentes y bolsones. En estos lugares, previo a los procesos cumulativos, pueden iniciarse los procesos de cristalización y diferenciación del fundido toleítico primario. Como resultado se forman lentes y bolsones pequeños de dunita con cromita en el ambiente de las peridotitas transicionales, tal como se ha observado.

Dentro de los límites del nivel transicional y hacia arriba, la impregnación se hace más

condensada, lo que da por resultado la fusión parcial ulterior de los piroxenos residuales y el aumento del tamaño de las cámaras, que se unen formando la cámara propia del nivel cumulativo. Con este proceso, el líquido primario ascendente sufre paulatinamente un fraccionamiento parcial. En la parte inferior del nivel transicional se forman lentes de dunita con cromita y en las partes superiores dunitas, wherlitas con o sin concentración de cromita y gabro en las cámaras cerradas.

Debido al flujo magmático todo el nivel forma un sistema móvil, lo cual se refleja en la textura brechosa, a veces en las interrelaciones casi penetrativas. En este sistema la segregación de cromitas está acompañada por el movimiento diferenciado de las fases cristalina y líquida en la mezcla impregnada. De este modo ocurre una transición entre las características mineralógicas y geoquímicas de las cromitas podiformes de los niveles transicional y cumulativo, de lo cual las cromitas de Holguín son un buen ejemplo.

Complejo cumulativo

En las fajas de ofiolitas situadas al sur y centro, así como en la porción noroccidental de la región, frecuentemente se observa la asociación paragenética de rocas ultramafíticas y mafítico-neutrales (gabroides, dioritas). Son característicos los gabros y melagabros intercalados con diferentes tipos de ultramafitas en forma de capas, lentes y shlieren. El espesor de los intervalos es muy variable, desde unos decímetros hasta las decenas de metros. Esta secuencia está bien representada en el pozo PC-245, perforado en la ciudad de Holguín. Cerca del pozo afloran peridotitas serpentinizadas masivas, con textura bandeada o "manchada", ricas en piroxenos. Las mismas se asocian con las peridotitas transicionales, de modo que su distinción en el campo resulta difícil. El análisis petrológico de las rocas de este complejo revela el carácter magmático del mismo, donde las "capas" están enlazadas por procesos de diferenciación gravitacional, en condiciones de cristalización hipoabisales, con transiciones hacia los niveles subvolcánicos.

Diferentes niveles del complejo cumulativo se encuentran como mantos y escamas

tectónicas así como bloques en los olistostromas, sin embargo las deformaciones y desmembramiento del mismo no son tan intensos como ocurre con las serpentinitas tectónicas. Dentro del complejo, la parte inferior a media es de textura bandeada-rítmica, estratificada, con rocas máfico-ultramáficas que hacia arriba pasan a una composición más diferenciada con textura masiva.

Ultramafitas cumulativas

El espesor de este horizonte se estima en unos cientos de metros. La porción inferior de la serie bandeada está compuesta por horizontes alternos de wehrlitas, websteritas, websteritas olivínicas, clinopiroxenitas, dunitas y lherzolitas. Las capas (en ocasiones diques) de gabros y gabros olivínicos son menos frecuentes. Las lherzolitas, websteritas olivínicas y wehrlitas, que pueden formar transiciones, generalmente son ricas en piroxenos monoclinicos, con tamaños a veces considerables, de unos mm a un centímetro. Los piroxenos (broncita, augita-diopsídica) están parcialmente bastitizados-cloritizados. La proporción entre los piroxenos y olivinos tiene un rango muy amplio, por lo cual estas rocas pueden transicionar a piroxenitas o dunitas. En dependencia de esto, el olivino se encuentra incluido en los piroxenos, resultando en estructuras poiquilíticas, o formando la fase de cumulos con los piroxenos intersticiales (fase intercúmulos).

La serpentización de estos minerales es muy variable, pero por lo general es menos intensa; mientras la cantidad de magnetita de grano fino, como derivado de la serpentización, es usualmente mayor que en las peridotitas tectónicas. La magnetita secundaria entrelaza finamente la roca, dándole colores oscuros o, en caso de oxidación superficial, parduzco-rojizos. Como mineral accesorio la cromita forma granos opacos, o algo translúcidos, idiomórficos, asociados generalmente con el olivino.

La dunita está compuesta mayormente de olivino total o parcialmente serpentizado. Macroscópicamente es una roca homogénea, compacta, fina, de color verde o parduzco claro. A veces a simple vista se observan minerales idiomórficos de cromita (0,5-2,0 mm), que en

partes pueden estar diseminados en filas y bandas.

Raramente se desarrollan peridotitas bandeadas plagioclásicas (wehrlitas plagioclásicas, en La Palma). En ellas la plagioclasa es la fase intercúmulos y se encuentra total o casi totalmente alterada (saussuritizadas, argilitizadas).

La formación del nivel ultramafítico bandeado requiere del repetido suministro de grandes volúmenes de líquido magmático básico toleítico. La diferenciación gravitacional de los primeros productos de la cristalización del líquido de poca viscosidad causa la acumulación de los minerales máficos en la parte inferior de la cámara magmática. Junto con este proceso, la estructura y composición mineralógica de las dunitas y peridotitas cumulativas se explica, según Wager et al. (1960), por cristalización y fraccionamiento acumulativo y las intercalaciones de lherzolita-wehrlita con piroxenita por procesos heteroadcumulativos. Las dunitas con la fase intercúmulos subordinada de piroxenos monoclinicos en capas discontinuas, así como las peridotitas plagioclásicas, representan el tipo de mesocúmulos.

Gabroides cumulativos

Las peridotitas plagioclásicas indican la transición hacia los niveles donde, por la cristalización diferencial de las ultramafitas cumulativas en el líquido magmático, aumenta el contenido de aluminio y silicio facilitando la formación de plagioclasas. Los primeros productos de este proceso son las troctolitas y gabros olivínicos.

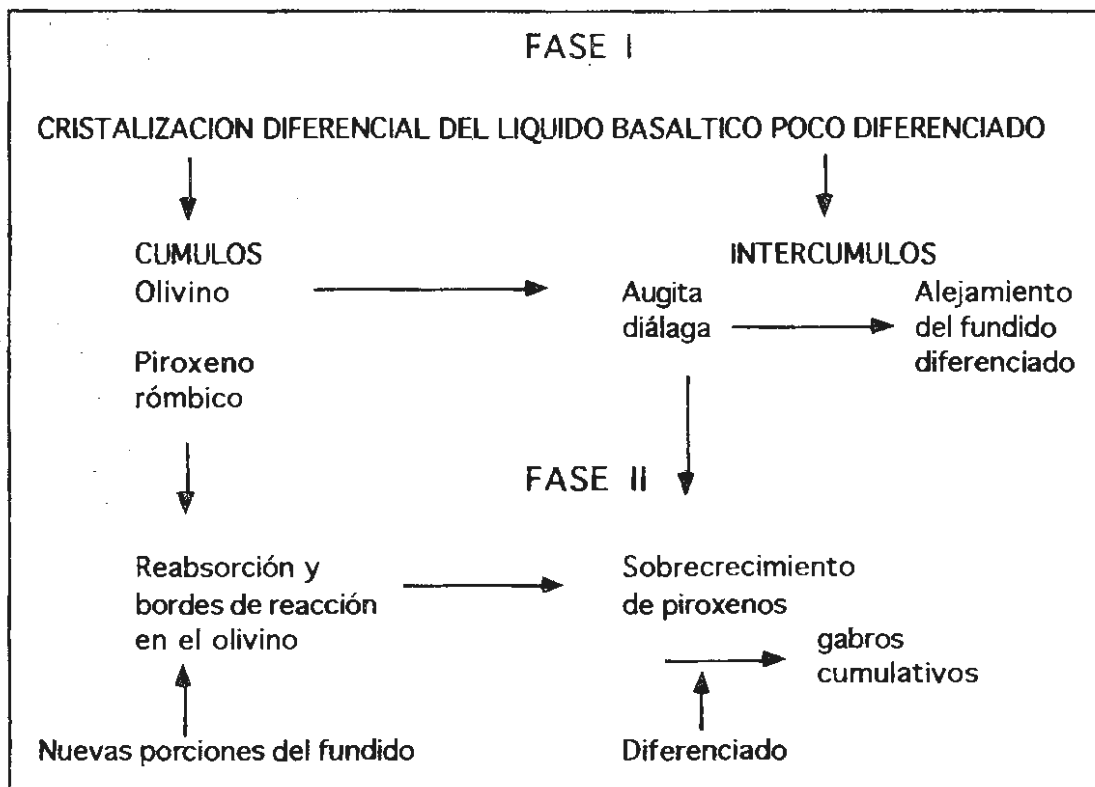
Las características petrográficas de las variedades litológicas que aparecen reiteradamente en los ritmos y ciclos son muy semejantes. La variedad ultramafica más frecuente es la wehrlita, que tiene un color negro característico. En esto se asemeja a la dunita cumulativa, pero la wehrlita presenta una estructura pseudoporfírica, mientras que la dunita tiene un aspecto homogéneo. La estructura es taxítica bandeada, cumulativa. Cuando tiene bajo grado de serpentización se observan bien los granos isométricos de olivino (0,3-3,0 mm), que forman la fase de cúmulo. En el espacio entre ellos aparece el piroxeno monoclinico (diálaga-augita) con formas

tabulares, bordes irregulares, cóncavos, característicos de la fase intercúmulos. En los poiquilocristales del piroxeno monoclinico como cristales primitivos aparece olivino, piroxeno rómbico (ambos fuertemente serpentinizados) y cromita opaca, con formas idiomórfico-hipidiomórficas. Con el aumento de la proporción de los granos cumulativos de olivino, la roca pasa a dunita con estructura cumulativa panhipidiomórfica, que por planos discontinuos puede contener piroxeno monoclinico con fase intercúmulo. De otro lado, el aumento de la cantidad y tamaño de los cristales primitivos de piroxeno rómbico (broncita), puede formar la fase cúmulo junto con el olivino y la wehrlita transiciona a lherzolita.

Con el aumento de la proporción de los piroxenos, la lherzolita transiciona a websterita olivínica y la wehrlita a clinopiroxenita olivínica. En ambos casos el

piroxeno forma poiquilocristales grandes (hasta unos centímetros). Estas rocas se distinguen a simple vista por la textura manchada, dada por las manchas negras aisladas (0,2-1,0 cm) determinadas por el olivino serpentizado en un fondo verde (piroxenos).

En la piroxenita olivínica, con la disminucion del contenido de olivino se observa una inversion de la estructura. Los piroxenos monoclinicos (augita diopsídica) forman tableticas mayores, hipidiomórficas, mientras el olivino (y el piroxeno rómbico en casos menos frecuentes) forma granos de contornos cóncavos, corroidos e irregulares. En dicho caso alrededor del olivino se observa un borde de reaccion formado por piroxeno monoclinico. Tambien se distingue una generacion de dialaga como cristales primitivos dentro de las tabletas mayores de poiquilocristales de clinopiroxeno. Esta composicion y estructura se interpreta segun el modelo genético ilustrado en la gráfica.



Por esta línea el olivino puede desaparecer completamente y la roca se torna en una piroxenita (clinopiroxenita o websterita), donde los signos de este proceso se reconocen todavía en algunas partes.

Las rocas mencionadas están generalmente alteradas. El olivino está parcialmente serpentizado, formando estructuras reticulares con abundante polvillo de magnetita, que le dan un color negro

característico. Los piroxenos están parcialmente bastitizados. Con el aumento del grado de alteración ambos grupos de minerales se transforman en clorita y talco, los piroxenos en urailita y tremolita.

La hornblendita, de color verde oscuro, tiene textura orientada, donde se reconocen bien los cristales alargados de anfíboles. Siempre se presenta en asociación directa con las capas de gabroides en las porciones media a superior del perfil, donde se observa su transición gradual hacia melagabro. En los espacios entre los cristales de hornblenda que generalmente presentan una orientación estructural cumulativa, se observa prehnita. Esto indica la presencia primaria de plagioclasas.

Los gabroides están representados por cuatro tipos de rocas: gabros de grano medio, microgabros, gabros de estructura pegmatítica y melagabros. Los dos primeros están presentes por toda la sección, las pegmatitas son más frecuentes en los niveles inferiores, mientras que los melagabros aparecen preferentemente en la sección media. Estas relaciones espaciales indican que la granulometría de las rocas básicas, en la sección de estructura rítmica, no tiene relación con la profundidad, como en el caso de las intrusiones no cumulativas.

El gabro normal de grano medio por lo general exhibe claramente las características de la cristalización cumulativa. Su estructura es a menudo poiquilítica, donde los cristales primitivos están representados por plagioclasas idiomórficas (0,5-2,0 mm), generalmente saussuritizadas o prehnitizadas. Los poiquilocristales de diálaga forman tabletas mayores (2,0-4,0 mm). Como mineral accesorio se determina la ilmenita de estructura esquelética.

Con el aumento de la cantidad de plagioclasas (o con una diferenciación más desarrollada) desaparece la estructura poiquilítica, pero los signos de cristalización cumulativa todavía se reconocen bien. Entre las plagioclasas se distinguen dos generaciones principales. Una de granos idiomórficos que forma la fase cúmulos y otra de composición intermedia en la fase intercúmulos, junto con piroxenos monoclinicos de forma xenomórfica. La plagioclasa de esta generación puede formar

sobrecrecimientos en los granos de la primera generación.

El gabro anfibólico representa una composición aún más diferenciada, con transiciones hacia diorita (gabrodiorita), pero todavía con los signos de la cristalización cumulativa.

Con el aumento de la proporción de los minerales máficos, la roca se convierte en melagabro, que puede ser piroxénico o anfibólico. Son rocas de color verde a verde grisáceo oscuro, con textura orientada o masiva. Generalmente las plagioclasas, o sus productos de alteración, forman granos y manchas aisladas entre los máficos. Todos los tipos de gabroides y gabrodioritas están intensamente alterados en las facies de esquistos verdes hasta anfibolítica. Los procesos y productos de alteración más característicos son: piritización, anfibolitización, uralitización, formación de clinzoisita-zoisita, epidota, hidrogranate, prehnita, clorita, albita, calcita y zeolitas. Generalmente los efectos de dicha alteración suboceánica son tan fuertes, que es más correcto utilizar el prefijo "meta" para denominar estas rocas.

El gabro de estructura pegmatítica puede ser melanocrático, leucocrático, piroxénico o anfibólico. Los minerales máficos forman cristales alargados hasta 10 cm. La estructura y la composición petrográfica indican una diferenciación más desarrollada del líquido básico acompañada por el enriquecimiento en volátiles.

Una de las rocas más propagadas en el corte del pozo 245 es el microgabro y la microgabrodiorita, que forman "capas" de 0,5-5,0 m de espesor. Estas rocas, con granos de 0,5-1,5 mm, generalmente tienen una estructura granular algo orientada y textura heterogénea. Por zonas y bandas se alternan con melagabros o gabros de granos más gruesos. Frecuentemente forman impregnaciones, diques o venillas irregulares en las capas de wehrlitas y piroxenitas. En dichos casos contienen fragmentos angulosos de estas rocas de caja, con diámetros de 0,5-10 cm. Alrededor de estos fragmentos la textura posee a veces un carácter fluidal, en otras ocasiones los bordes sirvieron como superficies nucleares para la cristalización del fundido magmático.

En las partes superiores de la sección gabroide rítmica se observa la diferenciación extrema del complejo cumulativo, acompañada por alteraciones suboceánicas intensas. Son más abundantes la tonalita y la diorita, cuya alternación y textura algo bandeada todavía guarda un poco el carácter cumulativo de esta sección. La tonalita estaba originalmente compuesta por plagioclasas (0,5-1,0 mm) y cuarzo, junto con algún mineral máfico, ahora alterado completamente a micas. La plagioclasa (oligoclasa-andesina) es de estructura zonal.

Los índices petrográficos primarios de la diorita son muy parecidos a los de la tonalita, pero la mayoría del cuarzo es secundario y se observa una albitización y cloritización más acentuada que en las tonalitas. Esta roca es de grano medio (0,5-2,0 mm), de textura hipidiomórfica equigranular. Sus componentes principales son las plagioclasas idiomórficas y el cuarzo xenomórfico. La presencia de esfena y clorita sugiere que hubo minerales máficos primarios, ahora alterados. Este tipo de rocas fuertemente diferenciadas y alteradas aparecen también en las partes internas de la secuencia rítmica. Se asocian con microgabro de textura orientada, con gabro (gabrodiorita) de estructura pegmatítica y cortan o impregnan piroxenitas y wehrlitas, en forma de vetas de 0,1-0,5 m. Su emplazamiento, según la textura y estructura, ocurrió en forma de suspensión de granos de plagioclasas y minerales máficos en un líquido extremadamente diferenciado y enriquecido en volátiles. Este carácter se explica por su procedencia desde las capas colindantes, por complejos procesos de cristalización-diferenciación, compactación y compresión en el sistema cumulativo.

El desarrollo de la sección rítmica del complejo cumulativo sobre las ultramafitas bandeadas indica un cambio significativo en las condiciones de suministro de los líquidos magmáticos. Después de la formación de voluminosas masas de ultramafitas cumulativas a partir de un fundido toleítico de extrema basicidad, sobre ellas se acumuló el líquido diferenciado. Al alcanzar este magma un volumen crítico, la incorporación y agregación de nuevas porciones de fundido básico no diferenciado, sólo provisionalmente podría restablecer la cristalización y acumulación ultramáfica mientras sus fracciones diferen-

ciadas seguían contribuyendo al incremento del volumen del fundido diferenciado. De este modo cada ritmo cumulativo indica una nueva entrada de magma y por la cristalización diferenciada, el restablecimiento del equilibrio de las condiciones de cristalización cumulativa de gabroides. Este sistema era termodinámicamente abierto, caracterizado por heterogeneidades en la temperatura, composición y, a consecuencia de ellas, en la viscosidad. Estas heterogeneidades generaron flujos de densidad en la cámara magmática. Con estas corrientes se explican las texturas taxíticas orientadas, onduladas, inclinadas y las segregaciones lenticulares.

La estructura y composición de las "capas" ultramáficas de la sección rítmica poseen las características de la cristalización adcumulativa, heteroadcumulativa y meso-cumulativa. Los procesos ortocumulativos se desarrollan más en los gabroides. La mayoría de estos procesos cumulativos indica una difusión e intercambio de los iones entre la parte superior de la pila cumulativa y la suspensión magmática suprayacente. Este mecanismo intensifica la diferenciación del líquido magmático. La compactación de la pila cumulativa (David et al. 1986) conduce al mismo efecto.

La compactación de la masa cumulativa todavía no consolidada, provoca la expulsión del residuo diferenciado del líquido atrapado durante la formación de la pila cumulativa. El flujo ascensional de estos líquidos, cuando ocurre la acumulación a velocidad constante, contribuye al equilibrio estático de las "capas" en proceso de compactación. Pero el sistema, siendo abierto, fácilmente pierde su equilibrio. Las capas en compactación ricas en líquido intersticial, suprayacidas por otras más densas, pueden perder su resistencia y colapsar. Las zonas fracturadas, brechosas, en las peridotitas y piroxenitas, cementadas por leucogabros, dioritas, y en partes por plagiogranitos, indican el colapso de la capa gabroide-diorítica no consolidada bajo los horizontes de ultramafitas más compactas y rígidas. El líquido residual diferenciado, expulsado de los espacios intersticiales de la capa gabroide no consolidada tras este evento catastrófico, se inyectó en las ultramafitas suprayacentes, por las fracturas formadas simultáneamente. Así se puede explicar la composición más ácida de las rocas que

impregnan las peridotitas y piroxenitas fracturadas, a veces formando venillas finas, mientras las capas asociadas son gabroides.

Serie de textura isotrópica

La estructura hipidiomórfica-granular, subofítica u ofítico-intergranular, junto a la textura masiva, homogénea, indican la proximidad de las paredes y techo de la recámara magmática, donde aumenta la velocidad de enfriamiento.

Los microgabros, microgabrodioritas, dioritas y granófiros representan este ambiente de cristalización, es decir, el nivel de textura y estructura isotrópica. Con la disminución de la basicidad de las plagioclasas, en estas rocas aparecen granos xenomórficos de cuarzo y la composición pasa a microgabro cuarcífero o diorita cuarcífera de estructura granular. Son frecuentes la albitización y la zeolitización.

Una roca especial, característica, que puede formar zonas y bloques de varios cientos de metros de longitud, es el microgabro o gabrodiorita de textura brechosa. Está formada por fragmentos angulosos (1-20 cm), pero sin aristas agudas. El brechamiento no llega hasta una trituración más fuerte, propia de las brechas tectónicas, ni muestra alguna orientación especial. Es frecuente la piritización diseminada, junto a cantidades menores de calcopirita. El material cementante entre los fragmentos estrechamente ligados es zeolita, prehnita, a veces albita y calcita.

Dichas características se interpretan como propias de las partes apicales de las cámaras magmáticas. En éstas los fundidos básicos y neutros fueron enriquecidos en volátiles. Así se formó un sistema magmático con intensas corrientes convectivas y gran presión.

De este modo, las porciones recién cristalizadas se podían fracturar o erosionar a causa de los movimientos de alta energía. Los fragmentos podían ser transportados en el fundido y amontonarse. Los volátiles provocaron las alteraciones metamórficas en las facies entre zeolíticas y anfibolíticas.

Complejo de diques paralelos y cuerpos subvolcánicos de doleritas

En los niveles superiores del complejo cumulativo aparecen microgabros que alternan con doleritas, pero no se encuentran sistemas de diques paralelos de doleritas ("sheeted dikes") en los afloramientos. Sin embargo, en las fajas de brechas tectónicas ofiolíticas y en los olistostromas, aparecen bloques de variadas dimensiones (1-500 metros), donde a veces predominan estas rocas. En ellas se observa la transición característica de microgabros a doleritas o de dolerita a basalto-dolerita. En afloramientos y pozos se han descubierto doleritas y gabrodoleritas de textura homogénea. Estos cuerpos representan probablemente un desarrollo subvolcánico de sills, cuya petrografía no se diferencia en lo esencial de los diques paralelos.

Donde aparece la sucesión de diques contiguos se nota bien que la roca de la nueva generación de diques contacta con otra variedad de granulometría más gruesa con límites bien contrastados. En el contacto se observan los rasgos del enfriamiento rápido y más lejos, las características habituales de las doleritas. Las doleritas son generalmente rocas muy compactas, duras, con estructura ofítica-subofítica. Los minerales predominantes son plagioclasas y augita. La composición de las plagioclasas en las partes internas es labrador y en las exteriores es andesina. La augita aluminica, rica en magnesio, se encuentra en diferentes grados de uralitización, mientras en partes se convierte en hornblenda. Son frecuentes los cristales esqueléticos de ilmenita.

Con el aumento del grado de alteración estas rocas se enriquecen más en hornblenda, clinozoisita, prehnita, uralita, clorita, albita y zeolitas. De este modo, las metadoleritas pueden representar las facies metamórficas suboceánicas desde zeolítica hasta anfibolítica.

Los bloques de doleritas incluidos en las brechas tectónicas entre las serpentinitas, a veces han sufrido metasomatismo, dando lugar a la formación de rodingitas. Todos los tipos de alteraciones indicadas provocan anomalías geoquímicas y mineralización de Cu, Au y Zn.

Complejo efusivo-sedimentario

Las rocas de este complejo fueron reconocidas por Kozary (1968) y descritas en mayor detalle por Andó et al. (1987). Se trata de basaltos afíricos, basalto-doleritas, jaspes y silicitas, incluidos en las brechas tectónicas y olistostromas, a manera de bloques de diversas dimensiones. Se considera que son rocas de origen marino abisal. Pueden estar metamorfozados en las facies desde zeolitas hasta esquistos verdes.

Las silicitas y lutitas silíceas de la porción sedimentaria de la asociación ofiolítica son ricas en radiolarios, pero la fuerte recristalización generalmente los hace indeterminables. Sólo dos muestras contenían restos identificables, las cuales se describen a continuación (Lámina I):

1. Localidad El Guabino (coord. x 252,5 y 546,49). En la ladera de la colina, en una trinchera, se encontraron basaltos de textura esferoidal, con estructura intersertal y plagioclasas esqueléticas. Por encima, sin que se observe el contacto, aparecen capas de silicitas lixiviadas con radiolarios que incluyen *Archaeodictyomitra cf. pupa*, *A. sp.*, *Oruppotractylis corriganensis*, *O. cf. O. lanceola*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *Thanarla cf. T. pulchra*, *T. sp.*, *Tritrabs sp.*, *Xitus cf. X. spicularis*. Esta asociación se puede datar entre el Hauteriviano y el Barremiano.

2. Localidad Entronque Pesquero, por la carretera entre Holguín y Guardalavaca, cerca del entronque (coord. x 267,65 y 595,25). Es una masa caótica tectónico-sedimentaria donde están presentes bloques y fajas de grauvacas, peridotitas, piroxenitas fuertemente foliadas, gabros cumulativos de distintos tipos, basaltos amigdaloides y silicitas radioláricas de color pardo. Según las características estructurales y petrólogo-geoquímicas las rocas mencionadas corresponden a una corteza de cuenca de antearco (Andó et al. 1989). Los radiolarios de estas silicitas incluyen *Acanthocircus sp.*, *Crucella sp.*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *P. sp.*, *Rhopalosyringium cf. R. majuroensis*, *Thanarla veneta*, *T. sp.*. Esta asociación se puede hacer corresponder a la zona de *R. majuroensis* del Cenomaniano (Schaaf 1985).

Los datos paleontológicos corroboran la posible dualidad genética de las ofiolitas determinada mediante los estudios petrológicos (Andó et al. 1989).

GEOQUIMICA

La caracterización geoquímica de las ofiolitas de Holguín se basa en la evaluación de unos 300 análisis químicos de elementos principales y de 30 análisis de elementos minoritarios, los cuales se realizaron en muestras que abarcan todos los tipos de rocas bajo consideración. Dado que estas rocas presentan siempre algún grado de alteración, los resultados se seleccionaron siguiendo el procedimiento recomendado por la IUGS. En el ejemplo de las peridotitas generalmente serpentinizadas, se consideró aceptable el resultado cuando PPI era menor de 12-13%. En la tabla 1 se ofrecen los contenidos medios de los diferentes óxidos calculados por los resultados de los análisis químicos, según los distintos grupos petrográficos de las ofiolitas.

Para distinguir el espectro de los tipos petrográficos de las peridotitas se utilizó el diagrama clásico CaO-Al₂O₃-MgO (Fig. 5). La ubicación y asociación de los puntos revela peculiaridades interesantes. Las ultramafitas cumulativas se agrupan cerca del vértice MgO, pero bien separadas de las tectonitas serpentinizadas. Además, con el incremento del contenido de CaO el óxido de Al no aumenta de valor, dando por resultado un campo vacío en dicha área de las ultramafitas cumulativas. Otro carácter remarcable es la presencia de una serie diferenciada que no sigue la línea de caída del MgO (tendencia de Skaergaard), sino que se desarrolla como continuación del rumbo de las rocas básicas.

A continuación se procede con la evaluación de los grupos petrográficos de las ofiolitas de Holguín, tomando en cuenta sus diferencias e interrelaciones, buscando los componentes causantes de la variabilidad y como resultado, de la diferenciación petroquímica. Para esta evaluación se aplicaron métodos estadísticos de variables múltiples, tales como cluster análisis, mapeo no lineal y análisis de

componentes principales (Harangi 1990). La ventaja de estos métodos es que toma en cuenta simultáneamente todas las variables (óxidos).

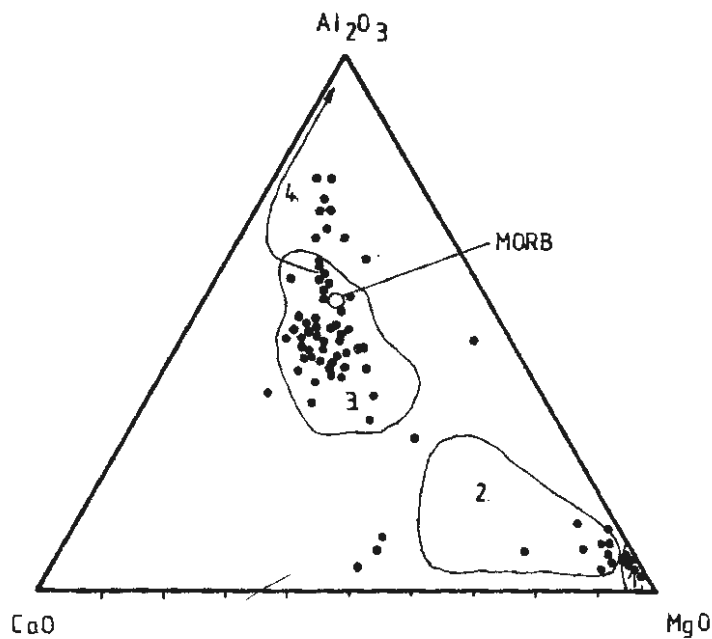


Figura 5. Diagrama CaO-Al₂O₃-MgO para las ofiolitas de Holguín. Las áreas según Coleman (1977): 1. peridotitas tectónicas, 2. ultramafitas cumulativas, 3. mafitas cumulativas, 4 tendencia de diferenciación de Skaergaard, MORB. Basaltos de crestas oceánicas.

Para las peridotitas, independientemente de su posición en el corte ofiolítico, después de un filtrado en el cluster análisis se obtuvieron varios grupos compactos (Fig. 6). Estos grupos se distinguen también en el diagrama preparado por el método de proyección de mapeo no lineal (Fig. 6a), lo que indica su heterogeneidad y la existencia de diferentes tipos o variedades petroquímicas. En este diagrama las ultramafitas cumulativas se separan sólo parcialmente de las tectónicas y transicionales, ya que se proyectan junto a ellas en las áreas I, II y IV. Esta relación entre ambos tipos puede indicar una mayor importancia de las peridotitas transicionales. Para evaluar los factores de dicha variabilidad se utilizó el método de análisis de los componentes principales (Fig. 6b). Los ejes de dicho diagrama representan las funciones F₁ y F₂ que toman en cuenta las concentraciones

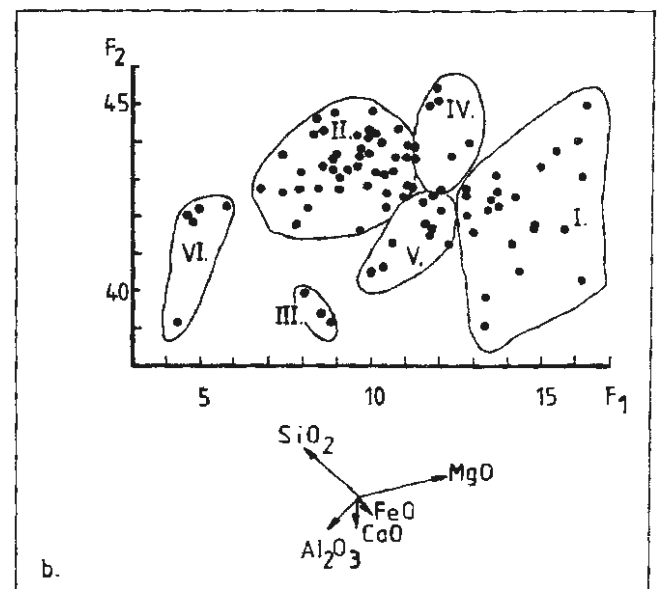
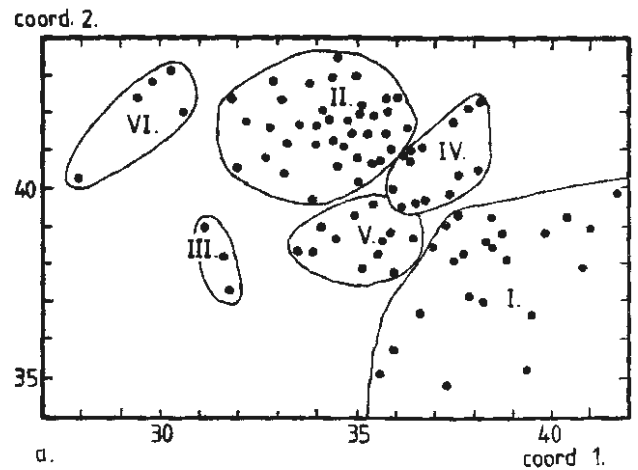


Figura 6. Agrupación geoquímica de las ultramafitas de Holguín según los componentes principales: a- proyección no-lineal en un plano, b- diagrama representativo de la variabilidad de los componentes principales. Las zonas I-VI son los grupos seleccionados por este método. Más abajo el vector de la dirección e importancia de los componentes principales en el plano de la figura.

ponderadas de los óxidos según sus variabilidades. La figura complementaria de los vectores de los óxidos, muestra la importancia (según la longitud del vector) de los elementos

principales, en tanto que su dirección indica el sentido en que ocurre un incremento o empobrecimiento del elemento en el plano del diagrama. De esta figura 6b queda evidente que los componentes principales son el MgO y SiO₂, en tanto que el papel del CaO, FeO y Al₂O₃ es subordinado, lo que concuerda con la preponderancia de harzburgitas en la muestra. Según estos resultados, queda claro que las peridotitas se separan en grupos mayormente por el contenido de MgO y SiO₂. Se supone que la variabilidad del SiO₂ en parte esté relacionada con su removilización durante los procesos de serpentinización. Entre los grupos separados en la figura 6 se observa también cierta variabilidad según el contenido de CaO que puede sugerir diferencias en el grado de fundición parcial (depleción) de las peridotitas tectónicas, o la presencia de procesos cumulativos.

Para evaluar las tendencias a la diferenciación en la parte magmática de las ofiolitas se utilizaron varios gráficos geoquímicos. En el diagrama AFM se han planteado todos los tipos petrográficos presentes en la región (Fig. 7). También se destacan los contornos correspondientes a los distintos tipos petrográficos según Coleman (1977), junto a las líneas de diferenciación según este mismo autor e Irvine y Baragar (1971). En este diagrama se evidencia la diferenciación bimodal de los puntos correspondientes a la serie cumulativa. Las doleritas y basaltos se agrupan alrededor del área de MORB o coinciden con ella, aunque es notable que una parte de ellos se desplazan hacia el campo calcoalcalino. No obstante esto, se nota una buena coincidencia entre las áreas contorneadas por Coleman (1977) y los puntos correspondientes a Holguín. El propio Coleman (1977) señaló que una parte de los basaltos y doleritas, según el diagrama AFM, muestra algunos caracteres calcoalcalinos relacionados con alteraciones hidrotermales.

Utilizando los diagramas de Miyashiro (1975) para la parte magmática de las ofiolitas de Holguín (Fig. 8), se producen las contradicciones señaladas por Coleman (1977). Una parte de los puntos de las doleritas y basaltos caen en el campo calcoalcalino, como ocurre con estas rocas en el nivel inferior de Trodos. Por lo tanto, las rocas de Holguín corresponden bastante bien

con las tendencias establecidas por el método de Miyashiro (1975) para sus homólogas de Chipre.

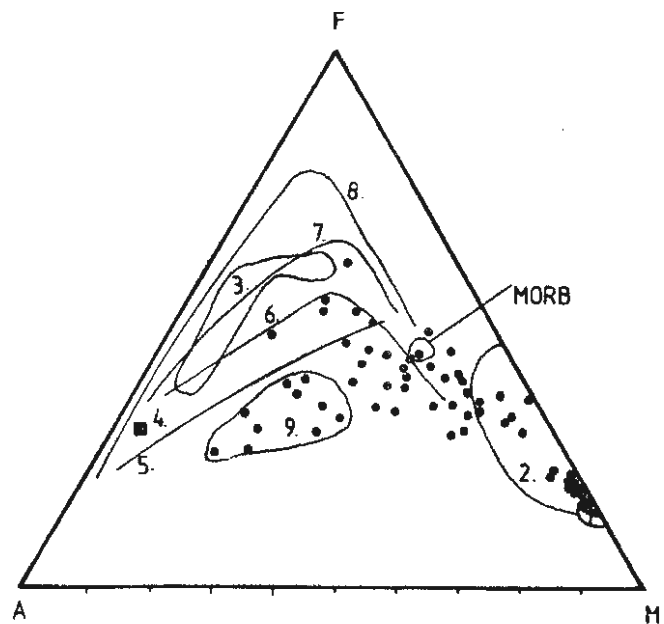


Figura 7. Diagrama AFM de las ofiolitas de Holguín. Áreas y tendencias según Coleman (1977) e Irvine y Baragar (1971). Leyenda: 1. peridotitas tectónicas, 2. cúmulos máfico-ultramáficos, 3. plagiogranitos, 4. tholeitas de arco volcánico, 5. tendencia calcoalcalina de Cascade, 6. límite entre las rocas toleíticas y calcoalcalinas, 7. tendencia de diferenciación toleítica de Thingmuli, 8. tendencia de Skaergaard, 9. rocas diferenciadas del complejo cumulativo de Holguín.

Las rocas leucocráticas diferenciadas (plagiogranitos, tonalitas) se plotean en un área calcoalcalina no típica, lejos del campo de los plagiogranitos oceánicos. Este carácter se debe al enriquecimiento de los álcalis (con predominio del Na₂O) y el magnesio, acompañado por la disminución del hierro, lo cual tampoco se explica por una diferenciación calcoalcalina. Tal alejamiento del área típica se explica por las alteraciones posteriores, las cuales se reflejan en los rasgos petrográficos ya descritos: albitización de las plagioclasas y cloritización de los máficos.

A pesar de la importancia de las alteraciones en la formación del carácter geoquímico de las ofiolitas, los rasgos ambiguos o transicionales pueden también estar en parte relacionados con factores genéticos

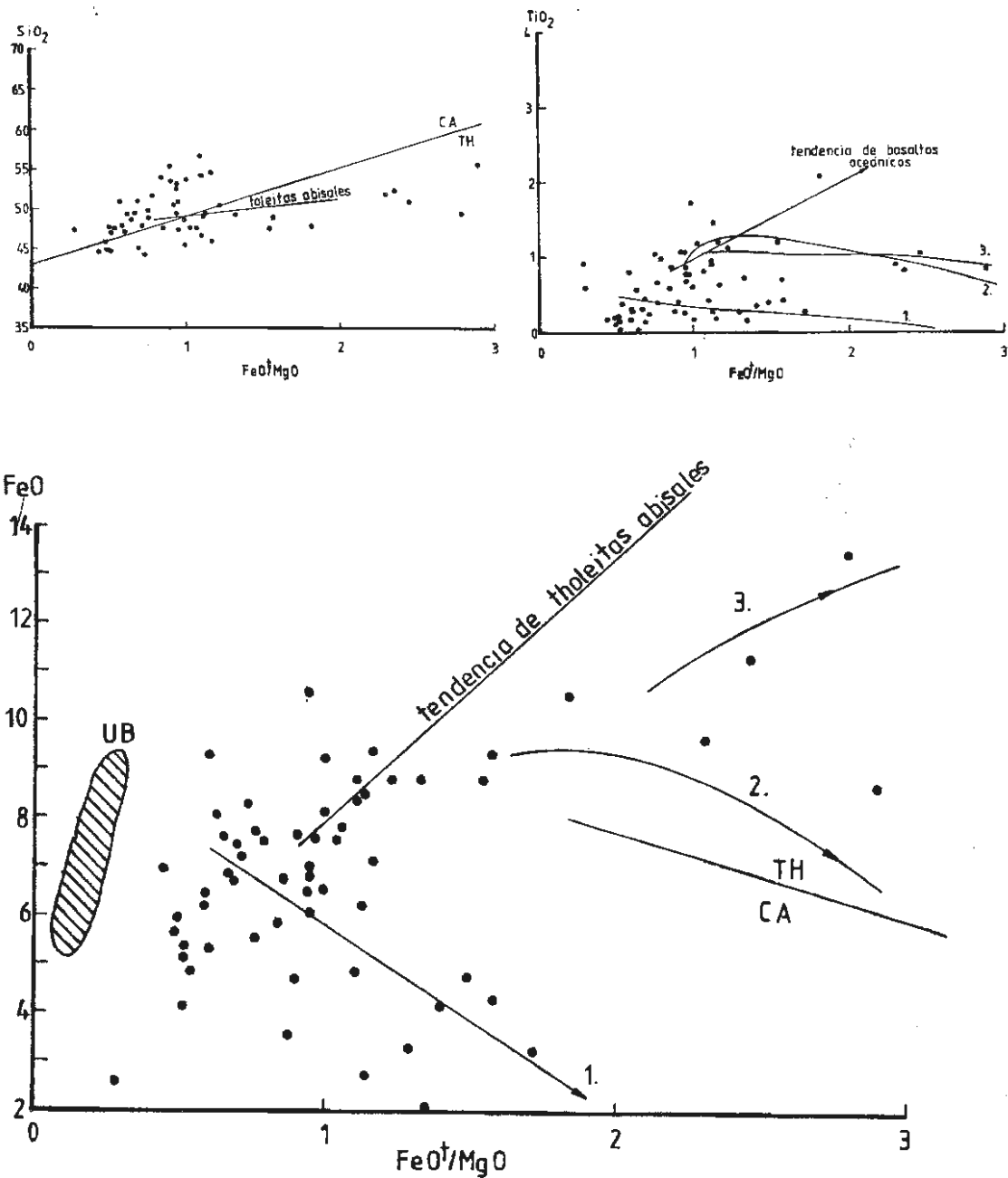


Figura 8. Diagramas de la concentración de SiO_2 (a), TiO_2 (b), FeO (c) contra FeO_{total}/MgO para las ofiolitas de Holguín. Leyenda: 1. tendencia calcoalcalina típica, 2. calcoalcalinas menos características, 3. toleítica, según Miyashiro (1975) para los basaltos del nivel inferior y diques paralelos de Troodos.

primarios. Para analizar estas cuestiones se utilizaron elementos incompatibles, como es el ejemplo del diagrama discriminante de Zr/Y vs Zr de Pearce (1980). En la figura 9 se observa

que entre las rocas de composición basáltica de Holguín se distinguen tres tipos: uno que corresponde al área de coincidencia de los basaltos MORB y de arcos de islas (IAT); otro comprendido en el área de MORB y el grupo de

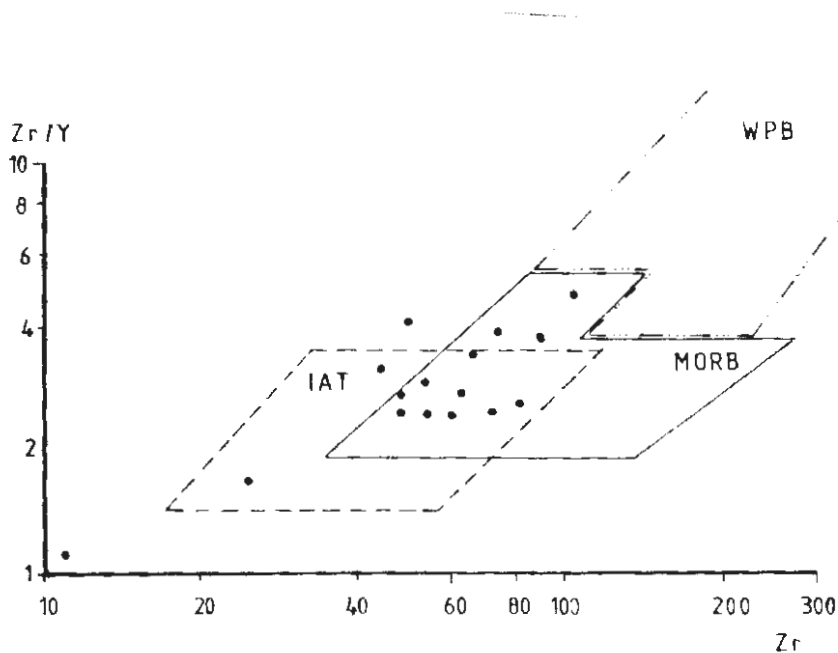


Figura 9. Diagrama Zr/Y vs Zr para las ofiolitas de Holguín. Leyenda: IAT- tholeitas de arco volcánico, MORB- basaltos de crestas oceánicas, WPB- basaltos intra-placas, según Pearce (1980).

las muestras sin una tendencia fija de ubicación, que se proyectan en el campo de IAT. Esto indica que una parte de las ofiolitas de Holguín posee caracteres transicionales entre los dos tipos mencionados. Teniendo en cuenta la existencia de rocas propias del MORB desde el punto de vista geoquímico, se supone que las transicionales se desarrollaron a partir de una corteza oceánica de suprasubducción. En esta situación tectónica se puede contar con series toleíticas como restos de un arco primitivo abortado, o como una litósfera oceánica modificada en un ambiente de retroarco o cuenca frontal de arco.

Para obtener información sobre los procesos genéticos que produjeron los caracteres geoquímicos transicionales en las rocas básicas se confeccionó el gráfico $Cr - Y$ de Pearce et al. (1979, 1980), donde los puntos se dispersan entre los valores del 10 al 30% de la línea de fusión parcial. Una parte de las rocas se ajusta a la línea de fraccionamiento de MORB, mientras que un grupo se acerca a la tendencia característica de las ofiolitas propias de un ambiente de suprasubducción (Fig. 10).

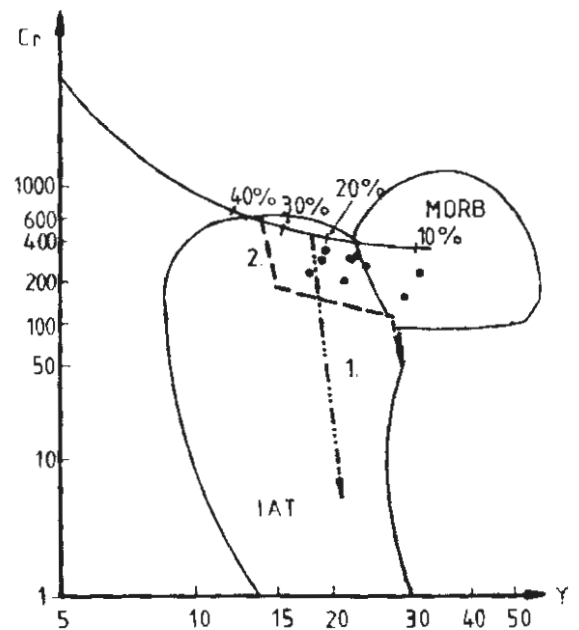


Figura 10. Diagrama discriminativo de Cr/Y para las ofiolitas de Holguín. Leyenda: IAT- arcos volcánicos, MORB- crestas oceánicas, 1. tendencia de cristalización fraccionada para ofiolitas de suprasubducción, 2. tendencia de diferenciación de Trodos, según Pearce (1980) y Pearce et al. (1979).

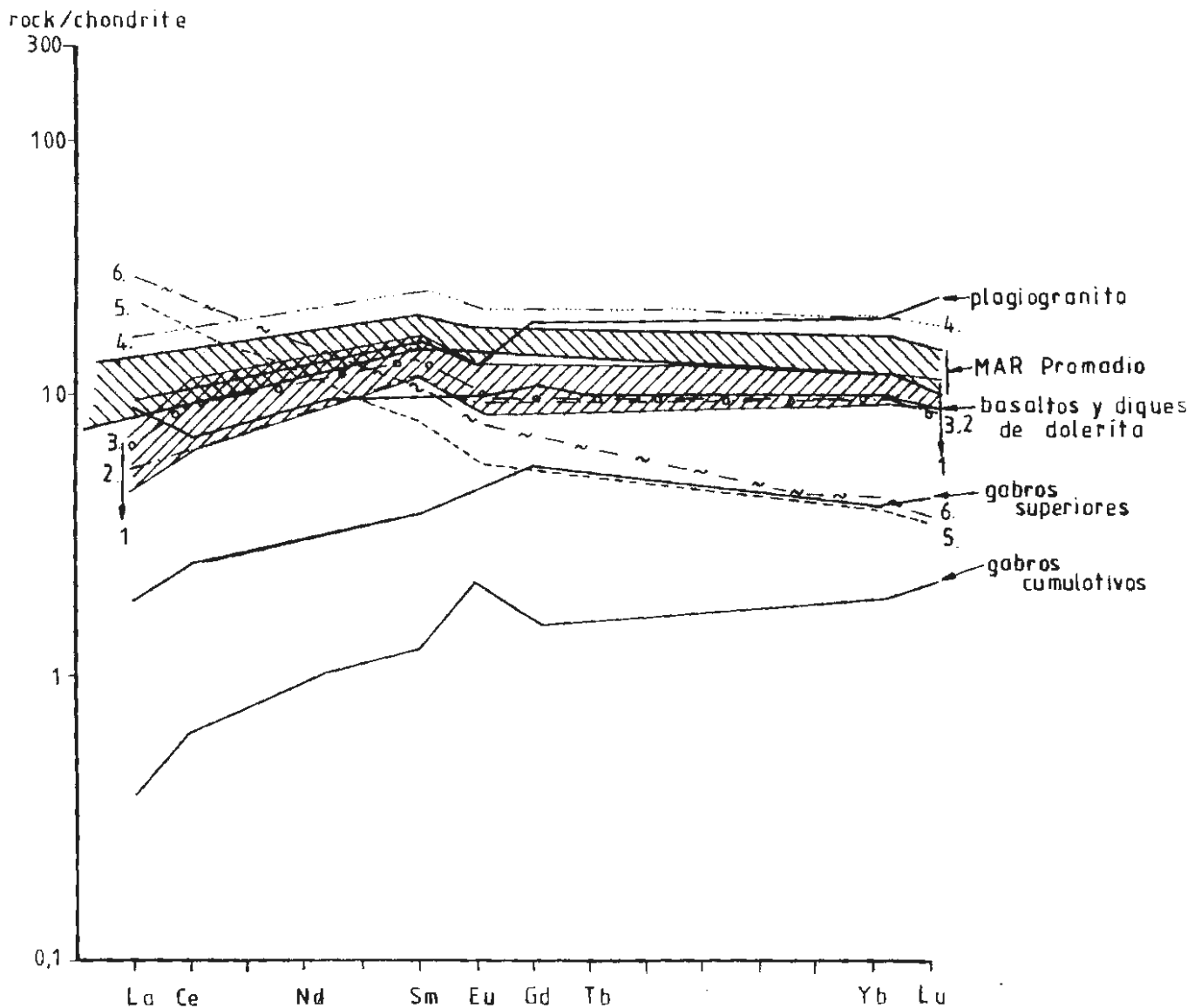


Fig. 11. Valores de la concentración media de las tierras raras normalizados a condritas para las ofiolitas de Holguín. Las denominaciones de las rocas señalan las áreas de Coleman (1977). Leyenda: 1. gabros, 2 y 3 doleritas, 4. basaltos, 5. plagiogranitos, 6. queratófiros cuarcíferos. Determinaciones por activación neutrónica en la Universidad Técnica de Budapest.

El contenido normalizado de tierras raras en la serie magmática también presenta peculiaridades especiales (Fig. 11). Los valores de los gabros y doleritas se comportan como doleritas según ilustró Coleman (1977), mientras que los basaltos se acercan a la tendencia del MAR promedio, aunque algo enriquecidos comparativamente. Los gabros también están algo enriquecidos en comparación con el modelo de los gabros superiores de Coleman (1977). Entre las doleritas se

distinguen dos tipos, según el grado de empobrecimiento relativo de las tierras raras livianas.

La concentración relativa de tierras raras en las rocas estudiadas queda en el campo característico para las ofiolitas y la depleción de Eu también indica el papel de la cristalización fraccionada típica de la parte magmática básica. Sin embargo, el ligero enriquecimiento relativo de las tierras raras y la presencia de dos tipos de doleritas, de nuevo

plantea la posibilidad de existencia de dos series de ofiolitas con distinta procedencia y entre ellas, una con carácter transicional.

Los valores relativos de los contenidos de tierras raras en los plagiogranitos presentan un enriquecimiento de los elementos livianos, lo cual representa una divergencia respecto al modelo de Coleman (1977) y reflejan una diferenciación fuerte, presumiblemente múltiple. Tomando en cuenta que los valores para los elementos pesados de las tierras raras en estas rocas coinciden bien con los reconocidos por el autor citado para los gabros de niveles superiores, es evidente la suposición de que el plagiogranito se desarrolló por la diferenciación compleja del líquido magmático básico dentro del sistema cumulativo. Esto concuerda con el carácter irregular de los cuerpos de plagiogranitos que transicionan a diorita o gabro, o forman cuerpos que los cortan en los niveles superiores del conjunto cumulativo.

DISCUSION

En este trabajo se ha elaborado una reconstrucción de la asociación ofiolítica en la región de Holguín. Del análisis litológico-petrográfico y geoquímico se concluye que esta representa la corteza oceánica de una cuenca frontal de arco. Otros autores, no obstante, han llegado a otras conclusiones al respecto (Knipper y Puig-Rifá 1967; Iturralde-Vinent 1988, 1989; Nekrasov et al. 1989).

Según Knipper y Puig-Rifá (1967) las ofiolitas se formaron por un proceso de protrusión, pero según este modelo no quedan bien explicados los procesos genéticos de las partes superiores de la asociación ofiolítica. Tampoco se esclarecen los desplazamientos horizontales de gran magnitud que han sufrido estas rocas, lo cual se demuestra por la aparición, junto con las ofiolitas, de secuencias sedimentarias originadas en un marco paleogeográfico muy amplio.

Muy difícil de aceptar es la hipótesis de Nekrasov et al. (1989), según la cual las ofiolitas de Holguín y Mayarí-Baracoa se originaron como un diapiro del manto durante

la formación de la cuenca Cauto-Nipe, situada entre ambos macizos. Las peridotitas tectónicas, con su composición y mineralogía "residual", no se corresponden con las condiciones magmáticas supuestas en el trabajo citado. El origen de la serie gabro-plagiogranito, dolerita y basalto, propios de las ofiolitas, no tiene explicación en el caso supuesto de que la masa peridotítica diapírica hubiera sufrido un enfriamiento brusco. Además, durante los trabajos detallados de campo en la región de Holguín y los reiterados recorridos de reconocimiento en la región de Mayarí-Baracoa, no se han observado las "piroclastitas ultramáficas" descritas por Nekrasov et al. (1989), sino rocas sedimentarias formadas por la redeposición de las ofiolitas.

Según Iturralde-Vinent (1988c, 1989) las ofiolitas del norte de Cuba representan la corteza de un pequeño mar marginal en la posición de una cuenca de retroarco. De acuerdo con esto, considera que el arco volcánico cretácico se originó según una zona de subducción inclinada hacia el norte. Además señala que la corteza oceánica (ofiolitas), se formó en una zona de riftogénesis, durante la apertura del mediterráneo americano, o lo que es lo mismo, del ProtoCaribe (Iturralde-Vinent 1981, 1994). En este aspecto coincide con otros autores (Pindell y Dewey 1982, Andó y Kozák 1990). Los resultados del presente trabajo en parte concuerdan con las opiniones del autor precitado, pero difieren en cuestiones básicas de la paleogeografía y tectónica.

La interpretación de los autores de este trabajo se basa en las siguientes premisas:

- La determinación del carácter y origen de las eclogitas, como productos del metamorfismo de la corteza oceánica en una zona de subducción (Andó et al. 1989, Kubovics et al. 1989)
- El reconocimiento de las grauvacas, formadas mayormente por fragmentos de una corteza oceánica, en un ambiente de sedimentación muy accidentado. Estas rocas, como componentes importantes del melange en la zona, antes fueron descritas como tobas o rocas vulcanógeno-sedimentarias relacionadas con el arco volcánico cretácico. En realidad, la proporción de rocas del arco volcánico es muy limitada en las grauvacas

y en general, en el melange de estructura imbricada.

Sobre estas bases, la reconstrucción paleogeográfica de la región, de norte a sur, debió ser la siguiente:

- Plataforma continental
- Melange de colisión (con bloques de eclogitas)
- Melange de acreción
- Cresta del arco frontal (con grauvacas, escamas de la corteza oceánica de la cuenca frontal y fragmentos del propio arco)
- Arco volcánico (actualmente cubierto por sedimentos más jóvenes al sur).

Según esta configuración, la zona de subducción debió estar inclinada hacia el sur.

En estas condiciones, existía una amplia cuenca oceánica entre el borde de la plataforma (placa Norteamericana) y el arco, situado hacia el sur, la cual fue consumida en la zona de subducción y parcialmente incorporada al melange de la zona de Holguín. Cuando el avance del arco alcanzó el talud de Las Bahamas, comenzó el proceso de colisión y cierre de la cuenca frontal remanente. Entre el Cretácico Superior y el Paleógeno inferior el área frontal del arco sobrecorrió encima del talud continental, de manera que sufrió deformaciones y metamorfismo regional (Andó y Kozak 1990).

CONCLUSIONES

1. En la región de Holguín se reconocen todos los tipos petrográficos propios de una asociación ofiolítica. Sus elementos se encuentran actualmente desmembrados tectónicamente, formando escamas, brechas y

bloques de olistostromas, dentro de un potente melange.

2. Según la composición de las brechas, su estructura y distribución espacial, se reconocen tres tipos dentro del melange de Holguín: 1) de la zona frontal de colisión, 2) del prisma de acreción y 3) de las zonas internas del corte oceánico, desarrolladas por planos de sobrecorrimiento y fallas inversas

3. Sobre la base de las relaciones regionales entre los tipos distintos de brechas tectónicas, así como entre las ofiolitas y rocas del arco volcánico cretácico, la asociación ofiolítica de Holguín se hace corresponder con la corteza de una cuenca frontal de arco, la cual cabalgó sobre el paleomargen continental de las Bahamas.

4. Entre las peridotitas tectónicas, según sus características petrográfico-geoquímicas se identifican representantes del nivel "transicional". La mayoría de las menas cromíticas de la zona se asocian a este nivel, que puede estar presente con mayor desarrollo en la región de Mayarí-Baracoa.

5. El análisis geoquímico reveló el carácter transicional de una parte de la asociación ofiolítica de Holguín, parcialmente con tendencias calcoalcalinas. Esto se explica por la posición original de esta corteza en una zona suprasubducción. En tal posición se reflejaría en ella la influencia de los procesos magmáticos en el arco volcánico.

6. Las doleritas presentan junto a la tendencia transicional un cierto grado de dualidad. Esto y la presencia de rocas metamórficas de alta presión de composición ultramáfica (Kubovics et al. 1989), hacen plausible la suposición de que existen, subordinadamente, representantes de la corteza oceánica subducionada.

Tabla 1. Valores promedios de los componentes mayoritarios de los grupos petrográficos principales de las ofiolitas de Holguín. Las columnas 3 a 6 son cumulativas.

%	Peridotitas tectonitas	Wherlitas	Dunitas	Piroxenitas	Gabros	Doleritas	Basaltos	Plagiogranit
SiO ₂	38.94	39.73	41.82	49.67	48.23	49.66	48.54	65.80
TiO ₂	0.015	0.04	0.06	0.11	0.51	0.91	1.08	0.29
Al ₂ O ₃	1.645	1.3	0.83	2.19	17.09	15.79	16.53	15.65
Fe ₂ O ₃	5.26	7.79	5.59	4.71	2.15	2.12	4.75	1.57
FeO	2.855	1.6	2.45	0.89	5.07	6.06	4.63	2.12
MnO	0.1	0.07	0.05	0.13	0.13	0.16	0.12	0.1
CaO	0.65	1.2	0.69	16.34	11.53	11.36	8.76	3.85
MgO	37.26	36.85	35.27	21.32	9.71	7.37	6.62	3.94
K ₂ O	0.035	0.05	0.07	0.06	0.26	0.38	0.34	0.59
Na ₂ O	0.075	0.15	0.04	0.23	2.24	2.65	4.05	4.26
+H ₂ O	12.39	9.96	12.52	2.8	2.36	2.87	3.45	1.77
P ₂ O ₅	0.01	0.018	0.01	0.02	0.12	0.09	0.11	0.11
Cr ₂ O ₃	0.16	0.16	0.16	0.06	0.08	0.03	0.03	0.1
NiO	0.085				0.05	0.02		0.09
SUMA	99.48	98.91	99.56	98.53	99.53	99.47	99.01	100.24

Lámina I. Fotomicrograffas al microscopio electrónico de los radiolarios

1-3.- Loc. El Guabino: 1. *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozynyak), 2. *Xitus* cf. *X. spicularis* (Aliev), 3. *Thanarla* cf. *T. pulchra* (Squinabol); 4-6.- Loc. Entronque Pesquero: 4. *Rhopalosyringium* cf. *R. majuriensis* Schaaf, 5. *Crucella* sp., 6. *Thanarla veneta* (Squinabol)

