

El melange ofiolítico de Holguín y sus características estructurales*

**Brezsnyánszky KAROLY
y ***Boros JENŐ

RESUMEN. *El melange ofiolítico de Holguín se encuentra en posición alóctona, obducida sobre el margen continental norteamericano, formando un modelo típico de tectónica pelicular. Dentro del melange se distinguen tres formaciones tectogenéticas y se diferencian dos tipos genéticos de olistostromas. La estructura Anticlinorio de Holguín está constituida por una sucesión de escamas imbricadas de vergencia N-NE. Este conjunto de diferentes escamas se agrupa formando tres mantos tectónicos principales. Estos mantos y sus distintas láminas o escamas están constituidas por los componentes de un melange ofiolítico, y se formaron por un desarrollo progresivo hacia el antepaís entre el campaniano superior-eoceno medio.*

INTRODUCCIÓN

Durante los años 1983-1988 se realizó un levantamiento geológico a escala 1:50 000 en la zona de Holguín por una Brigada cubano-húngara.

Los estudios geológicos realizados (Pentelényi *et al.*, 1988) tuvieron importantes resultados estratigráficos y petrológicos, los cuales se utilizaron en la confección del presente trabajo, dando enfoques nuevos a la estructura de la región.

En este trabajo se utilizó la terminología establecida para los fenómenos relacionados con la estructura de cabalgamientos en los trabajos de Butler (1982), Boyer-Elliott (1982), Coward (1983), Morley (1983). La versión española se tomó del tomo editado por Muñoz y Santanach (1988).

El área de trabajo abarca completamente la estructura llamada Anticlinorio de Holguín el cual por sus características particulares de la composición litológica, estructura y morfología fue objetivo de estudios anteriores (Kozáry, 1968; Knipper y Cabrera 1977; Nagy y otros, 1977; Pentelényi *et al.*, 1988; Nekrasov *et al.*, 1989).

Dedicamos este trabajo a la memoria del geólogo norteamericano de origen húngaro M. T. Kozáry, quien por primera vez analizó detalladamente el carácter de la tectónica de cabalgamientos en esta región.

*Manuscrito aprobado en septiembre de 1989.

**Oficina Central de Ecología de Hungría.

***Instituto Estatal de Geología de Hungría.

POSICIÓN TECTÓNICA Y CONSTITUCIÓN GEOLÓGICA

En el área de estudio se representa una parte de la articulación de dos grandes estructuras geotectónicas actuales de la región Caribe, como son el Continente Norteamericano y el cinturón plegado de las Antillas Mayores. El carácter actual del contacto entre las dos estructuras geotectónicas es convergente.

La Plataforma de Bahamas, el saliente extremo meridional de la placa Norteamericana, está representada por el bloque elevado de Gibara (Zona Remedios) en el área de estudio (Khudoley y Meyerhoff, 1971; Iturralde-Vinent, 1988). Este bloque, hacia el Norte geográficamente, está limitado por el mar. Su prolongación hacia el O y E bajo una cubierta del neógeno, está comprobado por datos geofísicos. La línea aproximada de Gibara-El Recreo-Velazco-Chaparra es la proyección superficial del plano del contacto, de carácter de sobrecojamiento, por donde el melange ofiolítico de Holguín (Zona Auras), desde el Sur, cabalga sobre el antiguo borde continental. La continuación de dicha estructura hacia el S, debajo del alóctono, está comprobada por los pozos El Recreo 1 y 2, además, la interpretación de perfiles geofísicos indica su prolongación aproximadamente hacia la latitud de la ciudad de Holguín (Bovenko *et al.*, 1980).

Tanto en la superficie como en los pozos mencionados, aflora una potente secuencia de carbonatos (calizas organodestríticas, dolomitas, calizas dolomitizadas y brechas calcáreas intraformacionales) de edad cretácica (facies nerítica, peritidal) con un hundimiento compensado por la sedimentación carbonatada. Los primas de brechas calcáreas intraformacionales son productos del fallamiento sincrónico provocado por movimientos extensionales.

A partir del inicio del paleógeno ocurre

un cambio del régimen sedimentario, dando lugar a la formación de rocas carbonatado-terrágenas, las cuales en el eoceno inferior-medio llegan a tener carácter olistotrómico.

El cinturón plegado de las Antillas Mayores con sus características alpinas, está compuesto de varias unidades geotectónicas mesozoico-cenozoicas (complejo rocoso del fondo oceánico, arcos de islas volcánicas con sus intrusiones) los cuales actualmente se encuentran, en su mayoría, en posición parautoctona o alóctona mientras las cuencas superpuestas del terciario tardío y el cubierto neógeno se encuentran en posición autóctona (Iturralde-Vinent, 1984; Ball *et al.*, 1985; Ross y Scotese, 1988, etcétera).

Esta megaestructura está representada por la estructura del Anticlinorio de Holguín equivalente de la Zona Auras (Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1964; Nagy, 1983), en nuestra área de estudio. Hacia el O se extiende fuera del límite del área de mapeo y se limita por la falla Manatí, de carácter de rechazo horizontal siniestro (Nagy *et al.*, 1976). Limita al N con la Zona Remedios, a través de un plano de sobrecojamiento. Al S y SE se hunde debajo de la cobertura neoplatafórmica del terciario tardío. La estructura forma una franja alargada, arqueada de manera cóncava hacia el N. El eje supuesto del anticlinorio se inclina suavemente hacia el E.

El Anticlinorio de Holguín está compuesto de un melange ofiolítico en el sentido de Hsü (1968). En la constitución del melange tiene un papel principal los complejos (peridotitas tectónicas, cumulativo, de diques paralelos, efusivo) de la Asociación Ofiolítica del fondo oceánico (Andó y Kozák, 1987; Pentelényi *et al.*, 1988) de edad jurásico-cretácico inferior, representados

por serpentinitas, harzburgitas, gabros diabásicos, basaltos, etc., las formaciones del arco de islas volcánico del cretácico (Iberia, Loma Blanca, La Yiquima, Tinajita, Sao Redondo con sus miembros) con una litología muy variada de lavas basalto-andesíticas hasta riodacíticas, aglomerados, tubas, tufitas, conglomerados, areniscas y calizas (Kozák y Andó, 1987).

La matriz del melange son las rocas serpentiniticas, las cuales con su alta ductilidad sirven como superficies de movimiento de los bloques.

Las formas estructurales más frecuentes de la Zona Auras se derivan de su carácter de melange. Son características las estructuras de napes con ventanas tectónicas, los olistostromas de menor extensión, las escamas imbricadas y los pliegues lineales. También las protrusiones de los cuerpos serpentiniticos desplazados en estado frío (Kozáry, 1968), los cuales en su mayoría se consideran como lentículas o lentejas cabalgantes según la terminología de los sistemas de cabalgamientos (Boyer y Elliott, 1982).

FORMACIONES TECTOGENÉTICAS

El Anticlinorio de Holguín está compuesto de un melange ofiolítico, cuyas características según Hsü (1968, p. 1065) son "... cuerpos mapeables de rocas deformadas, caracterizados por la inclusión de fragmentos o bloques de rocas tectónicamente mezcladas, las cuales pueden alcanzar hasta varias millas de longitud, en una matriz de grano fino, comúnmente pelítica y variablemente cizallada...". Las áreas de una misma característica estructural que se encuentran en Cuba fueron descritas por Knipper y Cabrera (1974) e Iturralde-Vinent (1984), como macrobrecha tectónica.

En el informe del levantamiento geológico (Pentelényi *et al.*, 1988) y, en este trabajo, el melange ofiolítico aflorado debajo de los sedimentos neoplatafórmicos del terciario tardío, se denomina *megamelange* ofiolítico, el cual corresponde con la zona estructural Auras.

Dentro del área de megamelange, según el grado de tectonización y según el tamaño de los bloques constituyentes, se diferencian formaciones tectogenéticas que corresponden con las áreas compuestas de *micromelange* y *macromelange*.

Las zonas de *micromelange* están caracterizadas por una intensa trituración y tectonización de las rocas de diferente edad y composición, constituyentes del melange. Los bloques individuales no sobrepasan un tamaño de 200 m. De esta forma, éstos no se mapearon como bloques independientes a la escala del levantamiento, 1:50 000. La cantidad de micromelange aumenta hacia la parte septentrional de la zona, sobre todo en las cercanías de su límite con la Zona Remedios. También aumenta hacia el N el grado de tectonización, y son más frecuentes y extensas las zonas milonitizadas, tectónicamente cizalladas.

Las zonas de *mesomelange* son mezclas de bloques de rocas de composición variada. El tamaño de los bloques varía entre algunos cientos de metros hasta 1-2 km; aunque, a la escala de mapeo estos bloques pueden ser mapeados independientemente, su representación cartográfica resultaría en una imagen demasiado compleja.

El *macromelange* también se caracteriza por su deformación intensa. Se compone de bloques de litología variada y de dimensiones considerables, hasta 2-10 km de

extensión. Entre los bloques individuales predominan los de rocas ultramáficas. Los mismos se diferencian y se cartografían independientemente a la escala 1:50 000.

Como formaciones tectogenéticas se diferencian, además, dos tipos de secuencias olistostrómicas (Flores, 1988).

La distribución del *olistostroma tectono-gravitacional* deformado, coincide generalmente con la de las franjas de micromelange. Sus deformaciones son fuertes, hasta tal punto, que por lo general se consideran como el mismo melange. La composición litológica también es parecida, y se distingue por los restos de una estratificación variable, posteriormente deformada

(Jakus, 1983). Su formación la relacionamos con el avance continuo del frente del sistema de cabalgamientos. De esta manera su edad se considera de rango amplio, maestrichtiano-eoceno medio.

El *olistostroma gravitacional*, que forma parte de la formación Haticos, de edad paleoceno inferior, tiene su mayor extensión por el borde meridional del Anticlinorio de Holguín. Brechas caóticas y conglomerado-brechas -pseudoestratificadas, con intercalaciones arenosas, tobáceas y margosas, juegan el papel fundamental en su composición. Su génesis relacionada con los levantamientos rápidos e intensos de zonas interiores.

UNIDADES TECTÓNICAS

La Zona Auras, compuesta de un megamelange ofiolítico, se divide en tres diferentes unidades tectónicas de carácter de manto de corrimiento (Fig. 1). El reconocimiento de los mantos se hizo en base del estudio de la distribución de las formaciones litoestratigráficas, de las rocas componentes del melange tectónico, y su grado de tectonización. Entre los factores principales de la separación de los distintos mantos se destaca su ubicación, además de las diferencias en la orientación interna de los cuerpos rocosos y de los

elementos estructurales.

Los distintos mantos y su estructura escamosa interna forman un sistema imbricado de cabalgamientos orientados, con pequeñas diferencias, hacia el N, sobre-empujados sobre el borde del Antepaís, el cual está representado en la superficie por el bloque elevado de Gibara.

Los distintos mantos de corrimiento se agrupan en mantos inferiores y superiores según su posición estructural y su serie estratigráfica.

CARACTERÍSTICAS DEL ANTEPAIS

Una potente secuencia carbonatada del cretácico y carbonatado-terrigena del terciario temprano, representa en la superficie la constitución geológica del Antepaís. La estructura interna del bloque de Gibara (antepaís) se caracteriza por escamas alargadas con vergencia hacia el N, cuyos

rumbos coinciden con la dirección cubana (Fig. 1) Las fallas de sobrecorrimiento están atravesadas y desplazadas por un sistema de fallas normales y de rechazo horizontal sublatitudinales, con rumbos casi perpendiculares entre sí.

La edad de la formación de las estruc-

turas compresivas está delimitada dentro del eoceno medio: por el desarrollo prolongado de la plataforma carbonatada hasta el eoceno inferior. y por la presencia

de la formación El Recreo, del eoceno inferior-medio, en las estructuras escamadas (Nagy *et al.*, 1976; Pentelényi *et al.*, 1988).

MANTO VELAZCO-GUARDALAVACA (MVG)

Es el manto inferior más norteño, el cual está directamente sobreempujado sobre el bloque de Gibara (representante) del borde continental Norteamericano); al mismo tiempo está sobreyacido tectónicamente por el segundo manto tectónico (MDC).

En la constitución litológica del manto, (Fig. 2) los complejos ofiolíticos juegan un papel subordinado. El complejo cumulativo no se mapeó, mientras que las peridotitas tectónicas y los complejos de diques paralelos, junto con el complejo efusivo, tienen una distribución limitada. El complejo vulcanógeno de composición básica-media (Fm. Iberia) de arco de islas volcánico ocupa la mayor área en la unidad. Aquí son característicos bloques y olistolitos, de tamaño variable, de calizas del cretácico superior, los cuales, con ayuda de la erosión selectiva prolongada, forman los accidentes geográficos más notables de la región, como es el caso de Silla de Gibara.

En la parte frontal del manto, plegados y escamados conjuntamente con el melange polimíctico, se destacan lentes de las formaciones terrígeno-carbonatadas del eoceno medio pertenecientes a la secuencia del bloque de Gibara, representando a la unidad más joven involucrada en la composición formacional de este manto.

Las franjas alargadas y estrechas del micromelange, ocupan áreas considerables, y su abundancia es mayor que en los restantes mantos tectónicos. Una característica importante, es la abundante presen-

cia, en algunas partes, de bloques de metamorfitas agrupadas en dos grupos principales: bloques de ofiolitas metamorfizadas en condiciones de alta presión y baja temperatura; y bloques de metamorfitas siálicas, arrancados del fundamento cristalino del borde del continente Norteamericano por los propios movimientos de sobrecorrimiento, atestiguando así la posición inferior de este manto (Andó *et al.*, en prensa).

El manto inferior tiene una estructura interna fuertemente escamada, presentando una intensa imbricación frontal de los cabalgamientos, donde las escamas están poco espaciadas. El frente de este manto tiene características de estar fuertemente emergido (Morley, 1986), y a lo largo del mismo las complicaciones en detalle son diversas, las cuales corresponden típicamente a lentículas o lentejas cabalgantes en las que están representados diferentes horizontes del propio manto (Boyer y Elliott, 1982). El rumbo general de las escamas (280°-300°) coincide con el rumbo estructural general de la dirección cubana. Es característica la presencia de fallas de rechazo horizontal con rumbos 20°-30° y 320°-330°.

Los planos arqueados de corrimientos buzan hacia la zona interna, o sea, hacia el S-SO con ángulos entre 30° y 60°. Según las características geológicas, el avance de los cabalgamientos es hacia la zona externa, hacia el Antepaís.

MANTO DAMIAN-CAÑADON (MDC)

Es el manto de posición intermedia y de mayor extensión regional, ocupando principalmente la parte oriental del anticlinorio (Fig. no. 1). Hacia el Este se hunde debajo de la cobertura del Paleógeno Tardío-Cuaternario, aflorando en una estructura braquianticlinal aislada al NO de la ciudad de Banes.

En su composición formacional se destaca el predominio de las peridotitas tectónicas. En forma reducida aparece el complejo cumulativo, mientras que la parte superior de la asociación ofiolítica no está representada (Fig. 2). El complejo vulcanógeno de arco de islas está representado por sus dos formaciones, con el amplio predominio de los afloramientos de la formación basalto-andesítica (Fm. Iberia). La secuencia completa del complejo terrígeno del cretácico superior-paleógeno temprano, ocupa áreas extensas por el borde oriental y suroriental del manto. La formación más joven, deformada conjuntamente con la zona de melange, es la formación Vigía del eoceno inferior-medio.

El área de micromelange es menor que en el manto anterior (MVG), tanto volumétrica como proporcionalmente. Asociada con las franjas de micromelange, esporádicamente aparecen bloques de rocas metamórficas siálicas, mencionados anteriormente, atestiguando también el contacto parcial directo de la escama basal de este manto con el autóctono.

La orientación del borde del manto y el rumbo general de sus diferentes cabalgamientos y escamas subparalelas con di-

cho borde ($50^{\circ}60'$), se diferencian considerablemente de la dirección del rumbo estructural general de la dirección cubana. Ese rumbo ($50^{\circ}-60^{\circ}$), representado por las estructuras internas del manto, es la dirección llamada Nipe, la cual pudiera ser producto del arqueamiento de las estructuras o de la acción de una fuerza secundaria de compresión desde el SE. Las fallas transversales tienen una dirección de $320^{\circ}-330^{\circ}$.

Cerca del borde nororiental del manto (MDC), relacionado con la disminución de su espesor hacia el N, aparecen pequeñas ventanas tectónicas, en las cuales aflora el manto inferior (MVG) (Fig. 1).

El frente del manto es de tipo emergente (según Morley, 1986) de complicada estructura y con un buzamiento Sur-Sureste. Este contiene lenticulas o lentejas de distintas dimensiones, las que aparecen tanto en la parte fronteriza como en la porción interna del propio manto.

En la parte extremo oriental del manto (MDC) se reconoce un sistema de diferentes pliegues lineales pareados de tipo anticlinal sinclinal, separados por fallas límites, cuyos rumbos son paralelos con la estructura interna general del manto (Pentelényi *et al.*, 1988). Estas estructuras que tienen varios kilómetros de largo y 2-3 kilómetros de ancho, pueden indicar la existencia de duplicaciones "duplex" (según Boyer y Elliott, 1982), las cuales se tratan de estructuras caracterizadas en los niveles inferiores de regiones de cabalgamientos similares a la aquí descrita.

MANTO SAN MIGUEL-SAN FERNANDO (MMF)

Ocupa la parte occidental del área, cubriendo, a la vez, los dos mantos anteriores con una marcada diferencia en su orientación estructural, formando así el

manto superior. Hacia el N y S y, parcialmente, el O, se cubre por la cobertura del neógeno (Fig. 1).

En su constitución formacional predo-

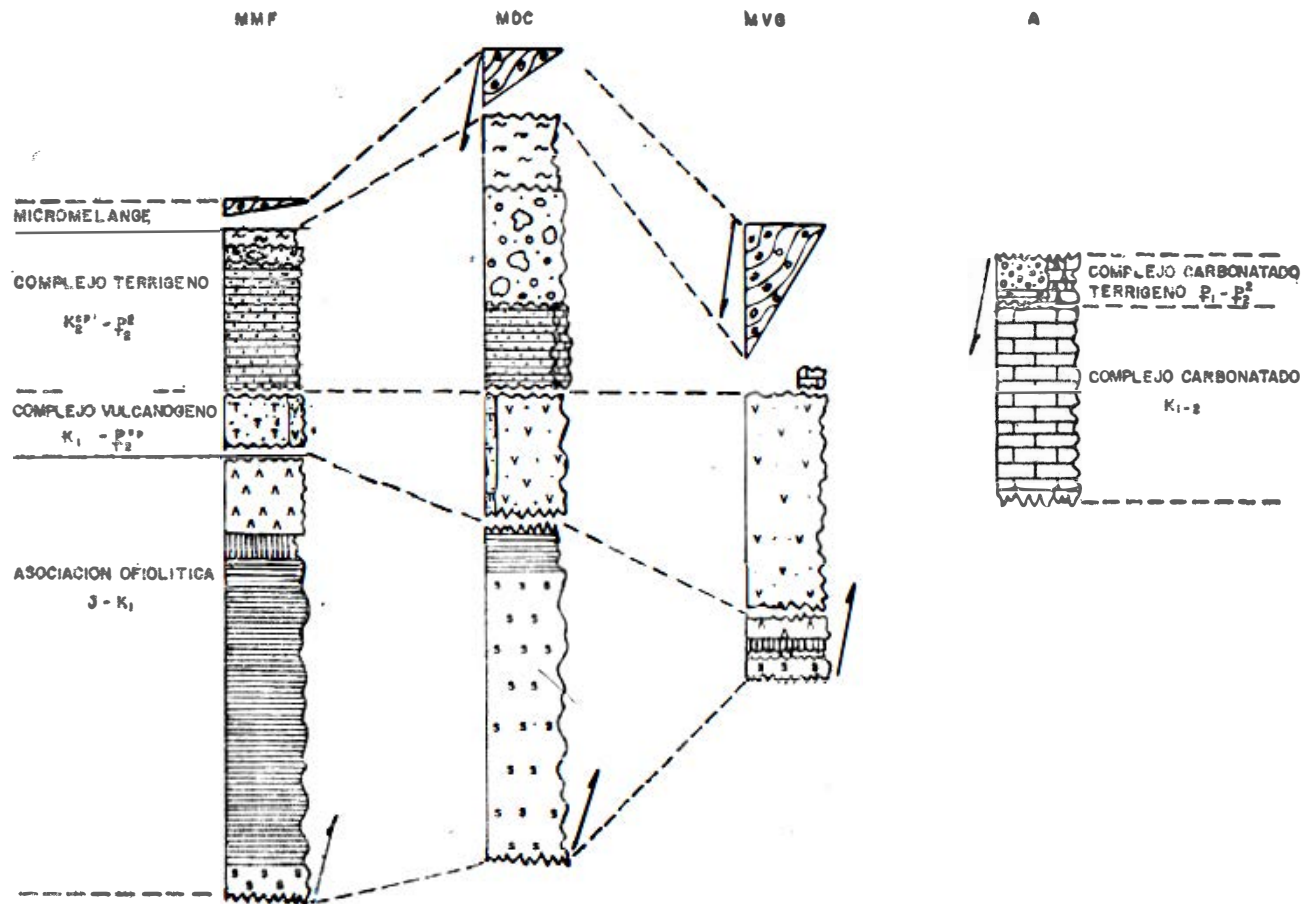


Fig. 2. Reconstrucción estratigráfica y distribución regional de los complejos litológicos en los diferentes mantos de cabalgamiento. (La altura de la columna es proporcional con la extensión regional de cada complejo).

minan los complejos de la asociación ofiolítica, principalmente la parte superior, ocupando las rocas del complejo cumulativo su mayor parte (Fig. 2).

Este manto se caracteriza por la presencia del complejo vulcanógeno andesito-riolítico del cretácico (Fm. Loma Blanca); las rocas del complejo isocrónico vulcanógeno básico (Fm. Iberia), ocupan áreas reducidas. El complejo Terrígeno se limita a la parte suroccidental del área, con un desarrollo más amplio de su posición inferior; la formación joven componente del manto es del eoceno inferior-medio.

Las franjas de micromelange son muy

reducidas. La orientación del frente del manto y de su estructura interna coincide aproximadamente con el rumbo cubano (300°), y al mismo tiempo con la dirección aproximada de las estructuras del primer manto (MVG). Las fallas transversales tienen rumbo de 30°.

El frente del manto (MMF) es de tipo emergente. Parches aislados y erosionados del mismo se encuentran más allá de su borde. Las láminas o escamas cabalgantes están más espaciadas que en los mantos inferiores. En general, el grado de deformación de este manto es menor que en los anteriores.

COBERTURA NEOPLATAFORMICA NO PLEGADA

Sobre las antiguas estructuras del Antepaís y del megamelange se formó la cobertura neoplatafórmica a partir de la conclusión de la actividad tectónica de eoceno medio. Con estos movimientos concluye la superposición periferal de dos grandes estructuras norcaribeñas, se consolida la corteza, y comienza un desarrollo equilibrado, desde ahora único, para el área de estudios, con predominio de movimientos verticales (Iturralde-Vinent, 1977; Brezsnýánszky e Iturralde-Vinent, 1987).

Tanto la superficie desigual formada por los movimientos de la fase cubana como el fallamiento general producto del levantamiento isostático del territorio, favorecen la formación de cuencas y subcuencas con

una sedimentación particular para cada una, cuya característica general es el predominio de sedimentos terrígeno-carbonatados en su sección inferior y carbonatados en su parte superior. La edad de los sedimentos, con variaciones locales, comprende desde el eoceno superior hasta el reciente.

La estructura de la cobertura neoplatafórmica es muy simple: las capas se inclinan hacia las partes centrales de las cuencas sedimentarias; las deformaciones se limitan a un fallamiento disyuntivo con las direcciones *NE-SO* y *NO-SE* como más frecuentes y, además, al basculamiento local de los bloques levantados.

CONCLUSIONES

El área investigada forma parte del cinturón ofiolítico de Cuba septentrional. Aquí aflora el contacto entre el margen continental norteamericano, representado por la

Plataforma de las Bahamas, y la zona de melange ofiolítico que actualmente se encuentra en posición alóctona, obducida sobre dicho margen continental.

Entre los componentes constituyentes principales del melange, se reconocen los fragmentos (bloques) de tres unidades paleotectónicas mesozoicas: bloques del banco carbonatado del margen continental y de su basamento siálico metamorfozados; fragmentos de una asociación ofiolítica completa del fondo oceánico, incluyendo sus equivalentes metamorfozados; y fragmentos de un arco volcánico maduro.

Dentro del megamelange, en dependencia del grado de deformación, se distinguen formaciones tectogenéticas, las cuales corresponden con áreas compuestas de micromelange, mesomelange y macromelange. Se diferencian dos tipos de olistostromas, de acuerdo con su posición estructural.

Se diferencian tres mantos tectónicos, los dos inferiores (MVG y MDC) contactan directamente con el subyacente autóctono (margen continental) a través de sus escamas basales. Estos mantos, con sus distintas láminas o escamas, están caracterizados por un melange ofiolítico, formando el apilamiento antifórmico de Holguín. Es-

ta estructura constituye un sistema único de cabalgamientos cuya vergencia es hacia el N-NE, con el surgimiento de escamas tectónicas sucesivas y progresivas sobre el antepaís.

Estas características indican un desarrollo continuo de la estructura, prolongándose hasta el cierre total de la cuenca suboceánica ubicada entre el margen continental y el arco volcánico. Los momentos culminantes de este desarrollo son: cese del vulcanismo en el campaniano superior, formación de olistostromas en el paleoceno, y la conclusión del avance de los napes en el eoceno medio.

La posición estructural del sistema de mantos escamados apilados uno sobre el otro; el espesor máximo de este sistema que es de 4 a 5 km en las cercanías de Holguín; y el avance del mismo sobre el borde del antepaís, cuyo orden es de 40 a 50 km, indican que en esta región tenemos un típico ejemplo de tectónica pelicular "thin skinned tectonics".

REFERENCIAS

- Ando, J. y M. Kozak (1987): La serie ofiolítica de Holguín (Cuba) y su papel en el desarrollo estructural del cretácico-paleógeno. Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la U. A. Nuevo León, Linares, México, 2: 271-274.
- Ando, J., M. Kozak, J. Kubovics y Gy. Szakmany [en prensa]: "Las formaciones metamórficas en la parte noroccidental de Oriente (Cuba)".
- Ball, M. M., R. G. Martin, W. D. Bock, R. E. Sylvester, R. M. Bowles y otros (1985): Seismic structure and stratigraphy of northern edge of Bahaman-Cuban collision Zone. *AAPG Bull.*, 69(8): 1275-1294.
- Bovenko, V. B., B. Sherbakova y G. Hernández (1980): Nuevos datos sobre la estructura profunda de Cuba oriental [en ruso]. *Sovietskaya Geologiya*, 16(73): 101-109.
- Boyer, S. E. y D. Elliot (1982): Thrust systems. *AAPG Bull.*, 66(9): 1196-1230.
- Breznysnanszky, K. y M. A. Iturralde-Vinent (1987): On two tertiary tectonic phases in Cuba. En *Global Correlation of Tectonic Movements* (Yu. G. Leonov y V. E. Khain, eds.), John Wiley and Sons Ltd, pp. 227-230.
- Butler, R. W. H. (1982): The terminology of structures in thrust belts. *Journ. Structural Geology*, 4(3): 239-245.
- Coward, M. P. (1983): Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned, and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journ. Structural Geology*, 5(2): 133-123.
- Flores, G. R. (1988): Los olistostromas de Cuba y su vinculación con los movimientos tectónicos [en ruso]. Autoref. Dis. C. Dr. Cien. Geol., *Miner.*, p. 17.
- Furrazola-Bermúdez, G., C. M. Judoley, M. S.

- Mijailovskaya, Y. S. Miroljubov, I. P. Novojatsky y otros (1964): *Geología de Cuba*. Editora del Consejo Nacional de Universidades, La Habana.
- Hsü, K. J. (1968): Principles of melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville paradox. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 79: 1063-1074.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1977): Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. *Inf. Cient. Técn.*, ACC, 20:24.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1981): Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. *Ciencias Tierra y Espacio*, 3: 51-89.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1988): *Naturaleza geológica de Cuba*. Editorial Científico-Técnica, La Habana, 146 pp.
- Jakus, P. (1983): Formaciones vulcano-sedimentarias y sedimentarias de Cuba Oriental. En *Contribución a la Geología de Cuba Oriental*, IGPACC, La Habana, pp. 17-85.
- Khudoley, K. M. y A. A. Meyerhoff (1971): Paleogeography and geological history of Greater Antilles. *Geol. Soc. America Mem.*, 129: 199.
- Knipper, A. L. y R. Cabrera (1974): Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el miosinclinal y el eugeosinclinal y del cinturón hiperbásico de Cuba. *Contribución a la geología de Cuba*. Publicación Especial No. 2, IGPACC, pp. 15-77.
- Kozak, M. y J. Ando (1879): Desarrollo del arco insular volcánico cretácico en la zona de Holguín (Cuba). *Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la U. A. de Nuevo León, Linares, México*, 2: 267-270.
- Kozary, M. T. (1968): Ultramafic rocks in thrust zones of Northwestern Oriente Province Cuba. *AAPG Bull.*, 52(12): 2298-2317.
- Morley, C. K. (1986): A classification of thrust fronts. *AAPG Bull.*, 70(1): 12-25.
- Muñoz, J. A. y P. Santanach, eds. (1988): Tectónica de cabalgamientos en el Pirineo. *Acta Geológica Hispánica*, 23:2.
- Nagy, E. (1983): Ensayo de las zonas estructuro-faciales de Cuba Oriental. En *Contribución a la geología de Cuba Oriental*, IGPACC, pp. 9-16, La Habana.
- Nagy, E. y otros (1976): Texto explicativo del mapa geológico de la Provincia de Oriente a escala 1:250 000, levantado y confeccionado por la Brigada Cubano-Húngara entre 1972 y 1976. Manuscrito, IGPACC, La Habana.
- Nekrasov, G. E., J. Oro, S. D. Sokolov, R. Flores y M. V. Shavirina (1989): Ofioliti vos-tochnoj Kubi [en ruso]. *Geotektonica*, 1: 80-95.
- Pentelenyi, L. y L. E. Garces, redactores (1988): Informe final sobre los resultados del levantamiento geológico complejo y búsquedas acompañantes a escala 1:50 000 en el Polígono CAME-IV, Holguín, 1983-1988, Manuscrito.
- Ross, M. J. y C. R. Scotese (1988): A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectono Physics*, 155: 139-168.

Ciencias de la Tierra y del Espacio, 20, 1992

HOLGUÍN OPHIOLITIC MELANGE AND ITS STRUCTURAL FEATURES

Breznysnyszky KAROLY
and Boros JENÖ

ABSTRACT. *The Holguín (NE Cuba) ofiolitic melange is situated in obducted, allochthonous position on the northamerican continental margin, representing a model of thin skinned tectonics. Three tectogenic formations and two genetic types of olistostromes have been identified. The Holguín anticlinorium structure is formed by a N, NE vergented imbricate fan thrust system. Three dominant thrust sheets are distinguished. This imbricate fan thrust system, composed of ofiolitic melange materials, has formed by a progradational development toward the foreland region between upper campanian and middle eocene.*