

Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba

MANUEL A. ITURRALDE-VINENT

RESUMEN

Se elabora un nuevo modelo interpretativo para explicar la evolución y estructura geológica de Cuba, basado en la aceptación de la deriva de los continentes. Según los conceptos adoptados, el territorio de Cuba se puede clasificar como un ortogeosinclinal de tipo intracontinental, como los Urales.

Se propone una situación inicial, anterior al Triásico Tardío, cuando el continente de América del Norte se prolongaba como una sola estructura hasta el lugar que hoy ocupan Cuba y la Cuenca de Yucatán. Desde el final del Triásico se plantea que comenzó el proceso de apertura de una depresión intracontinental, aproximadamente a lo largo del territorio de Cuba, donde se segregó una corteza oceánica nueva, representada por el complejo ofiolítico. Entre los límites de la depresión así formada se desarrolló, a partir del Titoniano (?), una evolución de tipo eugeosinclinal hasta el Campaniano, a la cual se superpuso en su porción suroriental un arco volcánico de edad Paleoceno a Eoceno Medio.

A partir del Cenomaniano, las masas continentales, que antes habían migrado hacia el sur, iniciaron su retroceso hacia el norte y el este, proceso que se continuó escalonadamente de occidente a oriente hasta el Eoceno Superior. Estos movimientos provocaron la inserción de la corteza continental por debajo de la depresión oceánica, la deformación intensa de las secuencias que rellenaban la depresión, la intrusión de magmas granitoides, el metamorfismo dinámico y térmico, y la deposición de rocas carbonatado-terrigenas sinorogénicas. Como resultado de estos procesos tuvo lugar la continentalización de la depresión oceánica.

Posteriormente, sobre el conjunto de corteza continental antigua y recién formada, ocurrió el proceso de desarrollo moderno, caracterizado por una tectónica de horst-graben y movimientos oscilatorios verticales, que se prolonga hasta la actualidad.

Como resultado de la evolución geológica del territorio, se obtuvo un incremento del arco de circunferencia perpendicular a la Isla de Cuba, en el orden de las decenas y hasta la centena de kilómetros. Estos hechos son consistentes con la hipótesis de las pulsaciones y de la expansión de la Tierra.

1. INTRODUCCIÓN

En la literatura geológica cubana existen numerosos trabajos dedicados a la generalización tectono-estratigráfica, en los cuales, según variados criterios y concepciones, se ofrecen interpretaciones del origen y evolución geológica del territorio. Entre ellos, sin elaborar un listado exhaus-

Manuscrito aprobado el 15 de junio de 1979.

M. A. Iturralde pertenece al Instituto de Geología y Paleontología, de la Academia de Ciencias de Cuba.

tivo, pueden mencionarse los de LEWIS (1932), CORRAL (1940), MEYERHOFF (1954), BUTTERLIN (1956), FURRAZOLA *et al.* (1964), KHUDOLEY (1967), PUS-HAROVSKY *et al.* (1967), KOZARY (1968), MEYERHOFF y HATTEN (1968), KUMPERA y SKVOR (1969), Mc GILLAVRY (1970), KHUDOLEY y MEYERHOFF (1971), MALFATT y DINKELMANN (1972), KNIPPER y CABRERA (1974), ITURRALDE-VINENT (1975), PARDO (1975), MILLÁN y SOMIN (1976), y SOMIN y MILLÁN (1976).

Las concepciones de estos autores, con sus múltiples logros, representan los esfuerzos de varias generaciones de geólogos por comprender la compleja constitución y estructura del País. Para elaborar este artículo, el autor ha evaluado las opiniones de éstos y muchos otros geólogos, y concatenando una serie de ideas e interpretaciones no necesariamente nuevas, ha elaborado un modelo cualitativamente nuevo para explicar la evolución geológica de Cuba. Durante el desarrollo de este trabajo, el autor ha obviado intencionalmente la discusión de las diversas opiniones que sobre los problemas aquí tratados han expresado otros geólogos, a fin de simplificar la exposición del modelo presente. Sin embargo, en la literatura citada se pueden consultar los criterios de otros autores. El modelo que aquí se presenta está influido por la experiencia personal del autor y por la índole de los datos que han estado a su disposición; en consecuencia, debe tener limitaciones.

2. ZONALIDAD DE LA COMPOSICIÓN Y ESTRUCTURA GEOLÓGICA DE CUBA

Una de las principales cuestiones que han tratado de resolver muchos de los geólogos que han trabajado en Cuba, es la elaboración de un esquema de la zonalidad tectónica y estratigráfica del territorio. En relación con esta temática, deben consultarse los trabajos de DUCLOZ y VUAGNAT (1962), KHUDOLEY (1967), MEYERHOFF y HATTEN (1968), KNIPPER y CABRERA (1974), PARDO (1975), y ALBEAR e ITURRALDE-VINENT (en prensa). Véase también la Fig. 5.

Al analizar en conjunto los artículos arriba mencionados, se llega a la conclusión de que no es posible establecer una división en el tiempo de los procesos geológicos, sin tener en cuenta la zonalidad espacial de los mismos en el territorio. Este concepto quedó bien establecido como resultado de las investigaciones practicadas en las provincias de La Habana (ALBEAR e ITURRALDE-VINENT, en prensa). También es posible afirmar que la elaboración de una división en pisos estructurales, general para todo el País, tal como la de FURRAZOLA *et al.* (1964), la de KHUDOLEY (1967), o la de MEYERHOFF y HATTEN (1968), es inadecuada, pues no tiene en cuenta la migración de los procesos en espacio y tiempo. Como se habrá de demostrar con amplitud en el epígrafe 4, en Cuba los eventos tectónicos y sedimentarios no afectaron simultáneamente a todo el territorio de la

misma manera, y de hecho existe un sinnúmero de transiciones graduales laterales.

En síntesis, se pueden plantear tres principios muy relacionados, característicos de la evolución geológica de Cuba: (a) no existen discordancias estructurales de manifestación general en todo el territorio; (b) el grado de dislocación de las secuencias varía marcadamente en distancias cortas; (c) los procesos geológicos sucesivos tienen una marcada tendencia migratoria en el espacio.

Sin desvirtuar la validez de los principios antes señalados, en la historia geológica de Cuba se pueden reconocer las manifestaciones de varios eventos tectónicos de amplio desarrollo espacial durante el Titoniano, Albiano Superior, Senoniano Medio, Paleoceno, y Eoceno Superior Temprano, los cuales probablemente están vinculados a procesos geológicos de escala global (MILANOVSKY, 1978).

El autor considera que cualquier modelo tectónico que pretenda explicar la evolución geológica de Cuba debe resolver satisfactoriamente estos problemas, lo cual no se ha logrado completamente hasta el momento.

3. ETAPAS Y ESTADIOS DEL DESARROLLO GEOLÓGICO DE CUBA

La evolución geológica de Cuba, de acuerdo con el modelo interpretativo que aquí se presenta, evidencia una tendencia bien definida de desarrollo. A partir de un territorio formado íntegramente por corteza continental y que ocupaba probablemente la latitud y longitud aproximada de Cuba actual, se desarrolló un proceso de segregación de nueva corteza oceánica entre el Triásico Tardío y el Eoceno Medio, como resultado de la apertura de una depresión oceánica intracontinental. En dicha depresión ocurrieron amplios procesos magmáticos relacionados con su evolución, de tipo eugeosinclinal, entre el Titoniano (?) y el Eoceno Medio. La citada depresión se abrió como resultado de la migración hacia el S de una parte del antiguo continente, tomando como punto de referencia fijo la Plataforma de Bahamas. Desde el Cretácico Superior, la cuenca eugeosinclinal recién formada comenzó a consolidarse, debido al retroceso hacia el N y el E de las masas continentales antes desplazadas hacia el S, resultando que en el Eoceno Superior Temprano el prisma rocoso contenido en la antigua cuenca se había transformado en una nueva corteza de tipo sialítica, acrecionada a la Plataforma de Bahamas. Comenzando en el Eoceno Inferior en algunas áreas, pero más definitivamente desde el Eoceno Superior Tardío, el conjunto con corteza continental antigua y moderna sufrió una evolución de tipo moderna¹.

Esta variedad de procesos puede integrarse en una serie de etapas y estadios, los cuales pueden clasificarse de la manera siguiente: (1) Eta-

¹ Según la opinión de Yu. Pusharovsky (comunicación personal, 1978), este tipo de evolución debe clasificarse como postgeosinclinal.

pa de desarrollo continental; (2) Etapa de desarrollo oceánico (a-Estadio de formación de corteza oceánica; b-Estadio de evolución como un eugeosinclinal); (3) Etapa de continentalización; y (4) Etapa moderna de desarrollo¹. La denominación de las etapas y estadios es del todo convencional, y se basa esencialmente en el principio del actualismo. Sin embargo, el autor está consciente de que en el futuro será necesario establecer una terminología más adecuada.

4. MODELO DE LA EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE CUBA POR ETAPAS

El sistema de clasificación por etapas, planteado en el epígrafe anterior, permite estudiar los distintos sectores del territorio de Cuba y sus alrededores como entes independientes y conjugados, y discernir en ellos la manifestación del grado de evolución que han sufrido. Este criterio de evaluación espacio-temporal de los procesos geológicos puede resolver los problemas de la zonalidad de tales procesos, y, en consecuencia, responder a los principios planteados en el epígrafe 2. En este punto es conveniente resaltar que las etapas y estadios enunciados pueden reconocerse en una u otra parte del territorio, pero que no existe ningún lugar donde todos ellos se hayan manifestado.

En lo sucesivo se procede a describir los eventos tectónicos, magmáticos, y sedimentarios, característicos de las diversas etapas y estadios de la evolución geológica de Cuba, sobre la base de la hipótesis aceptada por el autor en este trabajo (Tabla 1).

4.1 Etapa de desarrollo continental

† La etapa de desarrollo continental de Cuba se puede vincular a los procesos geológicos relacionados con las masas siálicas presentes entre los límites del territorio, cuya influencia se ha manifestado distintamente a lo largo de la historia de la evolución de este sector de la corteza terrestre.

Sobre la presencia de corteza continental en Cuba subsisten diversas opiniones (véase FURRAZOLA *et al.*, 1964; SOLOVIEV *et al.*, 1964; MEYERHOFF y HATTEN, 1968, 1974; etc.), pero existen evidencias que no dejan lugar a dudas.

La mayor parte de los autores, tomando en cuenta las evidencias geológica y geofísica existentes, consideran que la Plataforma de Bahamas tiene un basamento cristalino de edad Paleozoico y más antiguo, el cual constituye una prolongación natural del zócalo de Florida (MEYERHOFF y HATTEN, 1974). Este mismo tipo de basamento se extiende al área que ocupan las zonas de Cayo Coco y Remedios, situadas en la porción central septentrional del territorio de Cuba (FURRAZOLA *et al.*, 1964; SOLOVIEV *et al.*, 1964; MEYERHOFF y HATTEN, 1968, 1974). Aun más al S, y aflorando distintamente entre Bahía Honda y Gibara, se extienden las zonas de Camajuaní y Placetas, entre cuyos límites se localizan mármoles flogopíticos del Pro-

terozoico, o más antiguos, que afloran en la Teja, Socorro, y Sierra Morena, y granitos cataclastizados del Jurásico Superior, o más antiguos, expuestos en el Río Cañas (SOMIN y MILLÁN, 1977). Las relaciones primarias de estas rocas no están preservadas y existe la posibilidad de que sean bloques alóctonos, pero no se puede descartar la hipótesis de que se trata de bloques relícticos del basamento cristalino desmembrado, como se sugiere en la Fig. 5.

Indicaciones sobre la existencia de un zócalo cristalino fuera de los límites de Cuba actual se encuentran, como material clástico, en los sedimentos de la Formación San Cayetano del Jurásico Inferior (?) al Oxfordiano Medio (KHUOLEY y MEYERHOFF, 1971; PSZCÓLKOWSKI, 1978) y en el complejo metaterrígeno de Cuba (MILLÁN y SOMIN, 1976). Estos depósitos se formaron como resultado de la erosión de rocas sialíticas situadas en Yucatán, Florida, o las Bahamas (KHUOLEY y MEYERHOFF, 1971; MEYERHOFF y HATTEN, 1974; ITURRALDE-VINENT, 1975).

La presencia de rocas cristalinas siálicas en Cuba también se evidencia en el material clástico de los conglomerados del Cenomaniano-Turoniano de La Habana (ALBEAR e ITURRALDE-VINENT, en prensa); en la Formación Bacunayagua del Maestrichtiano (?) -Paleoceno (?) en La Habana (ALBEAR e ITURRALDE-VINENT, en prensa); en el conglomerado del Guayabo, en Pinar del Río, del Eoceno Inferior (SOMIN y MILLÁN, 1977); y otras localidades. En todos estos casos se trata de mármoles, cuarcitas, cuarzo, granitos, esquistos, gneiss, y otras rocas, cuyas edades los autores mencionados presumen que sean del Mesozoico Temprano y más antiguas.

En algunas regiones situadas al S de Cuba, tales como la Isla de la Juventud y el macizo del Escambray, el carácter del campo gravitacional (SOLOVIEV *et al.*, 1964) y de su cobertura sedimentaria mesozoica (SOMIN y MILLÁN, 1972) parecen corresponder al de una corteza continental. Lo mismo pudiera ser válido para el extremo oriental del macizo del Purial, en Cuba Oriental (Fig. 1), donde existe el mismo tipo de secuencia sedimentaria (SOMIN y MILLÁN, 1972), aunque faltan los datos geofísicos.

Hasta el momento, en ningún lugar de Cuba se ha podido observar directamente el contacto entre las secuencias terrígenas mesozoicas y el basamento cristalino. En consecuencia, no se puede afirmar categóricamente que ellas representen la cobertura transgresiva del zócalo cristalino, aunque esto es muy probable.

Dentro del territorio de Cuba y sus alrededores, las localidades antes señaladas son las únicas donde los datos geológicos y geofísicos sugieren o confirman la existencia de corteza continental. Como se puede observar en la Fig. 1, estas localidades están situadas tanto al N como al S de los afloramientos actuales del complejo ofiolítico, o dicho en otras palabras, de los presuntos afloramientos de la antigua corteza oceánica.

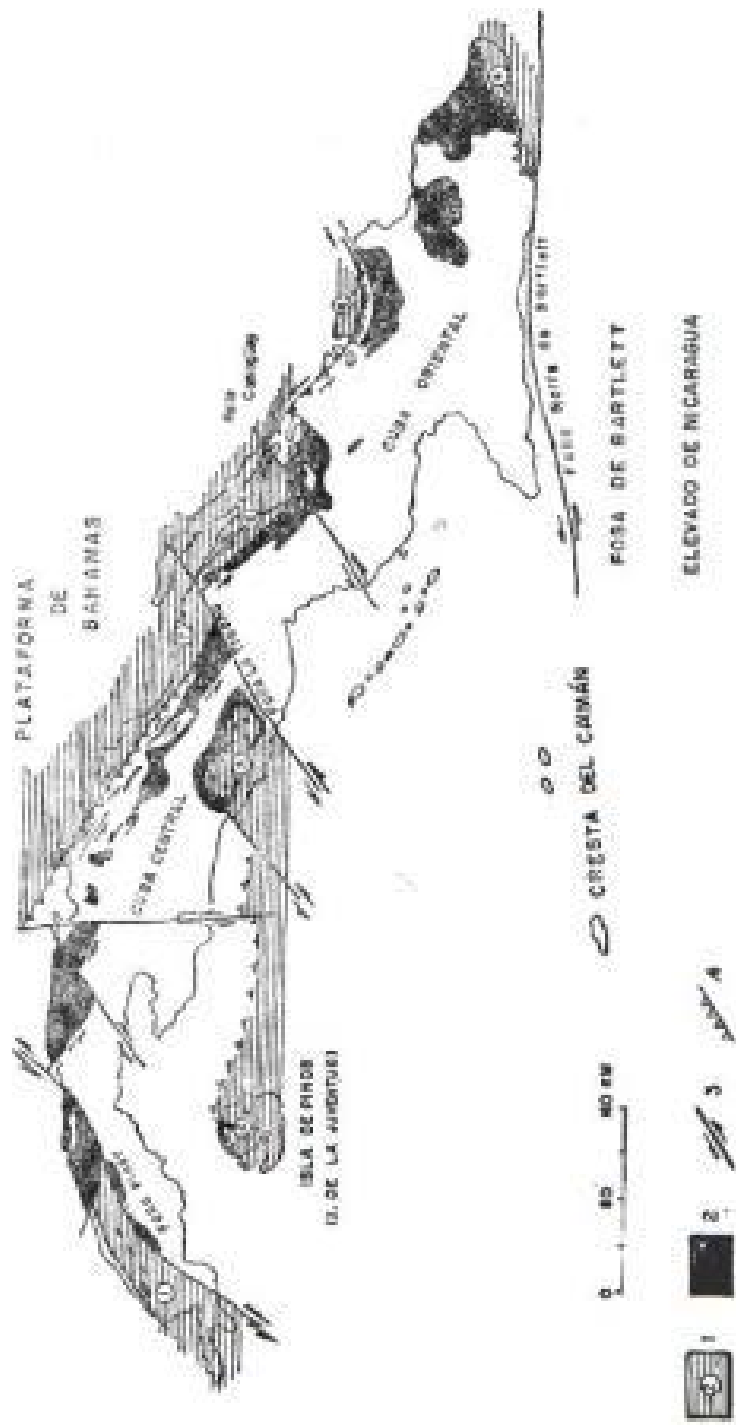


FIG. 1. Esquema de la distribución actual de los afloramientos de las secuencias continentales y del complejo ofiolítico. Leyenda: 1. Secuencias de la etapa de desarrollo continental (I Guaniguano, 2. Isla de Pinos o Isla de La Juventud, 3. Escambray, 4. Sierra del Purial, 5. Gibara, 6. Sierra de Cubitas, y 7. Sierra de Jatibonico); 2. Afloramientos del complejo ofiolítico; 3. Fallas transcurrentes siniestras; 4. Carácter del contacto de las masas continentales infracorridas por debajo de las secuencias de la depresión oceánica.

Esta situación admite dos interpretaciones principales: (1) que la corteza oceánica constituye un manto alóctono procedente del S, que yace sobre un sector de corteza continental; o (2) que la corteza oceánica se encuentra aproximadamente *in situ* y se formó en una antigua zona de riftogénesis situada entre las masas continentales meridionales y septentrionales de Cuba.

La primera hipótesis ha sido analizada por SHAPOSHNIKOVA (1974) y por Somin (en SOMIN y MILLÁN, 1976). La segunda posibilidad, que se acepta en este trabajo, fue considerada también por Somin (en SOMIN y MILLÁN, 1976), pero como una variante poco probable. Para traer a colación los hechos que apoyan la ocurrencia de riftogénesis en Cuba, se analizará en primer lugar la evidencia que aporta el estudio de las secuencias mesozoicas depositadas sobre los sectores de corteza continental.

Una buena descripción de la secuencia característica de la Plataforma de Bahamas se puede encontrar en MEYERHOFF y HATTEN (1974). En líneas generales, se trata de carbonatos y evaporitas depositadas en condiciones marinas poco profundas, cuya edad se extiende desde el Jurásico Superior Tardío hasta el Reciente. Sólo el Pozo Great Isaac 1 atravesó este tipo de corte y por debajo, entre los 5 355 y 5 440 m, descubrió un paquete de "vulcanogenic red beds" (JACOBS, 1977).

Aproximadamente a lo largo de los cayos situados en la costa N, entre Villa Clara y Camagüey, varios pozos profundos han cortado la secuencia característica de la Zona de Cayo Coco, que aflora también en las Lomas de Güaney, en Camagüey. El perfil mesozoico de esta zona fue caracterizado por ROQUE e ITURRALDE-VINENT (1979) de la siguiente manera: Sobre el basamento situado a unos 9 000 m de profundidad probablemente yace una secuencia areno-arcillosa, según la interpretación de los datos sísmicos. Los pozos han cortado carbonatos y evaporitas de aguas poco profundas, cuya edad se extiende desde el Cenomaniano, Albiano o Aptiano Superior (en distintos pozos) hasta el Jurásico Superior Tardío, al menos. Por encima se encuentra una secuencia de calizas y silicitas (radiolaritas) de mar profundo, de edad Aptiano Superior hasta Maestrichtiano.

Justo al S de la zona de Cayo Coco se encuentra la de Remedios (DUCLOZ y VUAGNAT, 1962), que aflora al N de Villa Clara, y en Camagüey y Gibara. Aquí aflora una secuencia comparable a la de la Plataforma de Bahamas, constituida por calizas, brechas, y dolomitas, de aguas poco profundas, entre las cuales se intercalan paquetes poco potentes de calizas laminares, depositadas en un ambiente de talud insular. La edad de estas rocas se extiende desde el Paleoceno hasta el Jurásico Superior Tardío, al menos (FURRAZOLA *et al.*, 1964; MEYERHOFF y HATTEN, 1968; Díaz e ITURRALDE-VINENT, 1979). Se supone que las sales, que afloran en los diapiros de Punta Alegre y Turiguanó, en Camagüey, procedan de la base de esta secuencia (MEYERHOFF y HATTEN, 1968; ROQUE e ITURRALDE-VINENT, 1979).



FIG. 2. Esquema de la distribución actual de las vulcanitas mesozoicas y de las secuencias marginales de la depresión oceánica. Leyenda: 1. Área de desarrollo de las vulcanitas titoniano(?) -senonianas (Zona de Zaza); 2. Área de desarrollo de las secuencias calcáreo-silíceas de mar profundo titoniano-maestrichianas (zonas de Camajuaní, Placetas, Guaniguanico, en parte, etc.); y 3. Área de desarrollo de la presunta corteza continental.

Aun más al S de la zona descrita se encuentran las de Camajuaní y Placetas, sucesivamente (Fig. 4), que se extienden desde Bahía Honda hasta Gibara, al menos. Ellas se caracterizan por presentar un corte de edad Tithoniano a Maestrichtiano propio de aguas profundas, constituido por calizas, turbiditas calcáreas, silicitas (radiolaritas), y, en menor grado, areniscas, margas, y tufitas. El volumen de silicitas es mayor hacia el S (Zona de Placetas), donde llega a formar secuencias casi puras entre el Albiano y el Cenomaniano².

Tomando en cuenta los datos expuestos se puede afirmar que, durante el Mesozoico, la Plataforma de Bahamas presentó una tendencia de desarrollo hacia condiciones oceánicas en su margen meridional. Las secuencias platafórmicas típicas cedieron lugar a cortes propiamente oceánicos, desde el Aptiano en la Zona de Cayo Coco, en tanto que la Zona de Remedios se desarrollaba como un promontorio arrecifal alejado de toda costa (DÍAZ e ITURRALDE-VINENT, 1979). Más al S, al menos desde el Tithoniano, existía una cuenca que alcanzó características típicas oceánicas en el Cretácico Inferior, sobre todo en su parte meridional. En consecuencia, es una buena hipótesis proponer que más al S de la Zona de Placetas existía un sector con corteza oceánica, al menos desde el Tithoniano.

En la Cordillera de Guaniguanico (Provincia Pinar del Río) se encuentran rocas terrígenas parálico-marinas del Jurásico Inferior (?) al Oxfordiano Medio (Formación San Cayetano), sobreyacidas por una secuencia de calizas y dolomitas de ambiente marino poco profundo, del Jurásico Superior (Oxfordiano Superior a Tithoniano Inferior). El resto de la secuencia, hasta el Maestrichtiano, corresponde a rocas de ambiente marino profundo (PSZCZÓLKOWSKI, 1978). Todas estas rocas yacen actualmente en posición alóctona, probablemente desvinculadas de su substrato (PIOTROWSKA, 1977, 1978).

Secuencias litológicamente comparables a las de Guaniguanico, y en particular al corte propio de la Sierra de los Organos, afloran en Isla de la Juventud, Escambray, y Purial (Fig. 1), aunque distintamente metamorfizadas (SOMIN y MILLÁN, 1972; MILLÁN y SOMIN, 1976). Recientemente, MILLÁN y MYCZYŃSKI (1978) encontraron ammonites del Oxfordiano y Tithoniano en las calizas cristalinas del Escambray, confirmando esta correlación. Ellos suponen que, al menos en el Escambray, hay metamorfitas del ?Jurásico Inferior al Cretácico pre-Campaniano. Aunque aun no se han realizado estudios litofaciales en las metamorfitas, es válido suponer que si son semejantes en su litología, sean asimismo análogas en cuanto a su origen.

² Kantchev, I., I. Boyanov, A. Goranov, N. Jolkichev, R. Cabrera, R. Kanazirski, N. Popov, y M. Stancheva: "Informe sobre el levantamiento geológico a escala 1 250 000 de la Provincia de Las Villas, Cuba". Archivo del Instituto de Geología y Paleontología, ACC, 1975.

Si se comparan las secuencias litológicas de las regiones antes mencionadas, y en especial aquella de la Sierra de los Organos, con el modelo idealizado de las secuencias sedimentarias típicas de las zonas de apertura intracontinental ("drift"), según EVANS (1978), la coincidencia resulta impresionante. Por lo tanto, se puede suponer que los bloques continentales sobre los cuales yacen las secuencias descritas estaban situados en una zona de riftogénesis. Estudiando los carbonatos platafórmicos de la Sierra de los Organos, PSZCZÓLKOWSKI (1981) llegó a la conclusión de que estas rocas se formaron en un bloque desvinculado de la Plataforma de Bahamas desde antes del Oxfordiano.

Tomando en cuenta estos datos e interpretaciones, se puede suponer que las masas continentales meridionales (Isla de la Juventud, Escambray, y Purial), así como el área donde se depositó originalmente la secuencia de la Zona de Guaniguanico, estuvieron en el pasado unidas al zócalo de Las Bahamas, y que se separaron al menos antes del Oxfordiano. Si esto es cierto, entonces al S de Las Bahamas no había un sector con corteza oceánica, y el continente se prolongaba al menos hasta el lugar que hoy ocupan Cuba y la Cuenca de Yucatán.

Para demostrar que esta última suposición es correcta, se pueden aprovechar los resultados de HACZEWSKI (1976). Este autor realizó un análisis sedimentológico de las rocas de la Formación San Cayetano (Jurásico Inferior? a Oxfordiano Medio) y llegó a la conclusión de que estos depósitos se acumularon en la llanura marginal de un continente ubicado esencialmente al S del lugar que ocupan estas rocas. En la parte septentrional de la Sierra de los Organos el propio Haczewski reportó numerosas indicaciones de paleocorrientes procedentes del NE. Este autor interpretó estos datos de una manera muy original, suponiendo que se trataba de corrientes de retroceso dentro de la propia cuenca; pero es igualmente válido relacionarlas con la existencia de tierras emergidas en el área actual de la Plataforma de Bahamas y/o la Península de Florida. La existencia de esta fuente de aportes ha sido comprobada por los estudios de PSZCZÓLKOWSKI y ALBEAR (1979) en los sedimentos del Valanginiano-Albiano de la Sierra del Rosario. Estos datos apoyan la hipótesis de que en el área situada al S de Las Bahamas no había un sector oceánico, sino una zona continental que, al menos desde el Jurásico Inferior (?), ya estaba inundada por un mar poco profundo.

Al llegar a este punto, se aprecia una aparente contradicción. En primer lugar, se pudo afirmar que al S de Las Bahamas, en el Tithoniano, debió existir un sector con corteza oceánica, y, en segundo lugar, se llegó a la conclusión de que este mismo territorio era una llanura marginal continental, al menos durante el Jurásico Inferior? a Oxfordiano Medio. Si ambas conclusiones son correctas, entonces ocurrió la riftogénesis, al menos desde el Jurásico Superior Temprano, formándose nueva corteza

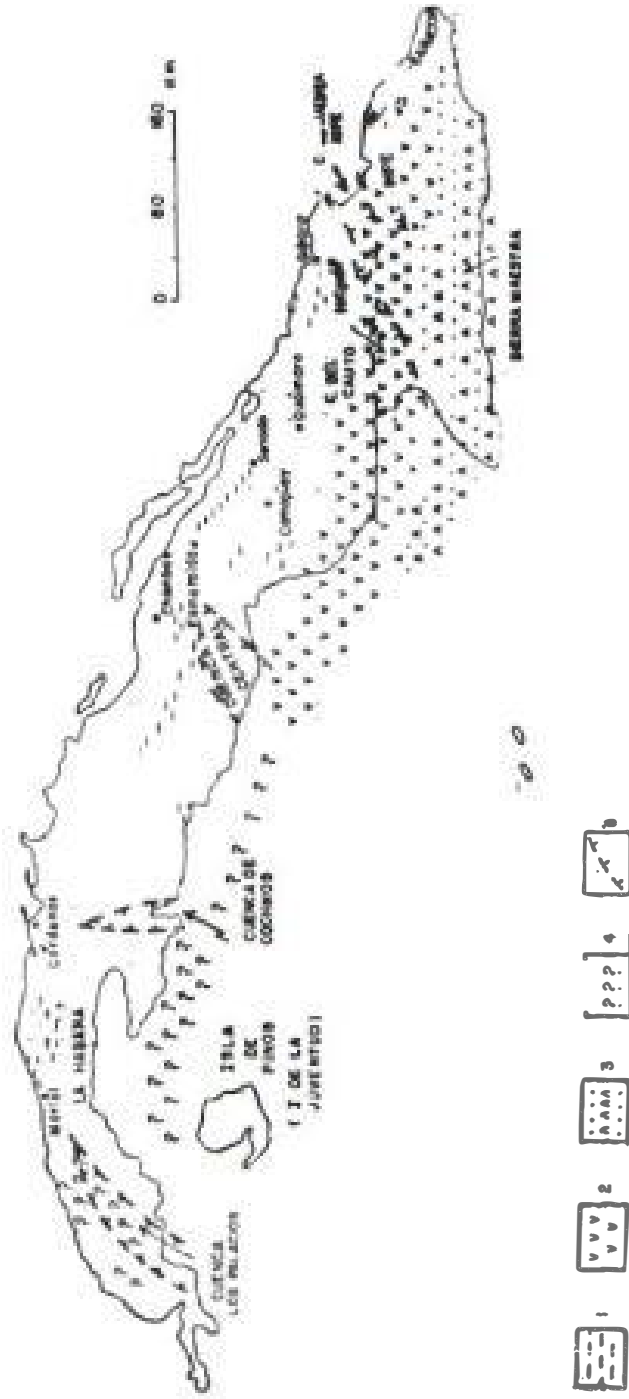


Fig. 3. Esquema de la distribución actual de las vulcanitas terciarias (Maestrichtiano? a Eoceno Medio). Leyenda: 1. Intercalaciones de tufitas finas y ceniza volcánica entre las margas y alurolitas; 2. Piroclastitas con intercalaciones de turbiditas terrígenas; 3. Piroclastitas, tobas, tufitas, grauvacas y lavas; 4. Áreas de probable desarrollo de vulcanitas terciarias; y 5. Límites de las cuencas cenozoicas tempranas.

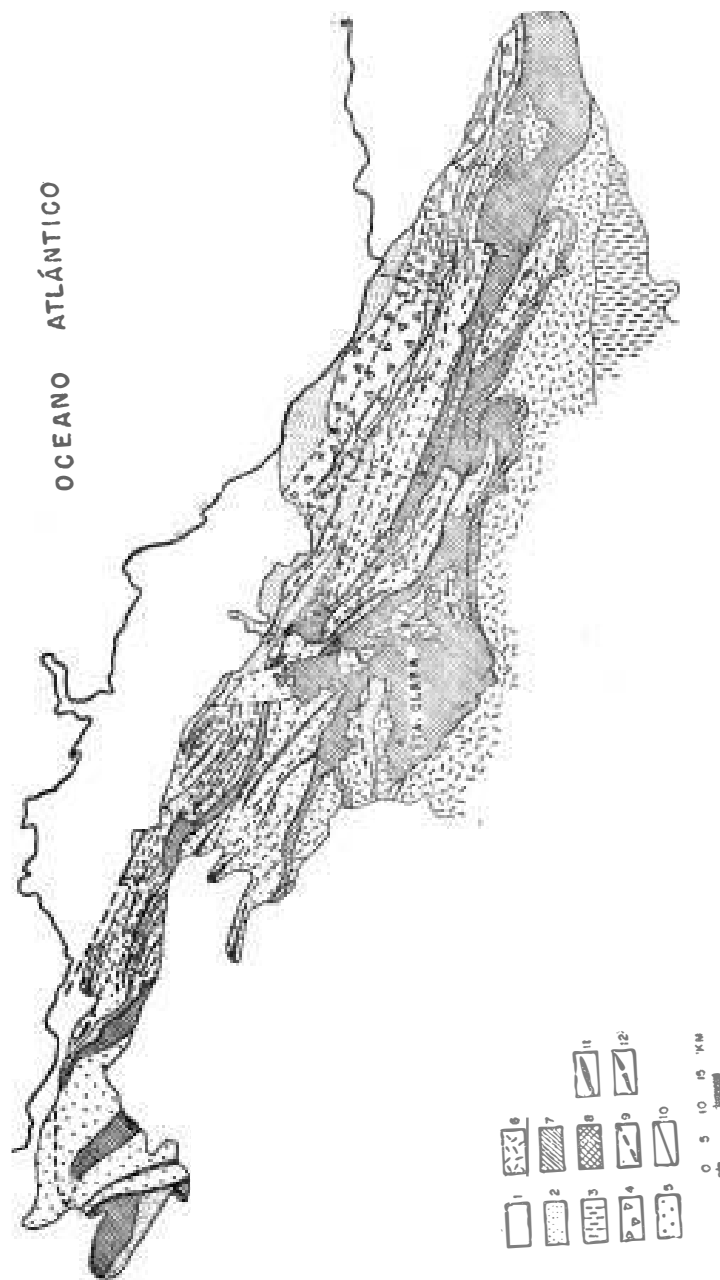


FIG. 4. Mapa tectónico de la parte norte de Cuba Central, tomado de KNIPPER y CABRERA (1974) con la leyenda modificada. Leyenda: 1. Sedimentos de la etapa moderna; 2. Sedimentos carbonatados flyschoides del Maestrichtiano al Eoceno Medio (etapa de continentalización); 3. Sedimentos carbonatado-terrigenos del Maestrichtiano al Eoceno Medio (etapa de continentalización); 4. Complejo platafórmico del Jurásico Superior al Cretácico Superior (Zona de Remedios); 5. Sedimentos de aguas marinas profundas, carbonatados y silíceos, de las zonas de Camajuani y Placetas, del Titomiano al Maestrichtiano (etapa de desarrollo oceánico); 6. Secuencia de vulcanitas titoniano(?) -senonianas de la Zona de Zaza (estadio de desarrollo eugeosinclinal); 7. Ultramafitas y 8. Gabroides y espilitas, del estadio de formació de corteza oceánica; 9. Fallas transversales; 10. Fallas transcurrentes sinistras y de sobrecorrimientos; 11. Ejes de anticlinales; y 12. Ejes de sinclinales.

oceanica entre la Plataforma de Bahamas y las masas continentales meridionales (Isla de la Juventud, Escambray, y Purial).

En un territorio donde ocurre la riftogénesis y segregación de corteza oceánica, debe existir algún lugar donde la transición lateral entre corteza continental y oceánica o intermedia se refleje en la sedimentación. Un ejemplo de ello puede ser la Zona de Placetas, donde, a pesar de que existen indicaciones de que presentaba corteza continental, su ambiente sedimentario desde el Tithoniano y más propiamente desde el Albiano, es característico de las depresiones oceánicas. Otra localidad pudiera ser la Cordillera de Guaniguanico. Según PSZCZÓLKOWSKI (1978, en esta revista), la secuencia del Jurásico Inferior al Cretácico Superior de la Sierra de los Organos tiene una sedimentación con características continentales, en tanto que su homóloga de la Sierra del Rosario presenta un carácter oceánico.

Según DILLON y VEDDER (1973), la Cuenca de Yucatán se abrió entre el Jurásico Superior y el final del Cretácico. Tomando en consideración este punto de vista, se puede suponer que la formación de la depresión cubana y de la Cuenca de Yucatán son procesos vinculados y sucesivos. Al abrirse la depresión cubana se separó el zócalo de Las Bahamas de las masas continentales ubicadas más al S, probablemente a finales del Triásico, y posteriormente el continente meridional se volvió a fracturar, dando lugar a la apertura de la Cuenca de Yucatán desde el Jurásico Superior Tardío. La combinación de ambas rupturas dejó un sector con corteza continental rezagado, del cual forman parte Isla de la Juventud, Escambray, y Purial. DIETZ y HOLDEN (1970), entre otros autores, sitúan la apertura del Atlántico entre el Triásico y el Jurásico. En consecuencia, es probable suponer que la zona cubana de "rift" constituyera en el pasado un ramal de la cresta distensional del Atlántico.

4.2 Etapa de desarrollo oceánico

Es un hecho establecido, o al menos aceptado por la gran mayoría de los investigadores, que el proceso de formación de una corteza oceánica transcurre de tal manera que culmina con la aparición de un complejo ofiolítico. Estos complejos se asocian actualmente a las zonas de "rift", tales como las cordilleras oceánicas, las depresiones como la Fosa de Bartlett, o los eugeosinclinales.

El *estadio de formación de corteza oceánica* estaría representado por los procesos que dan lugar a la aparición del complejo ofiolítico. En Cuba existen vastos afloramientos de ultramafitas, gabros, y espilitas, usualmente anfibolitizados (DUCLOZ y VUAGNAT, 1962; MEYERHOFF y HATTEN, 1968; SOMIN y MILLÁN, 1976, 1977; KNIPPER y CÁBRERA, 1974; BOITEAU y MICHARD, 1974; ITURRALDE-VINENT, 1975, en prensa; y otros). Los afloramientos actuales de estas rocas se muestran en la Fig. 1.

Hasta el momento no está resuelto el problema de la edad de este complejo, y las determinaciones radiométricas en las anfibolitas han provocado lógicas dudas, pues oscilan entre 76 y 89 M. años (SOMIN y MILLÁN, 1977). Sin embargo, si se plantea que el complejo ofiolítico tiene la edad del estadio de formación de corteza oceánica, la resolución de esta cuestión es más factible.

A fin de desarrollar la discusión de este planteamiento, resulta conveniente reproducir a continuación el proceso de formación de las ofiolitas, según el resumen elaborado por GLENNIE *et al.* (1973):

1. Fusión parcial de las rocas del manto superior a profundidades relativamente pequeñas (30-50 km bajo el fondo oceánico), como resultado de la disminución de la presión y/o elevación del gradiente geotérmico.
2. Separación de los fundidos máficos del residuo refractario ultrabásico. El último es una fase cuádruple peridotítica, compuesta de olivino, enstatita, clinopiroxeno cálcico, y espinelas aluminicas.
3. Flujo ascendente del fundido, combinado con cristalización fraccionada, provocando la diferenciación de la mayoría de las rocas ígneas máficas (cromitas, peridotita estratificada, peridotita, gabros, y diabasas del "manto superior anómalo"). [Las que están bien representadas en Cuba.]
4. Extrusión y solidificación en superficie de los residuos líquidos (cobertura de basaltos).
5. Levantamiento, hacia la superficie, de las rocas formadas en el nivel subvolcánico y a profundidades mayores por cristalización fraccionada (diabasas, gabros, y peridotitas anortíticas) y de los residuos refractarios. [A este proceso debe acompañarlo la apertura de la corteza.]
6. Metamorfismo de algunas diabasas y gabros (metabasitas) e hidratación de las ultrabasitas (serpentinitas) a pequeñas profundidades (1-5 km bajo el fondo oceánico). [La anfibolitización y serpentinización de las ofiolitas es común en Cuba.]
7. Alejamiento del conjunto aflorado lejos del área axial de formación de corteza oceánica nueva. [En Cuba este proceso ocurrió probablemente mientras migraban lateralmente los bloques continentales.]

En Cuba, la iniciación o desencadenamiento del proceso antes descrito puede relacionarse con la subsidencia que provocó la sedimentación de la secuencia terrígena de la formación San Cayetano, y de los depósitos terrígenos metamorfizados de Isla de la Juventud, Escambray, y Purial. El origen de esta subsidencia puede encontrarse en la actuación de esfuerzos distensionales moderados (Figs. 5 y 6). De tal manera ocurrió la disminución de la presión en el manto superior (por la distensión) y la ele-

vación del gradiente geotérmico (por la permeabilización de la corteza continental como resultado de su fracturación profunda). En otras palabras, tuvo lugar como resultado de la migración hacia el S de las masas continentales meridionales.

El proceso de activación del manto superior, que dio lugar a la formación de la depresión intracontinental y del complejo ofiolítico, se confirma por el incremento de la velocidad de subsidencia de las secuencias mesozoicas en los bloques desvinculados de las Bahamas, que dieron lugar al aumento de la profundidad del mar a partir del Oxfordiano Medio y más intensamente desde el Tithoniano Inferior en las zonas Placetas, Camajuaní, Guaniguanico, y probablemente en Escambray (MILLÁN y MYCZYŃSKI, 1978), Isla de la Juventud y Purial. Otra confirmación está en la contaminación con magmas básicos de las secuencias de Guaniguanico (MILLÁN, 1972; MILLÁN y SOMIN, 1976) entre el Jurásico Medio y el Oxfordiano (PIOTROWSKI, 1977; PSZCZÓLKOWSKI, 1978) y del Escambray (MILLÁN y SOMIN, 1976)³.

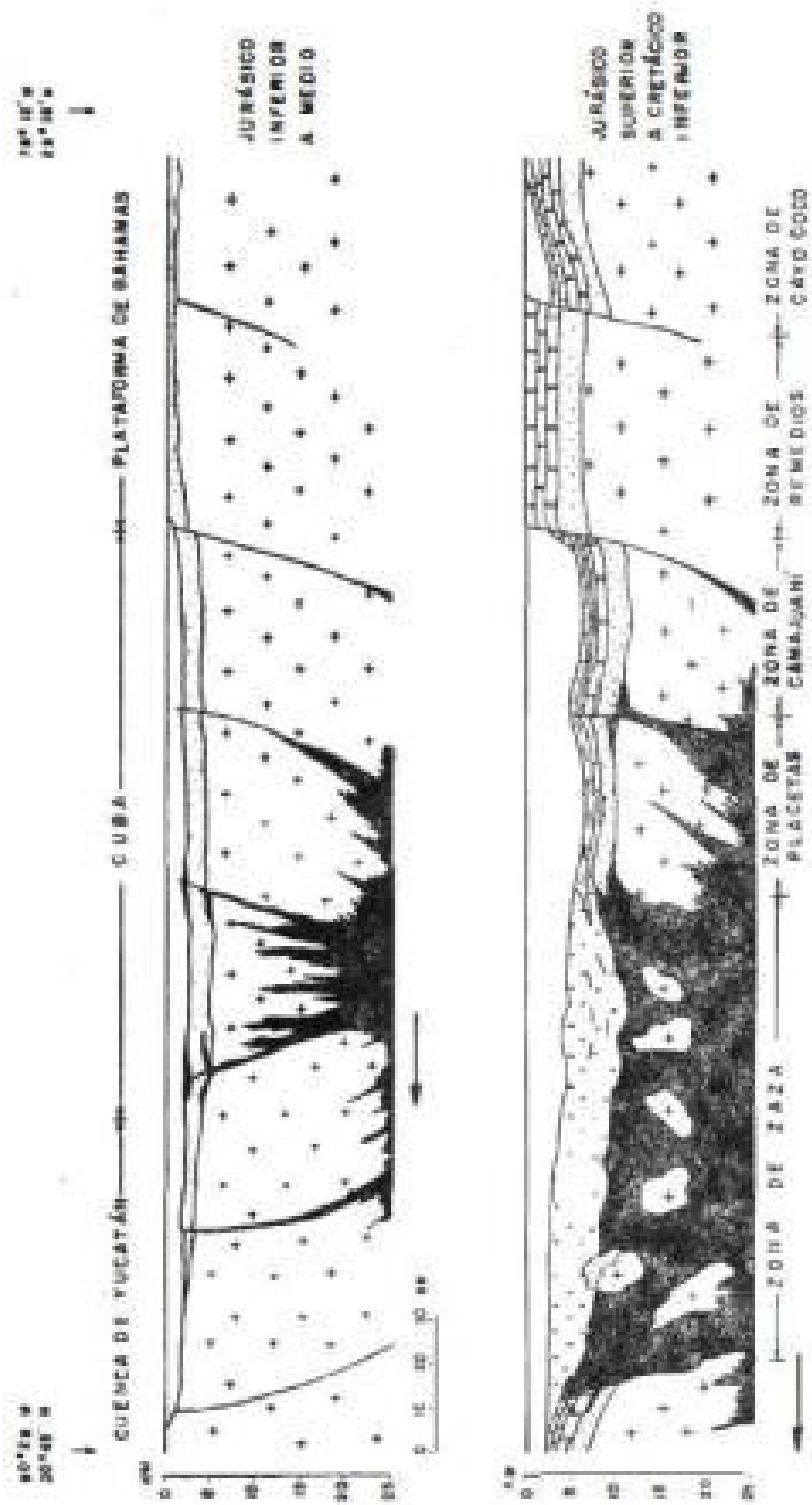
Es probable que las ofiolitas (o una parte de ellas) ya estuvieran formadas en el Tithoniano, pues las vulcanitas del Tithoniano? (ITURRALDE-VINENT, 1975) al Campaniano⁴ se depositaron probablemente en discordancia sobre el basamento ofiolítico (MILLÁN y SOMIN, 1976; SOMIN y MILLÁN, 1976; ITURRALDE-VINENT, en prensa).

Si las consideraciones previas son correctas, entonces el complejo ofiolítico de Cuba es de edad Jurásico pretithoniano, y probablemente post-Triásico Tardío, y representa en sí al estadio de formación de corteza oceánica. El hecho de que la edad obtenida para el complejo ofiolítico corresponda perfectamente con la edad que se obtuvo para el inicio de la formación de la depresión oceánica, anteriormente, confirma la hipótesis de que ambos procesos estaban vinculados.

La Fosa de Bartlett, ubicada al SE de Cuba, se considera que coincide con una zona de formación de corteza oceánica (BOWIN, 1968; PARDO, 1975), la cual, según las evidencias aportadas por BREZSNYÁNSZKY e ITURRALDE-VINENT (1977, 1978), se formó a partir del Oligoceno. A su formación en esta edad pueden estar asociados los basaltos columnares del Eoceno Superior Tardío de la Sierra Maestra (LEWIS y STRACZEK, 1955). En tal caso, se puede plantear que el eje de formación de corteza oceánica se desplazó hacia el SE en el tiempo, y sufrió una profunda reorientación. Es bien conocido que tanto la Cresta de Cayman como el Elevado de Nicaragua tienen corteza de tipo continental o intermedia (BOWIN, 1968, 1976;

³ Las características composicionales del Escambray e Isla de la Juventud se asemejan mucho a lo que Belousov (1969) considera que debe ser una masa continental en proceso de basificación.

⁴ Tz. Tzankov (comunicación personal, 1979) encontró ammonites del Campaniano en las vulcanitas de Camagüey.



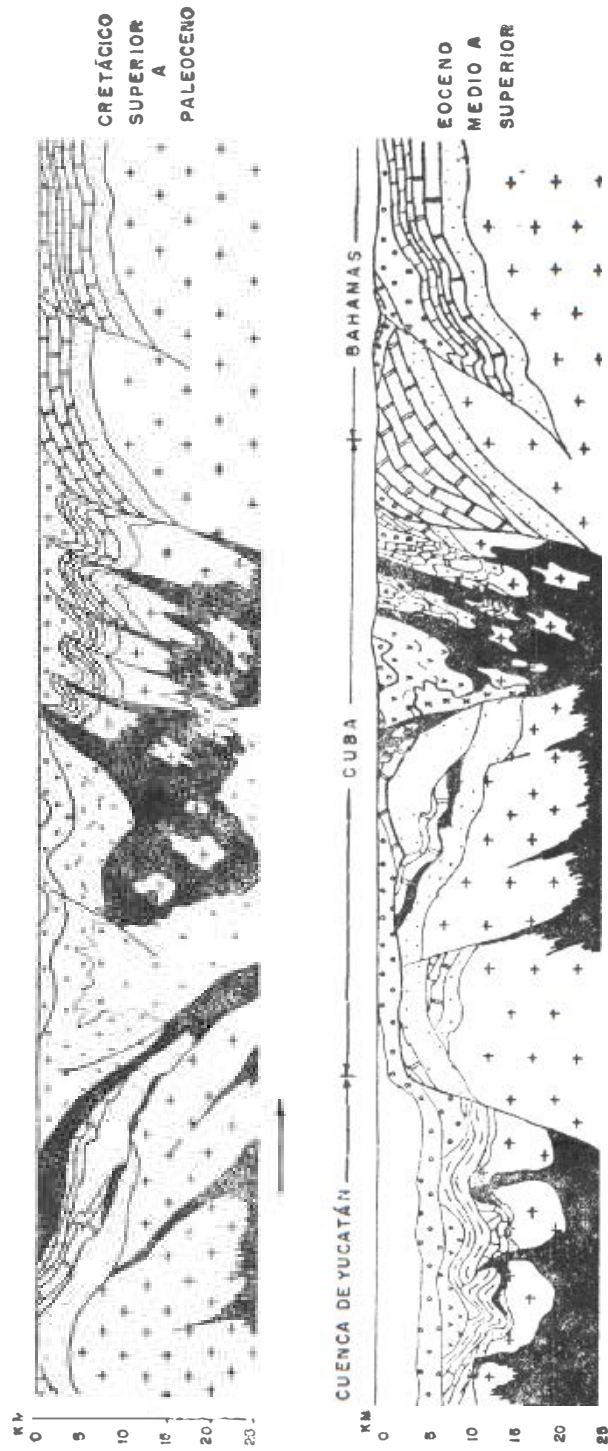


FIG. 5. Perfil geológico evolutivo a través de Cuba Central, según el modelo tectónico elaborado en este trabajo. Leyenda: 1. Corteza continental paleozoica y más antigua; 2. Corteza oceánica del Triásico tardío al Jurásico pre-Ti-toniano; 3. Complejo terrígeno mesozoico; 4. Complejo platafórmico carbonatado y evaporítico; 5. Sedimentos carbonatados pelágicos; 6. Silicías pelágicas; 7. Sedimentos terrígenos y ferrígeno-carbonatados de la cobertura post y sinorogénica; 8. Vulcanitas; 9. Granitoides. Las flechas indican el sentido de los movimientos de las masas continentales meridionales.

ITURRALDE-VINENT, 1975), y en conjunto con la Fosa de Bartlett representan un homólogo de la situación de Cuba en el Mesozoico (PARDO, 1975).

El estadio de evolución como un eugeosinclinal de Cuba ha sido bastante bien descrito por KHUDOLEY y MEYERHOFF (1971) y por ITURRALDE-VINENT (1975). Éste se extiende entre el Jurásico-Tithoniano(?) y el Eoceno Medio, dividido en dos períodos con desarrollo areal propio (COUTÍN y NAGY, 1976) (Figs. 2 y 3).

El arco volcánico eugeosinclinal de edad Tithoniano(?) a Campaniano se extendió a gran parte del área de la depresión oceánica (Figs. 2 y 5), y se compone de rocas basálticas, andesíticas, y dacíticas. Incluye lavas, tobas, tufitas, grauvacas, calizas, silicitas y, en menor grado, rocas terrígenas, depositadas en condiciones de mar profundo y localmente poco profundo, hasta probablemente subaéreo. Algunas descripciones de esta secuencia (Zona de Zaza) se pueden encontrar en los trabajos de FURRAZOLA *et al.* (1964, 1976), KHUDOLEY (1967), MEYERHOFF y HATTEN (1968), y PARDO (1975).

Aparentemente, la depresión eugeosinclinal mesozoica fue simétrica, en el sentido de que estuvo marginada, por el N y por el S, por sendas cuencas longitudinales. La cuenca septentrional de edad Tithoniano-Maestrichtiano está representada por las rocas silíceas y carbonatadas de mar profundo, de las zonas estructuro-faciales de Placetas y Camajuaní (véase DUCLOZ y VUAGNAT, 1962; MEYERHOFF y HATTEN, 1968; KNIPPER y CABRERA, 1974; y las Figs. 2, 4, y 5). Secuencias análogas se encuentran en la Cordillera de Guaniguanico (PSZCZÓLKOWSKI, 1977, 1978), pero dada su posición alóctona no aportan elementos sobre la geometría primaria de la depresión. La cuenca homóloga meridional pudiera estar representada por las metamorfitas carbonatadas y silíceas del Tithoniano al Cretácico del Escambray (MILLÁN y MYCZYŃSKI, 1978) y sus presuntos equivalentes en Isla de la Juventud y Purial.

Es probable que dicha depresión eugeosinclinal simétrica estuviese limitada por fallas profundas, una buzando de N a S en el N (ITURRALDE-VINENT, 1975), y otra buzando de S a N en el S (KHUDOLEY y MEYERHOFF, 1971). Tales fallas pudieron comportarse eventualmente como zonas de Benioff (Fig. 5).

El cinturón de vulcanitas terciarias (Paleoceno a Eoceno Medio) se desarrolló esencialmente al S y al E del anterior (Figs. 3 y 5), y se compone de vulcanitas andesíticas hasta riolíticas. Está representado por lavas, tobas, tufitas, grauvacas, calizas, rocas carbonatado-terriígenas, y algunas silicitas. Algunas descripciones de esta secuencia se encuentran en los trabajos de LEWIS y STRACZEK (1955), FURRAZOLA *et al.* (1964), BREZSNYÁNSZKY e ITURRALDE-VINENT (1977, 1978), ITURRALDE-VINENT (1976), COUTÍN y NAGY (1976), y PSZCZÓLKOWSKI (1978).

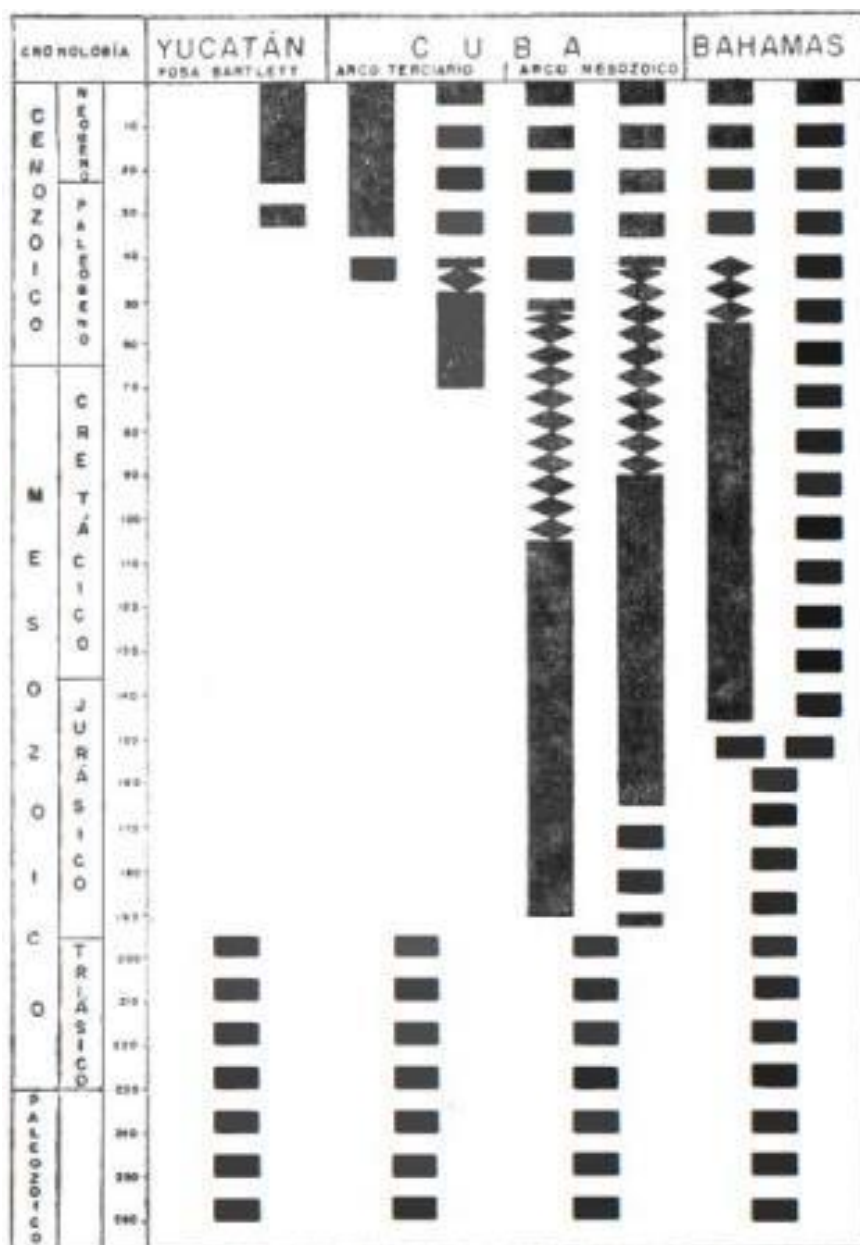


FIG. 6. Esquema zonal de la evolución y migración lateral del campo de esfuerzos corticales que operó en Cuba y sus alrededores. Las cifras indican la edad en millones de años. La barra corresponde con esfuerzos distensionales intensos; los rectángulos negros indican esfuerzos distensionales moderados; y los rombos representan los esfuerzos compresivos. De las zonas en blanco no existen datos fidedignos. La bifurcación de los símbolos dentro de las grandes estructuras indica la coexistencia de esfuerzos de diversa categoría dentro de sus límites.

Es problemático el hecho de que este cinturón volcánico no tiene la misma configuración que el de edad mesozoica. Si por el S tuvo una fosa marginal, ésta yace actualmente en el fondo del mar, sin ninguna representación batimétrica o geofísica (BOWIN, 1976). Si tuvo una fosa septentrional, lo más probable es que se encuentre representada entre los sedimentos del Paleógeno, entre los límites de la Isla de Cuba. Entre Camagüey y Villa Clara, sobre el área de la Zona de Remedios, se encuentran sedimentos algo profundos del Eoceno Inferior al Medio, pero de ninguna manera comparables a los de las fosas marginales. En conclusión, no hay verdaderas evidencias de que el cinturón de vulcanitas terciarias haya estado asociado a una fosa oceánica marginal, lo que entraña un problema teórico que sería interesante estudiar y resolver.

La migración del eje volcánico hacia el S y hacia el E, entre el Cretácico y el Paleógeno, parece estar relacionada con la manera en que se desarrollan los procesos de apertura de la corteza en el Caribe. ITURRALDEVINENT (1975) analizó el carácter general de esta migración y la describió como una "traslación rotacional continua", a favor de las manecillas del reloj, alrededor del Caribe.

De la discusión precedente ha quedado claro que la etapa de desarrollo oceánico estuvo circunscrita en Cuba al área de la depresión intracontinental mesozoica y cenozoica temprana, y a la Fosa de Bartlett durante el Cenozoico Tardío.

4.3 Etapa de continentalización

Esta es la fase transicional entre el desarrollo propiamente eugeosinclinal de la depresión oceánica y el proceso consecuente de desarrollo moderno. Durante la manifestación de esta etapa, el conjunto de la corteza oceánica y su cobertura eugeosinclinal tiende a consolidarse y adquiere carácter continental, formándose un nuevo basamento bastante estable. La continentalización de la corteza ocurrió a cuenta de tres procesos fundamentales: (1) la deformación intensa del prisma eugeosinclinal y su basamento oceánico, en un campo físico compresional tangencial, asociado al dinamometamorfismo de los sectores más móviles y del margen continental meridional de la depresión oceánica; (2) la intrusión de magmas de composición media y ácida, y el termometamorfismo y metasomatismo de las rocas encajantes; y (3) la sedimentación de secuencias sinorogénicas terrígeno-carbonatadas, en facies muy variadas, y que fueron deformadas junto con las secuencias de la etapa propiamente oceánica. La ocurrencia de estos procesos se vincula en el tiempo al presunto retroceso hacia el N, de las masas continentales, (anteriormente desplazadas hacia el S) entre el Cretácico Cenomaniano y el Eoceno Superior Temprano. La simultaneidad en el tiempo, de estos eventos, permite suponer una relación genética entre el desplazamiento de las masas continentales y el proceso de continentalización (Figs. 5 y 6).

LAS CAUSAS DEL PROCESO. Como ya se indicó, el autor opina que el desarrollo de los procesos de continentalización de la depresión oceánica está vinculado al retroceso hacia el *N* y el *E* de las masas continentales meridionales. Los hechos geológicos que sirven de sustentación a la ocurrencia de tales movimientos se analizan a continuación.

En los conglomerados del Cenomaniano-Turoniano, de la Zona de Zaza en La Habana, se encuentran clastos de vulcanitas precenomanianas, serpentinitas y mármoles, los que con toda probabilidad proceden del *S* (ALBEAR e ITURRALDE-VINENT, en prensa; ITURRALDE-VINENT, en prensa). Ellos sugieren que ha comenzado incipientemente el avance hacia el *N* de las masas continentales meridionales. Supongamos que dichas masas se encontraban al *S* de la depresión oceánica, y que el contacto entre ambas ocurría a lo largo de una fractura profunda que buzaba hacia el *N*. En este contexto geométrico, al avanzar hacia el *N* el bloque continental meridional, se inserta por debajo de la depresión oceánica y provoca el afloramiento a la superficie de la secuencia ofiolítica y de la cobertura o zócalo cristalino de los bloques, cuyos fragmentos se incorporan como clastos a la cuenca septentrional. Esta fuente de aportes se mantuvo activa hasta el Eoceno (ITURRALDE-VINENT, en prensa; BREZSNYÁNSZKY e ITURRALDE-VINENT, en prensa), sugiriendo la continuidad del proceso descrito. En las secuencias del Cenomaniano al Eoceno de La Habana se intercalan numerosas turbiditas procedentes del *S*, las cuales son la manifestación de la ocurrencia de numerosos sismos en la fuente de aportes. Esta actividad sísmica de cierta manera confirma la existencia de una zona de Benioff al *S*: la fractura profunda.

En la porción *NW* de la Isla de la Juventud se encuentran anfibolitas, granitoides, y vulcanitas, que yacen en contacto tectónico sobre las secuencias del bloque continental con metamorfismo invertido (SOMIN, 1977). Esta es justamente la relación mutua que debería esperarse si hubiese ocurrido el infracorrimiento de las masas continentales por debajo de las secuencias eugeosinclinales (SOMIN, 1977; Figs. 1 y 5).

Según ha demostrado Somin (en SOMIN y MILLÁN, 1976), en el macizo del Escambray también existe un conjunto de hechos geológicos que permiten afirmar que allí las rocas del eugeosinclinal (Zona Zaza) y las ofiolitas yacen en posición tectónica sobre las secuencias metamorfizadas de tipo continental. Estos hechos pueden interpretarse como demostrativos de que el macizo cristalino se infracorrió por debajo del conjunto oceánico (Somin en SOMIN y MILLÁN, 1976; SOMIN, 1977), como resultado del avance hacia el *N* y el *E* de las masas continentales meridionales, dando por resultado la obducción de la corteza oceánica (Fig. 5). Relaciones análogas se encuentran en el macizo del Purial de Cuba Oriental, donde las ofiolitas cubren a las metavulcanitas por el *N*, y a las metamorfitas carbonatado-terrágenas por el *W* y *NW* (Somin en SOMIN y MILLÁN, 1976), lo que fue también detectado por el autor. En consecuencia, se puede

plantear la misma interpretación tectónica para este territorio (SOMIN, 1977) (Fig. 1).

Todos estos hechos geológicos sirven de confirmación a la hipótesis de que las masas continentales meridionales se insertaron desde el S por debajo de la depresión oceánica, probablemente a partir del Cenomaniano.

A todo lo largo del margen meridional de la Plataforma de Bahamas, las secuencias de la depresión oceánica (ofiolitas y zonas de Zaza, Placetas y Camajuani) yacen en contacto tectónico mediante un sobrecorrimiento hacia el N, por encima de las secuencias de tipo continental platafórmica (MEYERHOFF y HATTEN, 1968; ITURRALDE-VINENT, 1975; PARDO, 1975; etc.). Sin embargo, en esta región las rocas de la cobertura platafórmica no están metamorfizadas, sugiriendo que este territorio jugó un papel menos activo durante el proceso de compresión de la depresión oceánica.

Tomando en consideración estas observaciones, se puede plantear que en tanto las masas continentales meridionales avanzaban activamente hacia el N, el territorio continental septentrional de Bahamas se mantenía relativamente fijo, y se comportaba como una muralla contra la cual se descargaban los esfuerzos compresivos. Esta situación revela una modalidad del proceso (y mecanismo) de sellaje de la depresión oceánica; esto es, la inserción de las masas continentales por debajo del conjunto oceánico, comprimiéndolo como unas tenazas. Esta es la causa primaria de las deformaciones sufridas por las rocas que rellenaron la depresión, y el probable motor de los procesos de continentalización.

El caso de la Cordillera de Guaniguanico es anómalo con relación a la situación anteriormente descrita. Como ya se ha indicado, en esta región las secuencias propias del conjunto continental yacen en posición alóctona dentro del área de la depresión oceánica. En esta cordillera las secuencias terrígenas y carbonatadas del Mesozoico, según PIOTROWSKA (1977, 1978), yacen sobre las ofiolitas y las vulcanitas de la Zona de Zaza. En este caso no están preservadas las relaciones primarias entre ambos tipos de secuencias, y por lo tanto, no constituye una alteración fundamental de la situación geodinámica descrita en los párrafos precedentes.

LAS DEFORMACIONES RESULTANTES. Si el mecanismo dinámico de deformación de las secuencias de la depresión oceánica y sus contornos es correcto, entonces el estudio de las dislocaciones de estas rocas debe servir de confirmación al esquema planteado. En consecuencia, resulta conveniente proceder a estudiar las estructuras formadas entre el Albiano y el Eoceno Superior en el territorio de Cuba, desde occidente hacia oriente.

La estructura de la Cordillera de Guaniguanico presenta una gran complejidad, pues está caracterizada por un conjunto de mantos tectónicos imbricados con un estilo alpino (PIOTROWSKA, 1977, 1978). A. Pszczolkowski (comunicación personal, 1978) piensa que las deformaciones ini-

ciales de estas secuencias fueron anteriores al Eoceno Medio, pues en rocas terrígenas del Eoceno Inferior (Formación Capdevila) encontró clastos de las rocas de la Sierra del Rosario. En tal caso, las deformaciones ocurridas entre el Eoceno Medio y Superior provocaron la removilización del manto tectónico inicial y en definitiva la estructura que hoy se observa en Guaniguanico. Las raíces del manto inicial, en general, se acepta que estaban situadas al S, o al SW (PIOTROWSKA, 1977, 1978, y muchos otros trabajos anteriores); pero recientemente BREZSNYÁNSZKY e ITURRALDE-VINENT (en prensa) han encontrado evidencias para proponer que ellas estaban ubicadas al N. La solución de este problema es esencial para comprender correctamente la estructura de Guaniguanico, así como el papel que juega en el contexto geodinámico que aquí se ha esbozado. Si los mantos provienen del S, entonces la Falla Pinar tiene que haber sido necesariamente transcurrente diestra (PIOTROWSKA, 1978). Si por el contrario los mantos provienen del N, entonces la Falla Pinar sería transcurrente siniestra, tal como se propone en este trabajo (Fig. 1). Los principales argumentos de K. Brezsnýánszky y del autor para sostener este punto de vista son: (1) la situación paleogeográfica del Paleógeno de La Habana pierde toda su armonía si el bloque situado al N de la Falla Pinar hubiera estado situado al SW en algún momento del Paleoceno o Eoceno; (2) la misma estructura imbricada de los mantos tectónicos de Zaza y de las rocas sedimentarias del tipo de la Sierra del Rosario se prolonga al E de la Falla Pinar; (3) las secuencias de la Sierra del Rosario tienen sus análogos en las facies de las zonas de Placetas y Camajuaní, desarrolladas al N de Cuba (PSZCZÓLKOWSKI, 1977); y (4) las rocas de la Zona de Camajuaní cortadas por los pozos profundos perforados en la Bahía del Mariel, situada al NW de la Falla Pinar, son idénticas a las que cortan los pozos a lo largo de la costa N de La Habana, al E de la Falla Pinar.

Entre las bahías de Mariel y Cárdenas, los pozos perforados a lo largo de la costa N y los trabajos de geología de superficie realizados en parte por el autor, han revelado la superposición de las ofiolitas y las secuencias de Zaza y Placetas, sobre las rocas prepaleogénicas de la Zona de Camajuaní. Este gran melange alóctono se emplazó hacia el N entre el Maestrichtiano Tardío y el Paleoceno, pero sufrió deformaciones posteriores al final del Eoceno Medio (ALBEAR e ITURRALDE-VINENT, en prensa). La estructura interna del melange alóctono es muy compleja. Por ejemplo, las secuencias tithoniano-maestrichtianas de tipo Placetas forman escamas rodeadas de serpentinitas foliadas y vulcanitas de Zaza muy deformadas, y este conjunto se encuentra imbricado entre un conjunto de escamas de ofiolitas y vulcanitas, y rocas sedimentarias del Campaniano al Paleoceno, que forman una estructura de pliegues tumbados y cortados por el plano axial. Esta situación estructural es totalmente comparable a la de Cuba Central y, en consecuencia, se debe haber formado en un mismo contexto dinámico.