

PALEOGEOGRAFÍA DEL PALEÓGENO DE CUBA ORIENTAL

KAROLY BREZSNYANSZKY¹ & MANUEL A. ITURRALDE-VINENT²

RESUMEN

Brezsnyánszky, K. & M. A. Iturralde-Vinent (1978). Paleogeografía del Paleógeno de Cuba oriental. *In: H.J. Mac Gillavry & D.J. Beets (eds.): The 8th Caribbean Geological Conference (Willemstad, 1977). Geol. Mijnbouw, 57, p. 123-133.*

Se estudia el cambio del régimen tectono-sedimentario entre la etapa de desarrollo en arco de islas volcánico y la etapa de tipo platafórmica en Cuba oriental.

Durante el Paleoceno y Eoceno Inferior predominó la sedimentogénesis volcánogeno-sedimentaria con centros volcánicos en la actual Sierra Maestra. Después se estableció el régimen de sedimentogénesis carbonatada, coincidiendo con una transgresión general en el Eoceno Medio. Con el Eoceno Superior coincide un cambio radical del régimen. Las sedimentogénesis terrígena y carbonatado-terrígena juegan el rol fundamental y comienza un proceso general de regresión que se extiende hasta el Oligoceno Medio. En este momento subsisten dos grandes islas separadas por un canal mediterráneo situado entre el Golfo de Guacanayabo y la Bahía de Nipe. Durante el Oligoceno Superior comienza una nueva transgresión que alcanza su mayor desarrollo en el Mioceno Inferior. El cambio del régimen de arco volcánico a platafórmico está marcado por una gran inversión del relieve, tanto sumergido como subaéreo. La falla Nipe-Guacanayabo no necesariamente tiene que interpretarse como transcurrente sinistral; si realmente lo es, no tuvo un gran desplazamiento durante el Paleógeno.

El territorio de Cuba oriental es divisible en una parte septentrional más estable y otra meridional inestable durante el Paleógeno. Con estas características está relacionada una continentalización progresiva entre el Cretácico y Paleógeno, desde el norte hasta el sur.

ABSTRACT

Brezsnyánszky, K. & M. A. Iturralde-Vinent (1978). Paleogeography of the Palaeogene in eastern Cuba. *In: H.J. Mac Gillavry & D.J. Beets (eds.): The 8th Caribbean Geological Conference (Willemstad, 1977). Geol. Mijnbouw, 57, p. 000-000.*

The changes in the tectono-sedimentary regimen between the volcanic arc stage and the platform-like stage in eastern Cuba are studied.

During the Palaeocene and Lower Eocene volcano-sedimentary deposits predominated in the territory, derived from volcanic centres in the present Sierra Maestra. Transgressive carbonate sedimentation in the Middle Eocene succeeded the extinction of the volcanic activity. In the Upper Eocene a new tectono-sedimentary regimen started. Terrigenous and carbonate-terrigenous deposits played the fundamental role, and a regression started, which continued into the Middle Oligocene. At that time two islands, separated by a mediterranean channel, developed between the Golfo de Guacanayabo and the Bahía de Nipe. During the Upper Oligocene a new marine transgression started, which reached its maximum development in the Lower Miocene.

The change from a volcanic arc regimen to the platform-like stage was marked by a great relief inversion. The Nipe-Guacanayabo fault need not have been a sinistral transcurrent fault; if it is, then it did not have a great displacement in the Palaeogene.

The territory of eastern Cuba during the Palaeogene can be divided into a northern more stable part, and a southern unstable part. The characteristics are related to a progressive continentalization from Cretaceous to Palaeogene, and from north to south.

¹ Instituto Estatal de Geología, Nepstadion ut 14, 1142 BUDAPEST, Hungary.

² Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias, Calzada 851, LA HABANA 4, Cuba.

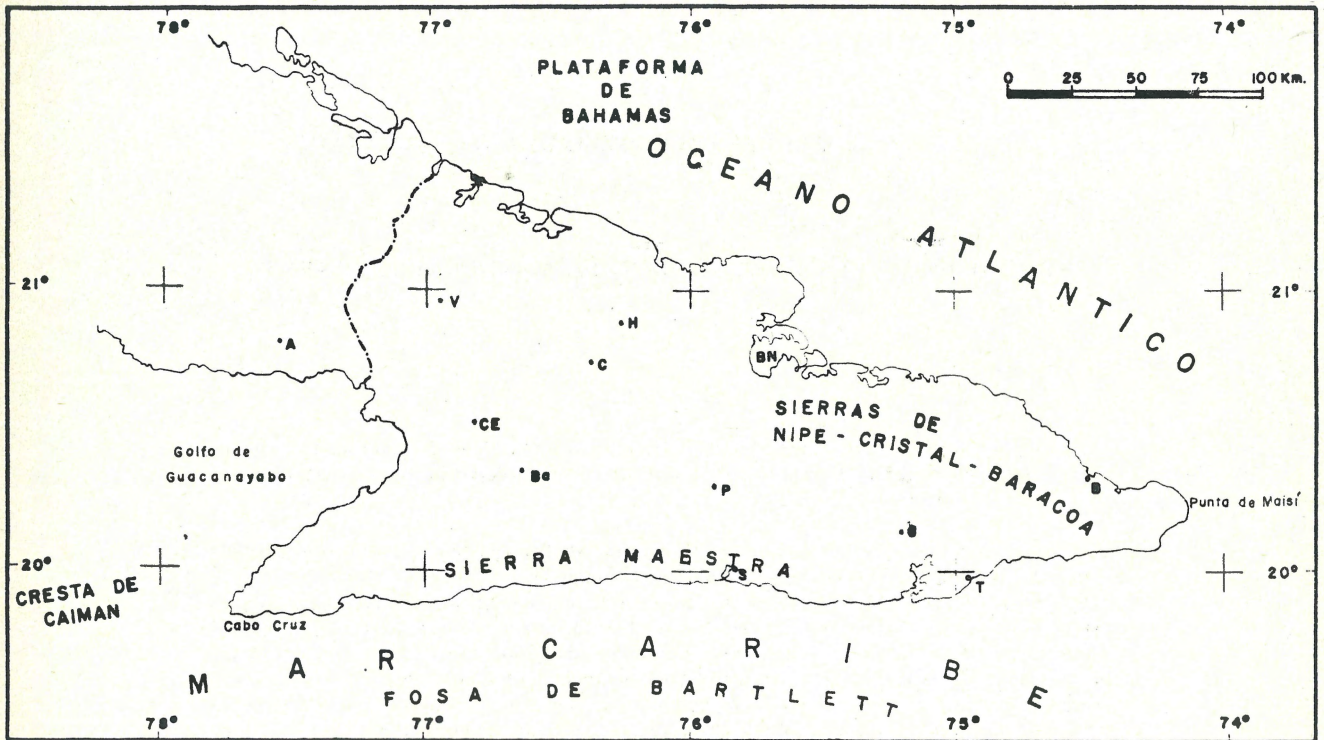


Fig. 1
Mapa de localidades.
(Locality map).

A = Amancio Rodríguez; CE = Cauto Ambarcadero; Ba = Bayamo; C = Cacocúm; H = Holguín; P = Palmarito; T = Tortuguilla; G = Guantánamo; S = Santiago de Cuba; B = Baracoa; BN = Bahía de Nipe.

INTRODUCCION

La región seleccionada para efectuar esta investigación coincide con el extremo oriental de la isla de Cuba, la que actualmente forma parte de las provincias de Victoria de las Tunas (parte), Holguín, Granma, Santiago de Cuba y Guantánamo. La situación geográfica de este territorio es de particular importancia, pues a él se asocian estructuras de diverso orden de la región Caribe, tales como la plataforma de Bahamas, el eugeosinclinal Cretácico, el arco volcánico del Paleógeno Temprano prolongación de la Cresta de Caimán y la fosa de Bartlett (Fig. 1).

Al plantearse esta investigación, los autores seleccionaron dos objetivos fundamentales a resolver; el estudio del cambio del régimen geólogo-tectónico entre la etapa de desarrollo en arco de islas, y la etapa de desarrollo de tipo platafórmico, y la determinación de la situación paleogeográfica del territorio, la cual tiene gran importancia en relación con los estudios geotectónicos en el área del Caribe.

El estudio de los cambios del régimen geólogo-tectónico de desarrollo fue realizado de una manera general por uno de los autores para el territorio de Cuba (ITURRALDE-VINENT, 1978), pero tenía gran importancia teórica y práctica, profundizar en este aspecto, sobre todo en el extremo oriental de Cuba, donde los procesos geológicos jóvenes

están mejor manifestados. La resolución de estos problemas, por medio de análisis complejo paleogeográfico, además daba la oportunidad de obtener una información de inestimable valor en relación con los estudios geotectónicos regionales del Caribe. Muy a menudo, las reconstrucciones paleogeográficas de la región realizadas en años recientes sobre la base de los conceptos de la Nueva Tectónica Global, han adolecido del defecto de ser extremadamente generalizadoras, y de no tomar en cuenta ni resolver los problemas geológicos y paleogeográficos cruciales de algunas partes del territorio considerado. Los autores opinan que Cuba oriental es un territorio de crucial importancia en cuanto a la geología del Caribe, y que cualquier reconstrucción paleogeográfica de la región, debe resolver los problemas y explicar los procesos geológicos que caracterizan a esta área. Dadas las características de esta investigación, los autores se limitaron a resolver o plantear los problemas paleogeográficos y geólogo-tectónicos del área estudiada, sin extender el análisis al resto del Caribe.

Los datos primarios y información geológica utilizados para esta investigación, provienen fundamentalmente de los materiales recopilados durante los trabajos de levantamiento geológico a escala 1:250,000 de Cuba oriental, realizados entre los años de 1972 a 1976 por la Brigada Cubano-Húngara. En especial se hizo gran uso del texto explicativo

del mapa geológico de la provincia de Oriente (NAGY ET AL., 1976), aunque esta información fue enriquecida con los datos de literatura, de fondo geológico en lo relativo a los pozos profundos (Catálogo Nacional de los Pozos), y con las notas de campo de las observaciones personales de los autores.

El esquema estratigráfico y nomenclatura formacional utilizados, se ajusta en todas sus partes a la elaborada por los autores del texto explicativo del mapa geológico (NAGY ET AL., 1976), con la excepción de las rocas datadas por nosotros como Oligoceno Superior. Estas en el texto explicativo están englobadas dentro del termino general de Aquitaniano. Nosotros hemos seleccionado la parte correspondiente a la zona *Globigerina ciperensis* para elaborar nuestro mapa paleogeográfico del Oligoceno Superior.

Para elaborar los mapas paleogeográficos los autores hicieron estudios microfaciales en secciones delgadas y muestras, trituradas, y analizaron las litofacies de las unidades litoestratigráficas consideradas. Estos datos se vertieron en mapas a escala 1:500,000, los cuales posteriormente se generalizaron a escala de la publicación. También se elaboraron mapas interpretativos de isopacas, de estabilidad cortical y se estudió la relación entre los espesores y el tiempo de sedimentación.

La selección de los intervalos de tiempo-roca a considerar en los mapas paleogeográficos, estuvo determinada por varios factores. En primer lugar se determinó por la precisión de las identificaciones de edad de las secuencias, y por la división estratigráfica establecida para el mapeo geológico. En segundo lugar se consideró la necesidad de mostrar los momentos más singulares del desarrollo paleogeográfico, y las etapas de cambios fundamentales en la situación regional.

PALEOGEOGRAFÍA

Eta Paleoceno-Eoceno Medio

En el mapa paleogeográfico de esta etapa, se muestra la distribución de los ambientes sedimentarios representados por las formaciones Cobre³, Miranda, Castillo de los Indios, Vigía y Barrancas (NAGY ET AL., 1976), en las cuales se desarrolló principalmente la sedimentogénesis vulcanógeno-sedimentaria. No se han tomado en cuenta las formaciones puramente sedimentarias del Paleoceno Inferior.

En estas secuencias se han determinado foraminíferos tanto planctónicos como bentónicos (NAGY ET AL., 1976) que permiten precisar su distribución estratigráfica al intervalo Paleoceno Superior - Eoceno Medio temprano. Sólo en el caso de la Formación Cobre no se pudo ser consistente con esto, pues regionalmente es muy difícil excluir los depósitos del Cretácico Superior que contiene.

Como se observa en el mapa paleogeográfico (Fig. 2.), durante esta etapa se encuentran áreas de sedimentación continental y marina. Las áreas de sedimentación continental están dispersas en la mitad septentrional del territorio. No tenemos datos concretos sobre la composición de estos depósitos, pero es de suponer que en cierta medida ellos tuvieran un determinado componente piroclástico. La energía del relieve, se puede inferir del estudio del grosor de los sedimentos clásticos terrígenos depositados en las cuencas contiguas. Así se puede determinar que la mayor parte del relieve era montañoso.

En las áreas ocupadas por el mar, la sedimentogénesis fundamental es la vulcanógeno-sedimentaria provocada por la actividad de volcanes submarinos en su mayor parte y el aporte de materiales terrígenos desde las áreas emergidas o las zonas prominentes del relieve submarino.

Los centros volcánicos se encontraban concentrados en la porción meridional del territorio, con la sola excepción de un pequeño cuello localizado en la región al oeste de Holguín. Esta situación dió lugar a una zonalidad de la potencia del componente piroclástico que constituye capas de varios miles de metros en el sur, que transicionan hasta capas de algunas decenas de metros en el norte.

Estos depósitos presentan tendencia a la disminución de su granulometría hacia el norte. Cuerpos de lava sólo se han localizado en la Formación Cobre de la Sierra Maestra, así como capas de aglomerados gruesos asociados a los centros volcánicos. Los continuos cambios de caracter y distribución de los centros volcánicos están muy reflejados en las modificaciones en sentido horizontal y vertical de la composición y grosor de los materiales piroclásticos. Interdigitados con estos depósitos se encuentran variados espesores, de materiales vulcanógenos redepositados, de la misma composición que los anteriormente descritos, indicando el autocanibalismo de la región como resultado de los grandes movimientos diferenciales que sufría.

Hacia el norte, se observa una cierta acidificación de la composición de las piroclastitas, lo cual debe estar condicionado por el propio mecanismo de transporte de estos materiales. En la región nororiental, las rocas carbonatadas y terrígenas clásticas aumentan su proporción dentro de las secuencias piroclásticas, y los materiales vulcanógenos redepositados por autocanibalismo.

En la parte norte el material terrígeno predomina sobre las rocas vulcanógenas constituyendo un 80-90% del volumen total de la secuencia. Son rocas clásticas de granulometría variada, resultantes de la erosión de las tierras emergidas contiguas. Es interesante destacar que, durante la segunda mitad del periodo de tiempo analizado, las rocas piroclásticas abarcaron un área mayor hacia el norte, en comparación con la primera mitad.

En lo que respecta a los ambientes de sedimentación marina, se han podido separar las facies nerítica y pelágica-batial. Las rocas de facies nerítica se asocian espacialmente a las tierras emergidas y se caracterizan por presentar

³ Formación El Cobre según M.I.V.

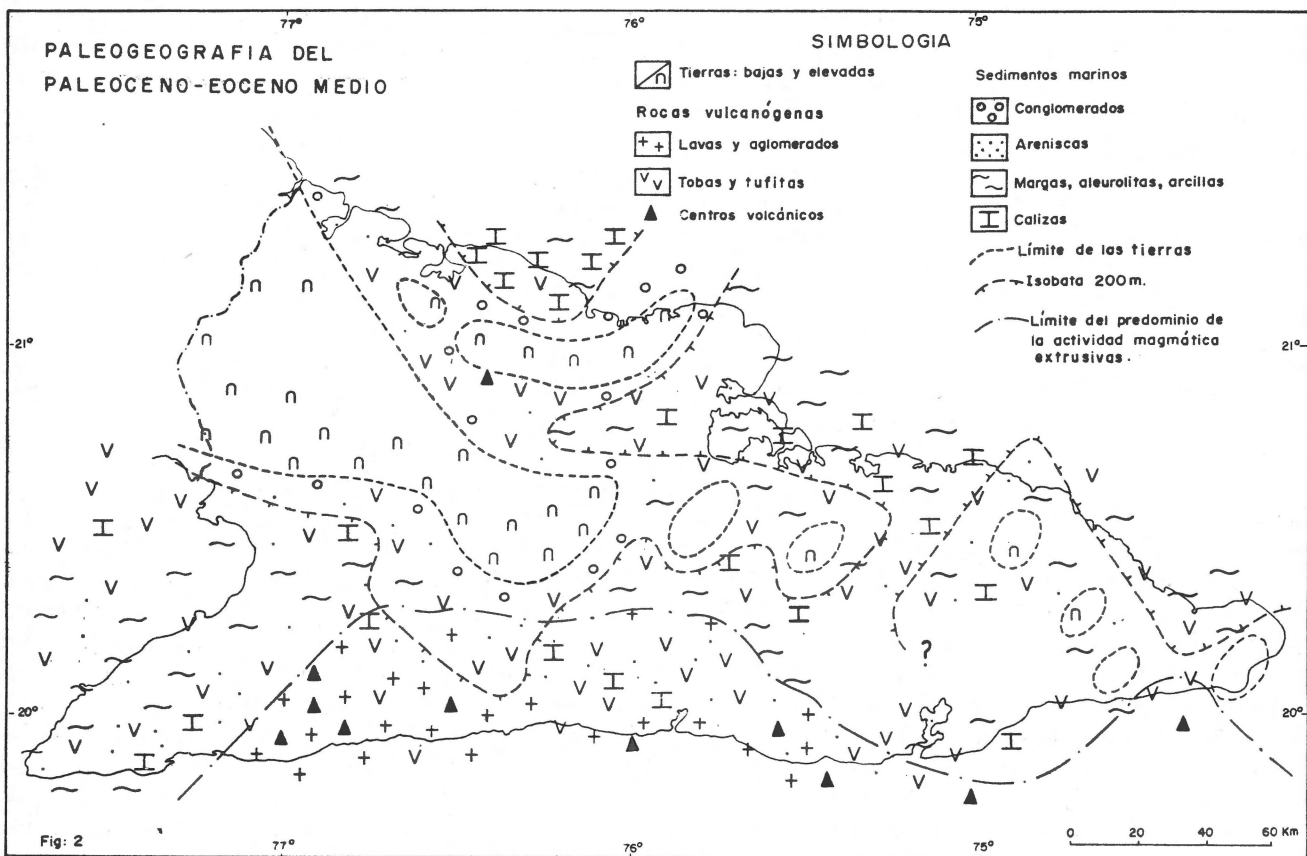


Fig. 2
 Paleogeografía del Paleoceno - Eoceno Medio.
 (Palaeogeography of the Palaeocene - Middle Eocene).

tanatocenosis ricas en foraminíferos bentónicos grandes. Aparte de las áreas mostradas en el mapa paleogeográfico, hubo otras zonas de sedimentación nerítica de pequeña extensión y corta duración, incluso tierras emergidas, en las porciones señaladas como de facies profunda. Esto se puede detectar de las intercalaciones de calizas neríticas dentro de las secuencias de mar profundo y del hecho de la existencia de autocanibalismo. Estas no se muestran en el mapa.

Las secuencias de facies pelágica-batial ocupan una gran extensión principalmente en la mitad meridional del territorio. Desde el punto de vista faunístico son rocas ricas en foraminíferos planctónicos, radiolarios y nannoplancton, los que en algunos casos dan lugar a capas análogas a los 'lodos de globigerinas'. A pesar de esto, es conveniente destacar que en las tobas raramente se encuentran fósiles, lo que parece estar relacionado con la formación de barreras ecológicas durante las etapas de vulcanismo activo. Durante la sedimentación de estas rocas, el fondo marino presentaba un relieve pronunciado y cambiante. En la región meridional probablemente existió una morfología submarina de promontorios y depresiones profundas lo que condicionó las variaciones granulométricas y composicionales que se observan en la Formación Cobre. En el área situada al sur

de las actuales sierras del Cristal y Nipe la sedimentación ocurría en un fondo con el relieve más homogéneo, y se caracterizaba por la profusión de turbiditas provenientes tanto de los centros volcánicos del sur como de las áreas emergidas del norte. ITURRALDE-VINENT (1976-1977) ha descrito algunos de los mecanismos de sedimentogénesis de estas secuencias. En la región septentrional la sedimentación transcurría unida a un proceso de subsidencia no compensada que incrementó la profundidad de la cuenca.

El análisis de los movimientos tectónicos sinsedimentarios revela inestabilidad cortical que caracterizó a la etapa estudiada. Ya se ha señalado cómo ocurrieron movimientos locales diferenciales que modificaron constantemente el paleorelieve. La presencia de turbiditas también indica la gran actividad sísmica que tenía lugar. Estas oscilaciones ocurrían dentro del marco de otros movimientos más generales que provocaron la acumulación de potentes espesores de sedimentos en la actual Sierra Maestra y las cuencas de Cacocúm y Nipe. Entre estas dos zonas de intensa subsidencia existía una región estable o con tendencia al levantamiento, la que se manifiesta muy bien en el mapa paleogeográfico. Es importante destacar la gran diferencia existente entre los regímenes tectónicos y

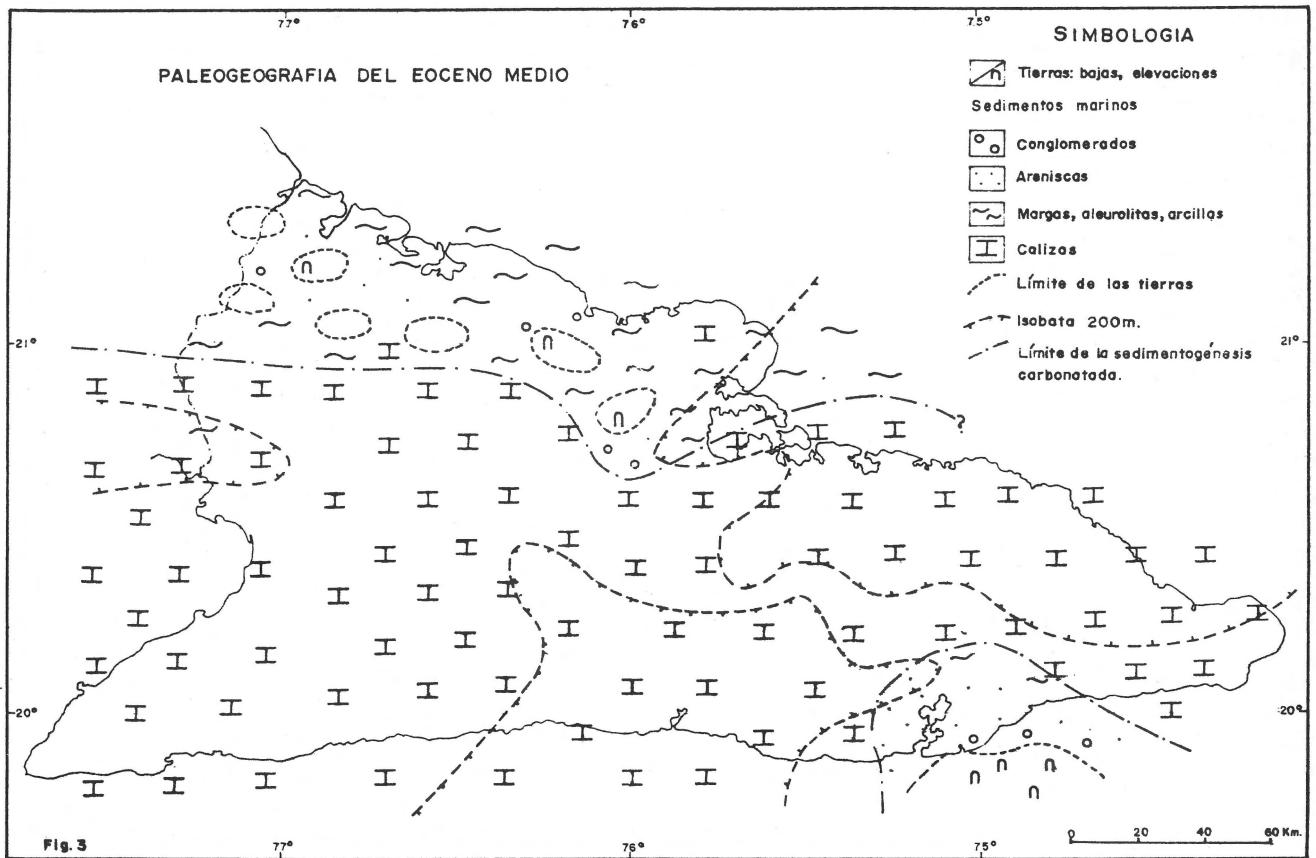


Fig. 3
Paleogeografía del Eoceno Medio.
(Palaeogeography of the Middle Eocene).

sedimentarios de la mitad septentrional del territorio con respecto a la mitad meridional. Se destaca la mayor estabilidad de la región septentrional. La inestabilidad tectónica de la mitad meridional está relacionada con su participación en un régimen de desarrollo como el de los arcos de isla volcánicos que contrasta con la mitad septentrional que presenta un régimen de desarrollo sinorogénico, no de arco volcánico (BREZSNYÁNSZKY & KÖRPÁS, 1973).

Etapa del Eoceno Medio

El mapa paleogeográfico de esta etapa (Fig. 3) muestra el desarrollo de las formaciones Puerto Boniato, Charco Redondo y Monte Alto (NAGY ET AL., 1976) en las cuales se desarrolló la sedimentogénesis carbonatada y terrígena clástica. La edad de estas secuencias ha sido determinada por su abundante contenido fosilífero y puede asociarse a las zonas *Globigerapsis kugleri* - *Globorotalia lehneri* - *Porticulasphaera mexicana* del Eoceno Medio (NAGY ET AL., 1976).

Durante la etapa considerada, los mares cubrían la mayor parte del territorio y las áreas emergidas estaban concentradas en los extremos noroccidental y suroriental. La escasez de materiales terrígenos gruesos en la región noroccidental

indica que las tierras emergidas eran relativamente bajas presentando montañas aisladas. Sin embargo, en la región suroriental el relieve parece haber sido más energético, pues hay mayor volumen de sedimentos gruesos en la cuenca frontal. No existen datos concretos sobre la composición de los sedimentos continentales.

En el ámbito de la sedimentación marina, se destaca la gran difusión de los depósitos de composición calcárea en contraste con las áreas limitadas de sedimentación terrígena. Las rocas terrígenas están estrechamente asociadas a las tierras emergidas.

Respecto a la sedimentogénesis carbonatada, es de destacar que ella ocurrió tanto en ambientes neríticos como batial-pelágicos, presentando características peculiares a cada uno de ellos. Los carbonatos neríticos se extendieron a casi la mitad del área de sedimentación carbonatada. Son calizas bastante puras conteniendo material redepositado sólo en la parte inferior de las secuencias. En general son organógeno-detriticas ricas en foraminíferos bentónicos grandes, algas, moluscos y otros.

Estas rocas presentan una estratificación desde masiva hasta de capas decimétricas y alcanzan potencias entre 50 y 200 metros. Estos datos hablan a favor de la sedimentación

de estos depósitos en condiciones de estabilidad del fondo marino.

Los carbonatos batial-pelágicos se distinguen de los anteriores por contener un cierto volumen de impurezas arcillosas. Son rocas bien estratificadas, organógenas, ricas en foraminíferos planctónicos y radiolarios. Contienen nódulos y capitas finas de pedernal negro a parduzco. En la superficie de los estratos hay frecuentes bioglifos de gusanos polichaetos, algunos probablemente de los géneros *Arenicola* y *Neanthes*. Esta secuencia tiene características que permiten clasificarla como un flysch calcáreo aunque su potencia no supera los 40 m. Ella constituye la interface entre los depósitos típicamente flyschoides de la Formación Cobre, y la secuencia con tendencia molásica de la Formación San Luis del Eoceno Superior.

Se destaca en esta época la gran homogeneidad composicional de los sedimentos, que marcan el final de la actividad magmática efusiva en Cuba. Es interesante señalar que en los depósitos neríticos faltan los corales y estructuras biohérmicas o biostrómicas (Nagy y Radócz, comunicación personal). Esto indica la singularidad del ambiente deposicional de estas rocas, lo cual puede estar relacionado con la composición química del agua o con factores climáticos. La sedimentación además ocurrió en una cuenca amplia y abierta, de relieve suavemente ondulado. Esta etapa coincidió con una gran transgresión marina que abarcó la mayor parte del territorio en consideración.

Desde el punto de vista tectónico el intervalo de tiempo-roca que estamos estudiando, se caracteriza por su notable estabilidad, si se compara con la etapa anterior y los estadios posteriores. La estabilidad de la corteza está asimismo revelada por las pequeñas diferencias que existen entre el grado de subsidencia de las diversas áreas. La intranquilidad sísmica aun persistía, como lo indican las secuencias turbidíticas de facies pelágica-batial distribuidas en todo el territorio.

Etapa del Eoceno Superior

El mapa paleogeográfico corresponde a la distribución de las formaciones San Luis, Camarones, Sagua, Rancho Bravo y Capiro (NAGY ET AL., 1976). Todas ellas contienen ricas asociaciones tanatocenósicas que permiten identificar su edad como Eoceno Superior, zona *Globorotalia cocoaensis* (NAGY ET AL., 1976).

La paleogeografía de esta etapa se muestra tremendamente contrastada respecto a la del Eoceno Medio (Fig. 3 y 4). Existe una distribución proporcional de tierras y mares en todo el territorio y hay un marcado predominio de los sedimentos terrígenos de diversa granulometría.

Las áreas de sedimentación continental constituyen una planicie al norte y una zona de relieve vigoroso hacia el sur. Entre ambas se encontraba un mar mediterráneo donde hacia el este afloraba un archipiélago. No tenemos datos concretos sobre la composición de los depósitos continentales puesto

que no se han preservado, no obstante, se puede suponer que sus texturas variarían en función de la energía del relieve. Para determinar el carácter de la paleogeomorfología emergida, se tomó en consideración la granulometría y grado de rodamiento de los depósitos clásticos terrígenos de las áreas marinas (Fig. 4).

Las áreas de sedimentación marina están notablemente reducidas con respecto al Eoceno Medio. Existe como de costumbre una estrecha relación entre las facies nerítica y las áreas emergidas. Los depósitos de esta facies son tanto terrígenos como carbonatados. Los sedimentos terrígenos varían entre conglomerados gruesos hacia el sureste y arcillas, aleurolitas y arenas hacia el norte y suroeste. Frecuentemente se observa sedimentación rítmica y gradación granulométrica en estos depósitos, relacionada con los movimientos oscilatorios de las áreas proveedoras de sedimentos. Plataformas de sedimentación carbonatada nerítica se desarrollaron en algunas partes contiguas a las tierras emergidas del suroeste, y alrededor del archipiélago que ocupaba el lugar actual de las sierras de Nipe y Cristal. Estos depósitos son generalmente masivos, ricos en foraminíferos bentónicos, algas etc.

La sedimentación de facies pelágica-batial ocurrió en zonas con aspecto de canales, destacándose la zona occidental con carácter de graben, paralela a la fosa de Bartlett. En estos sedimentos hay gran cantidad de foraminíferos planctónicos, nannofósiles y ostrácodos, así como capas compuestas íntegramente por fragmentos de foraminíferos bentónicos grandes. En su composición predominan las margas, aleurolitas y calizas laminares, las que en algunas partes contienen intercalaciones de calizas turbidíticas foraminiféricas. Donde la Formación San Luis yace sobre la Formación Puerto Boniato, los depósitos de la base de la primera tienen aspecto flyschoides en tanto que su mitad superior se asemejan a las molasas. En los depósitos de mar profundo, las turbiditas foraminiféricas no necesariamente representan un régimen de inestabilidad tectónica. Los autores consideran que estas capas pudieron formarse como resultado del deslizamiento por taludes pronunciados, de depósitos detríticos acumulados en el margen de las plataformas insulares por la acción del oleaje. La caída de estos depósitos pudo estar relacionada con el excesivo aumento de volumen y peso de los mismos, tal que provocó la ruptura de las fuerzas de cohesión entre el depósito y el fondo marino.

Los movimientos tectónicos ocurridos durante el Eoceno Superior, y en el cambio entre el Eoceno Medio y Superior se evidencian del simple análisis comparativo de los mapas paleogeográficos (Fig. 3 y 4). Se destaca la gran activación que sufrió la corteza terrestre, sobre todo hacia el sur, donde ocurren profundos cambios en el relieve y en la composición de los sedimentos. En la mitad septentrional del territorio tuvo lugar un levantamiento general que expuso a la erosión subaérea una gran extensión de terreno anteriormente inundado. Los movimientos oscilatorios de corta duración se

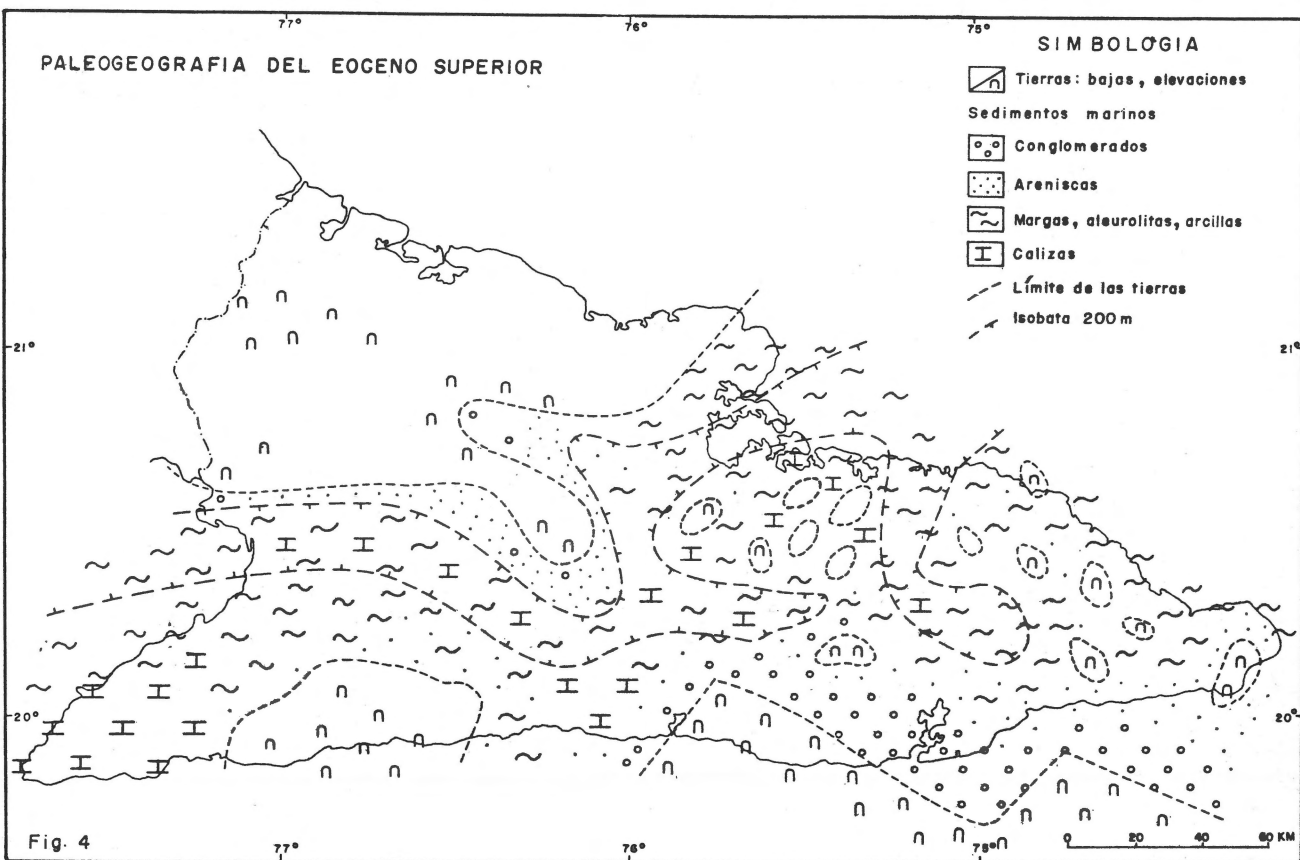


Fig. 4
Paleogeografía del Eoceno Superior.
(Palaeogeography of the Upper Eocene).

manifestaron bien en la composición y textura de los sedimentos neríticos. La actividad sísmica quedó bastante reducida en esta etapa. En sentido general se destaca de nuevo la mayor estabilidad de la mitad septentrional del territorio con respecto a la mitad meridional donde los movimientos eran más activos, más pronunciados y más frecuentes. En las rocas de la parte baja del Eoceno Superior de la región meridional se observan pliegues idiomórficos sinsedimentarios. Las áreas de máxima subsidencia estuvieron relacionadas con los alrededores de Guantánamo y Sierra de Camarones donde alcanzaron potencias del orden de los 500 a 700 metros.

En esta etapa tuvo lugar la intrusión de cuerpos discordantes en la región meridional, de composición diorítica (NAGY ET AL., 1976).

Etapa del Oligoceno

El mapa paleogeográfico (Fig. 5) corresponde únicamente al Oligoceno Superior, y en especial a los sedimentos situados justo antes de la transgresión del Mioceno Inferior. Se representa el área de desarrollo de las formaciones Sevilla,

Bitirí, Pedernales, Cilidro, Cabacú y la parte inferior de Maquey, correspondientes a la zona *Globigerina ciperoensis ciperoensis* (NAGY ET AL., 1976).

La situación paleogeográfica del Oligoceno Inferior (Zona *G. ampliapertura*, *G. opima opima*) está caracterizada por el predominio de las tierras emergidas y la gran denudación de las mismas, que aportó importantes volúmenes de material terrígeno a las cuencas (ITURRALDE-VINENT, 1972). Las áreas ocupadas por los mares coincidían aproximadamente con aquellas de las facies de mar profundo del Oligoceno Superior (Fig. 5). El magmatismo de esta época estuvo caracterizado por una actividad subvolcánica de composición basáltica según un sistema de fracturas norte-sur bien definido. También se registra alguna actividad hidrotermal.

La paleogeografía del Oligoceno Superior se caracteriza en su conjunto porque existía un balance entre el área ocupada por las tierras emergidas y los mares. Con respecto al Eoceno Superior, se acentúa la formación de un mar mediterráneo que como un canal enlaza las aguas del antiguo mar Caribe y del océano Atlántico. La región de los alrededores de Guantánamo (Cuenca de Guantánamo) se desvincula del mar mediterráneo, y da lugar a una cuenca con sedimentogénesis

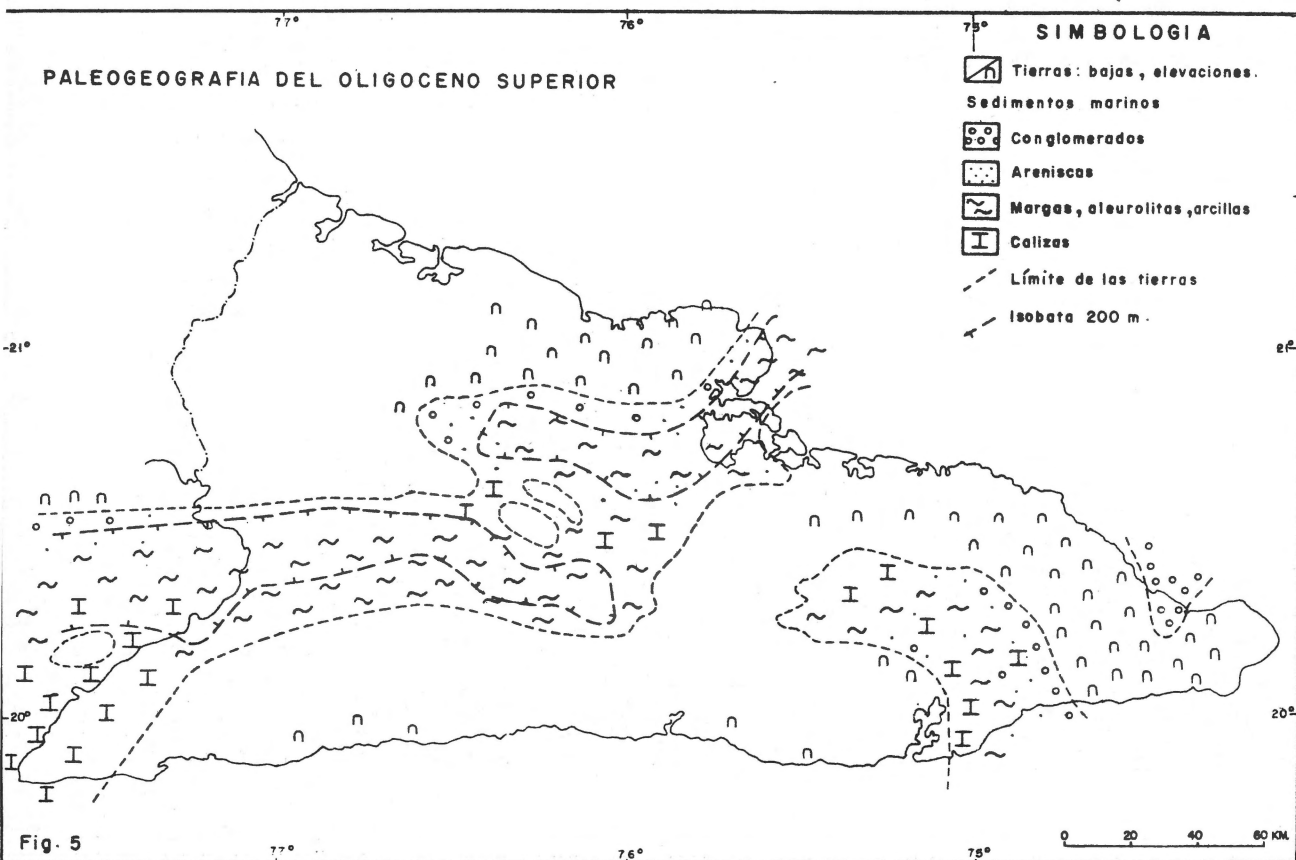


Fig. 5
Paleogeografía del Oligoceno Superior.
(Palaeogeography of the Upper Oligocene).

propia.

Las áreas de sedimentogénesis continental forman dos grandes islas. Sus contornos en parte no se han podido precisar, por falta de datos sobre las áreas actualmente ocupadas por el mar. La isla suroriental presentaba un relieve mayormente plano, denudado, lo cual se detecta de la ausencia de sedimentos terrígenos gruesos en las áreas de sedimentación contiguas. Relieve montañoso se localiza en su porción oriental, donde actualmente afloran las metamorfitas y ultramafitas. Clastos de estas rocas se encuentran en los sedimentos del Oligoceno Superior. La isla noroccidental presenta características semejantes a la anterior en el hecho de que las áreas con relieve más abrupto están asociadas a los afloramientos actuales de las ultramafitas, con excepciones locales. No tenemos datos sobre la composición de los sedimentos continentales, pues ellos en su mayoría fueron erodados.

En las áreas de sedimentación marina se destacan las facies nerítica y batial-pelágica. Los sedimentos de facies nerítica son tanto terrígenos clásticos como carbonatados. Los depósitos carbonatados forman bancos y biostromas ricos

en foraminíferos bentónicos grandes, algas, moluscos, corales, etc. En general tienen desarrollo local, aunque en los alrededores de Cabo Cruz forman una plataforma calcárea de regulares dimensiones. Los depósitos terrígenos tienen granulometría variada, y su composición depende estrechamente de la constitución de las fuentes de aporte de los materiales. En los alrededores de Guantánamo presentan intercalaciones de lignito relacionado con áreas de ambiente parálico. En la cuenca intramontana de Baracoa-Mata los depósitos clásticos gruesos presentan características transicionales entre propiamente marinos y continentales. Al sur de la isla noroccidental también se encuentran depósitos de transición fluvio-marinos.

Las rocas de facies pelágica-batial constituyen dos entrantes en forma de canal, uno por el norte desde el antiguo Atlántico, y otro por el sur, desde el antiguo Caribe, separados por un pequeño archipiélago. Las tanatocenosis preservadas en los depósitos contienen abundantes foraminíferos planctónicos y nannofósiles que en extremo constituyen lodos de globigerinas. Los sedimentos son mayormente finos, carbonatado-terrígenos, regularmente a

ANÁLISIS COMPARATIVO

mal estratificados.

La historia tectónica del Oligoceno se diferencia poco de la del Eoceno Superior. Comparativamente se puede señalar que el Eoceno Superior a Oligoceno Inferior constituye una etapa de regresión general, es decir, de levantamiento, en tanto que el Oligoceno Superior a Mioceno Inferior se torna una etapa de transgresión. Se debe destacar que la transgresión del Mioceno Inferior, tuvo su inicio en el Oligoceno, pero de un modo débil, incipiente. El pequeño volumen de rocas terrígenas clásticas gruesas en el Oligoceno, comparado con su mayor abundancia en el Eoceno Superior, indica que los movimientos oligocénicos fueron de menor intensidad, tanto en sentido ascendente como descendente, pues incluso las áreas de facies pelágica-batial son más reducidas en el Oligoceno.

Las áreas de mayor subsidencia en todo el intervalo Eoceno Superior a Oligoceno Superior se circunscriben a las zonas de Cauto-Guacanayabo, Cacocúm-Nipe y Guantánamo. La actividad sísmica en el Oligoceno está muy reducida respecto a épocas anteriores. Se destacan algunos sedimentos con estratificación gradacional en la zona de Guantánamo, que podrían indicar la ocurrencia de algunos terremotos locales. ITURRALDE-VINENT (1978) mencionó la presencia de una turbidita típica en depósitos del Oligoceno Inferior del área del Cauto.

Se debe destacar que la división territorial que existía en el Paleoceno a Eoceno Medio, cuando se podían independizar dos áreas con desarrollo contrastado, desaparece gradualmente a partir del Eoceno Medio tardío.

En el Oligoceno Superior la homogenización tectónica territorial está prácticamente consumada, aunque se conserva algo enmascarada la línea de debilidad tectónica que las separa.

Las secuencias del Eoceno y Oligoceno Inferior están distintamente dislocadas en el territorio, observándose que hacia el sur, hay un evidente aumento de este carácter. En los bordes de la Sierra Maestra, y específicamente en su margen septentrional, se observan pliegues tumbados asociados a los pliegues idiomórficos antes mencionados. Algunos de ellos fueron descritos por LEWIS & STRACZEK (1955). Los autores opinan que la mayor dislocación de las secuencias hacia el sur, se debe a su mayor potencia, mayor grado de plasticidad, y al hecho de que estas rocas fueron levantadas más intensamente por los movimientos verticales del Eoceno Superior y Oligoceno Inferior. Las secuencias del norte, son poco potentes y nunca formaron un relieve positivo de gran energía. Los pliegues tumbados que se observan al sur, con toda probabilidad tienen origen gravitacional, resultando del basculamiento de bloques y formación de estructuras de abanico en los márgenes de las áreas de levantamiento intensivo situadas contiguas a las zonas deprimidas. La edad de estos pliegues puede ser tan antigua como Eoceno Superior, y tan joven como se quiera pues carecen de cobertura, pero los autores opinan que ellos se formaron entre el Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior.

Habiendo analizado las diversas etapas del desarrollo geológico de Cuba oriental durante el Paleógeno, es adecuado pasar a estudiar el problema en su conjunto, a fin de poder arribar a conclusiones más generales.

Con este objetivo, a continuación procedemos a reconsiderar los distintos procesos y fenómenos que caracterizaron las diversas etapas paleogeográficas, destacando los cambios ocurridos en los mismos. En especial se estudiarán los cambios ocurridos en la sedimentogénesis, relieve y tectogénesis.

Sedimentogénesis

Durante el intervalo de tiempo considerado, subsisten cuatro tipos principales de sedimentogénesis: vulcanógeno-sedimentaria, terrígena, carbonatado-terrígena y carbonatada.

La sedimentogénesis vulcanógeno-sedimentaria está limitada a la etapa Paleoceno al Eoceno Medio. Presenta características contrastantes entre la mitad septentrional y la mitad meridional del territorio. En la mitad meridional estaban situados los centros volcánicos y se depositaron ingentes volúmenes de materiales vulcanógenos, en tanto que hacia el norte, predominan las piroclastitas que se intercalan distintamente con sedimentos terrígenos y carbonatados (Fig. 2).

El final de la actividad magmática efusiva provoca gran cambio en las condiciones físico-químicas de las cuencas marinas, y en la segunda mitad del Eoceno Medio, esto da lugar al predominio de la sedimentogénesis carbonatada (Fig. 3). Posteriormente esta sedimentogénesis se reduce a ocupar pequeñas áreas, y la sedimentogénesis terrígena y carbonatado-terrígena pasan a ocupar el papel hegemónico.

En el Eoceno Superior los sedimentos terrígenos clásticos gruesos tienen un gran desarrollo, mayor que en las épocas restantes. Se observa que a partir de este momento, las áreas con sedimentogénesis terrígena nerítica tienden a evolucionar hacia tierras emergidas. La sedimentogénesis carbonatado-terrígena está principalmente asociada a las áreas de mares profundos y se reduce marcadamente entre el Eoceno Superior y el Oligoceno Superior.

Es interesante destacar que las condiciones físico-químicas de las cuencas sufrieron un cambio especial en el Oligoceno, que permitió la proliferación de colonias coralinas, las que estaban ausentes de las facies correspondientes en épocas anteriores.

En síntesis, el cambio del régimen tectónico-magmático del tipo de los arcos insulares volcánicos al régimen tectónico de tipo platafórmico, está marcado destacadamente por la sucesión en el tiempo de las sedimentogénesis vulcanógeno-sedimentaria, carbonatada y terrígena y carbonatado-terrígena (Figs. 2, 3, 4 y 5).

Relieve

Durante todo el intervalo analizado, subsisten en el territorio actual de Cuba Oriental, relieve emergido y relieve negativo, sumergido.

Comparativamente se observa una tendencia al incremento de las tierras emergidas según transcurre el tiempo, con un sólo receso de este proceso durante el Eoceno Medio, cuando tuvo lugar la transgresión general de los mares de sedimentogénesis carbonatada. En especial se destaca un predominio en todos los tiempos, de las tierras emergidas en la mitad septentrional del territorio. Estas tierras constituían en general archipiélagos hasta que en el Oligoceno se desarrollan como dos grandes islas, una de ellas extendiéndose hacia el sur.

En la mitad meridional del territorio, existieron tierras emergidas en la etapa del Paleoceno al Eoceno Medio, situadas en el entorno del área que actualmente ocupa la fosa de Bartlett, así como pequeños islotes de carácter transitorio dentro de la zona insular actual. Las tierras del sur, los autores suponen que estaban situadas en la región nuclear del arco volcánico activo, y que sirvieron de fuentes de aportes de los materiales vulcanógenos redepositados que se encuentran en la Sierra Maestra. Estas tierras evolucionaron hacia el norte desde el Eoceno Medio para ya en el Oligoceno formar una sola isla conjuntamente con las tierras de la región nororiental (Fig. 5).

La energía del relieve subaéreo es en general pequeña a moderada entre el Paleoceno y Eoceno Medio, y es a partir del Eoceno Medio tardío cuando se observa un cambio sustancial de este fenómeno, y las áreas de relieve bastante energético alcanzan un mayor grado de desarrollo.

Respecto al relieve sumergido, se puede indicar que era tan complejo y variable como el relieve emergido. Durante el Paleoceno a Eoceno Medio, se puede hablar de un relieve constructivo vulcanógeno en la mitad meridional del territorio, de carácter muy variable como ya ha sido discutido anteriormente. Sin embargo, en la mitad septentrional debió desarrollar un relieve menos activo con carácter eminentemente acumulativo.

En el Eoceno Medio se destaca la homogeneidad del relieve sumergido. Se puede suponer que consistía en una llanura ondulada donde se desarrollaron dos regímenes principales de sedimentación. En general el relieve es acumulativo.

A partir del Eoceno Superior se complica tremendamente el relieve submarino. En esto influye la formación de numerosos archipiélagos, el incremento del área de tierras emergidas, y la reducción de las zonas de desarrollo de las depresiones batiales. Estas últimas tienen a formar canales cada vez más reducidos, hasta quedar limitados a la zona de Nipe-Cauto (Fig. 5). En general está presente un relieve de tipo denudativo-acumulativo, relacionado con las transgresiones y regresiones locales.

Como característica general del intervalo analizado, se destaca la inversión gradual del relieve en la mitad meridional

del territorio, desde el núcleo hasta la periferia del arco volcánico, y la estabilidad de la mitad septentrional, con tendencia a evolucionar hacia un relieve subaéreo. La mayor modificación del relieve ocurre en el Eoceno Superior, marcando el cambio del régimen tectónico.

Tectogénesis

El estudio de las alineaciones de las cuencas sedimentarias, así como de los límites de desarrollo de distintas facies, ha permitido a los autores inferir la existencia de algunos sistemas de fallas y flexuras activos durante el intervalo analizado.

Estos se pueden dividir en tres conjuntos de larga duración, uno de rumbo sublatitudinal, otro de rumbo noreste-suroeste, y otro de rumbo noroeste-sureste, aparentemente más antiguo. Se destaca la persistencia de la depresión Cauto-Nipe, asociada a una zona de debilidad tectónica y de fuertes gradientes del campo gravitacional, la cual tiene su núcleo paralelo a la fosa de Bartlett. MEYERHOFF (1966) planteó que esta era una falla siniestra activa al menos desde el Cretácico Superior. MALFAIT & DINKELMANN (1973) prolongan su actividad hasta el Eoceno. ITURRALDEVINENT (1975) señaló que su desplazamiento lateral no era superior a los 30 km, y que esta era anterior al Eoceno Medio.

Los autores opinan que esta zona de debilidad tectónica no tiene necesariamente que interpretarse como una falla transcurrente, y que en caso de serlo, su desplazamiento durante el Paleógeno no fue muy importante. Para fundamentar estas conclusiones se basan en los siguientes datos.

(1) Las vulcanitas del Paleoceno al Eoceno Medio están ampliamente desarrolladas al norte de la supuesta falla, con una composición muy similar a las que se encuentran al sur de la falla en la región de Nipe-Baracoa. Incluso, al sur de Camagüey (alrededores del Central Amancio Rodríguez), están desarrolladas rocas vulcanógeno - sedimentarias análogas a las que se encuentran al sur de la falla en los alrededores de Miranda, Palmarito, etc. Si tomamos en cuenta que la fuente de estas vulcanitas está situada en la Sierra Maestra, está claro que no pudieron haber ocupado posiciones muy distintas entre el Paleoceno y Eoceno Medio.

(2) El desarrollo geológico de la región de Nipe-Baracoa, se acerca mucho al de la región de Holguín, situados a ambos lados de la supuesta falla.

(3) El desarrollo geológico de la región de Amancio Rodríguez se asemeja mucho al de la zona de Miranda-Palmarito, etc., y se encuentran a ambos lados de la falla.

(4) La verdadera zona de desarrollo diferenciado está situada al sur de la línea Cauto Embarcadero-Palmarito - Tortuguilla, la que se prolonga hacia el oeste.

El aspecto más relevante del desarrollo geológico de la región estudiada, es la división en dos territorios con características tectónicas y sedimentarias muy contrastadas. Esto se revela incluso del análisis previo de la evolución de la sedimentación y del relieve.

El territorio de la mitad septentrional de Cuba oriental, al norte de una línea trazable entre Cauto Embarcadero, Palmarito y Tortuguilla, se caracteriza por su mayor estabilidad (Fig. 1). Los movimientos tectónicos verticales durante el intervalo considerado, fueron de moderada intensidad y provocaron que la mayor parte del tiempo esta región estuviera sometida a la erosión subaérea. Durante el Paleoceno a Eoceno Medio, hubo una subsidencia leve del territorio, que culminó con una transgresión casi general en el Eoceno Medio. En el Eoceno Superior hubo un nuevo levantamiento moderado, que en el Oligoceno alcanzó su máxima intensidad. Las deformaciones en las secuencias del Paleoceno al Eoceno Medio del área situada al norte de Holguín son muy fuertes (NAGY ET AL., 1976) y consisten de pliegues estrechos y lineales, así como fallas inversas. En la porción oriental las deformaciones son más leves con pliegues de mayor radio y fallas de diversa categoría. Se destaca que la discordancia del Eoceno Medio está bien marcada al norte de Holguín, en tanto que en la zona de Nipe-Baracoa esta tiene desarrollo local transicionando hasta la concordancia. Esta zonalidad de la intensidad de las deformaciones, se puede explicar tomando como base la contigüidad de las áreas deformadas a la articulación entre el eugeosinclinal y la plataforma de Bahamas. La región del norte de Holguín, está situada en la zona de articulación, en tanto que la región de Nipe-Baracoa está ubicada más al sur. Los sedimentos más jóvenes, del Eoceno Superior y Oligoceno, están poco deformados y tienen un desarrollo muy limitado en todo el territorio septentrional.

El territorio de la mitad meridional, se caracteriza por una mayor inestabilidad tectónica. Los movimientos verticales durante el intervalo considerado fueron de gran intensidad y con tendencias distintas. Durante el Paleoceno al Eoceno Medio predominó la tendencia a la subsidencia general, aunque con numerosas oscilaciones de corta duración. Las mayores potencias de sedimentos se depositaron hacia el sur de la isla actual, hasta que alcanzaron un valor crítico. A partir de este momento, se inició la inversión de la polaridad de los movimientos, comenzando por la región nuclear del arco volcánico. El desarrollo de este proceso provoca que ya en el Eoceno Medio las zonas de fuerte subsidencia estén muy limitadas, y aparecen áreas de levantamiento intensivo cerca de la costa sur, las que alcanzan su máximo desarrollo en el Eoceno Superior. En el Oligoceno el levantamiento es más moderado, pues el relieve emergido es prácticamente llano.

Las deformaciones de estas secuencias ya fueron discutidas anteriormente, y se relacionaron a movimientos contemporáneos y tectónica gravitacional. La discordancia del Eoceno Medio en esta región está relacionada con las

áreas positivas, y con la zona de articulación de la Sierra Maestra y la depresión central. En esta última no está manifestada la citada discordancia. Los depósitos del Eoceno Superior y Oligoceno presentan pliegues suaves en general, o localmente fuertes en la zona de articulación antes mencionada.

Las diferencias observadas en el carácter del desarrollo geológico del territorio de Cuba oriental, están relacionadas con el estado evolutivo de la corteza terrestre. La región septentrional, que sufrió un desarrollo de tipo eugeosinclinal durante el Cretácico, presentaba una corteza continentalizada como resultado de este proceso. La región meridional, sufría un proceso como el de los arcos de islas volcánicas durante el Paleoceno al Eoceno Medio al menos, y su corteza evolucionaba hasta continentalizarse en el Eoceno Superior, durante la intrusión de los magmas de composición media y ácida. Dicho en otras palabras, la corteza terrestre de Cuba oriental sufrió un proceso de continentalización gradual, durante el Cretácico y hasta el Eoceno Superior, con una manifiesta polaridad de norte a sur.

Desde el Eoceno Superior, todo el territorio comienza su desarrollo de tipo platafórmico (ITURRALDE-VINENT, 1978), aunque en la mitad meridional con algunas características aun transitorias (vulcanismo póstumo, alguna sismicidad, etc.).

BIBLIOGRAFIA

- Brezsnyánszky, K. & L. Korpás 1973 Esquema geológico de la sedimentación orogénica - Actas Inst. Geol. Acad. Ci. Cuba 3: 75-78; Catálogo Nacional de los pozos, años 1881-1971, de la República de Cuba - DGGG Arch. Fondo Geol.
- Iturralde-Vinent, M.A. 1972 Principal characteristics of Oligocene and Lower Miocene stratigraphy of Cuba - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 56: 2369-2379.
- 1975 Problemas de la aplicación de dos hipótesis tectónicas modernas a Cuba y la Región Caribe - Rev. Tecnol. 13: 46-63.
- 1976-1977 Estratigrafía del área Calabazas - Achotal (primera y segunda parte) - Rev. Min. Cuba 2: 9-23 y 3: 32-40.
- 1978 Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico en Cuba. In: H.J. Mac Gillivray & D.J. Beets (eds.): The 8th Caribbean Geological Conference (Willemstad, 1977) - Geol. Mijnbouw 57 (this issue).
- Lewis, G. & Straczek, J.A. 1955 Geology of south central Oriente, Cuba - U.S. Geol. Survey Bull. 975D.
- Malfait, B. & M. Dinkelmann 1972 Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate - Geol. Soc. Amer. Bull. 83: 251-272.
- Meyerhoff, A.A. 1966 Bartlett fault system: age and offset - Trans. 3rd Caribbean Geol. Conf. (Kingston): 1-9.
- Nagy, E., K. Brezsnyánszky, A. Brito, D.P. Coutin, F. Formell, G.L. Franco, P. Gyarmati, P. Jakus & Gy. Radócz 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 - Ms. Inst. Geol. Paleont. Acad. Ci. Cuba.