

ESTRATIGRAFÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DEL LÍMITE EOCENO INFERIOR-EOCENO MEDIO EN EL TERRENO CUBA ORIENTAL Y EN LA CUENCA CAUTO-NIPE

Félix Quintas Caballero & Elizabeth Crespo Cabrera

Facultad de Geología y Minería. Instituto Superior Minero Metalúrgico Moa.

Holguín Cuba CP 83329

fjquint@yahoo.es; ecrespo@ismm.edu.cu

(Recibido 8/1/03; aceptado 26/8/03)

ABSTRACT: From the Upper Paleocene to early Middle Eocene the geological features of the Eastern Cuba terrain and Cauto–Nipe basin differ from those of the other regions in Cuba. Up to the early Middle Eocene Eastern Cuba was part of the Gonave protomicroplate, bounded to the northwest by the Cauto–Nipe basin. The latter was the result of the expansion of the Yucatan basin.

Important regional changes from an older volcano–sedimentary to younger carbonatic facies occurred in the limit between Lower and Middle Eocene, due to the formation of a transform boundary between the North American and Caribbean plates. It caused not only the extinction of volcanism in the Sierra Maestra island arc, but also splitted off the terrain of Eastern Cuba, and aborted the spreading that was developing in the Cauto–Nipe basin.

During the uppermost Lower Eocene, the expansion of the Bartlett Trough caused the end of volcanic activity and, simultaneously took place a deformation process in Eastern Cuba, producing the formation of two basins: a shallow one to the south, where volcanogenic molasses accumulated, and a deep basin to the north, with deposits of flysch of fine grained tuffs, mostly zeolitized. Calcareous sediments and radiolarites have been observed only locally. Since the early Middle Eocene, carbonate facies accumulated in reef complexes (essentially in the southern part of Eastern Cuba), and also carbonate deep sea facies, rich in planctonic microfauna.

Keywords: Stratigraphy, paleogeography, Eocene, Cuba, Cauto–Nipe basin.

RESUMEN: El Terreno Cuba Oriental y la cuenca Cauto–Nipe presentan características geológicas diferenciadas de las del resto de Cuba, a partir del Paleoceno Superior. Hasta el Eoceno Medio Temprano, Cuba Oriental formó parte de la protomicroplaca Gonave y estaba limitada al noroeste por la cuenca Cauto–Nipe, formada a causa de la extensión de la cuenca de Yucatán. El límite Eoceno Inferior–Eoceno Medio se caracteriza por la presencia de dos grandes conjuntos faciales: el inferior compuesto por facies volcánicas sedimentarias y el superior constituido por facies carbonatadas. Estas facies presentan relaciones verticales transicionales. En

efecto, en el límite Eoceno Inferior-Eoceno Medio, ocurrieron cambios trascendentales a nivel regional que dieron lugar a la extinción del arco de islas volcánicas Sierra Maestra, originado durante el Paleoceno Superior, debido a la formación del actual límite transformante entre las placas Caribe y Norteamericana, produciéndose la formación del Terreno Cuba Oriental y el abortamiento del proceso de extensión que se desarrollaba en la cuenca Cauto-Nipe.

El cese de la actividad volcánica al cierre del Eoceno Inferior, a causa de la extensión de la Fosa de Bartlett, fue simultáneo con un proceso de deformación creciente de Cuba Oriental dando lugar a la formación de dos cuencas: una somera hacia el sur, donde se acumularan molasas vulcanógenas y otra más profunda hacia el norte en donde predominan los depósitos de flysch de tobitas de grano fino, en gran medida zeolitizadas. La presencia de sedimentos calcáreos en este grupo facial fue muy limitada al igual que la de facies de radiolaritas. A partir del Eoceno Medio Temprano se acumularon facies carbonatadas de complejos arrecifales (esencialmente hacia el sur de Cuba Oriental), y facies carbonatadas de mares profundos, batiales, ricos en una variada microfauna planctónica.

Palabras clave: Estratigrafía, paleogeografía, Eoceno, Cuba, cuenca Cauto-Nipe.

INTRODUCCIÓN

La región estudiada se encuentra en la porción oriental de Cuba localizada desde la cuenca Cauto-Nipe hasta la Punta Maisí en el extremo oriental de Cuba (Fig.1). Este territorio es predominantemente montañoso encontrándose en el la mayor elevación de Cuba, el Pico Turquino, con 1994 msnm, situado en la porción occidental de la Sierra Maestra.

En el límite del Eoceno Inferior-Eoceno Medio se produjeron cambios paleogeográficos muy importantes en el Caribe noroccidental; el arco de islas volcánicas Sierra Maestra que comenzó a desarrollarse a partir del Paleoceno Superior, se extinguió paulatinamente hasta que cesó el proceso de subducción a inicios del Eoceno

Medio. El medio ambiente marino dominante durante la existencia del arco de islas fue profundo de tipo batial-abisal excepto en la zona del arco axial (Sierra Maestra), en donde predominaron las profundidades neríticas. Sobre los restos del arco de islas volcánicas Sierra Maestra se desarrolló una extensa cuenca, donde se acumularon facies carbonatadas, algunas en medios arrecifales y otras en medios marinos profundos. Esta cuenca se localizaba en el margen pasivo de la plataforma Cuba-Bahamas y tuvo una existencia efímera, limitada a la porción inferior del Eoceno Medio. Durante este intervalo de tiempo el proceso de extensión de la cuenca Yucatán dio lugar a la formación de la cuenca Cauto-Nipe (Fig. 2), mientras que la porción norte de la protomicroplaca Gonave fue escindida originando el Terreno Cuba Oriental (Cobiella, 1978, 1979, 1988; Quintas, 1989a; Iturralde-Vinent, 1997).

Durante el Eoceno Inferior, Cuba Oriental formó parte de la protomicroplaca Gonave conjuntamente con La Española. Esta microplaca estaba limitada hacia el oeste, por la Cuenca Yucatán-Cauto-Nipe, donde se desarrollaba un proceso de expansión. Esta estructura constituía el límite entre la placa Caribe y la placa Norteamericana (Fig. 2). La microplaca tuvo una relación de convergencia con la placa Caribe, que dio lugar a la formación de un doble arco de islas volcánicas: el septentrional localizado en Cuba Oriental, de carácter toleítico, y el meridional, poco desarrollado, localizado en La Española, de



Fig. 1: Localización geográfica de la zona de estudio y principales localidades de la porción oriental de Cuba.

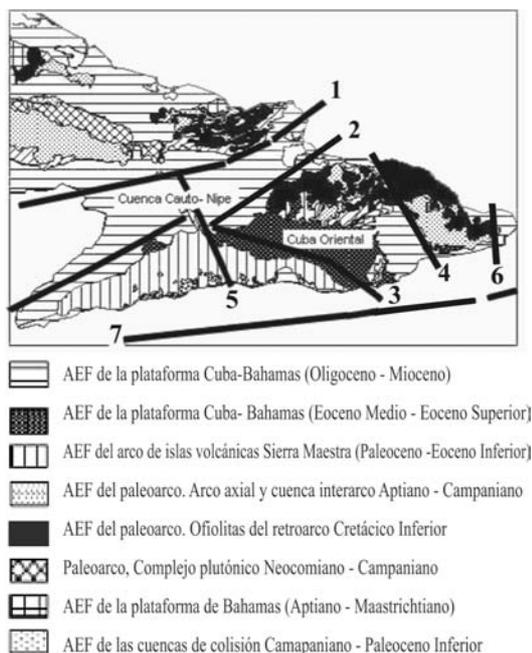


Fig. 2: Asociaciones Estructuro Formacionales (AEF) de Cuba Oriental y la Cuenca Cauto Nipe. Fallas principales: 1. Cauto norte, 2. Cauto sur (límite de Cuba Oriental con la Cuenca Cauto – Nipe), 3. Baconso, 4. Miraflores, 5. Sierra Verde, Sierra Verde y 7. Oriente.

carácter calcoalcalino. La polaridad de la subducción aún es objeto de controversias existiendo opiniones contrarias que sitúan la subducción desde el noroeste o desde el sur (Cobiella, 1988; Quintas *et al.*, 1994), respectivamente.

Las formaciones localizadas en el límite Eoceno Inferior-Eoceno Medio se caracterizan por contener una rica fauna de foraminíferos bentónicos y planctónicos; algunas presentan además abundantes radiolarios y ostrácodos. Para ver más detalles al respecto se recomienda consultar: Keijzer (1945), Lewis & Straczek (1955), Kumpera (1968), Iturralde-Vinent (1976, 1977), Arcial (1978), del Pino & Morejón (1982), Nagy *et al* (1983), Cobiella (1983 a).

Las biozonas de foraminíferos planctónicos en Cuba Oriental de la parte alta del Eoceno Inferior se caracterizan por la presencia de *Chiloguembelina* y *Globorotalia formosa*. La biozona de foraminíferos bentónicos correspondiente

con la parte alta superior es la de *Eocunoloides wellsi*, según Quintas (1989 a). El cese de la actividad volcánica en el Eoceno Inferior Tardío contribuyó al aumento de la biodiversidad en el medio marino, lo que se refleja especialmente a partir del Eoceno Medio en las formaciones Charco Redondo y Puerto Boniato en Cuba Oriental, según Rodríguez & Méndez (1974).

CARACTERÍSTICAS ESTRATIGRÁFICAS

Las formaciones relacionadas con el límite Eoceno Inferior-Eoceno Medio (Fig.2), están ampliamente propagadas en Cuba Oriental (cuadro 1), tanto en superficie como en el subsuelo y se localizan en dos Asociaciones Estructuro Formacionales (AEF). Las AEF son unidades tectono estratigrafías (UTE), definidas por Quintas (1989a) como el conjunto de formaciones representativas de una unidad tectónica desarrollada en un intervalo de tiempo.

- I. AEF del arco de islas volcánicas Sierra Maestra (formaciones Sabaneta, Vigía y Grupo El Cobre).
- II. AEF Cuenca carbonatada del margen pasivo de la plataforma Cuba-Bahamas (formaciones Puerto Boniato y Charco Redondo).

Grupo El Cobre

Edad: Paleoceno Superior a Eoceno Inferior.

Zona de propagación: Se propaga en la Sierra Maestra, en los valles centrales y en el valle del Cauto (Fig. 1).

Características estratigráficas: La parte alta del Grupo El Cobre se caracteriza por la presencia de conglomerados vulcanomícticos tobáceos, intercalados con areniscas y aleurolitas cremas y verdosas de granulometría gruesa a fina con buena estratificación planar paralela,

Cuadro 1

Características de las asociaciones estructo-formacionales
en el límite Eoceno Inferior-Eoceno Medio

AEF	Cuencas del arco de islas volcánicas	Cuencas del margen pasivo, plataforma de Bahamas
Formaciones	Sabaneta-Vigía	Puerto Boniato-Charco Redondo
Grupo Substrato	El Cobre Vulcanitas del Cretácico, <i>mélange</i> ofiolítico, y complejo de cuencas	Grupo El Cobre y Formación Sabaneta
Tipo de secuencias	Flysch (parte baja), molasa (parte alta)	Secuencias carbonatadas epicontinentales y pelágicas
Litofacies	Vulcanógena sedimentaria Terrígenas y carbonatada sedimentaria	Facies arrecifales y facies carbonatadas y pelágicas

fina, gradual y contorsionada. En esta secuencia aumenta el contenido de carbonatos hacia la parte alta, donde van predominando las calizas biotriticas y las calizas tuffíticas pasando gradualmente a la Formación Puerto Boniato o a la Formación Charco Redondo que sobreyacen al Grupo El Cobre (Lewis & Straczek, 1955; Laverov & Cabrera, 1967); Rodríguez & Méndez, 1974). El Grupo El Cobre se caracteriza por presentar frecuentes y complejas relaciones faciales tanto laterales como verticales.

El límite del Eoceno Inferior-Eoceno Medio se localiza en la zona de transición entre el Grupo El Cobre y las formaciones Puerto Boniato y Charco Redondo. En la autopista nacional, cerca del poblado de El Cristo (12 km al norte de Santiago de Cuba), se observa un corte con la secuencia invertida, en donde se puede apreciar el paso transicional entre el Grupo El Cobre y la Formación Puerto Boniato (Fig. 3).

En el norte de la sierra de la Gran Piedra, se localizan extensos afloramientos de la parte alta del Grupo El Cobre, formando parte, según Quintas (1975, 1989 a), del Miembro Felicidad que se caracteriza por estar compuesto por tobitas basálticas y andesíticas, areniscas y aleulolitas tobáceas, calizas tuffíticas, conglomerados y areniscas volcanomófticas estratificadas,

con capas de espesores entre 1,5-5 cm. Hacia la porción inferior y media, la secuencia es típicamente flyschoides, mientras que hacia el techo presenta características molásicas.

Al norte de la Gran Piedra fue documentada por Quintas (1989 a) la zona de transición entre el Grupo el Cobre y la Formación Charco Redondo. En la base del afloramiento se localizan

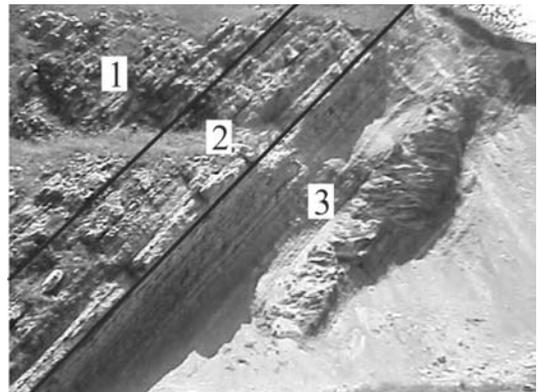


Fig. 3: Corte en la autopista nacional en las proximidades del poblado de El Cristo, Santiago de Cuba donde se puede observar la zona del límite del Eoceno Inferior con el Eoceno Medio. 1. parte alta del Grupo El Cobre (Eoceno Inferior) 2. Formación Puerto Boniato (Eoceno Medio) 3. Formación San Luis (Eoceno Medio-Eoceno Superior)

tobitas calcáreas de grano fino en estratos de 5-10 cm, colores gris a verde claro, ritmos de turbiditas calcáreas de grano medio a fino, de color pardo a verde con estratificación de hasta 15 cm y algunas capas de calizas tobáceas de color gris con un espesor total de 50 cm, ritmos de tobas calcáreas, grises con espesores de 50 cm de grano medio a fino, con intercalaciones de conglomerados calcáreos y calcarenitas polimícticas, que pasan a calcilitas. Hacia la parte media y superior se reportan *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp., *Amphistegina lopeztrigoii*, *Pseudophragmina* sp. cf. *Cookei* y *Discocyclina* sp. (Quintas, 1975, 1989 b).

Formación Sabaneta

Edad: Paleoceno Superior a Eoceno Inferior

Zona de propagación: Flanco sur y norte del macizo orográfico Nipe-Baracoa y en la cuenca de Sagua de Tánamo (Fig. 1).

Características estratigráficas: La Formación Sabaneta se compone de facies vulcanógenas

sedimentarias donde predominan las tobas y tobittas vítreas de grano fino, frecuentemente montmorillonitizadas y zeolitizadas. Hacia el flanco norte del complejo orográfico Nipe-Baracoa están presentes facies vulcanógenas-calcáreas-silíceas, ricas en microfauna, acumuladas en mares profundos. En la carretera de Moa a Sagua de Tánamo son observables cortes representativos de esta facies.

En la localidad tipo de la Formación Sabaneta, Iturralde-Vinent (1976, 1977) propuso el Miembro El Deseo para la parte alta de la formación. El Miembro El Deseo excluía una secuencia alternante de tobas, tobittas y calizas tobáceas, la cual fue incluida en la Formación Charco Redondo. El Miembro El Deseo alcanza un espesor de 600 m Quintas (1989 a) y se compone de tobas de diferente granulometría con algunas intercalaciones de tobittas, areniscas, conglomerados, calizas microcristalinas laminares y aleurolitas tobáceas. Los fósiles reportados son: *Globorotalia elongata*, *G. aequa*, *G. angulata*, *G. compressa*, *G. formosa*, *G. perclara*, *G. pseudobulloides*, *G. trinidadensis*, *G. aragonensis*, *G. marginodentata*, *Acarinina* sp., *Globigerina triloculinooides* y *Globigerina trinidadensis*.

Cuadro 2

Biozonas de foraminíferos planctónicos del Eoceno Inferior y Medio (modificado de Bolli *et al.*, 1987)

Serie		Trinidad (Bolli 1957)	Italia (Bolli y Cita 1960)	Egipto (Beckman <i>et al.</i> , 1969)	Cuba Oriental Este estudio
Eoceno	Medio	<i>Hantkenina aragonensis</i>	<i>Hantkenina aragonensis</i>	<i>Globorotalia bullbrooki</i>	<i>Hantkenina mexicana</i>
		<i>Globorotalia palmerae</i>			
	Inferior	<i>Globorotalia aragonensis</i>	<i>Globorotalia formosa formosa-aragonensis</i>	<i>Globorotalia aragonensis</i>	<i>Globorotalia formosa formosa</i> <i>Globorotalia aragonensis</i>
		<i>Globorotalia formosa formosa</i>		<i>Globorotalia subbotinae</i>	

En Yateras y el norte de Puriales de Caujerí provincia Guantánamo (Cuadro 3), el Miembro Madre Vieja (equivalente al Miembro El Deseo de la localidad tipo de la formación), ocupa la parte alta de la Formación Sabaneta, compuesto por tobas zeolitizadas y argilitizadas, tobetas y tobas cloritizadas y silicificadas. En esta localidad, el contacto de la Formación Sabaneta y Puerto Boniato es concordante y gradual. En esta secuencia es frecuente la estratificación gradacional normal y laminar planar con estructura de carga y rizaduras de corriente.

En Baracoa y en el flanco norte de la sierra de Nipe, aflora la parte alta de la Formación Sabaneta con frecuentes intercalaciones de radiolaritas y calizas silicificadas conteniendo una rica fauna de globigerinas y radiolarios (Cordobés, 1978; Quintas, 1989 a).

En el borde oriental de las alturas de Maniabón se propaga la Formación Vigía (cuadro 1), que

es equivalente a la Formación Sabaneta (Rodríguez, 1986; Nagy *et al.*, 1983; Pérez, 1984; Cobie-la, 1988). La parte superior de la formación está compuesta por margas, tobas y tobetas a veces silicificadas con abundantes globigerinas, globorotalias y moldes de radiolarios.

Formación Charco Redondo

Edad: Eoceno Medio (parte baja)

Zona de propagación: Flanco Norte de la Sierra Maestra, en algunas elevaciones de los valles centrales orientales y excepcionalmente en el flanco sur de las sierras de Nipe y Cristal (Fig. 1).

Características estratigráficas: La Formación Charco Redondo se compone de litofacies de calizas arrecifales con abundante fauna bentónica. Al norte

Cuadro 3

Macroforaminíferos más frecuentes en las formaciones del límite Eoceno Inferior-Eoceno Medio Cuba Oriental y cuenca Cauto-Nipe

	Eoceno Inferior	Eoceno Medio	
Blanco y Fernández (1984)	<i>Eocunoloides wellsi</i> <i>Rankhotalia bermudezi</i>	<i>Discocyclina marginata</i> <i>Eocunoloides wellsi</i>	
Este estudio	<i>Eocunoloides wellsi</i> <i>Discocyclina barkeri</i>	<i>Proporcicylina teres</i> <i>Asterocyclina havanensis</i>	
Unidades litoestratigráficas	Grupo El Cobre	Formación Charco Redondo	
Localidades	La Gran Piedra Santiago de Cuba	La Gran Piedra Santiago de Cuba	Mayari Arriba
<i>Amphistegina cubensis</i>		x	
<i>Amphistegina lopez trigoi</i>	x	x	x
<i>Asterocyclina</i>			x
<i>Asterocyclina havanensis</i>	x	x	
<i>Dictyoconus cookei</i>		x	x
<i>Dictyoconus americanus</i>		x	
<i>Discocyclina marginata</i>	x	x	x
<i>Discocyclina barkeri</i>	x		
<i>Fabiania cubensis</i>		x	x
<i>Eorupertia bermudezi</i>			x
<i>Proporcicylina teres</i>	x	x	

de la Gran Piedra en la base de la formación se encuentran calizas arenáceas gruesas con abundante material terrígeno vulcanomíctico con intercalaciones de calcarenitas de grano fino, bien estratificadas, que en ocasiones presentan bioglifos. En otras localidades se presentan calizas masivas típicas de núcleos arrecifales, asociadas con calciruditas y calcarenitas. Los fósiles reportados son: *Discociclyna marginata*, *Globigerina* sp., *Globorotalia* cf. *aragonensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Amphistegina* sp., radiolarios y espículas de esponjas (cuadro 3).

Formación Puerto Boniato

Edad: Eoceno Medio (parte baja)

Zona de propagación: La formación Puerto Boniato se propaga por la cuenca de Sagua de Tánamo y

el flanco sur de las sierras de Nipe y Cristal, la Sierra de Yateras, y parte del norte de la Sierra Maestra (Fig. 1). Al sur de Sagua de Tánamo fue descrito un corte típico de la Formación Puerto Boniato que comienza por calizas microcristalinas finas con estratos de 10 cm intercaladas con calcarenitas con abundante material terrígeno vulcanomíctico. Hacia la parte superior, la caliza se hace de grano mas fino y no contiene material terrígeno. Han sido reportados globigerinidos, globorotalidos y radiolarios (Iturralde-Vinent, 1976,1977; Quintas, 1989 a; Cobiella, 1978; ver cuadro 4).

Esta formación representa las facies pelágicas acumuladas en la cuenca carbonatada del margen pasivo de la plataforma Cuba-Bahamas y lateralmente se correlaciona con las facies arrecifales de la Formación Charco Redondo.

Cuadro 4

Microforaminíferos más frecuentes en las formaciones localizadas en el límite Eoceno Inferior-Eoceno Medio en Cuba Oriental y la cuenca Cauto-Nipe

Biozonas	Eoceno Inferior					Eoceno Medio	
	<i>Globorotalia aragonensis</i> <i>Globorotalia subbotinae</i>					<i>Hantkenina aragonensis</i>	
Unidades	<i>Globorotalia aragonensis</i> <i>Globorotalia formosa formosa</i>					<i>Globorotalia bullbrookii</i>	
	Fm. Sabaneta, Fm. Vigía, Grupo El Cobre					Puerto Boniato	
Localidad	E	D	C	B	A	C	B
<i>Globorotalia aragonensis</i>	x	x	x	x	x	x	x
<i>Globorotalia bodermanni</i>	x						
<i>Globorotalia rex</i>			x	x			
<i>Globorotalia formosa</i>			x	x			
<i>Globorotalia spinulosa</i>			x		x	x	x
<i>Globorotalia spinuloinflata</i>					x		x
<i>Globigerina boweri</i>							x
<i>Globigerina tripartita</i>							x
<i>Globigerina kugleri</i>							x
<i>Globigerina centralis</i>					x		x
<i>Globigerina senni</i>					x		x
<i>Hantkenina aragonensis</i>							x
<i>Hantkenina mexicana</i>			x		x		x
<i>Hantkenina dumblei</i>			x				x
<i>Hantkenina alabamensis</i>					x		
<i>Truncorotaloides topilensis</i>					x		x
<i>Truncorotaloides rorhi</i>					x		x
<i>Pseudohastigerina micra</i>					x		x

A: - Baracoa B: - Mayarí - Sagua - Yateras C: - Porción oriental de Maniabón D: - Norte de Gran Piedra E: - El Cobre, norte de Santiago de Cub

Bioestratigrafía del Eoceno Inferior y Medio (Figs. 4 y 5)

Los sedimentos del intervalo Eoceno Inferior y Eoceno Medio han sido reconocidos en diversas localidades de la cuenca de Sagua de Tánamo, al norte de la Sierra de la Gran Piedra, las sierras de Yateras y Baracoa, en Mayarí Arriba, así como en la porción oriental de las alturas de Maniabón. En estas localidades se propagan las formaciones Vigía, Sabaneta, Charco Redondo y el Grupo El Cobre. Las orictocenosis estudiadas comprenden diversos grupos de microfósiles: foraminíferos planctónicos, macroforaminíferos, ostrácodos y radiolarios. En varias muestras de la Formación Charco Redondo y el Grupo El Cobre se reportan espículas de esponjas, algas, fragmentos de moluscos y corales. El presente análisis bioestratigráfico se basa en los foraminíferos planctónicos que resultan abundantes en las formaciones Vigía, Sabaneta y Puerto Boniato y en menor medida en la parte alta del Grupo El Cobre, en donde predominan además, al igual que en la Formación Charco Redondo, los foraminíferos bentónicos (Quintas, 1975, 1989 a y b; Cobiella, 1978).

Eoceno Inferior (parte alta)

El estudio de la microfauna permitió definir el tope del Eoceno Inferior en la Biozona

Globorotalia formosa formosa-*Globorotalia aragonensis*. Esta biozona se caracteriza por la presencia del taxón *Globorotalia formosa formosa* y coincide con la zona de transición entre las formaciones Puerto Boniato y Sabaneta, así como con la zona de transición entre el Grupo El Cobre con la Formación Charco Redondo.

En la Biozona *Globorotalia formosa formosa*-*Globorotalia aragonensis* concurren las especies *Globorotalia rex*, *Globorotalia spinulosa*, *Hantkenina dumblei*, *Globigerina senni*, *Hantkenina mexicana*, *Truncorotaloides topilensis*, *Pseudohastigerina micra*, *Truncorotaloides rorhi*, *Hantkenina alabamensis*, *Globorotalia spinuloinflata* y *Globorotalia centralis*. Esta Biozona fue reportada como *Globorotalia aragonensis* pero la distribución de este taxón nominal es del Eoceno Inferior hasta el Eoceno Medio. En Cuba oriental la biozona se define por la taxa *Globorotalia formosa formosa* y *Globorotalia aragonensis*, que son mas frecuentes, correlacionándose con la Biozona *G. formosa formosa*- *G. aragonensis* propuesta por Bolli *et al.* (1987).

De acuerdo con la macrofauna de foraminíferos, proponemos la Biozona *Discocyclina barkeri*-*Eocunoloides wellsii* para definir la parte alta del Eoceno Inferior en la zona de transición entre el Grupo El Cobre y la Formación Charco Redondo donde concurre *Amphistegina lopez trigoi* (cuadros 2,3 y 4).

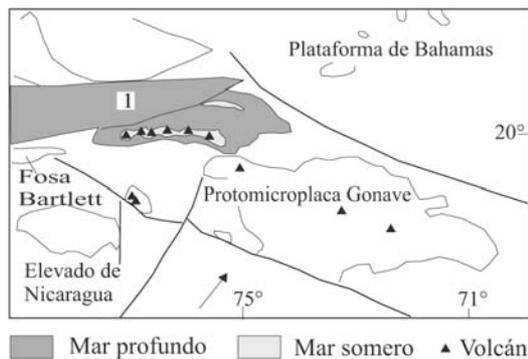


Fig. 4: Mapa paleogeográfico del Caribe noroccidental en el Eoceno Inferior.

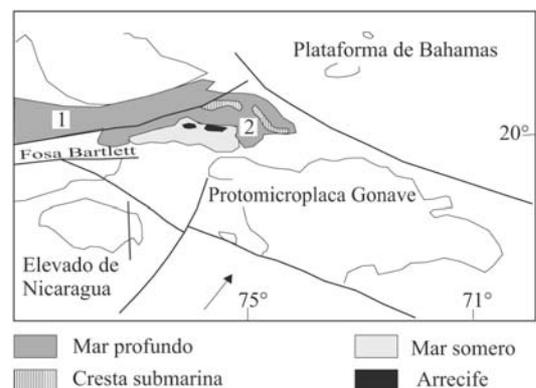


Fig. 5: Mapa paleogeográfico del Caribe noroccidental en el Eoceno Medio.

Eoceno Medio

En Cuba oriental, la *Globorotalia palmerae* se encuentra a niveles inferiores a la Biozona *G. aragonensis* (Sánchez *et al.*, 1985), por lo que *Globorotalia palmerae* (Bolli *et al.*, 1987), es propuesta como una biozona del Eoceno Inferior. De acuerdo con los foraminíferos bentónicos contenidos en las facies arrecifales de la Formación Charco Redondo se define la Biozona *Proporociclyna teres-Amphistegina havanensis* que equivale a la Biozona *Discociclyna marginata*. En las formaciones Puerto Boniato del Eoceno Medio y la zona transicional de la Formación Sabaneta a la Formación Puerto Boniato, se localiza la Biozona *Hantkenina mexicana* equivalente a las biozonas *Hantkenina aragonensis* (Bolli, 1957) y *Globorotalia bullbrooki-Hantkenina aragonensis* es poco frecuente en las secuencias de la parte baja del Eoceno Medio de Cuba Oriental en comparación con *Hantkenina mexicana*.

Los taxa que concurren en esta biozona son: *Globorotalia aragonensis*, *G. spinulosa*, *Globigerina senni*, *Hantkenina aragonensis*, *Globigerina senni*, *Hantkenina aragonensis*, *Truncorotaloides topilensis*, *Truncorotaloides rorhi*, *Globorotalia spinuloinflata* y *Globorotalia lenheri* (Cushman, 1950; Quintas, 1989 a).

Bolli (1957) propone para la base del Eoceno Medio la Biozona *Globorotalia palmerae* pero Bronniman & Rigassi (1963) localizaron la *Globorotalia palmerae* en la Formación Capdevila y en la parte baja del Miembro Toledo, lo que la sitúa por debajo de la Biozona *Globorotalia aragonensis* del tope del Eoceno Inferior.

En esta biozona concurren *Amphistegina cubensis*, *Fabiania cubensis*, *Asterociclyna monticellensis*, *Dictyoconus americanus* y *Amphistegina lopez trigoi* (cuadros 2, 3 y 4).

Radiolarios

Los radiolarios se localizan fundamentalmente en las facies vulcanógenas carbonatadas silíceas de la Formación Sabaneta en la zona de propagación de Mayarí-Baracoa. Los principales taxa encontrados son: *Spongodiscus parix*, *S.*

americanus, *Amphicraspedum prolexum*, *Theocotyle elcus*, *Lithomitra linneata*, *Stylosphaera sp.*, *Kainoconus ovalis*, *Phormocyrtis heliaderiscus*, *Lychnocanium sp.*, *Cenosphaera sp.*, *Lychnocanium grande*, *L. Bellum*, *Theocotyle ficus*, *T. tripiramys*, *Spongodiscus phrix*, *Podocyrtis sp.*, *Thyrsocyrtis hirsute*. En las facies carbonatadas de la Formación Puerto Boniato, Quintas (1989 a y b) reporta además *Cenosphaera sp.* y *Spongodiscos goride*.

Ostrácodos

Los ostrácodos están pobremente representados en los cortes de la parte alta del Eoceno Inferior y en la parte baja del Eoceno Medio en las formaciones Puerto Boniato y Sabaneta. Los taxa presentes en la Formación Sabaneta son: *Krithe intermedia*, *Cythereis sp.*, *Pontocyrella obscura* y en la Formación Puerto Boniato *Bairdia sp.*

PALEOGEOGRAFÍA DE LA ZONA DE TRANSICIÓN DEL EOCENO INFERIOR AL EOCENO MEDIO

La zona de transición del Eoceno Inferior al Eoceno Medio se diferencia en gran medida entre las porciones central y suroeste, y norte de Cuba Oriental. Al centro y suroeste de Cuba Oriental se propaga el Grupo El Cobre tanto en superficie (Sierra Maestra), como en el subsuelo (valles centrales orientales). En la parte alta del Grupo El Cobre predominan las molasas compuestas por areniscas, conglomerados y aleurolitas, tufíticas con algunas intercalaciones de calizas tufíticas.

En la parte alta del Eoceno Inferior del Grupo El Cobre están presentes microfósiles como *Lepidociclyna*, *Helicostegina*, *Fabiania*, *Asterociclyna*, *Discociclyna*, *Pseudophragmina*, *amphisteginidos*, restos de corales, algas y espículas de esponjas que indican la acumulación de estas secuencias en cuencas marinas someras cercanas a terrenos volcánicos que estaban siendo sometidos a un proceso intenso de erosión (Cobiella, 1988; Quintas, 1989 a). En el Eoceno

Inferior Tardío ocurrió la extinción del arco de islas volcánicas Sierra Maestra. El cese de la acumulación de piroclastitas en la zona de transición entre el Grupo El Cobre y las formaciones Puerto Boniato y Charco Redondo indica el fin del proceso de subducción. En Haití y República Dominicana se propagan varias formaciones correlacionables con el Grupo El Cobre y la Formación Sabaneta, como Perodín, Imbert, Loma Caballero, etc. Descontando el efecto de traslación de la microplaca Gonave producto del proceso de transcurencia de la falla Oriente, se obtiene que en el Eoceno Inferior Tardío Cuba Oriental y La Española, formaban parte de una microplaca a la que hemos denominado protomicroplaca de Gonave, que se localizaba en la placa Caribe siendo limitada al norte por la cuenca Cauto-Nipe, formada como producto del proceso de expansión de la Cuenca Yucatán (Fig. 4).

La extensión de la fosa de Bartlett hacia el este conjuntamente con el desgarramiento de Cuba Oriental de la protomicroplaca Gonave dio lugar al cese del proceso de subducción y de la actividad volcánica en Cuba Oriental.

Pindell (1994) plantea que *...The middle Eocene was marked by the termination of Bahamian Antillean collision and the onset of platform deposition in Cuba ... Extension in the Yucatan basin ceased associated Cuba come to rest against the Bahamas ...*

La ocurrencia de un paso gradual entre el Grupo El Cobre y las formaciones Charco Redondo y Puerto Boniato, compuestas por facies carbonatadas, acumuladas tanto en complejos arrecifales como en mares profundos, indican efectivamente un cambio trascendental en el marco geodinámico regional que dio lugar a un proceso de acreción de Cuba oriental a la paleoplataforma de Bahamas, pero a la vez una diferenciación sustancial con respecto al resto de Cuba en donde se desarrollaba un proceso de obducción que culminó con la colisión de los terrenos del paleoarco contra el paleomargen de Bahamas del Eoceno Medio al Eoceno Superior (Quintas *et al.*, 1994; Cazañas *et al.*, 1998).

La fosa de Bartlett constituye actualmente el límite de las placas norteamericana y Caribe.

Algunos dragados realizados en la pared norte de la fosa han revelado la afinidad que existe con la geología de Cuba Oriental y la Cresta de Caimán (Perfit & Heezen, 1978). Partiendo de estas características, Draper & Barros (1994), plantean que el arco de islas volcánicas del Paleógeno constituye un problema a resolver por la cinemática y la geometría de placas.

La presencia del Grupo El Cobre y de la Formación Charco Redondo en la Cuenca Cauto-Nipe (en el subsuelo), es de gran interés, ya que según Bush & Sherbacova (1986) esta cuenca presenta una corteza de tipo suboceánica donde las rocas mantíferas adoptan una estructura dómica, por lo que esta cuenca tendría características similares a las de un aulacógeno (Quintas *et al.*, 1994).

La cuenca de Cauto-Nipe constituyó una extensión de la cuenca Yucatán y parte del límite entre las placas Norteamericana y Caribe durante el Eoceno Inferior y parte del Eoceno Medio, lo que explicaría la ausencia de evidencias de la ocurrencia de procesos de colisión arco-continente en Cuba Oriental durante el Paleógeno, como ocurre en el resto de Cuba y su sustitución por un proceso de convergencia (Quintas, 1989 a).

Hacia la parte norte del territorio el corte de la parte alta del Eoceno Inferior se caracteriza por la presencia de facies volcanógenas de grano fino, con intercalaciones de silicitas y calizas pelágicas de la Formación Sabaneta. Estas secuencias son de tipo flysch con una rica microfauna de radiolarios como *Spongodiscus parix*, *S. americanus*, *Lithonitia linneata*, *Stylosphaera sp.*, *Kainoconus ovalis* así como formas planctónicas como *Globorotalia triloculinoidea*, *G. trinidadensis* y otros, indicadores de condiciones de mares muy profundos (Fig. 5).

A fines del Eoceno Inferior la actividad volcánica fue muy esporádica hasta extinguirse, dando lugar a la formación de una extensa cuenca marina que formaba parte del margen pasivo de la Plataforma Bahamas-Cuba. En la región oriental empezó a dominar la sedimentación calcárea en condiciones de aguas profundas y someras con un relieve submarino muy complejo en un marco de un proceso de subsidencia generalizada (Fig.5).

La reducción paulatina del aflujo de sedimentos terrígenos influyó en el predominio de la sedimentación calcárea en aguas profundas (Formación Puerto Boniato) y localmente también en aguas someras (Formación Charco Redondo), tal y como ha sido evidenciado por Kumpera (1968), Cobiella (1978), Nagy *et al.*, (1983) y Quintas (1989 a y b)

La Formación Puerto Boniato se caracteriza por la presencia de una rica fauna planctónica que en su base constituye la orictocenosis de la Biozona *Hantkenina mexicana*; las taxa como *Globorotalia aragonensis*, *Globorotalia spinulosa*, *Globigerina*, *Truncorotaloides topilensis* y otros indican las condiciones de mares profundos en condiciones bati-abisales.

Lombard (1956), estima que los globigerínidos y globorotalídeos indican fondos de 900-4500 m, aunque son mas frecuentes en fondos de 1800 m; dado que a las litofacies de la Formación Puerto Boniato caracterizadas por la presencia de estructuras de aguas profundas contienen radiolarios *Cenosphaera sp.* y los de la Familia *Spongoridae* las profundidades del fondo deben ser típicas de las zonas bati-abisal.

La Formación Charco Redondo se acumuló en zonas de mares neríticos, en complejos arrecifales, caracterizándose en su base por la presencia de la Biozona *Proporocyclina teres* y *Amphistegina havanensis* donde concurren *Amphistegina cubensis*, *Fabiania cubensis*, *Asterocyclina monticellensis* y otras especies afines. Según Lombard (1956), la orictocenosis asociada con la *Amphistegina* caracteriza a los fondos de 9 m a 110 m con temperaturas de 18,9°C a 24,8°C, condiciones que serían características del medio marino donde se acumuló la Formación Charco Redondo.

En la litofacies calcárea arrecifales de la Formación Charco Redondo, además de los foraminíferos bentónicos, presentan restos de algas y de conchas de moluscos, espículas de esponjas, corales y otros fósiles típicos de los complejos arrecifales.

Robinson (1988), considera que la asociación de *Fabiania*, *Amphistegina*, *Asterocyclina*, *Discocyclina*, en numerosos estudios paleobiogeográficos y paleoecológicos locales han mostrado que estos géneros están asociados con sedimentos

depositados en las márgenes de plataformas carbonatadas; esta asociación es típica para la Formación Charco Redondo.

La coincidencia del proceso de expansión de la cuenca de Yucatán y el cese del proceso de colisión en Cuba centro-occidental y la subducción en Cuba Oriental se relaciona con el desarrollo del nuevo límite entre las placas Caribe y Norteamericana, así como el desmembramiento de la protomicroplaca de Gonave quedando Cuba Oriental suturada a la placa Norteamericana.

Este proceso está marcado por el paso de la microfacies volcánica terrígenas molásicas del Grupo El Cobre a las litofacies carbonatadas de las formaciones Puerto Boniato y Charco Redondo desde la parte alta del Eoceno Inferior Tardío a la parte baja del Eoceno Medio indicando condiciones especiales del desarrollo paleogeográfico de la cuenca del margen pasivo de Bahamas en Cuba Oriental que la diferencia tanto desde el punto de vista litoestratigráfico como bioestratigráfico a Cuba Oriental del resto de Cuba.

CONCLUSIONES

En el Eoceno Inferior Tardío existió una cuenca marina que se profundizaba hacia el norte hasta alcanzar fondos abisales, mientras ocurría el proceso que condujo a la extinción del arco de islas volcánicas Sierra Maestra.

En el Eoceno Medio Temprano cesó el vulcanismo y Cuba Oriental quedó suturada al Paleomargen de Bahamas con el abortamiento del proceso de extensión de la cuenca de Yucatán hacia la cuenca Cauto-Nipe.

Durante el Eoceno Medio Temprano predominaron los mares profundos en Cuba Oriental, con un relieve de fondo complejo. En esta cuenca se acumularon fundamentalmente facies carbonatadas pelágicas y en menor medida facies arrecifales.

La Biozona *Globorotalia formosa formosa-Globorotalia aragonensis* define el límite superior del Eoceno Inferior en Cuba Oriental.

Se define la Biozona *Discocyclina barke-ri-Eocunoloides wellsii* para la parte superior del Eoceno Inferior.

En el Eoceno Medio Temprano en Cuba Oriental se localiza la Biozona *Hantkenina mexicana* que es equivalente a la Biozona *Hantkenina aragonensis* para el resto de Cuba.

Los macroforaminíferos de la Formación Charco Redondo concurren en la Biozona *Proporocyclina teres-Amphistegina havanensis*.

REFERENCIAS

- ARCIAL, F., 1978: Geología del curso medio del río Castro. - 65 págs. Inst. Sup. Minero Metalúrgico, Moa, Holguín [Tesis de ingeniería].
- BECKMAN J.P. & BECKMAN R., 1969: Biozonas de foraminíferos del Eoceno Inferior y Medio de Cuba. - Schweizerische Paläont. Abh. 81: 31-75.
- BLANCO, S. & FERNÁNDEZ, J., 1984: Zonaciones cubanas de los principales grupos de fósiles de importancia estratigráfica. - 45 págs. Inf. al Comité Nacional Cubano del PICG 165 [Informe no publicado].
- BOLLI, H., 1957: Planctonic foraminifera in the Eocene Novet and San Fernando Formation of Trinidad. - Bull. West Indies USA Natural Museum, 934: 155-172.
- BOLLI, H. & CITA, M.B., 1960: Globigerine e globorotalie del Paleocene di Paderno d'Adda (Italia). - Rev. Italiana Paleont. 66: 1-42.
- BOLLI, H., SAUNDERS, J.B. & BERCHI-NIELSEN, K., 1987: Plankton stratigraphy - 250 págs. Cambridge University Press, England
- BRONNIMAN, P. & RIGASSI, D., 1963: Contribution to the geology of the city of Havana Cuba and its surroundings. - Eclogae geologiae Helvetica, 56: 193-486
- BUSH, V., & SHERBACOVA, I., 1986: New data on the deep tectonics of Cuba. -Geotectonics, 20(3):192-203.
- CAZAÑAS, X., PROENZA, J., MATTIETI, G., LEWIS, J. & MELGAREJO, J., 1998: Rocas volcánicas de las series Inferior y Media del Grupo El Cobre en la Sierra Maestra (Cuba Oriental): Volcanismo en un arco de islas tholeítico - Acta Geol. Hispánica, 33(1-4): 57-74.
- COBIELLA, J., 1978: Estratigrafía y paleogeografía del Paleógeno en Cuba Oriental. - 160 págs. Inst. Sup. Minero Metalúrgico, Moa, Holguín [Tesis doctoral].
- COBIELLA, J., 1979: La Formación El Cobre. - Minería en Cuba, 5(3):17-21.
- COBIELLA, J., 1983a: Propuesta de una nueva unidad litoestratigráfica en el Eoceno de Cuba Oriental. - Geología y Minería, 9(2):18-35.
- COBIELLA, J., 1983b: Algunas consideraciones sobre el origen de la Fosa de Bartlett. - Geología y Minería, 9(3): 17-36.
- COBIELLA, J., 1988: Vulcanismo Paleógeno cubano. - Tecnológica, 18 (4): 25-32.
- CORDOBÉS, R., 1978: Geología de la zona Toa-Duaba-Baracoa. - 123 págs. Inst. Sup. Minero Metalúrgico, Moa, Holguín. [Tesis de ingeniería].
- CUSHMAN, J., 1950: Foraminifera. - 589 págs. Harvard University Press, Cambridge. England.
- DEL PINO M., & MOREJÓN J., 1982: Geología del área de Tacajó, Holguín. - 91 págs. Inst. Sup. Minero Metalúrgico, Moa, Holguín. [Tesis de ingeniería].
- DRAPER, G., & BARROS, J., 1994: Cuba. - En: DONOVAN, S., JACKSON, T. (eds.): Caribbean geology: An introduction. -UWI Publisher's Association. Jamaica: 65-83.
- ITURRALDE-VINENT, M., 1976: Estratigrafía del área Calabazas-Achotal. Parte I. - Minería en Cuba, 5: 9-23.
- ITURRALDE-VINENT, M., 1977: Estratigrafía del área Calabazas-Achotal. Parte II. - Minería en Cuba, 6: 32-40.
- ITURRALDE-VINENT, M., 1995: Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba. - Bol. Soc. Venezolana Geol. 20(1-2): 75-80.
- ITURRALDE-VINENT, M., 1997: Cuba: El archipiélago volcánico Paleoceno-Eoceno Medio. - En: ITURRALDE-VINENT, M. (ed.): Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. - No.1 Project 364 Caribbean Ophiolites and volcanic arc. Miami. Special Contribution, 1: 231-246.

- KUMPERA, O., 1968: Contribución a la geología de la Sierra de Nipe. - Serie geol. Univ. de Oriente, 2(1): 1-23.
- KEIJZER, F., 1945: Outline of the geology of the eastern part of Oriente province Cuba. - Geog. Geol. Mededeed (Utrecht) Geol reeks, 2(6): 1-235.
- LAVEROV, N. & CABRERA, R., 1967: Algunas particularidades de la geología de los alrededores del yacimiento El Cobre relacionados con su génesis. - Serie Geol. de la ACC, 1(1): 104-121.
- LEWIS, G. & STRACZEK, J., 1955: Geology of south central Oriente province. - Bull. Geol. Surv. 975: 171-235.
- LOMBARD, A., 1956: Geologie sedimentaire. Les series marines. - 718 págs. Masson et Cie. París.
- NAGY, E., BRCZSNYANSSZKY, K., BRITO, A., COUTIN, D., FORMELL, F., FRANCO, G., GYARMATY, P., RADOZC, G. & JAKUS, P., 1983: Contribución a la geología de Cuba Oriental. - 87 págs. Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.
- PERFIT, M. & HEEZEN, B., 1978: The geology and evolution of the Cayman trench. - Geol. Soc. America Bull, 89(8): 1155-1174.
- PÉREZ, A. & LUZARDO, A., 1984: Levantamiento geológico de Flores. - 87 págs. Inst. Sup. Minero Metalúrgico, Moa, Holguín [Tesis de ingeniería].
- PINDELL, J., 1994: Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. En: DONOVAN, S. & JACKSON, T. (eds.): Caribbean geology: An introduction. - UWI Publisher's Assoc. Jamaica: 13:40.
- QUINTAS, F., 1975: Geología de Las Yaguas, Sierra de la Gran Piedra. - 40 págs. Univ. Oriente Santiago de Cuba.
- QUINTAS, F., 1989a: Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico Superior al Paleógeno de la provincia Guantánamo y áreas cercanas. - 145 págs. Inst. Sup. Minero Metalúrgico, Moa, Holguín [Tesis doctoral].
- QUINTAS, F., 1989b: Bioestratigrafía del corte mesozoico del extremo oriental de Cuba. - Geología y Minería, 3(1): 3-8.
- QUINTAS, F., HERNÁNDEZ, M. & BLANCO, J., 1994: Origen y evolución del arco de islas volcánicas Sierra Maestra. - Geología y Minería, 11(1): 3-12.
- ROBINSON, E., 1988: Early tertiary larger foraminifera and platform carbonates of the northern Caribbean. - Transaction 11th Caribbean Geol. Conf. Barbados: 501-511.
- RODRÍGUEZ, O., 1986: Análisis estratigráfico estructural de las formaciones terciarias en la zona de Alcalá, provincia Holguín. - 70 págs. Inst. Sup. Minero Metalúrgico, Moa, Holguín. [Tesis de ingeniería].
- RODRÍGUEZ, M. & MÉNDEZ, I., 1974: Geología de las Sierras de Puerto Boniato y Puerto Pelado. - 70 págs. Univ. Oriente, Santiago de Cuba [Tesis de ingeniería].
- SÁNCHEZ, J., FERNÁNDEZ, G. & BLANCO, S., 1985: Sobre la posición estratigráfica en Cuba de la Biozona *Globorotalia palmerae* y su importancia en la edad del sobrecorrimiento en Cuba Occidental. - Tecnológica, 15: 19-31.