

ACTA GEOLOGICA HISPANICA, v. 33 (1998), nº 1-4, p. 9-56

Sinopsis de la Constitución Geológica de Cuba

Synopsis of the Geological Constitution of Cuba

M. A. ITURRALDE-VINENT

*Museo Nacional de Historia Natural, Obispo #61, Plaza de Armas
La Habana Vieja CH 10100, Cuba. E-mail: iturralde@mnhc.inf.cu*

RESUMEN

En este trabajo se presenta una síntesis actualizada de la constitución e historia geológica de Cuba y sus territorios aledaños. Según el modelo geológico que aquí se propone, en la constitución geológica del territorio se reconocen dos niveles principales: el substrato plegado y el neoaútctono. Constituyen el substrato plegado un conjunto de rocas distintamente deformadas y metamorfizadas, cuya antigüedad se remonta del Jurásico Inferior-Medio al Eoceno Superior, aunque hay pequeños afloramientos del Neoproterozoico. Este conjunto lo integran fragmentos de estructuras propias del Caribe occidental y del Pacífico, originados sobre substrato continental y oceánico. Las unidades geológicas de naturaleza continental son segmentos de los antiguos márgenes continentales de Yucatán y las Bahamas, parcialmente cubiertos por cuencas de antepaís. Las unidades geológicas de naturaleza oceánica son relictos de antiguas cortezas oceánicas, y cuatro sistemas de arcos volcánicos, tres del Cretácico y uno del Paleógeno. Sobre las unidades oceánicas se desarrollaron cuencas sedimentarias postvolcánicas y transportadas (*piggy back*) de edad Campaniense superior al Eoceno Superior. El Neoaútctono está representado por varias generaciones de cuencas sedimentarias desarrolladas sobre el substrato plegado, que cubren como un tapete poco deformado las estructuras anteriores. El contraste principal entre el substrato plegado y el neoaútctono es que el primero incluye elementos de distinta procedencia, propios de las placas de Norteamérica, del Caribe y, probablemente, del Pacífico; en cambio, el neoaútctono representa la evolución de un segmento pasivo del margen meridional de la placa de Norteamérica, después que los integrantes del substrato plegado se acrecieron a ella.

Se discuten dos posibles modelos de la estructura interna del orógeno plegado cubano, y se adopta uno de éstos para desarrollar un esquema de la evolución geológica del Caribe.

Palabras clave: Cuba. Constitución geológica. Tectónica de placas. Caribe.

ABSTRACT

A synthesis of the historical geology and constitution of Cuba is here presented. In this context, Cuba can be differentiated into the foldbelt and the neoautochthonous. In the foldbelt, Early-Middle Jurassic to Late Eocene rocks, as well as some minor Neoproterozoic elements, are distinctly deformed and metamorphosed. They represent fragments of structures detached from the western Caribbean and

Pacific realms. These are passive margin-foreland sections detached from the Maya block (Yucatan peninsula), parts of the Strait of Florida block (Bahamas); fragments of antique oceanic crusts and island arc segments, both of Cretaceous and Paleocene-Middle Eocene age. The neautochthonous represent a set of several sedimentary basins of latest Eocene to Recent, that like a carpet, rest unconformably above the foldbelt. These rocks are slightly deformed and represent the latest evolution of Cuban archipelago. The main differences between the foldbelt and the neautochthonous lies in the fact that the foldbelt encompasses elements detached from several old tectonic plates (North American, Caribbean and, probably, Pacific), while the neautochthonous evolved entirely on a passive segment of the North American plate margin, after the accretionary process that led to the formation of the foldbelt.

Two possible interpretations of the structure of the foldbelt are discussed, and according one of those models, it is presented a set of evolutionary maps and cross sections of the Caribbean.

Key words: Cuba. Geological constitution. Caribbean. Plate tectonics.

EXTENDED ABSTRACT

A synthesis of the geological constitution of Cuba is here presented. In this context, Cuba can be differentiated into the foldbelt and the neautochthonous (Fig. 1). The main difference between the foldbelt and the neautochthonous lies in the fact that the foldbelt encompasses elements detached from several old tectonic plates (North American, Caribbean and probably Pacific) while the neautochthonous evolved entirely on a passive segment of the North American plate margin, after the accretionary process that led to the formation of the foldbelt.

The foldbelt encompass Early-Middle Jurassic to Late Eocene rocks, as well as some minor Neoproterozoic elements, distinctly deformed and metamorphosed (Fig. 2). They represent fragments of structures detached from the North American Plate (NOAM), the Caribbean crust and the Pacific realm. Part of the Florida Strait Block outcrops north of Cuba, is nearly autochthonous/ parautochthonous, and represent the overthrust margin of NOAM. This tectonic unit in Cuba is represented by sections of Mesozoic carbonate platform and its slope deposits (Figs. 1, 2, 3, 4). The Pinos terrain is a barrovian sialic metamorphic block, probably detached from the Maya Block (Yucatan platform). The Guaniguanico, Escambray, and Placetas terrains contain tectonic units of continental margin, oceanic crust and volcanic arc origin, now structurally amalgamated (Figs. 2, 3). They include sections probably detached from the Maya block (Yucatan peninsula) and the Jurassic-Cretaceous Caribbean crust and sediments.

Within the tectonostratigraphic sections of the NOAM continental margin, three stages of tectonic evolution can be distinguished. A Lower Jurassic through Tithonian syn-rift stages, a Cretaceous extensional (drifting) event, and a Paleocene throughout Eocene foreland stage. These sections are described in some detail. The study of the foreland stage (Figs. 13, 15-16) suggest that the accretion of the oceanic units against the NOAM margin took place between the Paleocene and Upper Eocene, and not before.

Oceanic crustal elements are described as the northern ophiolites and the infra-arc crust (Figs. 5-9). The northern ophiolites include ultramafic tectonites, intermediate as well as cumulate gabbroids and ultramafics, and locally, isotropic gabbroids (Fig. 6). These rocks are strongly deformed, and usually rest allochthonous above NOAM foreland sections (Fig. 5). Embedded as blocks in the northern ophiolites and imbricated as thrust sheets are found sections of Cretaceous intraplate basalt, back arc volcanic and sedimentary rocks, as well as arc sections. The infra-arc crust rest at the base of volcanic arc units, and is known as the Mabujina and Guira de Jauco amphibolites, serpentinites and metamorphic arc units (Fig. 1).

Several island arc systems can be recognized in the foldbelt (Figs. 2, 9-12), both of Cretaceous and Paleocene-Lower Eocene age. Amongst these systems two pre-Albian arcs can be recognized. A Boninite arc developed within the ophiolites in the north, and a primitive island arc (PIA) developed above metamorphic oceanic crust (Fig. 10). Two other arcs systems are dated as Albian-Campanian and mid Danian-Lower Eocene age. The composition and orientation of the arcs is discussed in some detail. It is concluded that the subduction zone of the Boninite arc was probably located north of the arc and dipping south, while the PIA arc had its subduction zone located south and dipping north. Also both the Albian-Campanian (Fig. 9) and Danian-Lower Eocene (Fig. 13) arc systems had the subduction zone located south and dipping north.

Several post-volcanic and piggy back sedimentary basin are described (Figs. 13-16). The post-volcanic basins evolved during the Late Campanian-early Danian above the Cretaceous arcs (Figs. 2 and 13), while the mid Danian-Late Eocene piggy back basins present a distinct development depending on their location above the arcs or above the deformed northern ophiolites (Fig. 13).

The Latest Eocene to Recent Neotethyan is characterized as a series of sedimentary basins, slightly deformed, which rest above the deformed foldbelt (Fig. 17). These basins record the history of *in situ* evolution of several tectonic blocks, horst/graben style, which accommodated as much as 3,000 meters of sediments in the areas of larger subsidence, representing a rather low value. This process produced a progressive extension of the subaerial part of the blocks, up to the formation of the present day morphology.

The paper includes a discussion of the tectonic position of the main elements of the Cuban foldbelt, as well as the implication of these issues for the development of a plate tectonic model of the island (Figs. 18-19). As a consequence, a Caribbean plate tectonic model is presented as a series of evolutionary maps and cross sections, in order to place the Cuban geology in the context of the Caribbean tectonics (Figs. 20-21).

INTRODUCCIÓN

La constitución geológica del territorio cubano es una de las más complejas de toda la región Caribe-Antillana, y quizás por esta misma razón y por sus riquezas naturales, ha sido objeto de investigaciones durante más de un centenar de años, comenzando por Alejandro de Humboldt, a finales del siglo pasado.

Esto ha dado por resultado que existan variadas monografías y mapas geológicos, editados sucesivamente desde 1869 hasta la fecha, que revelan el avance de los conocimientos y el desarrollo de las teorías sobre el origen y evolución del territorio. Las obras clásicas sobre la geología de Cuba fueron elaboradas por Manuel Fernández de Castro, José Isaac del Corral, Jorge Brodermann y Vignier, Antonio Calvache Dorado, Pedro J. Bermúdez, los discípulos de L.M. Rutten, Robert Palmer, y muchos otros. Asimismo, en las últimas décadas, están los trabajos de Furrázola et al. (1964), Khudoley (1967), Meyerhoff y Hatten (1968, 1974), Khudoley y Meyerhoff (1971), Pardo (1975), Linares, Osatchyi et al. (1985), Shein (ed., 1985), y muchos más que se citan en las referencias al final de este trabajo. Las mejores representaciones de la constitución geológica de Cuba, que tardarán muchos años antes de ser superadas, son el mapa geológico a escala 1:250 000 y el mapa tectónico a escala 1:500 000, publicados en la década de los ochenta (Pushcharovsky ed., 1988; Pushcharovsky ed., 1989).

Aquí se presentan de manera sintética las interpretaciones del autor sobre la constitución, estructura e historia geológica de Cuba en el marco del Caribe, así como una serie de mapas que ilustran la evolución del

Caribe, según los trabajos desarrollados en años recientes (Iturralde-Vinent 1981, 1988c, 1994a, 1995, ed., 1996; Kerr et al., 1999). El modelo que sobre el origen y evolución del Caribe aquí se presenta es un paso más en el desarrollo de los conceptos sostenidos por el autor sobre este tema, y constituye una alternativa al modelo ya clásico y ampliamente aceptado de Pindell y Barrett (1990) y Pindell (1994). Sin embargo, estos modelos tienen como limitante los problemas que aún están pendientes de resolver de la geología de las islas. Tal insuficiencia del conocimiento está determinado tanto por la falta de acceso de muchos autores a la abundante bibliografía geológica publicada en Cuba, en revistas a veces difíciles de conseguir, cuanto por la falta de una obra que sintetice los datos existentes al respecto. Asimismo, hay asuntos sobre los cuales faltan investigaciones adecuadas para adquirir los datos necesarios. Por eso, los problemas no están resueltos, ni se pueden resolverlos en este trabajo, que es apenas una introducción a la geología de Cuba. Sin embargo, algunos asuntos son discutidos en algún detalle, y las evidencias subrayadas, pues hay una serie de momentos de la geología cubana que son sistemáticamente obviados en las obras de generalización tectónica, en detrimento del correcto entendimiento de la geología y la evolución de Cuba y el Caribe.

MODELO GEOLÓGICO DE CUBA

La constitución geológica de Cuba, de acuerdo al autor, se puede representar mediante un modelo geológico como el de las figuras 1 y 2. Según dicho modelo, en Cuba se pueden reconocer dos niveles estructurales principales, a saber: el substrato plegado y el neotéctono.

la península de la Florida y las Bahamas (Pindell, 1994). Rocas del presunto basamento de este bloque se cortaron en los fondos marinos al NW de Cuba (Perforaciones DSDP 537 y 538). Estas rocas son filitas, gneissos y anfíbolitas de edad Cambro-Ordovícico, cortadas por diques de diabasas del Jurásico Inferior a Medio. Todo este conjunto es sobreyacido por sedimentos marinos del Cretácico Inferior (Schlager et al., 1984). En las rocas del basamento no se conocen fósiles.

Sobre este basamento se desarrolló inicialmente una sección constituida por rocas siliciclásticas del Jurásico Inferior-Medio(?) al Superior, probablemente en depresiones semigrabens. Estos estratos han sido reconocidos en los perfiles sísmicos marinos (Marton y Buffler, 1994), y fueron atravesados por el pozo Great Isaac perforado en la isla del mismo nombre en las Bahamas (Meyerhoff y Hatten, 1974; Ball et al., 1985). En Cuba, rocas de esta edad se encuentran también como fragmentos en las brechas de los diapiros salinos de Turiguanó, Punta Alegre y San Adrián, constituidos por filitas y lutitas jurásicas (Fig. 1), cuya edad se determina por la presencia de polen y esporas (Meyerhoff y Hatten, 1968). En los diapiros de Turiguanó y Punta Alegre aflora principalmente la sección representada por evaporitas (anhidritas, halita, calcita y dolomías) del Jurásico Superior, probablemente del Oxfordiense al Cretácico Inferior (Khudoley y Meyerhoff, 1971; Meyerhoff y Hatten, 1968, 1974). La composición de esta parte del corte refleja los cambios ocurridos en Pangea, que evolucionó, en la región de Florida-Bahamas, desde una depresión intracontinental hasta una cuenca oceánica mediterránea (Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999).

Megaplataforma Florida-Bahamas

A partir del Kimmeridgiense, en el Protocaribe occidental se desarrollaron una serie de plataformas carbonatadas, una de las cuales, de edad Kimmeridgiense-Aptiense, yace sobre el bloque Estrecho de la Florida, y fue denominada Megaplataforma Florida-Bahamas por Buffler y Hurst (1995). De esta misma época son la plataforma de Yucatán en el bloque Maya y la plataforma de San Vicente en el terreno Guaniguanico (ver más abajo). La sección de la megaplataforma Florida-Bahamas se ha intersectado en los pozos profundos perforados en la costa norte de Cuba, la península de La Florida, y las Bahamas. Está representada por dolomías, anhidritas, yesos y halitas (Fig. 2; Furrázola et al., 1964; Meyerhoff y Hatten, 1974; Iturralde-Vinent y Roque Marrero, 1982a, b; Roque Marrero e Iturralde-Vinent, 1987). Una parte de esta

sección está expuesta en Cuba nororiental, en el lugar conocido como Sierra de Gibara (Fig. 1). Allí afloran dolomías grises masivas de cristales gruesos, cubiertas por calizas lagunares y de rampa carbonatada con rudistas, que abarcan como mínimo del Hauteriviense al Aptiense inferior (Luperto Sinni e Iturralde-Vinent, 1993; Rojas et al., 1995).

Plataformas de las Bahamas

Entre el Aptiense y Albiense ocurrió la fracturación y desmembramiento de la megaplataforma Florida-Bahamas en unidades menores. Así se diferenciaron varias plataformas pequeñas separadas por canales de aguas profundas (Fig. 2; ver también la figura 2 de Iturralde-Vinent, 1994). Estas plataformas se han denominado genéricamente como "Plataforma de Bahamas" en la literatura geológica del Caribe y Cuba, pero lo cierto es que se trata de pequeñas unidades, relativamente independientes, que en el futuro deberían recibir nombres propios. Este conjunto de plataformas carbonatadas se mantuvo con la misma configuración aproximada hasta el Maastrichtiense inclusive (Ball et al., 1985; Iturralde-Vinent, 1994a; Buffler y Hurst, 1995).

Las rocas que constituyen las plataformas de Las Bahamas han sido descritas en general por Meyerhoff y Hatten (1974). En el norte de Cuba, afloran sólo las partes más meridionales de Las Bahamas, cuyas secciones estratigráficas se han denominado zonas de Cayo Coco y de Remedios (Figs. 1, 2 y 4; Ducloz y Vuagnat, 1962). Ambas zonas aparecen como una faja deformada que se encuentra al norte de Cuba central (Fig. 1). Se diferencian entre sí por la composición del corte estratigráfico del Albiense-Maastrichtiense (Fig. 2). La zona de Remedios constituye una sección de plataforma alargada, que se extendía de WNW a ESE, en tanto que Cayo Coco era un canal marino intraplatafórmico. A continuación se caracterizan estas unidades en mayor detalle.

Zona de Cayo Coco (canal intraplatafórmico)

El corte de Cayo Coco se conoce de una serie de pozos perforados en los cayos y la faja costera norte de Cuba, y aflora en el lugar conocido como Alturas de Jigüey (Fig. 1). La sección Aptiense inferior-Turoniense está constituida por algunos cientos de metros de espesor de calizas bien estratificadas con raros nódulos y capas de silicitas, depositadas en aguas relativamente profundas. Éstas se cubren por biocalciruditas y calizas de aguas pro-

fundas de edad Maastrichtiense. No se han encontrado fósiles del Coniaciense al Campaniense en los cortes de pozos ni afloramientos, lo que sugiere la presencia de un hiato (aunque no está claro si por erosión submarina o subaérea). En estas rocas se han reportado calpionélidos, foraminíferos planctónicos, radiolarios y ammonites (éstos últimos del Albiense superior). La zona está deformada por fallas inversas y un plegamiento moderado con vergencia NE (Meyerhoff y Hatten, 1968; Roque Marrero e Iturralde-Vinent, 1987).

Zona de Remedios (plataforma externa)

Más al sur de la zona de Cayo Coco se disponen los cortes que se han denominado Remedios (Ducloz y Vuagnat, 1962). Estos estratos son conocidos de pozos profundos y afloramientos en la vertiente norte de Cuba Central (Fig. 1; Alturas del Norte de Las Villas y Sierra de Cubitas) (Meyerhoff y Hatten, 1968, 1974; Pardo, 1975; Iturralde-Vinent, 1981; Iturralde-Vinent y Roque Marrero, 1987; Díaz et al., 1997). En los cortes típicos de Remedios (Fig. 3) dominan las calizas y dolomías, entre las que se encuentran más comunes las facies de ambientes de laguna, donde abundan las algas calcáreas, los foraminíferos de conchas aporcelanadas y arenáceas, los ostrácodos y algunos moluscos. En menor grado aparecen facies de barras y bancos con rudistas del Cenomaniense (?) y del Maastrichtiense (Rojas et al., 1995). Más raras son las intercalaciones de micritas finamente estratificadas con radiolarios, calcisferúlidos y foraminíferos planctónicos, propias de aguas más profundas, que se conocen sobre todo en el Cenomaniense, cuando la plataforma sufrió un hundimiento parcial. En la plataforma no se han podido identificar secciones de edad Turoniense al Santoniense, probablemente debido a la presencia de un hiato, pues hay una disconformidad en el tope del Cenomaniense (Díaz, 1985; Díaz et al., 1997). Las rocas están intensamente deformadas, con pliegues muy apretados con vergencia NE y fallas inversas y planos de corrimiento que separan varios mantos tectónicos. Esta secuencia representa los ambientes de una plataforma alargada de rumbo WNW-ESE que se situó en la antigua periferia meridional de Las Bahamas. Después del Cretácico la porción meridional de Las Bahamas (zonas de Cayo Coco y Remedios) sufrió una transformación y su régimen tectónico cambió al de cuenca de antepaís (Iturralde-Vinent, 1995).

Zona de Camajuaní (talud continental)

Esta zona aflora en Cuba central como una faja de rocas sedimentarias carbonatadas que se disponen justo al sur de la zona de Remedios (Fig. 1). Por el rumbo se hunden bajo distintos mantos tectónicos, tanto al NW en dirección a La Habana, como al SE en dirección a Holguín (Pushcharovsky ed., 1988, 1989). Las secciones están fuertemente deformadas y sobrecorridas hacia el NE, a manera de un conjunto de numerosos pliegues/escamas tectónicas superpuestas que, a menudo, presentan yacencia casi vertical (Fig. 4; Meyerhoff y Hatten, 1974; Meyerhoff y Hatten, 1968; Pushcharovsky et al., 1989). En las secciones predominan las capas depositadas en mares profundos, con la presencia común de detrito y biodetrito calcáreo de aguas poco profundas arrastrado desde la plataforma (zona de Remedios). Dentro de la zona las rocas más antiguas que se han identificado son calizas del Kimmeridgiense (Pardo, 1975), con facies de aguas someras que transicionan hacia aguas profundas al NW (pozos de exploración petrolera de la Bahía de Cárdenas). La sección del Tithoniense al Turoniense está representada por 1300 metros de calizas finamente estratificadas, algunas dolomías y frecuentes capas e intercalaciones de silicitas radioláricas; con horizontes de calcarenitas y calciruditas. Estas rocas contienen radiolarios, foraminíferos planctónicos, calpionélidos, calcisferúlidos, microfósiles *insertae sedis*, y ammonites propios de mar abierto. Después del hiato Turoniense-Campaniense aparecen calizas hemipelágicas maastrichtienses con intercalaciones de silicitas, de unos 100 metros de espesor (Figs. 2 y 4; Ducloz y Vuagnat, 1962; Meyerhoff y Hatten, 1968, 1974).

Macizo (terreno) de Asunción

Se conoce sólo en el extremo oriental de Cuba (Fig. 1), donde afloran dolomías, calizas y silicitas metamorfizadas, así como filitas y lutitas, cuya edad se estima del Jurásico tardío al Cretácico Inferior, de acuerdo a los radiolarios y escasos foraminíferos bentónicos que contienen (Fig. 1; Millán y Somin, 1985a, b). Está en contacto tectónico por debajo de las anfíbolitas Güira de Jauco y de las metavulcanitas cretácicas del Purial (Fig. 1). Algunos autores lo consideran un equivalente del macizo del Escambray (Millán y Somin, 1985a, b), pero tal punto de vista no tiene mucho fundamento, pues en el Escambray

Figura 2. Columnas tectonoestratigráficas de las principales estructuras del substrato plegado de Cuba. Ubicación en las figuras 1, 2 y 3.

Figure 2. Tectonostratigraphic columns of the principal structural units of the foldbelt. For location see Figs. 1, 2 and 3.

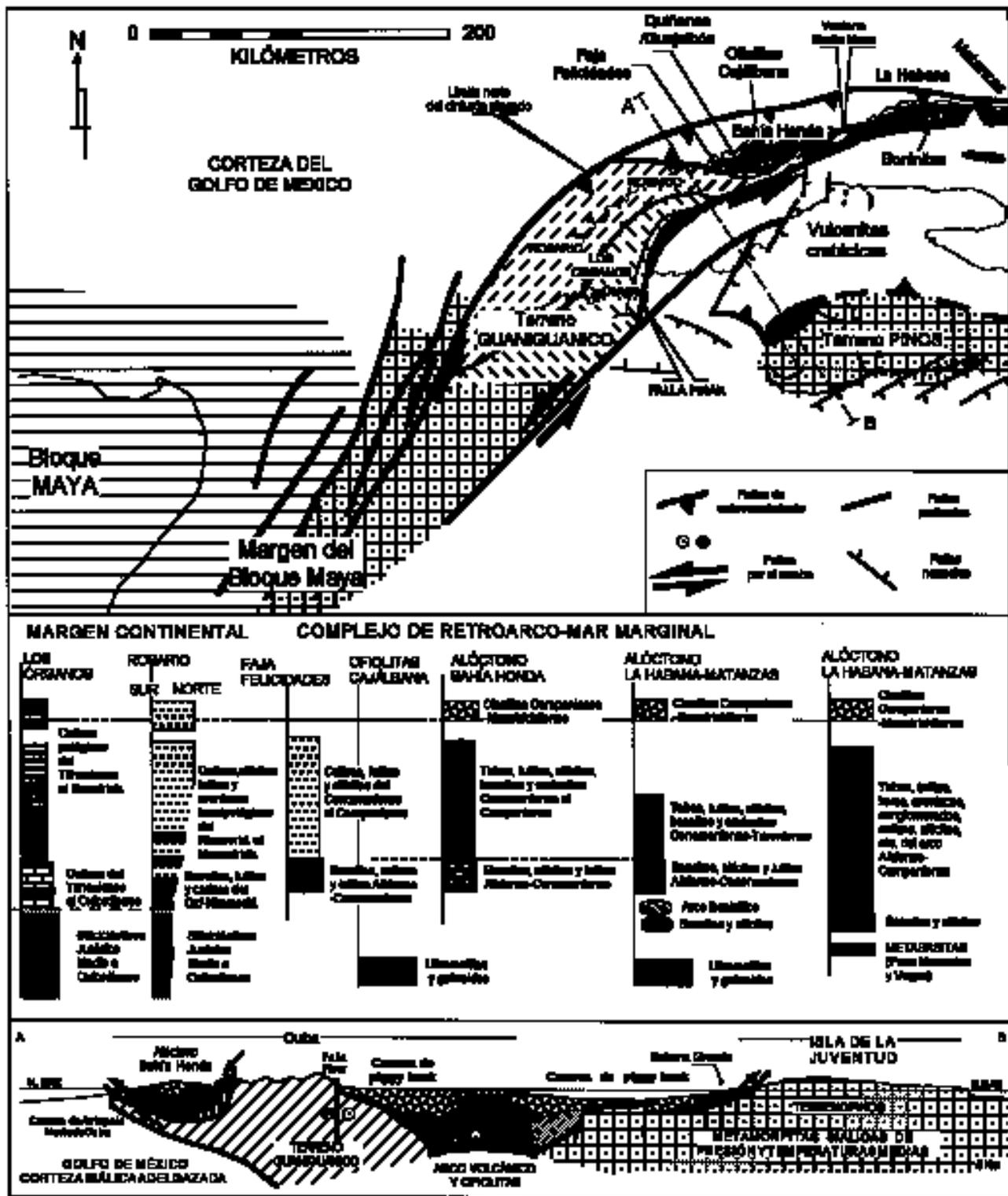


Figura 3. Mapa tectónico esquemático de Cuba occidental, perfiles y columnas estratigráficas simplificadas (adaptado de Pszczolkowski ed., 1983; Pushcharovsky ed., 1988, 1989; Rosencrantz, 1990).

Figure 3. Schematic tectonic map of western Cuba, with simplified stratigraphic columns and cross section.

hay una variedad mucho mayor de rocas. Una explicación más sencilla es que se trata de un afloramiento de las zonas de Remedios/Camajuaní, con metamorfismo regional (Iturralde-Vinent, 1994a) (Fig. 1). Este último criterio se apoya en el hecho de que, según las interpretaciones geofísicas, en Cuba oriental, bajo las ofiolitas y vulcanitas alóctonas, se encuentra una sección del margen continental (Shein ed., 1985; Peregi, 1999); y en el hallazgo de foraminíferos bentónicos típicos las plataformas carbonatadas en los mármoles de esta localidad (ver listado de fósiles en Somin y Millán, 1985a).

Terrenos sudoccidentales

En Cuba se han reconocido los llamados Terrenos Sudoccidentales (Guaniguanico, Escambray y Pinos; Iturralde-Vinent, 1994a), que tienen en común su aloctonía, un cierto grado de metamorfismo, y que contienen elementos tectonoestratigráficos desprendidos del margen continental del bloque Maya (Península de Yucatán).

Terreno Guaniguanico

Este terreno está situado en Cuba occidental, como un extenso afloramiento de compleja estructura interna. Las rocas expuestas se han dividido en varias secciones litoestratigráficas (Cangre, Los Órganos, Rosario Sur, Rosario Norte y Quiñones-Guajaibón), que afloran como fajas deformadas de rumbo NE a SW (Figs. 2 y 3). Estas deformaciones tienen vergencia N y NW, y son el resultado de la superposición de varias unidades de mantos de corrimiento empujados hacia el N-NW, que posteriormente fueron deformados como una cúpula periclinal cuyo eje se hundió hacia el E. Los mantos tectónicos en Guaniguanico, a diferencia del área norte de Cuba central, tienen poca inclinación (Piotrowska, 1976; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997).

Zonas de Los Órganos y Cangre

Ocupan la mayor parte del terreno Guaniguanico, justo al norte de la falla Pinar (Fig. 3). La sección más antigua que se conoce son estratos del Jurásico Inferior-Medio al Oxfordiense inferior, con espesor estimado entre 3000 y 5000 metros, representados por areniscas, lutitas, pizarras y escasos conglomerados, con raros cuerpos concordantes de diabasas y diques de gabroides y diabasas, con un metamorfismo moderado. En las lutitas y pizarras se encuentran restos de helechos, polen y esporas de he-

lechos, coníferas y cicadáceas, así como ocasionales capas de lumaquelas de pecelípodos (Pszczolkowski ed., 1987). Estas capas se depositaron en depresiones intracontinentales con ambientes deltaicos, lagunares y muy localmente de mar somero (Haczewski, 1976). Las capas descritas se cubren por areniscas, lutitas y calizas de aguas marinas someras, del Oxfordiense medio al superior, que representan la primera transgresión marina importante que completa la extensión del Tethys hasta el Caribe y el Golfo de México (Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999; Fig. 2). En aquellos mares proliferó una rica biota integrada por peces ganoideos, plesiosauroideos, pterosaurios, cocodriliformes, ammonites y pecelípodos (Iturralde-Vinent y Norell, 1996). Entre las rocas del Oxfordiense hay algunas capas finas de diabasas, basaltos e hialoclastitas (Pszczolkowski ed., 1987).

Más arriba los cortes contienen calizas bien estratificadas que pasan a masivas del Oxfordiense superior al Tithoniense inferior, depositadas en condiciones de plataforma carbonatada (Plataforma San Vicente). La recristalización ha destruido muchos de los fósiles en estas rocas, hoy representados por escasos microfósiles y algunos moluscos (Pszczolkowski ed., 1987). Durante el Tithoniense la plataforma se hundió y sobre ella se depositan en concordancia calizas con silicitas intercaladas, bien estratificadas, de aguas más profundas, que se extienden hasta el Cenomaniense. En estas rocas aparecen abundantes ammonites, algunos pecelípodos pelágicos, calpionélidos, microfósiles *insertae sedis*, etc. Sobre un hiato que abarca del Turoniense al Campaniense, los estratos del Campaniense-Maastrichtiense, son calizas y silicitas de aguas profundas, con raras intercalaciones de lutitas, que contienen radiolarios, foraminíferos planctónicos y otros microfósiles (Hatten 1957; Pszczolkowski ed., 1987). La Zona de Cangre es una faja plegada y metamorfizada en condiciones de alta presión, ubicada por el rumbo de la falla Pinar (Fig. 1, 3), cuyo protolito son rocas semejantes a las de la zona de Los Órganos (Somin y Millán, 1992; Pszczolkowski ed., 1987).

Zonas Rosario Sur y Norte

Estas zonas están ubicadas como se muestra en la figura 3, en posición tectónica sobre Los Órganos. En la zona de Rosario Sur las rocas del Jurásico Inferior(?) al Oxfordiense son semejantes a las descritas anteriormente en Los Órganos, pero ellas faltan por completo en la zona Rosario Norte (Fig. 2). También propio de la zona Rosario Sur es un potente cuerpo de basaltos con almohadillas intercalados con calizas y lutitas, de casi 400 metros

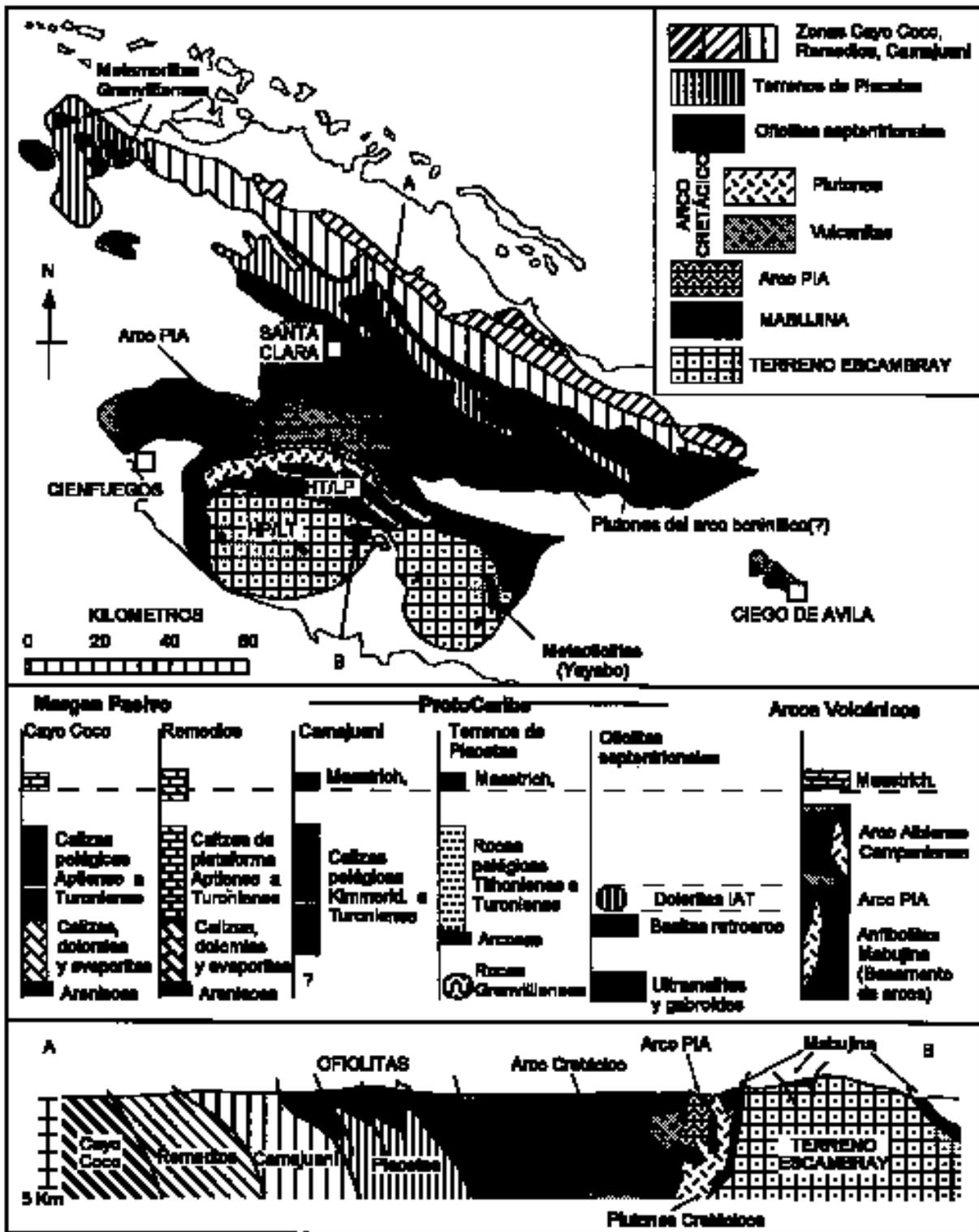


Figura 4. Mapa tectónico esquemático de Cuba central, columnas estratigráficas y perfil simplificados (adaptado de Bush y Sherbakova, 1986; Pushcharovsky ed., 1988, 1989; Kantshev ed., 1976).

Figure 4. Schematic tectonic map of central Cuba, with simplified stratigraphic columns and cross section.

de espesor (Fig. 2; Pszczolkowski ed., 1987). Se trata de basitas de rift intracontinental (Iturralde-Vinent, 1988c; Kerr et al., 1999).

Las secciones suprayacentes de edad Kimmeridgienne-Tithoniense, en ambas zonas de Rosario, se distinguen de aquéllas de Los Órganos por la ausencia de las calizas de plataforma (Miembro San Vicente), que están sustituidas por calizas y pizarras calcáreas bien estratificadas, de facies de cuenca marina, que contienen capas intercaladas de detritos (calcarenitas) derivados de la plataforma (Fig. 2; Pszczolkowski, 1978). El Tithoniense tardío está representado por calizas bien estratificadas con intercalaciones de silicitas, indicando una profundización del fondo de la cuenca; evento que se refleja también en las secciones de Los Órganos y de Camajuaní y Placetitas de Cuba central (Fig. 2). La sección del Cretácico Neocomiense a Turoniense se compone de calizas, pizarras y areniscas arcóscas, de ambiente de aguas profundas. Muy peculiar es un potente horizonte de silicitas del Albiense-Cenomaniense que ocurre sobre todo en la zona de Rosario Norte al igual que en las secciones de Placetitas (Cuba central). El Cretácico Turoniense-Santoniense(?) está representado por un hiato que lo sobreyacen calizas, lutitas y argilitas del Campaniense-Maastrichtiense (Pszczolkowski ed., 1987). Todas las rocas descritas contienen principalmente microfósiles pelágicos, es decir, radiolarios, calpionélidos, *insertae sedis*, foraminíferos, ostrácodos, calciferúlidos, etc. Estas secciones están coronadas por un potente depósito de calciturbiditas (Formación Cacarajícara), que sobreyace rocas desde el Tithoniense hasta el Campaniense, y cuya edad se ha definido clásicamente como Maastrichtiense (Hatten, 1957; Pardo, 1975; Pszczolkowski 1986b; Pszczolkowski ed., 1987). Sin embargo, la posibilidad de que estas rocas correspondan a una capa del límite Cretácico-Terciario no se puede dejar de considerar.

Zona de Quiñones/Guajaibón

Las rocas de esta zona yacen en posición tectónica sobre las de Rosario Norte (Fig. 3). La secuencia estratigráfica de Quiñones/Guajaibón se distingue porque los depósitos del Jurásico Superior y más jóvenes contienen un volumen reducido del componente clástico en comparación con los cortes de Rosario. Del Jurásico Superior al Aptiense se encuentran calizas pelágicas con calpionélidos, *insertae sedis*, foraminíferos y otros microfósiles, propias de una cuenca marina profunda. Estas rocas están plegadas y en contacto tectónico con calizas propias de un banco carbonatado del Albiense-Cenomaniense (Plataforma Guajaibón), donde proliferaron algas calcáreas, for-

miníferos bentónicos, y ostrácodos. Aquí hay un hiato del Turoniense al Santoniense, y las capas del Campaniense y Maastrichtiense no se distinguen de las que aparecen en la sección norte de Rosario (Fig. 3). Las rocas del Campaniense en las secciones de Quiñones-Guajaibón y Rosario Norte contienen detritos procedentes de la erosión de rocas volcánicas (Pszczolkowski, 1978), sugiriendo la presencia de afloramientos del arco volcánico y/o ofiolitas (alóctonos) en el área de aportes. El origen del banco carbonatado Guajaibón no está bien determinado. Una hipótesis es que se trata de una estructura al estilo del Pinar Knoll (Díaz et al., 1997), pero puede también ser interpretado como un segmento arrancado de la plataforma de Yucatán (A. Pszczolkowski, comun. personal, 1997).

Las deformaciones del terreno Guaniguanico provocaron un metamorfismo regional de bajo grado, generalmente por debajo de la facies de esquistos verdes, a excepción de la zona Cangre, donde alcanza la facies de esquistos azules. Estas deformaciones ocurrieron principalmente en el Eoceno Inferior a Medio, al igual que el metamorfismo (Pszczolkowski, 1985) y dieron lugar a la formación de un apilamiento de mantos tectónicos procedentes del S-SE (Figura 3; Rigassi-Studer, 1963; Piotrowska, 1976). Sin embargo, el estilo del emplazamiento de los mantos determinó que las zonas antes descritas yazgan en una posición inversa a la que tenían en la cuenca original (Iturralde-Vinent, 1994a; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997), asunto que se discute más adelante (vea cuenca de antepaís Guaniguanico).

Terreno Escambray

Este terreno se encuentra al sur de Cuba central y se presenta como una ventana tectónica por debajo de las unidades del arco volcánico y su basamento oceánico (Figs. 1 y 4). En general se trata de un terreno multideformado, con una compleja estructura interna de mantos de corrimientos y una deformación cupuliforme tardía. El Escambray es un macizo con metamorfismo zonado desde alta presión (esquistos azules y eclogitas) hasta presiones moderadas a bajas (esquistos verdes) (Somin y Millán, 1981). En el corte se encuentran imbricados mantos de rocas metasedimentarias y metamagmáticas y sus derivados.

Secciones metasedimentarias

Las capas de rocas metasedimentarias son las más comunes en el Escambray (Fig. 2; Millán y Somin, 1981). La base del corte son probablemente rocas metasiliciclás-

ticas del Jurásico Inferior-Medio(?), cubiertas por mármoles y filitas interestratificadas del Oxfordiense, que ocasionalmente presentan horizontes intercalados de rocas verdes (metavolcánicas básicas). Éstas se cubren por mármoles, tanto masivos (tipo San Juan) como bien estratificados, así como secciones metasiliciclásticas. Estas secciones se han datado gracias al hallazgo de ammonites del Oxfordiense y Tithoniense, así como de radiolarios del Cretácico. Ellas se asemejan mucho por su litología a los cortes de las zonas de Cangre, Los Órganos y Rosario Sur antes descritas (Millán y Myczyński, 1978; Millán y Somin, 1981; Somin y Millán, 1981).

Secciones metavulcanógenas (Fig. 2)

Las secciones de metamorfitas compuestas por intercalaciones de rocas cuyos protolitos son probablemente de arco volcánico se han descrito del Valle de Yaguanabo en el Escambray (Millán y Somin, 1985a). Se trata de esquistos verdes de carácter metavulcanógeno básico (tobas, lavas y aglomerados metamorfizados), con capas delgadas intercaladas de mármol gris. En ocasiones se observan secciones con estratificación rítmica y granulometría gradacional normal de gruesa a fina, y aisladas capas de metasilicitas. Se datan del Cretácico indiferenciado (Millán y Somin, 1981, 1985a).

Metaofiolitas Yayabo

En el Escambray se encuentran mantos tectónicos de ofiolitas, distintamente metamorfizadas, que pudieran representar, desde el punto de vista estructural, un análogo de las olistoplasas alóctonas de semejante composición que aparecen en los olistostromas de Guaniguanico. Se componen de serpentinitas asociadas a grandes cuerpos de anfibolitas, a veces granatíferas, bastante esquistas, con intercalaciones de metasilicitas, cuyo protolito eran basitas oceánicas (Millán y Somin, 1981, 1985a, b).

Las complejas relaciones tectónicas existentes entre los conjuntos rocosos que constituyen el macizo del Escambray, así como su metamorfismo zonal, que alcanza variedades de muy alta presión (Millán y Somin, 1981), sugieren que el macizo se formó en las condiciones de un prisma de acreción, probablemente vinculado a una zona de subducción (Iturralde-Vinent, 1994a, b). Los protolitos sedimentarios fueron probablemente introducidos en la zona de subducción durante el Cretácico Superior, y se mezclaron así con fragmentos del fondo oceánico (metaofiolitas) y del arco volcánico del Cretácico. Después que

el conjunto plegado y metamorfizado de tipo Escambray se emplazó en la profundidad, el conjunto se elevó como una gran cúpula y en la actualidad aflora a manera de dos ventanas tectónicas entre los complejos del arco y su basamento oceánico (Fig. 1 y 4; Somin, 1977; Somin y Millán, 1976, 1981). Los estudios estructurales del macizo del Escambray sugieren que el transporte de los elementos tectónicos que lo integran ocurrió de norte a sur, como es de esperar si el macizo se insertó de sur a norte en una zona de subducción (Pushcharovsky ed., 1988, 1989).

Terreno Pinos

Este terreno está situado en la Isla de la Juventud, y se caracteriza como un macizo con metamorfismo barroviense de presión y temperaturas medias (Figs. 1, 2 y 3; Millán, 1975). Por el norte este terreno está cubierto por un manto tectónico de vulcanitas de arco no metamorfizadas (Fig. 3; zona Sabana Grande). El corte tiene una sección inferior constituida por rocas metasiliciclásticas con capas intercaladas de mármoles y algunas anfibolitas (metavulcanitas?). Hacia arriba los mármoles con intercalaciones de metaclastitas finas y raras anfibolitas (metavulcanitas?) son más abundantes. En las rocas descritas se han encontrado, a pesar del metamorfismo, restos fósiles de ammonites(?) y foraminíferos bentónicos mesozoicos (Millán, 1975; Millán y Somin, 1985b; Somin y Millán, 1981). Esto permite sugerir que este bloque tuvo una historia geológica propia de un margen continental pasivo (Iturralde-Vinent, 1994a, b). En sentido muy general, de acuerdo a su composición litoestratigráfica, la sección inferior (Jurásico Inferior a Medio(?)) de Pinos se asemeja a las de los terrenos Guaniguanico y Escambray de la misma edad, pero en Pinos faltan los cortes potentes de calizas que se encuentran en Escambray y Guaniguanico (Fig. 2; Millán, 1975; Somin y Millán, 1981).

Unidades oceánicas alóctonas

Las ofiolitas, los terrenos de Placetas y las asociaciones de arco volcánico se pueden agrupar como unidades geológicas de naturaleza oceánica, para contrastarlas con las descritas anteriormente. Ellas son muy comunes en el territorio de Cuba, y están representadas por las secuencias de rocas sedimentarias marinas de Placetas, las ofiolitas del cinturón septentrional, la corteza oceánica infraarco volcánico, los arcos volcánicos PIA y boninítico, el arco volcánico Albiense-Campaniense y el arco volcánico paleogénico. Todas estas entidades geológicas yacen alóctonas en el substrato plegado.

Terrenos de Placetas (cuenca protocaribeña)

Al sur de la zona de Camajuaní en Cuba central, se dispone una sutura tectónica de primer orden, a lo largo de la cual se encuentra un melange de serpentinitas, gabros y anfibolitas muy deformadas (Fig. 4). Dentro de este melange están embebidos una serie de cuerpos de rocas sedimentarias, que en planta tienen aspecto lentiforme, alargados de NW a SE o plegados por el rumbo con el casi eje vertical (Pushcharovsky ed., 1988, 1989). Como se observa en la figura 4, estos cuerpos de rocas sedimentarias están relativamente aislados unos de otros, formando terrenos tectónicos cuyas secuencias estratigráficas son similares entre sí (Ducloz y Vuagnat, 1962; Meyerhoff y Hatten, 1968; Pardo, 1975). Las rocas sedimentarias en estos "terrenos" están intensamente deformadas y forman una serie de escamas tectónicas superpuestas, cuyas fallas y planos axiales de pliegues a menudo tienen yacencia cercana a la vertical (ver mapa geológico de Cuba, Pushcharovsky, 1988). El afloramiento más oriental de estos terrenos lo constituye la Sierra de Camaján (Fig. 1). La estructura de estos terrenos es el resultado probable de una combinación de empujes hacia el norte con movimientos siniestros por el rumbo NW-SE (Iturralde-Vinent, 1981; Ducloz, 1989).

Las rocas más antiguas conocidas en esta zona son mármoles y metasiliciclastitas de edad Neoproterozoico, cortadas por pequeños cuerpos de granitos del Jurásico Medio, que afloran en Playa Menéndez, Socorro y Sierra Morena (Figs. 1, 2, 4; Somin y Millán, 1981; Renne et al., 1989); que se cubren por un paleosuelo arcósico y calizas del Tithoniense (Figs. 2 y 4; Pardo, 1975; Pszczolkowski, 1986b). En Sierra de Camaján las rocas más antiguas conocidas son basaltos, hialoclastitas y tufitas del Tithoniense (Iturralde-Vinent y Marí Morales, 1988), que yacen concordantes bajo las calizas del Tithoniense superior. Las rocas del Tithoniense al Turoniense en todos estos terrenos se diferencian poco y alcanzan unos 1000 metros de espesor. Son intercalaciones finamente estratificadas de calizas, silicitas radioláricas, rocas siliciclásticas, pizarras, y calcarenitas, con microfósiles *insertae sedis*, calpionélidos, foraminíferos planctónicos, radiolarios, calciferúlidos, ostrácodos y ammonites de aguas profundas. Las capas del Maastrichtiense aparecen después del hiato Turoniense-Campaniense, y están representadas por calcarenitas y calciruditas -que alcanzan los 350 metros de espesor- que hacia arriba transicionan en calizas hemipelágicas con intercalaciones de silicitas de unas decenas de metros de espesor. En las calcarenitas y calciruditas hay microfósiles plantónicos, junto con detritos de rudistas y foraminíferos bentónicos redeposita-

dos desde elevados de aguas someras (Ducloz y Vuagnat, 1962; Meyerhoff y Hatten, 1968; Pardo, 1975; Iturralde-Vinent y Roque Marrero, 1982a; Pszczolkowski, 1986a).

Desde el punto de vista estratigráfico la sección de Placetas es comparable con la denominada Rosario Norte en el terreno Guaniguanico (Pszczolkowski, 1986b; ed., 1987), lo cual indujo a diversos autores a concluir que el terreno Guaniguanico formó parte de Las Bahamas. Sin embargo, esta conclusión no toma en cuenta el carácter alóctono de los terrenos de Placetas. Es más correcto asumir que estas secciones se asemejan entre sí dado que ambas representan los depósitos que rellenaron el fondo del ProtoCaribe durante el Mesozoico, los que hoy están deformados y apilados contra la placa norteamericana (Rosenkrantz, 1995).

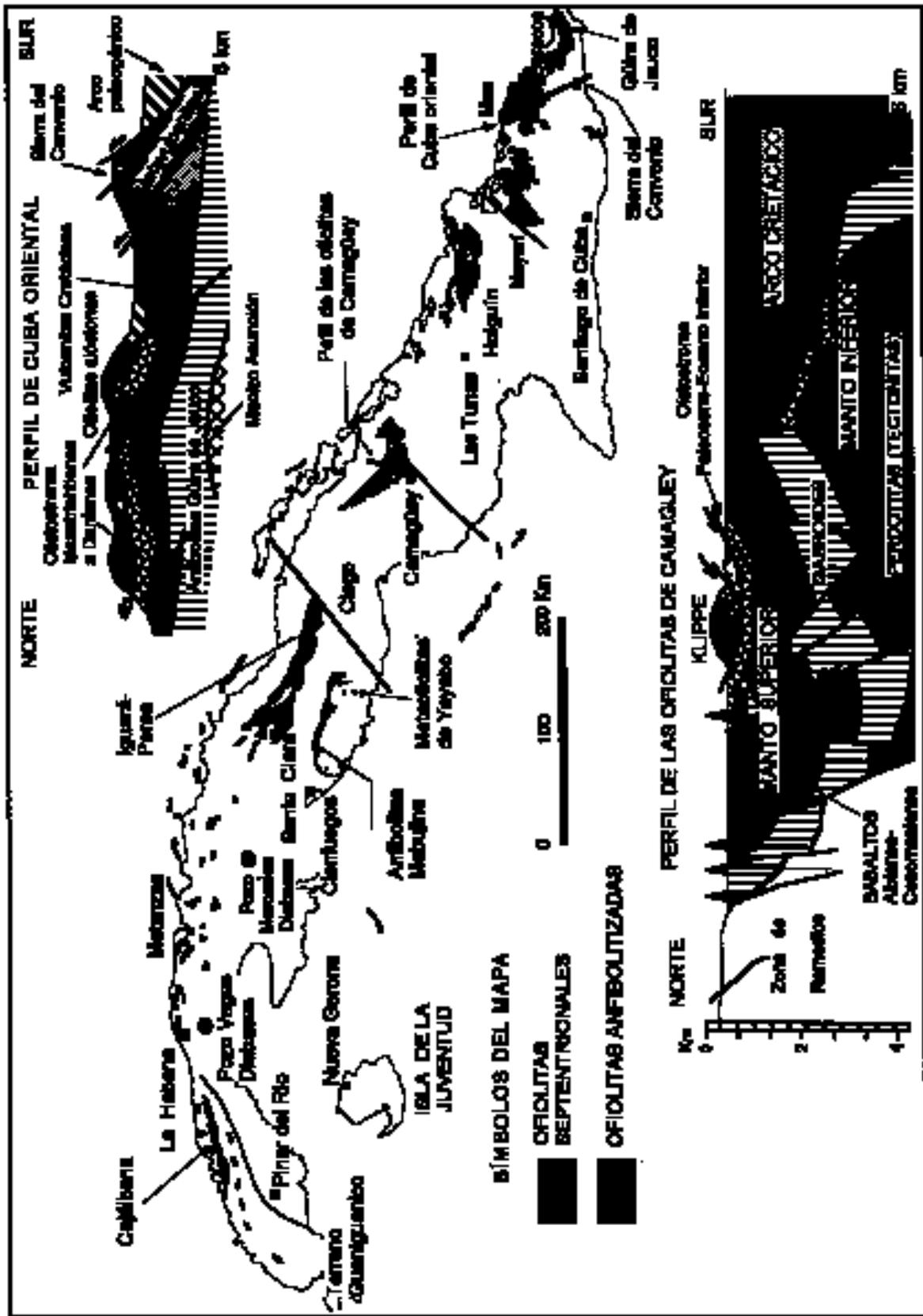
Ofiolitas del cinturón septentrional

Estas rocas afloran como una serie de cuerpos alargados en la mitad septentrional de la isla de Cuba, entre Cajalbana al oeste y Baracoa al este (Figs. 2 y 4). Ellas tienen distintas maneras de presentarse en superficie: como fajas estrechas muy deformadas asociadas a zonas de fallas, o bien como mantos tectónicos de diversa potencia. Las fajas estrechas se conocen bien a lo largo de la falla Pinar, en el plano de las fallas que limitan las zonas plegadas del norte de Cuba central, así como entre planos de fallas de sobrecorrimiento e inversas (Figs. 1, 3, 4, 5). Los mantos tectónicos de ofiolitas pueden presentar la "estratigrafía" interna del macizo bien preservada (como en Camagüey) o presentar un intenso grado de desmembramiento y mezcla con otras unidades geológicas (como en Bahía Honda, La Habana, Matanzas y Holguín). En estos casos los cuerpos de ofiolitas están mezcladas con escamas tectónicas de arco volcánico y terrenos de Placetas (Figs. 3, 4 y 5).

Composición de las ofiolitas

Estudios petrográficos y petrológicos de las ofiolitas cubanas se pueden encontrar en Andó et al. (1989), Fonseca et al. (1984, 1990), Iturralde-Vinent, et al. (1986), Kerr et al. (1999) y otros (ver referencias en Iturralde-Vinent ed., 1996). Gracias a estos trabajos los complejos componentes de las ofiolitas septentrionales se pueden caracterizar del modo siguiente (Fig. 6):

Complejo Peridotítico (tectonitas). Harzburgitas, en menor grado websteritas y lherzolitas, con bolsones aislados



dos de dunitas, todas serpentinizadas. Raros diques de gabroides. Ocasionalmente cromititas podiformes. Estas rocas están usualmente muy deformadas y formando cuerpos potentes que afloran extensamente.

Complejo Transicional. Harzburgitas, lherzolitas y websteritas con bolsones y bandas duníticas, todas serpentinizadas, a veces con cromititas podiformes. Gabroides como cuerpos y diques. Diques aislados de plagiogranitos. En ocasiones se observan complejos haces entrecruzados de diques zonados de plagioclasitas, gabroides y pegmatitas impregnando una masa de serpentinitas brechosas, probables representantes de antiguas cámaras magmáticas colapsadas. El complejo transicional aflora más limitadamente que el anterior y está mejor documentado en Holguín (Andó et al., 1989).

Complejo Cumulativo. Cúmulos máficos (gabros olivínicos, noritas, troctolitas y anortositas) y ultramáficos (lherzolitas, websteritas, harzburgitas y raras dunitas), todos serpentinizados. Ocasionales cuerpos podiformes y venas cortantes de cromititas. Diques de gabroides, plagioclasitas y plagiogranitos. En la parte superior de la sección puede aparecer un cuerpo potente de gabros isotrópicos. Los cúmulos máficos están presentes en la mayoría de los macizos de ofiolitas, pero están mejor documentados en Santa Clara, Camagüey, Holguín y Mayarí-Baracoa (Fig. 5).

Diques de diabasas. Emplazados entre los complejos transicional y cumulativo, en menor grado en el complejo peridotítico, se encuentran diques de diabasas, gabrodiabasas y doleritas, aislados o en haces poco densos. En el macizo Mayarí-Baracoa, cerca de Mayarí (Fig. 5), los diques de diabasas tienen pocos centímetros de espesor y se encuentran en haces paralelos entre las ultramafitas, a distancias de 1 a 5 metros uno de otro, con una inclinación de unos 50-70 grados. En el macizo Camagüey, los diques de diabasas apenas alcanzan unas decenas de centímetros de espesor por unos cientos de metros de largo y se encuentran entre ultramafitas y gabros, a distancias de varias decenas de metros. A veces, las diabasas aparecen como bloques aislados entre las ofiolitas deformadas, restos de antiguos diques ahora dislocados. En la porción oriental del macizo de Camagüey aparece una masa de di-

ques paralelos de diabasas entre basaltos, con una verdadera configuración de sheeted dikes. El conjunto tiene una extensión de varios kilómetros cuadrados y forma un lente tectónico envuelto por serpentinitas deformadas.

Geoquímica de las ofiolitas

Para estudiar la geoquímica de los minerales componentes de las ultramafitas (Ol-Opx-Cpx), Zamarsky y Kudelásková (1984) y Kudelásek et al. (1962, 1984, 1989) utilizaron harzburgitas del complejo peridotítico y lherzolitas del complejo cumulativo (Figs. 6 y 7). Ellos establecieron que el olivino en las harzburgitas presenta valores de Fo= 92,7-93,9 mol. % y las lherzolitas menores, con Fo= 88,55-89,6 mol. %, como lo demuestra su más alto coeficiente Mg/Fe. El clinopiroxeno en las harzburgitas tiene valores de En= 91,0-92,35 mol. % y en las lherzolitas de En= 88,89-89,75 mol. %, así como una mayor razón Mg/Fe. Un enriquecimiento del Mg a expensas del Fe se observó en el complejo peridotítico, en tanto que el Fe está más concentrado en las lherzolitas del complejo cumulativo. El NiO es más abundante en los minerales componentes de las peridotitas del complejo peridotítico (Ol-Opx-Cpx), que en las del complejo cumulativo, sobre todo en los piroxenos. Además, la relación MgO/(MgO+FeO) varía entre 0,82-0,85 en las peridotitas del complejo peridotítico y entre 0,71-0,84 en las del complejo cumulativo.

El comportamiento de los elementos principales en roca total fue estudiado por Zamarsky y Kudelásková (1984), Kudelásek et al. (1962, 1984), Fonseca et al. (1984) y Andó et al. (1989). Los diagramas AFM muestran claramente que se trata de una asociación ofiolítica típica (Fig. 7), mientras que el gráfico CaO-MgO-Al₂O₃ denota las diferencias en el contenido de CaO, entre las ultramafitas de los complejos peridotítico y cumulativo de una parte, y entre el conjunto de dichas rocas con los gabroides y diabasas de otra (Fig. 7). Según Fonseca et al. (1990) las ultramafitas cumulativas (lherzolitas y wehrilitas) difieren de las tectonitas (dunitas y harzburgitas) en su mayor contenido de Ca y Fe y más bajas concentraciones de Ni. En los gabros cumulativos e isotrópicos el Ca, Fe y Al aumentan sus concentraciones. Por los contenidos

Figura 5. Mapa de los afloramientos de las ofiolitas de Cuba y dos perfiles característicos. El perfil de Camagüey basado en las investigaciones geólogo/geofísicas de Iturralde-Vinent et al. ed., 1981, 1986; ed., 1987; y el de Oriente en los datos geofísicos de Bush y Sherbakova, 1986; Shein ed., 1985; Pushcharovsky ed., 1988, 1989.

Figure 5. Map of the outcrops of the ophiolites and two characteristic cross sections. These cross sections were chosen to illustrate two different tectonic settings of the ophiolites, in addition to the structural position represented elsewhere (Figs. 3, 4 and 13).

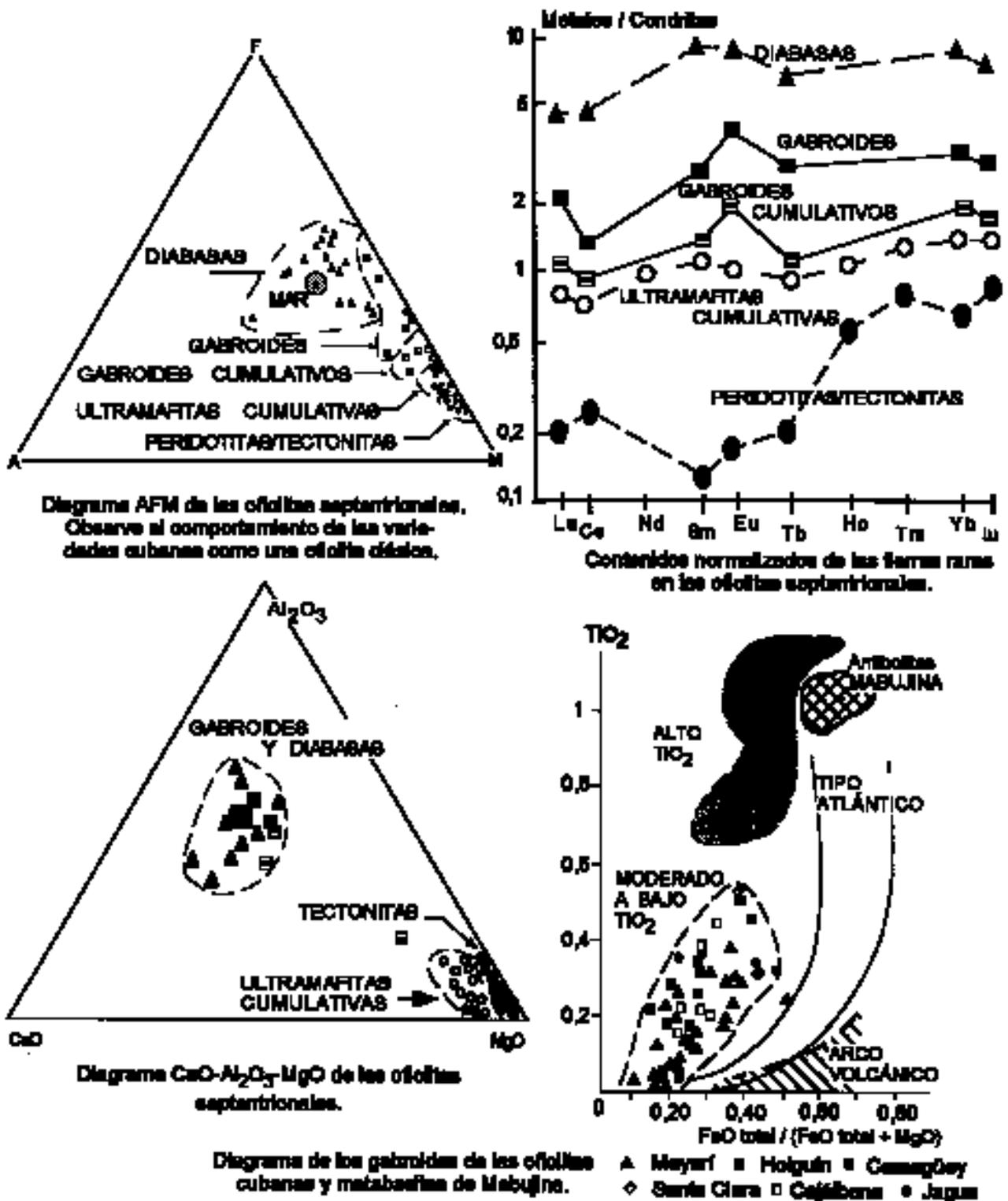
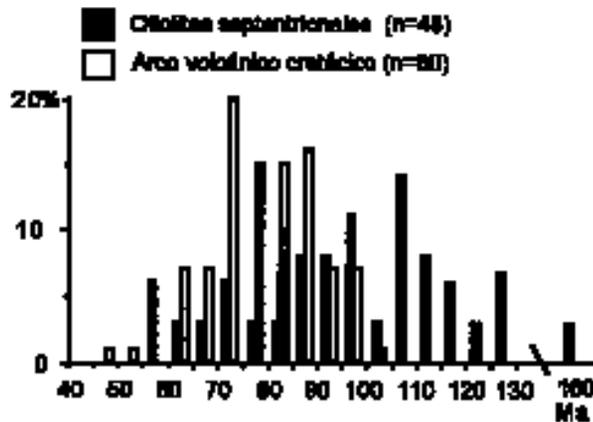


Figura 7. Diagramas geoquímicos de las ofiolitas de Cuba (modificados de Kudelásek et al., 1984 y Fonseca et al., 1990).

Figure 7. Geochemical diagrams of Cuban ophiolites which illustrate the trend of the bulk chemical composition of the different ophiolite elements.

OFIOLITAS Y ARCOS VOLCÁNICOS DEL CRETÁCICO



ARCOS VOLCÁNICOS DEL CRETÁCICO

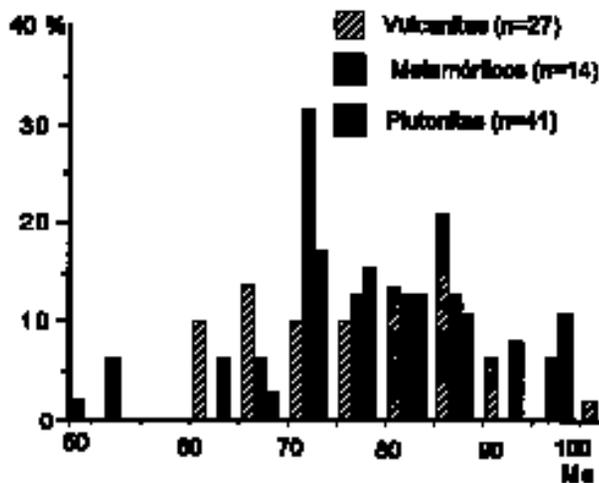


Figura 8. Diagramas de frecuencia de las determinaciones K/Ar en las ofiolitas septentrionales y vulcanitas cretácicas. Observe el pico a los 70-75 Ma correspondiente a los eventos tectónicos del Cretácico Superior (extinción del arco) y los fechados entre 45 y 70 Ma provocados por eventos tectónicos del Terciario (colisión con Bahamas). Modificado de Iturralde-Vinent, ed. (1996).

Figure 8. Frequency diagrams of K/Ar dates in Cuban ophiolites and Cretaceous volcanic arc rocks. The excursion at 70-75 Ma is probably due to tectonic events (extinction and deformation of the arc) in the Late Cretaceous, and the dates between 70 and 45 Ma are probably due to early Tertiary tectonic events (arc/Ophiolites collision with Bahamian margin).

Datación de las ofiolitas

La edad de las ofiolitas es muy difícil de determinar, pues existen relativamente pocos datos fehacientes. En primera instancia se puede afirmar que los complejos de ultramafitas y gabroides son al menos pre-Tithoniense, pues se

cubren rocas de esta edad y más jóvenes (Iturralde-Vinent ed., 1996; Llanes Castro et al., 1998). También se dispone de algunas dataciones K-Ar en roca total y en minerales aislados, que oscilan entre 160 y 50 Ma (Fig. 8; Iturralde-Vinent ed., 1996), lo que define su antigüedad mínima como Jurásico Oxfordiense. Sin embargo, es muy probable que la mayoría de las dataciones que corresponden al Cretácico y Terciario se relacionen con eventos tectónicos, y no tengan relación con la antigüedad del protolito.

Posición tectónica y edad del emplazamiento

En general, la posición tectónica de los distintos cuerpos comprendidos dentro de las ofiolitas septentrionales (Fig. 5) fue descrita anteriormente (vea Iturralde-Vinent ed., 1996), por eso se hace referencia a este asunto brevemente. Las ofiolitas en Cuba occidental, de sur a norte, aparecen como finos horizontes imbricados con rocas vulcanógeno-sedimentarias (Faja Felicidades), forman un manto tectónico potente denominado Cajábana, y éste se cubre por el manto alóctono Bahía Honda, constituido por vulcanitas de arco (Fig. 3). En este caso, las ofiolitas y vulcanitas están totalmente separadas de sus raíces, a consecuencia del levantamiento cupular del terreno Guaniguano (véase perfil de la Fig. 3). Las ofiolitas que se extienden entre La Habana y Holguín descansan sobre la faja deformada de las zonas de Camajuaní y Remedios, están mezcladas con los terrenos de Placetas, y se cubren por unidades de arco volcánico. En ocasiones, los cuerpos de vulcanitas y ofiolitas están íntimamente mezclados, como en La Habana-Matanzas, Santa Clara, partes de Camagüey, y en Holguín (Figs. 1 y 5). Obsérvese en el perfil de las ofiolitas de Camagüey (Fig. 5) cómo el alóctono ofiolítico está formado, de modo que el manto inferior contiene terrenos de Placetas (Sierra de Camaján), y el manto superior elementos alóctonos del arco volcánico.

Hay autores que consideran que las raíces de los cuerpos de ofiolitas septentrionales provienen de algún lugar en el interior del Caribe (Somin, 1977; Shein ed., 1985), mientras que otros (Bush y Sherbakova, 1986), sobre la base de datos geofísicos las colocan justo al sur de los afloramientos actuales. Un caso peculiar es el manto alóctono de Mayarí-Baracoa (perfil de Cuba oriental en la Fig. 5). En este ejemplo, el manto tectónico más inferior (representado por las anfíbolitas Guira de Jauco) yace sobre el margen continental (el terreno Asunción es una ventana tectónica bajo las ofiolitas anfíbolitizadas, Millán y Somin, 1985a). El manto tectónico superior, que aflora extensamente y presenta una mayor aloctonía, descansa sobre, y se imbrica con, unidades del arco volcáni-

co Albiense-Campaniense, y con olistostromas y rocas siliciclásticas del Maastrichtiense al Daniense inferior (Fig. 5; Iturralde-Vinent, 1976-77; Cobiella, 1978; Peregi, 1999). En el caso particular del manto tectónico superior de ofiolitas no hay consenso sobre su procedencia y origen, pues algunos autores consideran que procede del NW, del área de Nipe (Knipper y Cabrera, 1974; Pushcharovsky ed., 1989). Sin embargo, es más probable que estos cuerpos tengan sus raíces al sur (perfil de la Fig. 5; Cobiella, 1978; Iturralde-Vinent, 1990; Peregi, 1999), como los descritos en Cuba central y occidental.

La edad del emplazamiento de las ofiolitas septentrionales es otro problema complejo y aún pendiente de resolver en los detalles. En Cuba oriental los mantos de ofiolitas sobreyacen olistostromas y areniscas serpentínicas del Maastrichtiense-Daniense inferior, o descansan directamente sobre unidades del arco volcánico cretácico. Este conjunto se cubre por sedimentos no deformados del Daniense superior y más jóvenes (Iturralde-Vinent, 1976-77). Sin embargo, en diversas localidades a lo largo de la mitad norte de la isla de Cuba las olistoplacas y grandes mantos de ofiolitas se encuentran sobre olistostromas y clásticas serpentínicas, cuyas edades varían entre el Paleoceno(?) y el Eoceno Superior, o yacen directamente sobre unidades del margen continental pasivo norteamericano (Iturralde-Vinent, 1994a, 1995; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997). Estas observaciones permiten afirmar que hubo, al menos, dos etapas principales de emplazamiento de las ofiolitas septentrionales, una durante el Maastrichtiense-Daniense inferior sobre el arco volcánico del Cretácico, y otra durante el Daniense superior(?) - Eoceno Superior sobre el margen pasivo norteamericano. Por eso se puede decir que el emplazamiento tectónico de las ofiolitas septentrionales estuvo vinculado en el tiempo a la colisión entre los arcos volcánicos extintos y Las Bahamas.

Rocas efusivo-sedimentarias vinculadas a las ofiolitas

Entre las rocas antes descritas aparecen bloques y lentes tectónicas desde pocos metros hasta varios kilómetros de envergadura, compuestos por diabasas, basaltos afíricos, subafíricos y variolíticos, a menudo con almohadillas, intercalados con capas de hialoclastitas, silicitas, radiolaritas, lutitas tuffíticas y raras calizas. En algunas de estas rocas a veces aparecen radiolarios, foraminíferos planctónicos y microfósiles *insertae sedi* que han permitido fechar algunos cuerpos del Tithoniense y hasta el Campaniense (Iturralde-Vinent, 1990; ed., 1996; Andó et al., 1989; Llanes Castro et al., 1998), pero muchos bloques no contienen fósiles y su edad se desconoce.

Estas basitas generalmente se consideraban como un conjunto único de toleíitas abisales oceánicas (Fonseca et al., 1988; Iturralde-Vinent y Marí, 1988; Iturralde-Vinent, 1988a, ed., 1996), pero recientemente Kerr et al. (1999) demostraron que entre ellas hay varios complejos independientes, incluyendo boninitas de arco, toleíitas de retroarco y basitas de planicies oceánicas.

Arcos volcánicos

En la literatura geológica tanto cubana como caribeña, eran comunes las referencias al “arco volcánico” o “gran arco volcánico” como una entidad única e indivisible (Pindell y Barrett, 1990). Sin embargo, cada día es más evidente que dicha concepción es muy simple y la realidad es que existen diversas unidades de arco (Iturralde-Vinent ed., 1996; Kerr et al., 1999). A continuación se describen las principales asociaciones de este tipo de génesis (Figs. 1, 2).

Arco volcánico boninitico

Kerr et al. (1999) han descrito boninitas de tipo 3 con bajo CaO, de posible edad pre-Albiense, como parte de las rocas básicas que aparecen como bloques tectónicos entre las ofiolitas septentrionales. Estos autores proponen que dichas boninitas representan un magmatismo de arco volcánico, el cual abortó temprano en el Cretácico. Otro indicio de la existencia de este arco es el complejo de las rocas metamórficas e intrusivas de la zona de Iguará-Perea (Millán, 1996) que se localiza entre las ofiolitas al norte de Cuba central (Figs. 1 y 4). Allí afloran pequeños intrusivos con afinidad geoquímica de arco de islas, que cortan diabasas anfibolitizadas. Las metadiabasas pueden corresponder a un afloramiento del substrato oceánico metamorfozado del arco boninitico. Su zona de subducción probablemente buzaba hacia el sur, lo cual explica la presencia de bloques de metamorfitas de alta presión del Cretácico inferior, y más antiguas, entre los melanges de las ofiolitas septentrionales (Iturralde-Vinent ed., 1996; Kerr et al., 1999).

Arco volcánico primitivo (Arco PIA)

Rocas de edad pre-Albiense de la serie PIA (*Island arc tholeiites*) han sido descritas en Puerto Rico y República Dominicana (Perfit y Lebrón, 1993, 1994), lo mismo que en Cuba (Iturralde-Vinent ed., 1996; Díaz de Villalvilla et al., 1998; Kerr et al., 1999). Indicios directos de un arco primitivo son las rocas del Albiense medio y más anti-

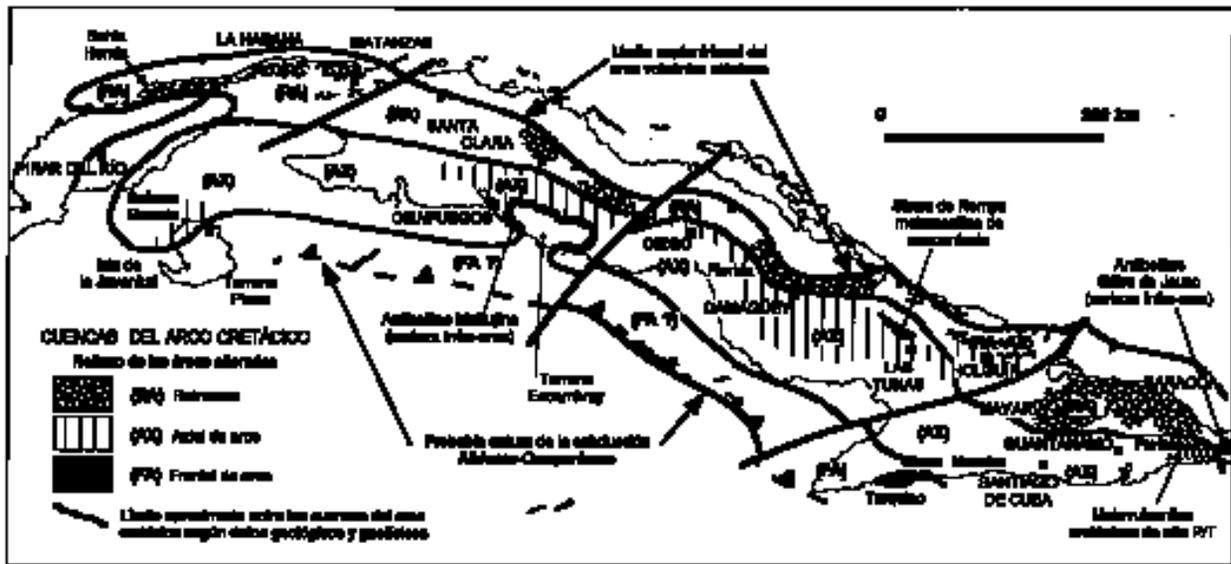


Figura 9. Mapa de distribución de las cuencas del arco cretácico, explicación en el texto (modificado de Iturralde-Vinent ed., 1996).

Figure 9. Map of the Cretaceous arc basins. These basins have been differentiated according to the lithological and geochemical composition of the sections. Back arc basins usually are tectonically intermingled with ophiolites, and contain sedimentary and volcano-bedded rocks, back arc basalt and radiolarites. Axial basin with abundant subvolcanic and extrusive marine and subaerial lavas intercalated with tuff, tuffites and sedimentary rocks, intruded by large plutons. Forearc basin only known at Turquino, composed of deep marine chaotic and deformed volcanic and sedimentary rocks.

guas, que se conocen sólo en Cuba Central (regiones de Camagüey y Santa Clara; Figs. 2 y 9). Son basaltos, traquibasaltos y dacitas, intercalados con rocas piroclásticas, epiclásticas y sedimentarias. Varias muestras de lavas tomadas al sur de Santa Clara tienen un evidente carácter IAT (Díaz de Villalvilla et al., 1998; Kerr et al., 1999).

Un claro indicio de la existencia de rocas de arco volcánico erosionado (y probablemente colapsado), de edad pre-Albiense, es la presencia de clastos de rocas plutónicas y volcánicas de arco en los conglomerados del Albiense situados en la base del arco Albiense-Campaniense (Fig. 9). En la Formación La Trampa (Albiense-Cenomaniense) de La Habana se encuentran clastitas que incluyen fragmentos de andesitas, porfiritas, dioritoides, calizas y cristales de plagioclasa idiomórfica, anfíbol, piroxeno, etc. Clastos semejantes se localizan al sur de Santa Clara, en Cuba central, procedentes de un conglomerado de la misma edad. En Camagüey se han encontrado conglomerados del Aptiense-Albiense con abundantes clastos de traquitas, dacitas, andesitas, granitoides, calizas detríticas, bioclastos, metasomatitas, granos de cuarzo y plagioclasas (Iturralde-Vinent ed., 1996). Dichos clastos pudieran proceder tanto del arco PIA como del boninítico.

Arco volcánico Albiense-Campaniense

Las rocas de la asociación vulcano-plutónica calcoalcalina de arco de islas, de edad Albiense a Campaniense medio, afloran extensamente en Cuba (Fig. 9). Se han descrito en la zona de Bahía Honda (norte de Pinar del Río), en la zona de Sabana Grande (Isla de la Juventud), entre las provincias de La Habana y Guantánamo, y en la zona del Turquino, al sur de la Sierra Maestra (Cuba oriental). Estas rocas han sido estudiadas por numerosos autores, donde puede encontrarse información complementaria (véase referencias en Iturralde-Vinent ed., 1996).

Las rocas vulcano-plutónicas cretácicas actualmente yacen en contacto tectónico con las ophiolitas septentrionales, y con los terrenos Guaniguanico, Escambray y Pinos (Figs. 1, 3, 4, 5, 9); relaciones que fueron descritas con cierto detalle (Duclos y Vuagnat, 1962; Knipper y Cabrera, 1974; Cobiella, 1978; Iturralde-Vinent, 1981, Iturralde-Vinent ed., 1996). Cerca de este contacto las rocas del arco están más deformadas, con zonas muy fisuradas y foliadas, y con masas caóticas que contienen una mezcla de bloques de ophiolitas, vulcanitas y plutonitas de arco. En la mayoría de los casos son fallas de sobrecorri-

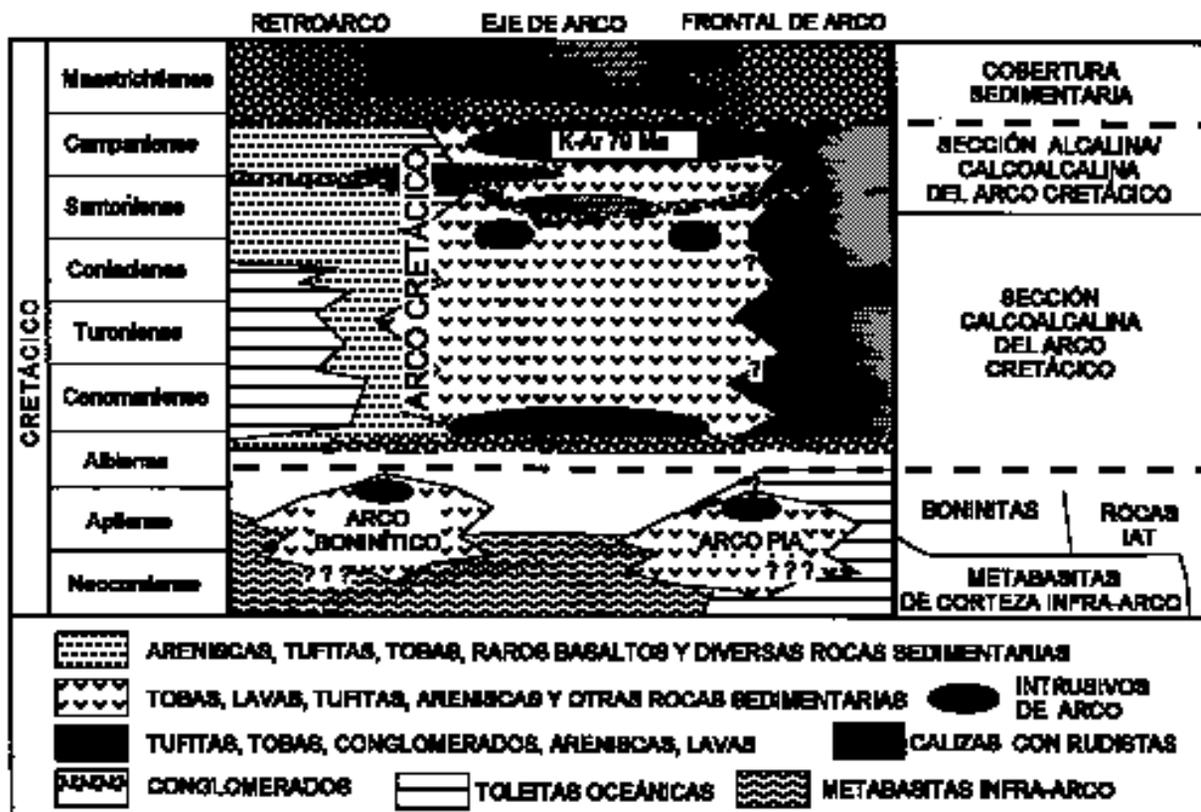


Figura 10. Esquema estratigráfico de las rocas de arco volcánico del Cretácico de Cuba (modificado de Iturralde-Vinent ed., 1996).

Figure 10. Stratigraphic chart of the Cretaceous volcanic arc rocks of Cuba. Pre-Albian Boninite arc developed above the Northern ophiolites, Primitive island arc (PIA) developed above the metamorphosed oceanic crust, and the Albian-Campanian arc's axis developed above the PIA arc. Isochronous back arc equivalents developed within the Northern ophiolites.

miento y se encuentran olistostromas en los planos de contacto. Como se describió antes, sólo en Cuba nororiental hay mantos de ofiolitas emplazados sobre las vulcanitas cretácicas.

En las rocas propias del arco volcánico se reconocen los siguientes complejos: el vulcanógeno-sedimentario calcoalcalino, el vulcanógeno-sedimentario alcalino, el plutónico y el complejo metamórfico (Figs. 9 y 10). Estos complejos están presentes en distintas localidades del territorio, y tienen variaciones laterales en dependencia de la parte del arco volcánico donde se formaron.

Complejo vulcanógeno-sedimentario

Se corresponde con las rocas efusivas, piroclásticas y sedimentarias que se forman en las islas volcánicas y en las cuencas que las rodean. Este complejo, por incluir es-

tratos fosilíferos, puede datarse por medios paleontológicos. Iturralde-Vinent y De la Torre (1990) y Rojas et al. (1995) mediante rudistas y foraminíferos bentónicos, han determinado la presencia de calizas del Albiense Superior, Santoniense y Campaniense entre las vulcanitas (Fig. 10). Sobre las rocas del arco yacen, discordantes, secciones sedimentarias de edad Campaniense superior al Maastrichtiense (Iturralde-Vinent ed., 1996). Es evidente que al concluir el magmatismo de arco hubo un levantamiento y erosión profunda de los terrenos volcánicos, pues los conglomerados del Campaniense superior-Maastrichtiense contienen clastos de vulcanitas, granitoides y corneanas (Iturralde-Vinent ed., 1996).

En los depósitos vulcanógeno-sedimentarios aparecen restos fósiles de distinta naturaleza. En las tobas y tuffas marinas hemipelágicas a veces se encuentran radiolarios, ammonites, foraminíferos planctónicos, e *insertae sedis* desde el Aptiense hasta el Campaniense me-

dio (Iturralde-Vinent ed., 1996). Sin embargo, en los bancos de calizas y margas calcáreas de mar somero dados como del Albiense tardío, Santoniense y Campaniense, que se intercalan entre las vulcanitas, proliferaron rudistas, acteonélidos, algas calcáreas y, en menor cuantía, foraminíferos (Rojas et al., 1995). Entre las secuencias del complejo vulcanógeno-sedimentario se reconoce un hiato basal en el Albiense medio, otro intermedio en el Coniaciense-Santoniense, y uno final del Campaniense superior-Maastrichtiense (Figs. 2 y 10; Rojas et al., 1995; Iturralde-Vinent 1994; ed., 1996). El del Albiense coincide con la extinción del arco PIA y comienzo de este arco Albiense-Campaniense, el del Coniaciense-Santoniense marca un levantamiento parcial de la región axial del arco volcánico y un cambio del quimismo, en tanto que la discordancia del Campaniense superior-Maastrichtiense marca el final de este arco (Fig. 10).

Las rocas del complejo vulcanógeno-sedimentario del arco de islas Albiense-Campaniense, según la litología de las secuencias, se pueden agrupar en tres conjuntos íntimamente relacionados, que se han interpretado como distintas cuencas del antiguo archipiélago volcánico. En el territorio cubano, de norte a sur, Iturralde-Vinent (ed., 1996) se han descrito las cuencas de retroarco, la cuenca axial del arco, y la cuenca frontal. Dicha zonabilidad de los depósitos del archipiélago sugiere también que la trinchera (fosa) oceánica del arco debió estar situada hacia el sur del mismo (Iturralde-Vinent ed., 1996). A continuación se ofrece una caracterización general de estas cuencas (Fig. 9).

- Cuenca de retroarco. En estas áreas en las secciones estratigráficas predominan las rocas sedimentarias con variados contenidos de detritos volcánicos contemporáneos, intercaladas con tufitas, basaltos e hialoclastitas, e íntimamente relacionadas con las ofiolitas septentrionales. Un ejemplo característico son las fajas de Felicidades-Cajálbana-Bahía Honda en Pinar del Río (Figs. 1 y 3), que se ha considerado un lugar donde la corteza y fondo oceánico del ProtoCaribe/cuenca de retroarco están excepcionalmente bien expuestos (Iturralde-Vinent, 1990, 1994a, ed., 1996; Cruz Gámez, 1998). La faja de Felicidades yace como una cuña tectónica emparedada entre el terreno Guaniguánico por el sur, y el alóctono de ofiolitas Cajálbana por el norte (Figs. 1 y 3). Entre sus límites hay finas zonas de ultramafitas y gabroides intercaladas con las secciones vulcanógeno-sedimentarias. La sección estratigráfica está representada por mantos de basaltos e hialoclastitas con intercalaciones

de tobas, calizas y paquetes de silicitas del Aptiense(?)-Albiense, que se cubren por una sección bien estratificada de silicitas, tufitas, lutitas y mantos de basaltos del Cenomaniense-Turonense y quizás más jóvenes (Fig. 3). En estas rocas hay restos de radiolarios, foraminíferos planctónicos y calcisferúlidos, que indican el ambiente sedimentario de mar abierto. Según Kerr et al. (1999) estas basitas se derivan de una pluma astenosférica y se pueden clasificar como basaltos de rift y de islas oceánicas, propios de la cuenca protocaribeña. En posición tectónica sobre la faja Felicidades yacen las ofiolitas de Cajálbana, de poco espesor, que incluyen ultramafitas y gabroides (véase Iturralde-Vinent ed., 1996). Sobre las ofiolitas Cajálbana yacen, en posición tectónica, rocas vulcanógeno-sedimentarias de retroarco (Iturralde-Vinent ed., 1996; Cruz Gámez, 1998) del alóctono Bahía Honda. Se componen de una sección potente de basaltos e hialoclastitas del Albiense-Cenomaniense (muy semejantes a las que afloran en la faja Felicidades) cubiertas concordantemente por tufitas, tobas litoclasticas y basaltos del Turoniense al Campaniense, cuyo origen en condiciones de retroarco se ha fundamentado convincentemente mediante geoquímica (Fonseca et al., 1984), mineralogía (Cruz Gámez, 1998), estratigrafía y geología regional (Iturralde-Vinent ed., 1996).

Este tipo de secuencias tectono-estratigráficas se extienden también en La Habana-Matanzas, y se reconocen en Holguín y Mayarí-Baracoa (Iturralde-Vinent ed., 1996; Fig. 9). Característico de estas secciones es la imbricación de vulcanitas de arco y ofiolitas en los cortes, la ausencia de plutones de arco entre sus límites, el carácter fuertemente sedimentario (tobas marinas, tufitas, silicitas, areniscas tobáceas, clastitas y carbonatos) de las secuencias de arco, la composición química y mineralógica típicas de retroarco de estas rocas, y la presencia de *sills* de basaltos oceánicos.

- Cuenca axial de arco. En las áreas indicadas en el mapa bajo esta denominación (Fig. 9), es común la presencia de una gran variedad de lavas y rocas subvolcánicas, las que se intercalan con tobas, tufitas y rocas sedimentarias. También en estas áreas se han cartografiado numerosos aparatos volcánicos y nudos vulcano-plutónicos y son comunes también extensos cuerpos plutónicos de granitoides que originan metamorfismo de alta temperatura (Sierra de Rompe) y variadas alteraciones metasomáticas de las vulcanitas de caja y de los propios granitoides (Tchounev et al., 1986; Figs. 9, 10 y 12). Sólo en una localidad, Sierra del Purial, las

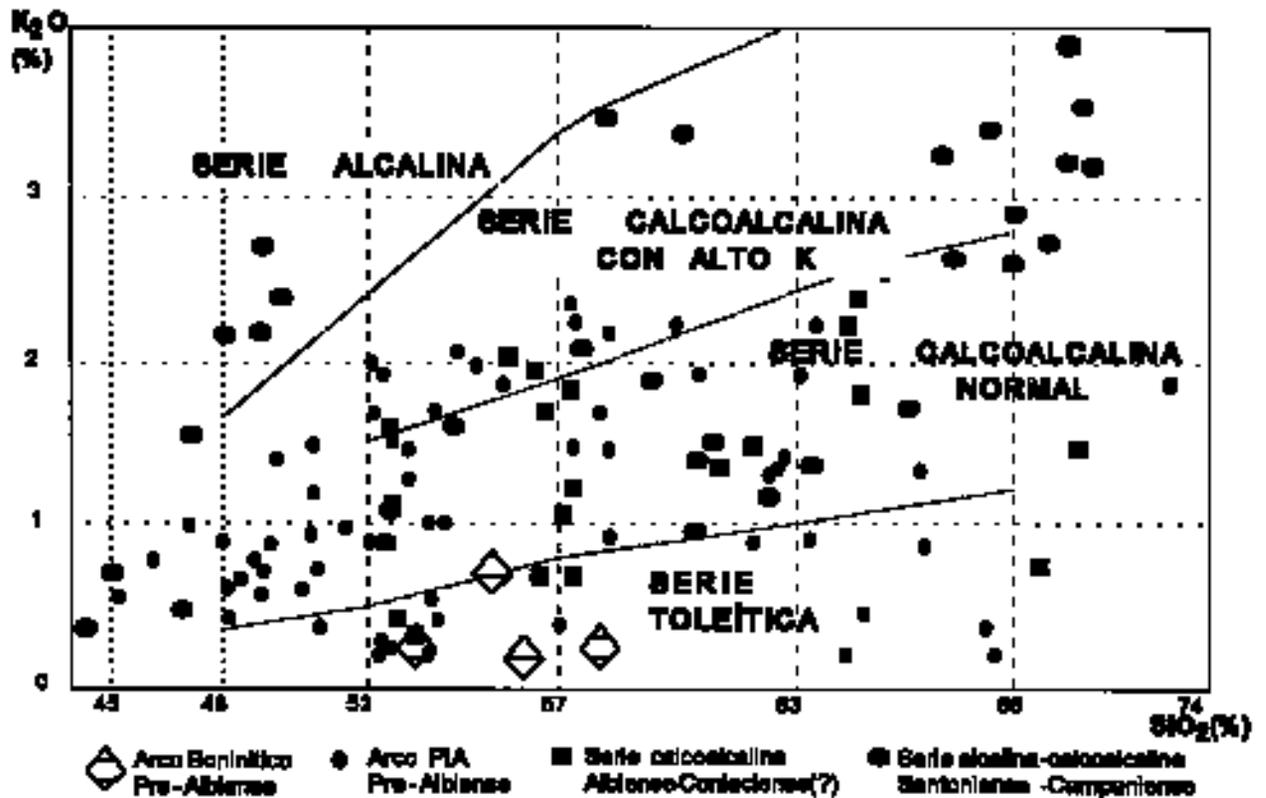


Figura 11. Diagrama geoquímico de un grupo de muestras de los arcos volcánicos. Observe la diferenciación de los magmas desde toleíticos (PIA, Boninitico y Albiense-Coniacense), hasta alcalinos (Santoniense-Campaniense). Datos de Díaz de Villalvilla (1988); Kerr et al. (1999).

Figure 11. Geochemical diagram of samples collected from the volcanic arcs. Note the differentiation trend of the magmas from tholeiitic (Boninite rocks; PIA and Albian-Coniacian magmas) up to alkaline (Santonian-Campanian magmas).

rocas volcánicas de eje de arco presentan metamorfismo en la facies de esquistos azules de alta relación P/T (Figs. 1 y 9; Boiteau et al., 1972). El significado de este metamorfismo no se ha explicado satisfactoriamente hasta el presente, pues el complejo Purial no está vinculado con alguna zona de subducción (Figs. 5, 9, 13; Pushcharovsky ed., 1989).

- Cuenca frontal de arco. Aflora sólo al sur de la Sierra Maestra, en la región del Turquino (Fig. 9; Iturralde-Vinent ed., 1996). Se trata de cortes donde dominan las rocas sedimentarias con capas caóticas y piroclásticas, depositadas en condiciones de aguas profundas con material redepositado desde el arco. La secuencia presenta muchas deformaciones y reiteraciones, semejantes a las que se describen para un prisma de acreción, pero no están metamorfizadas, indicando que no se insertaron en la zona de subducción (Pushcharovsky ed., 1989; Iturralde-Vinent ed., 1996).

Geoquímica de las vulcanitas Albiense-Campaniense

La proyección de los datos de K_2O versus SiO_2 (Fig. 11) demuestra que el quimismo del arco boninitico y del arco PIA se distingue bastante bien del quimismo del arco Albiense-Campaniense. También se aprecia que el espectro de variaciones del contenido de K_2O vs SiO_2 en las vulcanitas PIA y Albiense-Campaniense es bastante amplio, en contraste con el del arco Boninitico, que es más limitado. Las vulcanitas de edad Albiense superior a Santoniense se caracterizan por el dominio de andesitas basálticas, andesitas y shoshonitas que se intercalan con tobas, tufitas marinas y rocas sedimentarias. Según los contenidos de K_2O y SiO_2 las vulcanitas se distribuyen entre las toleíticas y rocas calcoalcalinas normales (Fig. 11). Las vulcanitas de edad Santoniense a Campaniense están representadas por dacitas, riolitas y andesitas basálticas, a menudo producto de erupciones subaéreas. Los contenidos de K_2O en estas rocas llegan a ser más altos

que las anteriores, y las relaciones K_2O vs SiO_2 indican una variación desde rocas calcoalcalinas normales hasta alcalinas (Fig. 11; Díaz de Villalvilla, 1988).

Este cambio de la composición química de las vulcanitas del arco a partir del Coniaciense-Santoniense, coincide con una discordancia regional asociada con paleosuelos y desarrollo de un conglomerado, seguido por calizas del Santoniense-Campaniense inferior. Esto demuestra que se trata de una serie de eventos que implican: recesión temporal del magmatismo, emersión del área axial del arco, disección parcial y subsecuente sumersión para iniciar una nueva etapa de desarrollo con dominio del magmatismo subaéreo (Fig. 10). Estos eventos pueden estar relacionados con una modificación del ángulo de pendiente de la zona de subducción (Iturralde-Vinent ed., 1996).

* Complejos plutónico y metamórfico

Las rocas efusivo-sedimentarias del archipiélago volcánico Albiense-Campaniense están, a menudo, atravesadas por plutonitas de composición muy variada, las cuales han sido bastante bien estudiadas, tanto desde el punto de vista cartográfico, como petrológico y de sus recursos minerales. A estas intrusiones se asocian distintas rocas metamórficas originadas por alteraciones de contacto e hidrotermal metasomáticas tardías (epitermales).

Los afloramientos de rocas intrusivas se extienden por unos 400 km entre Cumanayagua (suroeste de Santa Clara) y Buenaventura al suroeste de Holguín (Fig. 12). Es común que estos afloramientos se describan como plutones aislados, pero su composición, su reflejo en los campos geofísicos (magnético, gravimétrico y aerogamma espectral), y los datos de cartografía geológica y perforación, confirman que se trata de un mismo plutón distintamente diseccionado (Iturralde-Vinent ed., 1996). Cuerpos de granitoides muy pequeños, de hasta el ciento de km^2 , se encuentran en la Sierra del Purial (Pushcharovsky, 1988; Fig. 12). Clastos de granitoides aparecen en conglomerados del Santoniense-Campaniense inferior y, sobre todo, del Maastrichtiense al Eoceno. Estos clastos están usualmente muy alterados. Las dataciones K-Ar de las plutonitas del arco oscilan entre 105 y 45 Ma, aproximadamente el mismo rango de edades de las vulcanitas y metamorfitas de arco (Fig. 8). Esto sugiere que la mayoría de estos fechados reflejan eventos tectónicos y no verdaderamente magmáticos, pues muchos fechados más jóvenes

que 75 Ma se obtienen de rocas cuya edad pre Maastrichtiense está bien determinada (Iturralde-Vinent ed., 1996).

Según Pérez et al. (1992) las rocas plutónicas se pueden dividir en tres series, de acuerdo a sus características petroquímicas, tal como se describe a continuación:

- Serie calcoalcalina normal. Ocupa la mayor área de desarrollo de los plutones aflorantes. Se caracteriza por una diferenciación consistente en un aumento gradual de su contenido de SiO_2 y álcalis desde las variedades más tempranas hasta las más tardías. Su contenido de K_2O varía lateralmente, aumentando en la región de Camagüey-Las Tunas. Según Eguipko et al. (1984) éstas son rocas del conjunto tonalítico-granodiorítico, representado por una fase temprana de dioritas cuarcíferas, monzodioritas y raramente gabro-dioritas, una fase principal de tonalitas, granodioritas y, en menor grado, monzonitas cuarcíferas y granitos biotito-hornbléndicos; la fase final son pequeños cuerpos y diques de granitos biotito-leucocráticos. Estos plutones a menudo están cortados por filones y diques de pórfidos cuarzo-dioríticos, granodioríticos y graníticos; aplitas, pegmatitas y lamprófidos.
- Serie calcoalcalina sódica. Tiene un desarrollo areal limitado, entre los límites de las anfibolitas Mabujina y en Camagüey. Se caracteriza por sus bajos contenidos de K_2O (promedio 0,5%), y por prevalecer el Na_2O sobre el K_2O . Presenta bajas cantidades de Rb, Sr y Ba. No hay una diferenciación evidente del K_2O en dependencia del SiO_2 .
- Serie alcalina. Sólo se conoce en el área de Camagüey, caracterizada por altos contenidos de K_2O (promedio 4,6%) y por la preponderancia del K_2O sobre el Na_2O . Incluye gabros subalcalinos que, en comparación con los gabros de las otras series, contienen elevados valores de K_2O (promedio 2,7%). Además, presentan altas concentraciones de Li y Rb a causa del alto contenido de minerales accesorios, propio de los magmas ricos en volátiles. Esta serie está integrada por un conjunto de rocas gabro-sieníticas, donde son características las sienitas biotito-hornbléndicas de grano grueso, asociadas a cuerpos pequeños y diques de sienitas cuarcíferas leucocráticas de grano fino y sienito-aplitas (Eguipko et al., 1984).
- Alteraciones secundarias. Se observan en muchos casos en el entorno de los intrusivos. La anfibolitización puede presentarse muy débil y de poco espesor, o al-

te; pero a partir de entonces se instaló al norte del arco buzando al sur. Lebrón y Perfit (1993, 1994) han relacionado el paso del quimismo PIA al calcoalcalino y la discordancia asociada a este evento con el cambio de polaridad del arco. Pero semejantes eventos geológicos tuvieron lugar en el intervalo Coniaciense-Santonense, y éste no se puede interpretar como otro cambio de polaridad. También hay datos geoquímicos que contradicen aquel punto de vista (Kerr et al., 1999). Tampoco resulta explicable la zona de subducción del arco Albiense-Campaniense situada al norte, cuya sutura serían las ofiolitas septentrionales, y que en los melanges aparezcan metamorfitas de alta presión y bloques enormes de rocas sedimentarias no metamorfizadas del Jurásico al Eoceno (terrenos de Placetitas, Fig. 4). Tampoco se explica, y se ignora reiteradamente en la literatura geológica caribeña, que asociadas a las ofiolitas septentrionales haya secuencias de retroarco del Cretácico y del Paleógeno (Fonseca et al., 1984; Iturralde-Vinent, 1990, 1998; Cruz Gámez et al., 1998; Kerr et al., 1999).

Una posición alternativa ha sido presentada por (Iturralde-Vinent 1981, 1988a, b, c, 1994a y Kerr et al., 1999), y es que la zona de subducción de los arcos PIA y Albiense-Campaniense siempre estuvo situada al sur de estos arcos buzando hacia el norte. Según esta interpretación, ambos arcos se formaron sobre la corteza protocaribeña (Mabujina/Guira de Jauco). Este modelo, entre otras cuestiones, se basa en la zonalidad arriba descrita de las rocas vulcano-plutónicas y en la presencia, asociadas a las ofiolitas septentrionales, de secuencias típicas de retroarco (Fonseca et al., 1984; Iturralde-Vinent, 1990; Cruz Gámez et al., 1998; Kerr et al., 1999).

Arco volcánico del Paleógeno

La presencia de una asociación de rocas vulcánicas y plutónicas del Daniense superior al Eoceno Inferior en Cuba oriental es un hecho bien conocido de la literatura geológica cubana (Lewis y Straczek, 1955; Cobiella, 1979, 1988, Iturralde-Vinent, 1998). Su constitución está bien representada en mapas geológicos a escala 1: 250.000 (Pushcharovsky ed., 1988), a escala 1: 50.000 e, incluso, más detallada (Oficina Nacional de Minerales e

Instituto Superior Minero-Metalúrgico de Moa). Rocas de arco de edad Paleógeno se encuentran también en Jamaica, La Española, Puerto Rico e islas Vírgenes (Dengo y Case, 1990). Las investigaciones más recientes sugieren, asimismo, que el arco paleogénico se formó sobre los restos deformados del arco cretácico y de las ofiolitas (Fig. 13). De hecho, ambos arcos presentan una estructura interna distinta, ya que el rumbo del arco Albiense-Campaniense es NW a SE, en tanto que el rumbo del arco Paleoceno-Eoceno es de E a W (Iturralde-Vinent, 1998). Otro indicio a favor de que se trata de dos arcos independientes es el hecho de que, en Cuba oriental, entre el Campaniense medio y el Daniense superior hay una interrupción del vulcanismo que se extendió más de 15 millones de años (Iturralde-Vinent, 1998). Eventos tectono-sedimentarios en forma de hiatos y discordancias se observan también durante el Maastrichtiense y el Paleoceno en Jamaica, República Dominicana y Puerto Rico, aunque no tan bien desarrolladas como en Cuba (Maurrasse, 1990; Dengo y Case, 1990). Por estas razones, el arco cretácico y el arco paleogénico se interpretan como dos archipiélagos volcánicos independientes (Iturralde-Vinent, 1994a, 1998).

Desde el punto de vista geólogo-genético, la asociación de las rocas del arco paleogénico se puede dividir en los complejos del basamento del arco, vulcanógeno-sedimentario, plutónico y metamórfico (Figs. 1, 2, 13).

Basamento del arco

El basamento del arco paleogénico son las rocas pre-paleocénicas que afloran bajo las secciones propias del arco (Figs. 2 y 13). En el flanco sur de la Sierra Maestra (Turquino) las rocas deformadas del arco cretácico y rocas sedimentarias del Campaniense-Maastrichtiense yacen discordantes bajo las rocas del arco paleogénico (Fig. 13). Al norte, en la región de Holguín-Mayarí-Baracoa, los depósitos del Daniense superior del arco yacen transgresivos y discordantes sobre las ofiolitas, las vulcanitas cretácicas deformadas y en parte metamorfizadas, y en concordancia sobre los depósitos sedimentarios del Maastrichtiense-Daniense inferior (Fig. 13; Iturralde-Vinent, 1998).

Figura 13. Mapa de las cuencas del Paleógeno y perfiles geológicos seleccionados de Cuba oriental, donde se observan las relaciones geológicas entre los arcos volcánicos paleogénico y Albiense-Campaniense.

Figure 13. Map of the Paleogene basins and selected cross sections illustrating the geological relationships between the Albian-Campanian and Paleogene arcs. Note the occurrence of an unconformity and late Campanian-early Danian sedimentary rocks between the deformed Albian-Campanian arc and the Paleocene volcanics (bottom cross section).

Complejo vulcanógeno-sedimentario

Las rocas de este complejo se encuentran presentes en casi toda Cuba, pero su volumen e importancia es sólo destacable en Cuba oriental (Fig. 13). Esta afirmación, tomada a la ligera, ha permitido postular a algunos autores que el arco del Paleógeno abarcó todo el territorio cubano (Pindell, 1994), pero esto no responde a la verdad (Iturralde-Vinent, 1998). Lo cierto es que en la Sierra Maestra (Figs. 1 y 13), las vulcanitas de arco alcanzan varios miles de metros de espesor, pero su volumen e importancia se atenúa en dirección al norte y noroeste. En la zona de Holguín-Mayarí-Baracoa el componente vulcanógeno del Daniense-Eoceno está limitado a tobas y tufitas que se intercalan con distintas rocas sedimentarias, y alcanzan apenas mil metros de espesor. Más al oeste, en el resto de Cuba, este vulcanismo está representado apenas por finas intercalaciones de ceniza volcánica en los cortes de rocas sedimentarias del Daniense al Eoceno Inferior (Laverov y Cabrera, 1967; Cobiella, 1979, 1983, 1988; Iturralde-Vinent, 1976-77, 1998). Asimismo, fuera de la Sierra Maestra no hay rocas plutónicas de este arco (Fig. 13).

En Cuba oriental la geometría original del archipiélago volcánico del Daniense-Eoceno Inferior está bastante bien preservada, pero en La Española y Puerto Rico dicha zonalidad está distorsionada por el fallamiento transcurriente del Terciario superior y sus deformaciones asociadas (Dengo y Case, 1990; Mann et al., 1992; Schellekens, 1998). Gracias a ello, en Cuba oriental se pueden reconocer la cuenca de retroarco y la cuenca axial del arco (Fig. 13, Iturralde-Vinent, 1998). Sin embargo, faltan los conjuntos de la cuenca frontal y la zona de subducción que probablemente afloran en La Española representadas en el entorno de la faja Peralta-Ocoa (Iturralde-Vinent, 1998).

Cuenca Axial de Arco

Fue definida por Iturralde-Vinent (1994a, ed., 1996; 1998) como el área de la Sierra Maestra donde afloran rocas efusivas, sedimentarias y plutónicas del Daniense al Eoceno Inferior. Las rocas efusivas están representadas por mantos de lava, cuerpos subvolcánicos y diques, que se conocen sólo en Cuba oriental y son particularmente abundantes en el flanco meridional de la Sierra Maestra, donde llegan a formar complicados nudos volcánicos (véase mapa geológico, Pushcharovsky ed., 1988). Entre estas rocas se encuentran diabasas, basaltos, andesitas, dacitas, riolitas y sus combinaciones. Las se-

cuencias rítmicas bien estratificadas de tobas, tufitas marinas, rocas siliciclásticas y algunas calizas son muy comunes en la Sierra Maestra (Lewis y Straczek, 1955; Laverov y Cabrera, 1967; Laznicka et al., 1970; Cobiella, 1979, 1988).

Cuenca de Retroarco

Abarca las pendientes septentrionales de la Sierra Maestra y toda la región de Holguín-Mayarí-Baracoa (Fig. 13; Iturralde-Vinent, 1998). En la zona de Mayarí-Baracoa (Figs. 13), sólo se reporta uno que otro cuerpo aislado de basalto entre las vulcanitas del Eoceno Inferior (Cobiella, 1979). En cambio, los cortes están dominados por piroclastitas finas (tobas de vidrio y ceniza) que se intercalan con calizas, margas y aislados conglomerados (Nagy ed., 1983; Cobiella, 1979, 1983, 1988). Hacia las partes altas de estos cortes en algunas secciones son frecuentes los flujos submarinos de ceniza intercalados con las otras variedades (Iturralde-Vinent, 1976-77, 1998). Más al oeste, en distintas áreas de Camagüey aparecen tobas y tufitas marinas como intercalaciones aisladas entre los sedimentos del Eoceno Inferior, representando a las facies distales del arco. Tufitas muy finas, constituidas por ceniza volcánica y material sedimentario mezclado, se presentan como finas intercalaciones aisladas en los cortes propiamente sedimentarios al Norte de Camagüey, en Santa Clara y al Sur de La Habana (Fig. 13; Cobiella, 1988; Nagy ed., 1983; Iturralde-Vinent, 1998; ed., 1985). Una sección típica de retroarco fue descrita por Sigurdsson et al. (1998) del elevado de Caimán.

Este cuadro indica que las rocas vulcanosedimentarias del arco transicionan lateralmente en secuencias sedimentarias puras, tanto en dirección al norte como al noroeste. Los volcanes, situados solamente en la zona axial del arco (Fig. 13, Sierra Maestra), eran la fuente de alimentación de todo este vulcanismo (Iturralde-Vinent, 1976-77, 1998; Sigurdsson et al., 1998). Al sur de Cuba oriental los afloramientos de las rocas del arco volcánico se interrumpen abruptamente en la pared norte de la hoya de Oriente, pero tienen sus análogos en La Española (Cobiella, 1988; Iturralde-Vinent, 1995) y en Puerto Rico (Observaciones del autor, 1996-1999).

Complejo plutónico

Estas rocas afloran como cuerpos pequeños en distintas localidades cercanas al flanco sur de la Sierra Maestra.

tra, pero las investigaciones geofísicas y las observaciones geológicas sugieren que se trata de un sólo plutón unido en la profundidad (Laznicka et al., 1970; Pushcharovsky ed., 1988). Aunque existen numerosos estudios detallados de la petrología de estas rocas, sólo una parte insignificante de ellos ha sido publicada.

Eguipko et al. (1984) dividen los eventos intrusivos en cuatro fases. La primera fase está constituida por gabronoritas cuarcífero-leucocráticas, gabros anfibolitizados y gabro-dioritas. Las fases segunda y tercera constituyen el volumen principal de los intrusivos, y están representadas por dioritas cuarcíferas, tonalitas, plagiogranitos y, raramente, granodioritas leucocráticas. La fase más tardía son pequeños cuerpos y diques de granitos biotíticos leucocráticos. Son típicos los pórfidos (cuarzodioríticos, plagiograníticos, liparíticos y dacíticos), las diabasas cuarcíferas y los lamprófidios. En el diagrama AQP las muestras de estos plutones se concentran en el campo de las dioritas, gabros y tonalitas; en menor grado, están representados los granitos y granodioritas. Sobre esta base el conjunto de los intrusivos de la Sierra Maestra se considera que representan dos subconjuntos: uno gabro-plagiogranítico y otro tonalítico-granodiorítico (Eguipko et al., 1984).

Desde el punto de vista geoquímico estos intrusivos se pueden separar en dos series, una sódica y otra potásico-sódica, tal como sus análogos del Cretácico de Cuba central. Sin embargo, los intrusivos de la Sierra Maestra son de baja alcalinidad y predominan las variedades sódicas con bajo contenido de potasio ($< 0,1\%$). Rocas alcalinas están presentes muy limitadamente (Eguipko et al., 1984).

La edad de los plutones de la Sierra Maestra ha sido objeto de diversas opiniones. Se puede aceptar que las rocas intrusivas teóricamente tengan el mismo rango de edad del magmatismo efusivo, es decir, Daniense superior al Eoceno Inferior. Sin embargo, ésto puede ser válido sólo para los pequeños intrusivos. El cuerpo principal corta los depósitos del Cretácico y los depósitos vulcanógeno-sedimentarios del Paleoceno al Eoceno Inferior. En ningún caso corta o altera las rocas del Eoceno Medio y más jóvenes (Fig. 13; Nagy ed., 1983). Las edades absolutas K-Ar en estos plutones varían desde 58 ± 8 Ma (Eoceno Inferior) hasta 39 ± 4 Ma (Oligoceno). Estas cifras no se pueden tomar directamente, pues el método K-Ar es inexacto. Una datación de 65 ± 16 Ma, de baja precisión, ha sido obtenido en el área del Turquino donde afloran las rocas del arco Cretácico. El promedio de edad de las dataciones confiables es de 47 ± 6 Ma, que pudiera aceptarse

como un aproximado de la edad de enfriamiento de la intrusión (Iturralde-Vinent, 1998).

Complejo metamórfico

Las rocas corneanas están muy diseminadas en el flanco sur de la Sierra Maestra, asociadas a los plutones, en tanto que las alteraciones epitermales son más comunes. Las corneanas en general son duras y de colores más oscuros que las rocas circundantes, presentan piritita diseminada y alcanzan la facies biotítico-anfibólica. Muy común es la facies de *skarn* de hierro, sobre todo en los alrededores de Santiago de Cuba. Las alteraciones epitermales se presentan como procesos de silicificación y zeolitización. Estas rocas han sido estudiadas por diversos autores (Lewis y Straczek, 1955; Laberov y Cabrera, 1967; Laznicka et al., 1970; Eguipko et al. (1984; etc.).

Polaridad del arco

En la literatura geológica cubana y caribeña es común que los autores coloquen la zona de subducción de este arco al norte del mismo, es decir, al norte de Cuba oriental y extendiéndose hasta el extremo occidental de la isla (Pindell, 1985, 1994; Ross y Scotese, 1988; Hutson et al., 1999, etc.). Esta posición contradice toda la información geológica existente, como han discutido reiteradamente algunos autores (Cobiella, 1988; Iturralde-Vinent, 1994a, 1998; ed., 1996). La propuesta de que la zona de subducción de este arco estuvo situada al sur del mismo (Cobiella, 1988; Iturralde-Vinent, 1976-77; 1994a; Sigurdsson et al., 1997) se basa en la composición de los cortes, en la presencia de las rocas de retroarco al norte de la cuenca axial de arco, y en la ausencia de un prisma de acreción o complejo de subducción del Daniense-Eoceno Inferior al norte de Cuba. Esta última afirmación se comprueba con la simple inspección de los perfiles sísmicos medidos al norte de Cuba, donde no se observan deformaciones importantes en los sedimentos del Terciario (Fig. 14). En particular, el perfil S-4, al norte de Baracoa, muestra claramente que las únicas deformaciones observables (falla inversa y pliegue local) son muy jóvenes. Este mismo cuadro se observa en tierra, al norte de Cuba oriental, donde los sedimentos terciarios yacen transgresivos y poco deformados sobre las rocas infrayacentes (perfil de la depresión Mata; Fig. 13). Es posible que algunos autores (aunque no lo afirman con claridad), quieran hacer coincidir los depósitos de la cuenca de antepaís Norte de Cuba con el prisma de acreción y zona de subducción del arco Daniense-Eoceno Inferior (Figs. 13 y 14). Sin em-

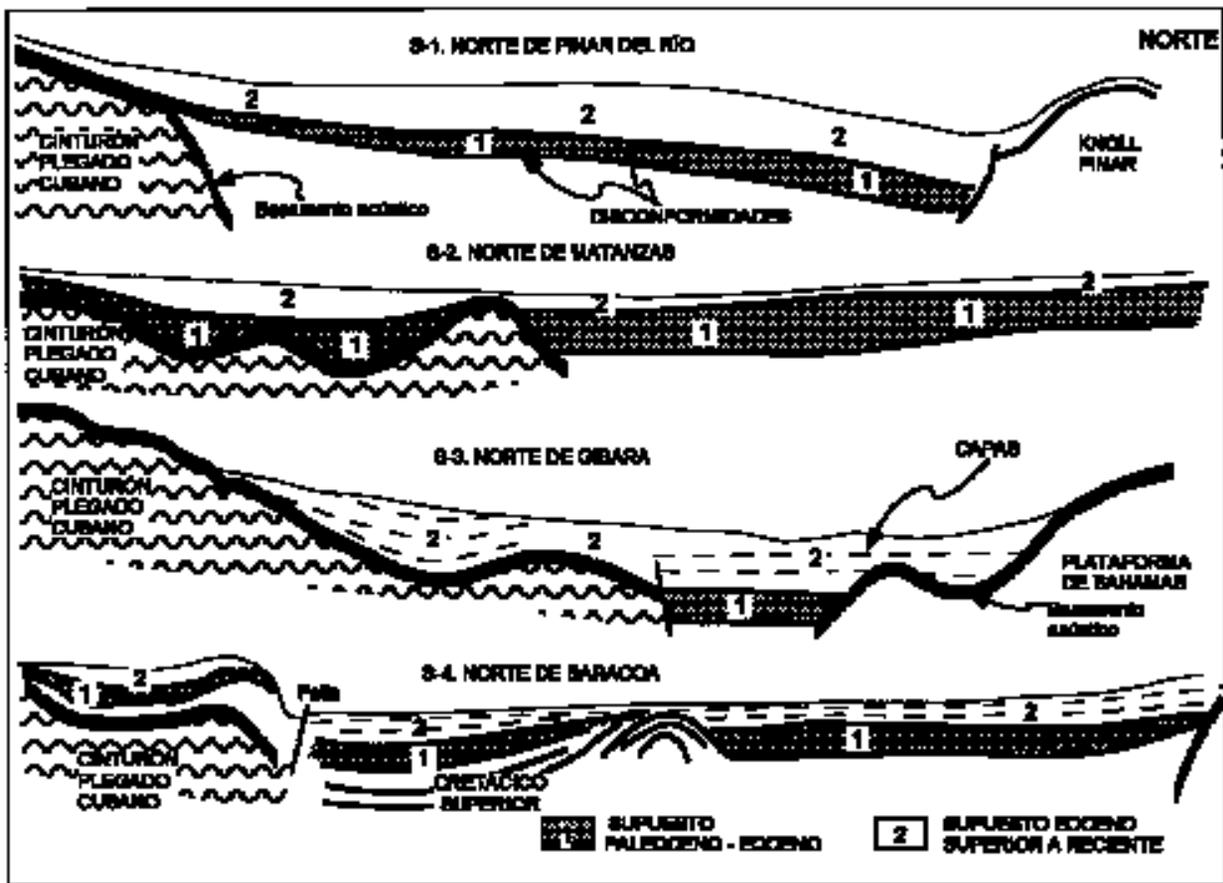


Figura 14. Perfiles sísmicos interpretados destacando la morfología de los depósitos del Terciario al norte de Cuba. Nótese la ausencia de alguna zona de subducción o acreción del Paleógeno (adaptados de Arriaza Fernández, 1998).

Figure 14. Offshore seismic sections north of Cuba, interpreted with emphasis on the morphology of the Paleogene deposits. Note lack of any subduction/accretionary complex within the Paleogene sections. The only deformation recorded in the seismic section north of Baracoa is very young. Onshore in eastern Cuba the same structural framework is found (see bottom cross section in Fig. 13).

bargo, tal interpretación no es aceptable, pues dichas cuencas, como se discutirá más abajo, se extienden por todo el norte de Cuba y Guaniguanico, pero magmatismo axial de arco se encuentra sólo en Cuba oriental; además, los depósitos de las cuencas de antepaís se extienden por su edad hasta el Eoceno Superior (Figs. 15 y 16), en tanto que el magmatismo de arco terminó antes del Eoceno Medio (Fig. 2).

Cuencas de antepaís

Las cuencas de antepaís están presentes sobre el borde meridional de Las Bahamas (Cayo Coco, Remedios y Camajuaní) y en los terrenos de Placetas (Cuenca Norte de Cuba), así como en el terreno Guaniguanico (Cuenca

Guaniguanico)(Fig. 13; Iturralde-Vinent, 1995). Estas cuencas registran la colisión/obducción de las unidades alóctonas oceánicas sobre el margen continental de la placa norteamericana, hecho extremadamente importante para comprender la tectónica del Caribe.

Cuenca de antepaís del norte de Cuba

Los sedimentos de esta cuenca se encuentran coronando los estratos Maastrichtienses y del límite K/T en las zonas de Cayo Coco, Remedios, Camajuaní y los terrenos de Placetas (Figs. 1, 2, 13). Por su composición, los depósitos de la cuenca de antepaís son muy distintos a los de las secciones infrayacentes, pero al mismo tiempo presentan grandes similitudes entre sí (Fig. 15). Los

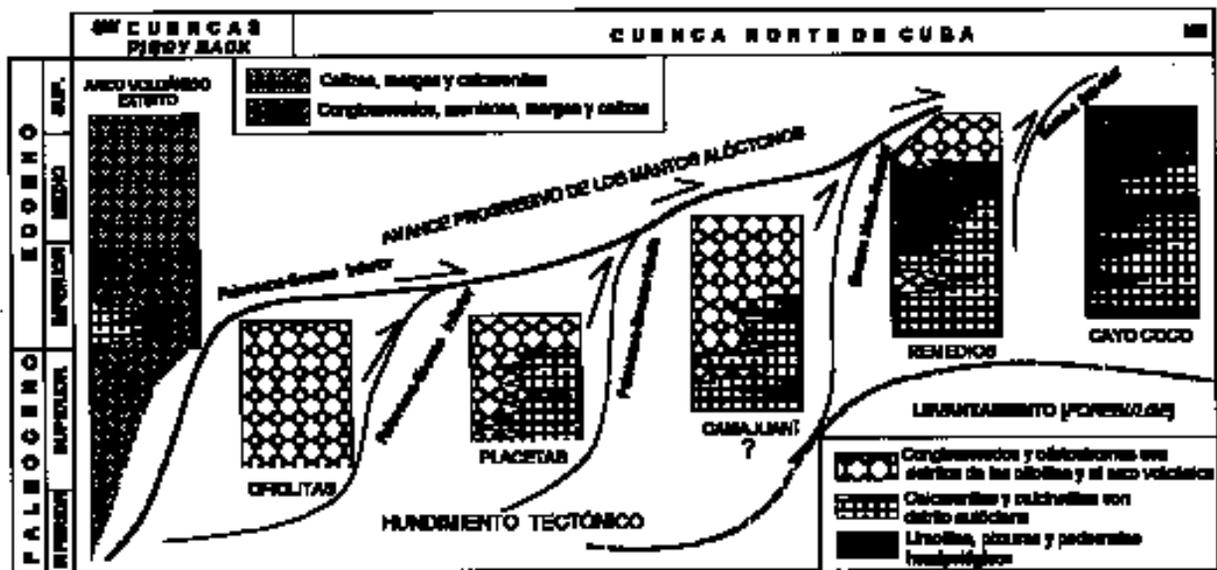


Figura 15. Posición tectónica de las distintas columnas estratigráficas de la cuenca de antepaís Norte de Cuba, donde se ilustran la variaciones de la composición y edad de los cortes sobre las zonas infrayacentes (columnas compiladas de Kantshev ed., 1976; Iturralde-Vinent et al. ed., 1981, 1986).

Figure 15. Tectonic position of the different stratigraphic columns in the North Cuba foreland basin, showing compositional and age-span variations above the different underlying zones. Oldest olistostromes are found southward (above ophiolites). Absence of Paleocene rocks in the northern sections reflect development of a forebulge in the areas of Remedios/Cayo Coco zones.

tipos de rocas más característicos de esta cuenca son calizas, calciruditas, areniscas, conglomerados y olistostromas; con la particularidad de que los olistostromas aparecen desde el Paleoceno al sur (terrenos de Placetatas), y hacia el norte ocupan cada vez posiciones más hacia la parte alta de los cortes hasta que están completamente ausentes de la zona de Cayo Coco. En contraste, en el flanco septentrional de la cuenca (sobre Cayo Coco y Remedios) faltan los sedimentos del Paleoceno a consecuencia de la formación del *forebulge* (Fig. 15; Iturralde-Vinent, 1995). El material clástico en todas estas rocas se caracteriza por presentar una composición bimodal. Hacia la base de los cortes y lateralmente hacia el flanco norte (sobre Cayo Coco y Remedios), predominan las calciruditas y calcarenitas con detritos calcáreos y silicíticos arrancados del propio substrato de la cuenca, probablemente como resultado del desarrollo de un levantamiento tipo "*forebulge*" (Fig. 15). Sin embargo, en dirección al borde meridional de la cuenca (sobre Camajuani y Placetatas), y hacia arriba en los cortes, dominan cada vez más los clastos provenientes de la erosión de las ophiolitas y rocas de arco volcánico que, en contraste, nunca alcanzaron hasta la zona de Cayo Coco (Iturralde-Vinent y Roque Marrero, 1987). Las secuencias de la cuenca de antepaís alcanzan varios cientos de metros de

espesor, y están deformadas intensamente e intercaladas con escamas arrancadas del substrato; pero la intensidad de las deformaciones aumenta claramente en dirección al sur, o lo que es lo mismo, desde la zona de Cayo Coco hacia los terrenos de Placetatas, donde son más intensas (Meyerhoff y Hatten, 1968; Pardo, 1975; Pushcharovsky ed., 1988, 1989). La edad de estas rocas abarca desde el Paleoceno hasta el Eoceno Superior (Fig. 15; Kantshev ed., 1976; Iturralde-Vinent et al. ed., 1981; Nagy ed., 1983). También está establecido que las secciones se hacen más jóvenes hacia el este, pues llegan hasta el Eoceno Medio desde La Habana a Ciego (Kantshev ed., 1976; Iturralde Vinent ed., 1983), y llegan al Eoceno Superior desde Camagüey a Holguín (Nagy ed., 1983; Iturralde-Vinent, et al., ed. 1981, 1986). Esto sugiere que los movimientos de sobrecorrimiento, y la colisión en general, se desplazaron en el tiempo hacia el E, entre el Paleoceno y el Eoceno Superior, fenómeno geológico descrito desde la década del 50 (Meyerhoff y Hatten, 1968; Pardo, 1975). En otro orden de cosas, Malfait y Dinkelmann (1972), Pindell (1994) y Hutson et al. (1999) por sólo mencionar algunos autores, han interpretado este proceso como un desplazamiento hacia el este de la zona de subducción de arco situada al norte de Cuba. Pero este concepto no tiene fundamento, pues no hay magmatismo

del Terciario en Cuba occidental ni central, como se ha demostrado anteriormente.

Cuenca de antepaís Guaniguanico

Al igual que en la cuenca Norte de Cuba, en Guaniguanico los sedimentos de antepaís se distinguen claramente de aquellos de las secciones infrayacentes del Mesozoico, y de otra parte, presentan muchas similitudes litológicas entre sí (Figs. 2 y 17; Pszczolkowski, 1978; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997). La base de los cortes en esta cuenca está representada por rocas detríticas probablemente del límite Cretácico-Terciario (investigaciones en proceso). La secuencia sobre las zonas de Los Órganos y Rosario Sur comienza con calizas litográficas hemipelágicas y pizarras arcillosas con foraminíferos planctónicos, radiolarios y nanofósiles del Paleoceno, que lateralmente transicionan en potentes horizontes de calciruditas y brechas clasto-soportadas carentes de fósiles. Más arriba aparecen areniscas y lutitas bien estratificadas, del Eoceno Inferior, que contienen detritos provenientes de la erosión del arco volcánico y de rocas siliciclásticas jurásicas. Estas rocas se extienden a las zonas de Los Órganos hasta Rosario Norte, donde constituyen la base del corte. Más arriba en la sección, y abarcando todas las zonas desde Los Órganos hasta Quiñones/Guajabón, de edad Eoceno Inferior a Medio(?), se encuentra un horizonte olistostrómico que contiene bloques y olistoplasas de serpentinitas, gabros, basaltos y calizas mesozoicas (Pszczolkowski, 1978; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997). La matriz del olistostroma contiene abundantes fragmentos derivados de las ofiolitas y, en menor grado, del arco volcánico alóctonos (Figs. 16 y 17; Iturralde-Vinent, 1995). Las rocas descritas están intensamente deformadas, con una ligera recristalización y foliación, y se encuentran en la base de las superficies de corrimiento que separan los principales mantos tectónicos superpuestos que caracterizan la estructura de Guaniguanico (Piotrowska, 1978; Pszczolkowski, 1978).

Origen de las cuencas de antepaís

Las cuencas de antepaís se formaron sobre el margen continental de norteamérica (Fig. 13), en el frente de los terrenos alóctonos del arco volcánico extinto (Figs. 15 y 16). La composición de los cortes, y las características del componente clástico en las cuencas de antepaís, reflejan con toda claridad el proceso de acercamiento del arco volcánico extinto. Por ejemplo, en Guaniguanico los primeros detritos finos provenientes de la erosión del arco se re-

portan en los depósitos del Campaniense de las zonas de Rosario Norte y Quiñones/Guajabón (Pszczolkowski, 1978); y en la cuenca Norte en los estratos maastrichtienses de los terrenos de Placetas (Fig. 2; Kantshev ed., 1976; Pszczolkowski, 1986). Estos detritos pudieran reflejar el levantamiento y erosión que tuvo lugar entre los límites del arco-retroarco en el Campaniense y el Maastrichtiense (Iturralde-Vinent, 1994a). Sin embargo, la verdadera avalancha de detritos del arco y de las ofiolitas se presentan en los cortes de Guaniguanico a partir del Paleoceno superior-Eoceno Inferior (sobre la zona Quiñones/Guajabón) y en el Paleoceno indiferenciado en la cuenca Norte (terrenos de Placetas)(Figs. 15 y 16). Este evento marca probablemente la colisión/obducción del conjunto arco extinto/ofiolitas septentrionales contra el margen continental. Debido a las complejas condiciones del ambiente de sedimentación, las secuencias descritas presentan escasos restos fósiles, pero en ellas hay algunos estratos fosilíferos con ostrácodos, foraminíferos, radiolarios y nanofósiles que permiten identificar su edad. Asimismo, los estratos del Eoceno Superior más alto cubren en discordancia todas las estructuras plegadas recién descritas, marcando con claridad el final de los movimientos de plegamiento (Iturralde-Vinent, 1978, 1995).

Pero el estudio de las cuencas de antepaís aporta otros aspectos importantes para comprender mejor la historia geológica de Cuba. Basta comparar las figuras 15 y 16 para notar que los procesos de sobrecorrimiento tuvieron características bien distintas en la cuenca norte de Cuba y en Guaniguanico.

En el norte de Cuba (Figs. 1 y 3; Perfil Camagüey de la Fig. 5), los mantos tectónicos se superponen, los del sur sobre los del norte, sin que se haya alterado (a no ser localmente) la organización inicial de los mismos. Todo el proceso ha sido de acortamiento de la cuenca de antepaís por una combinación de deformaciones y superposición de mantos a consecuencia de una compresión normal al rumbo de la plataforma de Bahamas, de corteza continental potente (Figs. 2 y 15; Meyerhoff y Hatten, 1968, 1974). Se puede establecer, asimismo, basado en la edad de los olistostromas (Fig. 15), que la superposición de las partes más meridionales de la cuenca sobre las más septentrionales fue paulatino, y tardó unos 25 millones de años.

Éste no es el caso de Guaniguanico (Figs. 3 y 16), donde los mantos tectónicos presentan una morfología bien distinta y los olistostromas son casi isócronos (Bralower e Iturralde-Vinent, 1997; Fig. 16). En Guaniguanico los mantos alóctonos más altos en la pila tectónica (en sentido ascendente, Felicidades, Cajalbana y Bahía Hon-

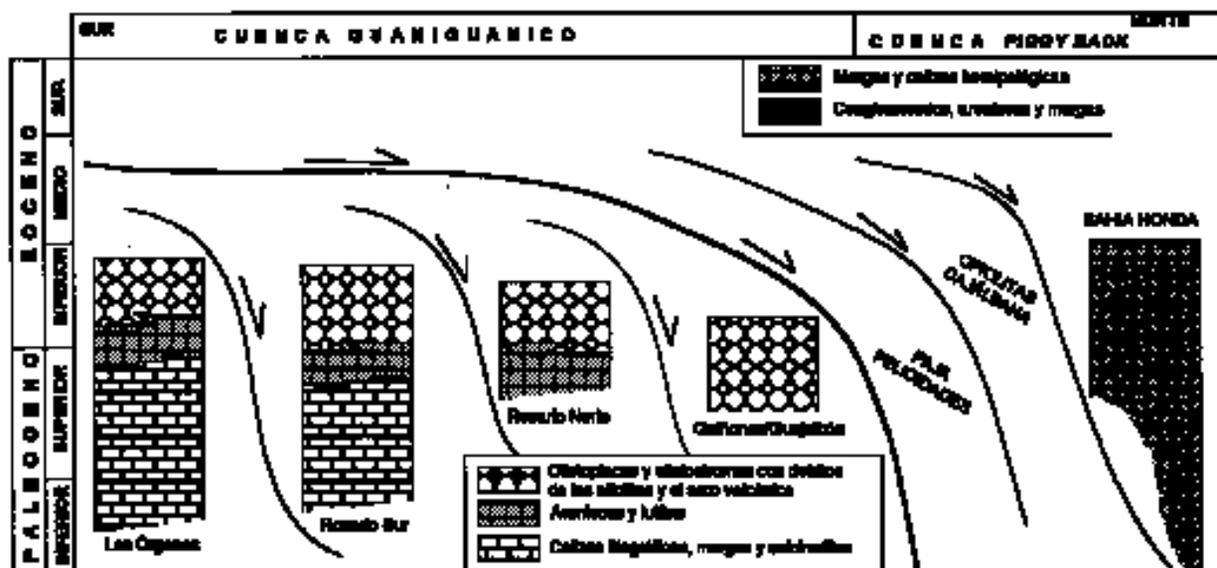


Figura 16. Posición tectónica de las distintas columnas estratigráficas de la cuenca de antepaís Guaniguanico, donde se ilustran la variaciones de la composición y edad de los cortes sobre las zonas infrayacente. Columnas compiladas de Pszczolkowski, ed. (1987) y de Bralower e Iturralde-Vinent (1997).

Figure 16. Tectonic position of the different stratigraphic columns of the Guaniguanico foreland basin, showing compositional and age-span variations above the older underlying zones. Contrasting with the North Cuban sections, the olistostrome show a restricted age-span (movements were faster here).

da) yacen más al norte, completamente despegados de sus raíces (Figs. 3 y 13). También los mantos tectónicos internos del terreno Guaniguanico están colocados de manera que, al norte, se encuentran los más altos en la pila tectónica (Rosario Norte, Sur y Quiñones/Gujaibón), y al sur los inferiores (Los Órganos y Cangre)(Fig. 3). Esta configuración se ha explicado desde Rigassi-Studer (1963) como el resultado del deslizamiento de los mantos hacia el N-NW, de tal manera que, sucesivamente, los mantos más altos en la pila se encajaban (plunge) cada vez más al norte de los anteriores (Iturralde-Vinent, 1994a, b; ed., 1996). Este proceso se refleja bien en la estratigrafía de la cuenca de antepaís. Si se inspecciona detenidamente la figura 16, se evidencia que los depósitos olistostromáticos son un tanto más antiguos en la zona de Quiñones/Gujaibón que en la zona de Los Órganos; y que en esta última el corte comienza con calizas litográficas, y los detritos alóctonos aparecen sólo al final del Paleoceno (Bralower e Iturralde-Vinent, 1997).

Si el lector compara de nuevo las figuras 15 y 16 encontrará que una es la imagen opuesta de la otra. La interpretación de estos hechos es que en Guaniguanico la organización primaria de las unidades tectónicas ha sido transformada por el modo de emplazamiento de los man-

tos. Originalmente la sucesión era, de SE a NW, Bahía Honda, Cajalbana, Felicidades, Quiñones/Gujaibón, Rosario Norte, Rosario Sur y Los Órganos/Cangre, justo lo contrario a su posición actual (Iturralde-Vinent, 1994a, b; ed., 1996). En este contexto, los distintos mantos alóctonos de Guaniguanico representan las partes de la paleocuenca del Caribe en el margen del Bloque Maya, antes de su acreción. La superposición de estos mantos tuvo lugar en el intervalo del Danianse al principio del Eoceno Medio, en unos 15 Ma; mucho más rápido que la duración de dichos eventos en la cuenca norte de Cuba.

Es bien conocido que las secciones del Mesozoico de Guaniguanico y del Norte de Cuba están coronadas por los depósitos del Paleoceno-Eoceno objeto de discusión, sin que exista una discordancia estructural importante en la base del corte (Furrázola et al., 1964; Hatten y Meyerhoff, 1968; Pardo 1975; Piotrowska, 1978; Pushcharovsky ed., 1988, 1989). Tampoco se ha determinado la ocurrencia de algún evento de acortamiento anterior al Terciario (Gordon et al., 1999). Esto sugiere que el acortamiento de estos territorios tuvo lugar esencialmente durante el Terciario, pues en el caso de que hubiese ocurrido antes, las secciones del Mesozoico deberían presentar una fuerte deformación previa. Tal situación sugiere que

todo el acortamiento que tuvo lugar en el área de las zonas de Camajuaní, Remedios, Cayo Coco y los terrenos de Placetas y Guaniguanico debió ocurrir desde el Paleoceno y hasta el Eoceno Superior. Este concepto contradice la hipótesis de que la subducción de los arcos estaba situada al norte de los mismos, pues entonces coincidiría con las cuencas de antepaís, y en dicho caso, eran de esperar fuertes procesos de deformación y acortamiento durante todo el Cretácico, desde que comenzó la presunta subducción al norte.

Cuencas postvolcánicas y transportadas (piggy back)

El complejo de las cuencas postvolcánicas y transportadas se desarrolla sobre los restos deformados de los arcos volcánicos cretácico y paleogénico, y sobre las ofiolitas septentrionales. Por tanto, son cuencas desarrolladas enteramente sobre las unidades geológicas de naturaleza oceánica (Figs. 13, 15 y 16). En estas cuencas se distinguen dos etapas de desarrollo, una del Campaniense superior al Maastrichtiense-Daniense inferior, y otra del Daniense superior al Eoceno Superior. Entre ambos ciclos a menudo hay un hiato erosivo que borra hasta el límite K/T. Ambas etapas de desarrollo de cuencas constituyen dos grandes ciclos sedimentarios transgresivo-regresivos, que comienzan con clastitas y terminan con rocas carbonatadas. Los depósitos de estas cuencas están relativamente poco deformados, y contienen detritos provenientes de la erosión del arco volcánico y las ofiolitas principalmente (Iturralde-Vinent, 1995).

Cuencas del primer ciclo

Las cuencas de este ciclo cubrieron la mayor parte del arco volcánico extinto y, por lo general las rocas presentan deformaciones moderadas, a excepción de los lugares cercanos a los contactos tectónicos con las ofiolitas y el margen continental (Fig. 13). El desarrollo de estas cuencas está vinculado a los movimientos que siguieron a la extinción del arco Albiense-Campaniense, de ahí que los espesores y facies de estos sedimentos presenten muchas variaciones laterales. Pushcharovsky (ed., 1989) presenta los contornos, isopacas y una caracterización breve de estas cuencas.

En la mayoría de los casos los cortes de estas cuencas comienzan con clastitas ricas en componentes derivados de la erosión del arco cretácico y de las ofiolitas. Estas clastitas se hacen menos abundantes en la segunda mitad del Maastrichtiense, cuando predominaron las calizas y margas de banco carbonatado. En los ambientes marinos

someros dominaron los rudistas, gasterópodos, equinodermos y, en menor grado, ammonites y corales (Rojas et al., 1995). Entre los microorganismos dominaban las algas calcáreas, los foraminíferos (sobre todo los orbitoidales) y los ostrácodos. En los ambientes marinos profundos, alrededor de los bancos calcáreos y en las cuencas más profundas, se desarrollaron foraminíferos planctónicos, calciferúlidos, fitoplancton, y radiolarios, en menor grado diatomeas. También se encuentran restos fósiles de polen y esporas de plantas superiores, que sugieren la existencia de vegetación en las tierras emergidas (Iturralde-Vinent, 1994a; ed., 1996). Una excepción es la cuenca al norte de Cuba oriental, donde el corte es siliciclástico desde el Campaniense superior y culmina con el emplazamiento de un potente manto de ofiolitas antes del Daniense medio (Cobiella, 1979).

Cuencas del segundo ciclo

Durante el lapso de tiempo desde el Daniense superior hasta el Eoceno Superior en Cuba se pueden reconocer tres elementos principales (Figs. 13, 14 y 15): las cuencas de antepaís, el arco volcánico paleogénico, y las cuencas postvolcánicas-transportadas (piggy back).

En los depósitos del segundo ciclo (Paleoceno a Eoceno Superior) de las cuencas transportadas dominaron las areniscas, conglomerados, margas y calizas arcillosas de ambientes marinos de aguas profundas y muy profundas, que transicionan lateralmente a calizas de aguas someras, y ocasionalmente, paleosuelos y aluviones propios de tierras emergidas. En las rocas de aguas profundas abundan los restos de foraminíferos, radiolarios, ostrácodos y distintos tipos de fitoplancton, mientras que en las de aguas someras predominan foraminíferos bentónicos (abundantes lepidocyclínidos y dictyocónidos), ostrácodos y algas calcáreas. También se encuentran restos de equinodermos, moluscos y algunos corales. En los depósitos de las cuencas hay restos de vegetales carbonizados, incluso hojas y tallos, así como polen y esporas (principalmente, de angiospermas; en menor grado, de helechos, coníferas y otras plantas). Por lo visto, en esta época existieron varias islas con vegetación superior (Iturralde-Vinent, 1995).

Origen de las cuencas postvolcánicas

Las cuencas del primer ciclo surgen al extinguirse el arco cretácico, durante las deformaciones tectónicas del Campaniense superior-Daniense; las del segundo ciclo se inician a partir del Daniense superior, y se vinculan a los

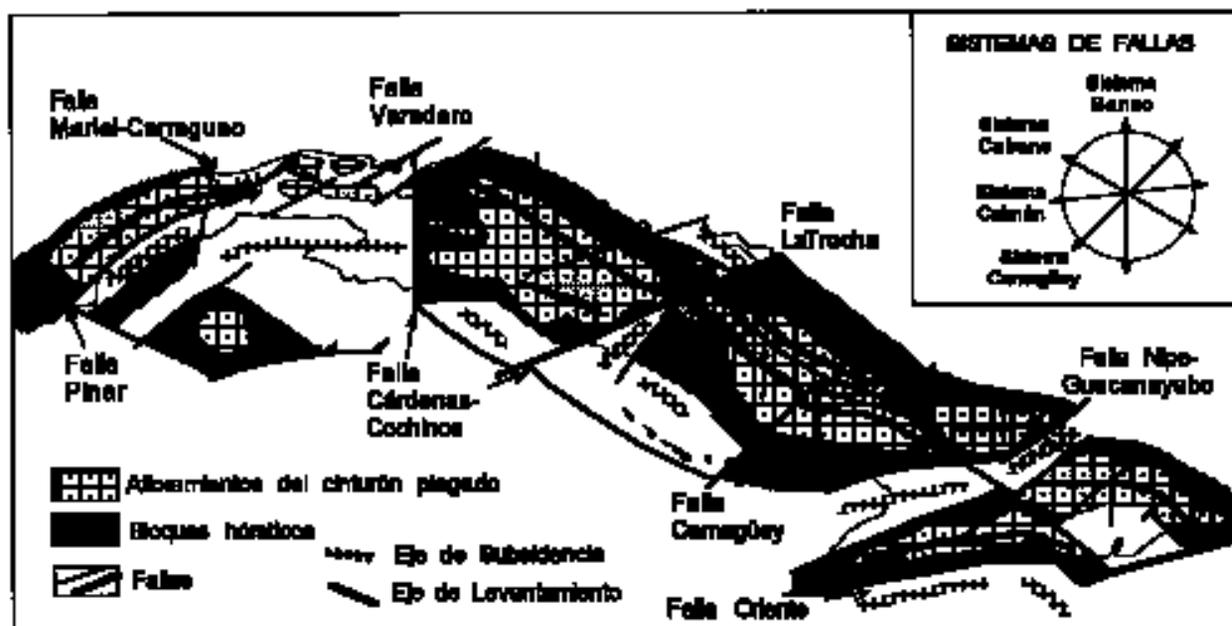


Figura 17. Mapa tectónico del Neoaútótono (Eoceno Superior al Reciente) de Cuba (modificado de Iturralde-Vinent, ed., 1996).

Figure 17. Tectonic map of the Cuban Upper Eocene to Recent Neoaútótono. Darker are horst blocks and dotted square pattern maps outcrops of the foldbelt. The rose diagrams show the younger N-S and E-W trending faults, in opposition to the NW and NE older trends.

movimientos de transporte de las unidades oceánicas sobre el margen continental. Esta segunda etapa concluye entre el Eoceno Medio y Superior con la colisión/obducción de los arcos extintos y las ofiolitas contra el margen continental norteamericano. Como se observa en los perfiles de las figuras 3, 4, 5 y 13, las cuencas sedimentarias del segundo ciclo son mayormente de tipo transportadas (*piggy back*). Esto se debe a que se formaron en depresiones sintectónicas que se desarrollaron sobre los mantos de corrimiento. Una serie de ellas yacen sobre el alóctono ofiolítico y contienen sedimentos clásticos del Paleoceno al Eoceno Inferior (Fig. 13). Otro conjunto de estas cuencas yacen sobre el arco cretácico extinto y presentan depósitos del Paleoceno al Eoceno Medio-Superior (Fig. 13). Estas últimas se desarrollaron esencialmente sobre las del primer ciclo, aunque sus contornos no coinciden debido, probablemente, a los procesos de erosión y a las rotaciones-traslaciones de los ejes de subsidencia.

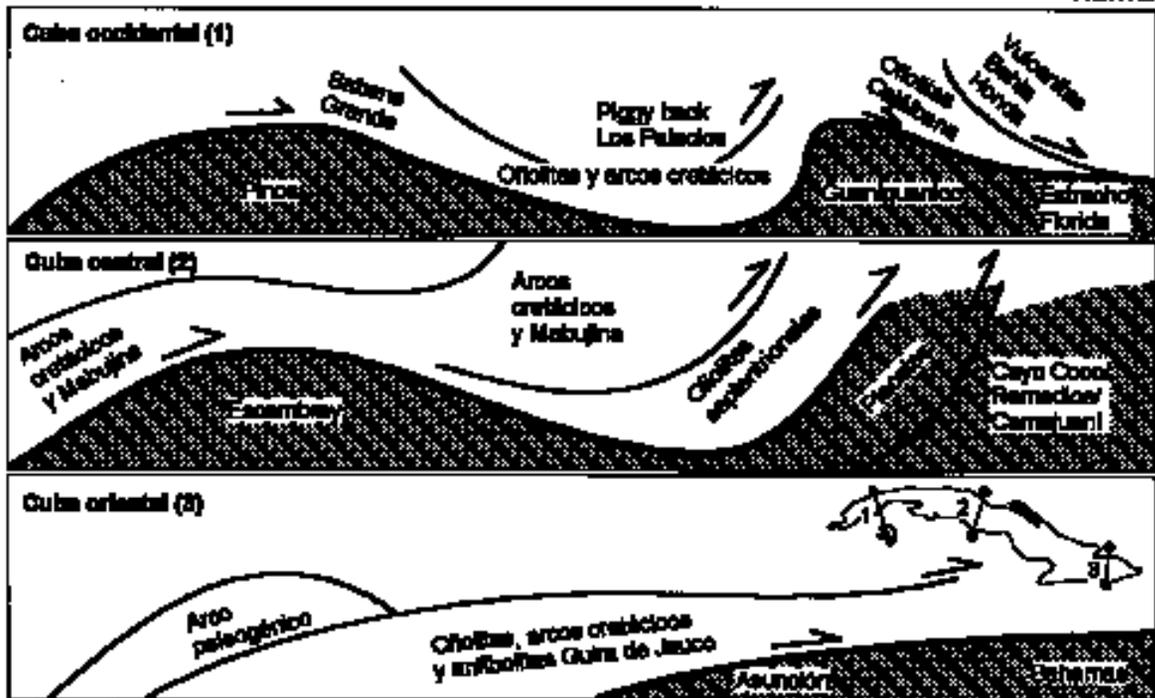
Ya en la mitad del Eoceno Superior se había formado el cinturón plegado cubano. El extremo occidental del Caribe quedó adosado a la placa de Norteamérica (NO-AM) y el límite entre las placas pasó al entorno del sistema de las fallas Swan-Oriente (Pindell, 1994; Iturralde-Vinent, 1978).

NEOAÚTÓTONO

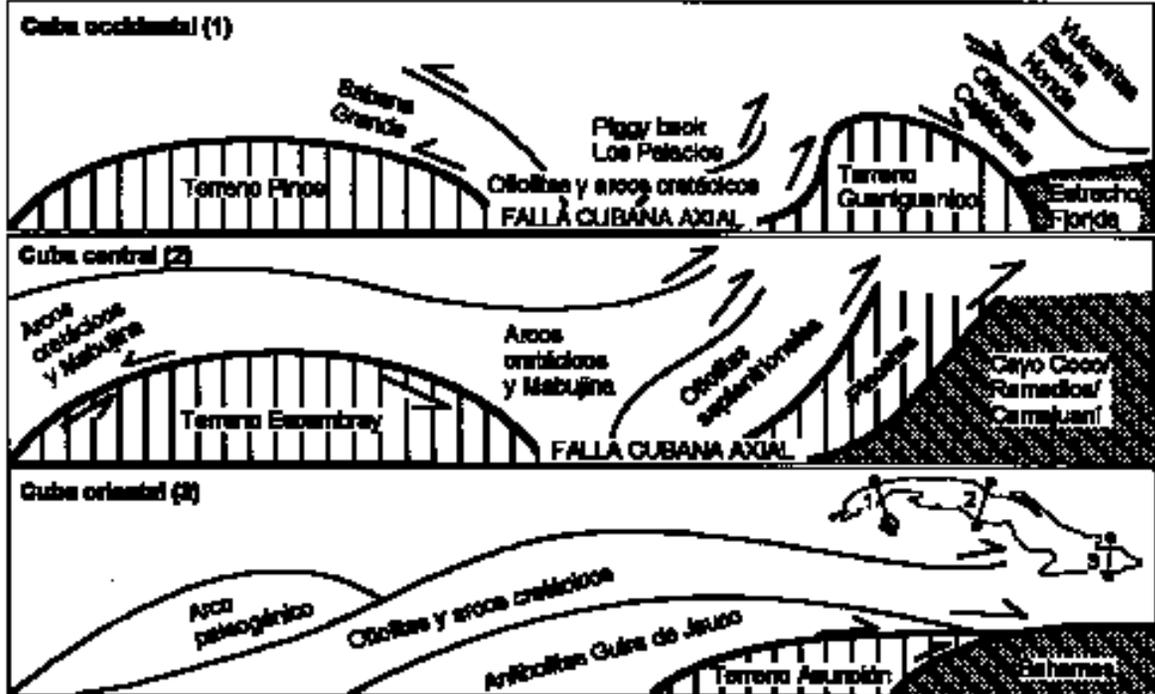
Las rocas y estructuras del Neoaútótono cubano se formaron después de la consolidación del substrato plegado, es decir, a partir del Eoceno Superior. Durante esta etapa y hasta el presente, dominan los movimientos verticales oscilatorios, que dieron lugar a la formación de una estructura de bloques distintamente elevados; no obstante, algunas fallas sinistras de rumbo NE y E-W estuvieron activas. En estas condiciones se formaron algunos bloques positivos, con tendencia al levantamiento, donde apenas se depositaron sedimentos de este intervalo; otros mantuvieron una tendencia al hundimiento y entre sus límites se conservan espesores de más de 3.000 metros de sedimentos del Eoceno Superior al Reciente. Con una altitud intermedia se encuentran una serie de bloques, donde los espesores de sedimentos no superan los cientos de metros (Fig. 17; Iturralde-Vinent, 1978, 1988b; Bresznayászky e Iturralde-Vinent, 1978).

Los sedimentos de esta edad presentan en general muy pocas deformaciones, a excepción de las fajas asociadas a las fallas sinistras Pinar, La Trocha y Oriente (Figs. 1 y 17). Esto se debe a que predominaron los movimientos oscilatorios verticales, y a que las fallas sinis-

Modelo A



Modelo B



- Sectores autóctonos/paraúctonos asociados al margen continental
- Terrenos aóctonos que incluyen unidades de margen continental
- Unidades aóctonas con dominio de componentes oceánicas

trales presentaron una traslación horizontal menor de 30 kilómetros (Iturralde-Vinent, 1981). Las direcciones principales de las fallas son mayormente heredadas de rumbos ya existentes en el substrato plegado, a excepción del rumbo Banao (N-S), muy joven, que se asocia a los movimientos de las fallas sinistralas E-W durante el Terciario superior (Iturralde-Vinent ed., 1996).

En estos sedimentos se pueden reconocer tres ciclos sedimentarios o estadios de transformación de la paleogeografía: un estadio del Eoceno Superior al Oligoceno, otro del Mioceno Inferior al Superior, y otro del Plioceno al Reciente. Cada ciclo comenzó con una transgresión y consecuente predominio de sedimentos clásticos, que hacia arriba se transforman en rocas carbonatadas de aguas someras, y concluyen con una regresión rápida y emersión. Durante el desarrollo de estas megasecuencias, ocurrió como tendencia la reducción progresiva de la extensión máximas de las cuencas marinas, hasta la casi total emersión del territorio cubano en el Holoceno (Iturralde-Vinent, 1978).

Las deformaciones de las rocas del neoautóctono están vinculadas al campo de esfuerzos transpresionales que generan los movimientos a lo largo de las fallas sinistralas de rumbo NE-SW (Pinar, Varadero, La Trocha, Camagüey, Nipe-Guacanayabo), como se ilustran en la figura 18. Las deformaciones, por el entorno de estas fallas, son en general poco perceptibles, a excepción de La Trocha y Oriente. A ambos lados de la falla La Trocha se observan pequeños domos y braquianticlinales en las rocas del Mioceno Inferior a Medio, que no deforman a las rocas del Cuaternario (Iturralde-Vinent, 1978, 1981). Estas fallas se originaron probablemente como una reacción al movimiento siniestro que tiene lugar entre las placas de Norteamérica y del Caribe. La falla Oriente es la única que generó una faja deformada amplia e intensa en el flanco sur de la Sierra Maestra y de la sierra del Purial (Fig. 13 y 17). Estas deformaciones incluyen pliegues tumbados, pequeños corrimientos y fallas inversas que afectan a las rocas del Eoceno Superior y más antiguas; pero las rocas del Oligoceno y más jóvenes sólo presentan fallas normales y basculaciones de bloques (Iturralde-Vinent, 1991). Un ejemplo muy ilustrativo es el pequeño manto alóctono de Cajobabo (Cobiella et al., 1984), constituido por vulcanitas del Eoceno Inferior que yacen sobre sedimentos del Eoceno Superior (Fig. 13, sur de la Sierra del Purial). Aquí

las rocas deformadas se cubren transgresivamente por depósitos no deformados del Mioceno. En cambio, más al norte de la Sierra Maestra, los pliegues de las rocas del Eoceno Superior y más jóvenes se hacen más abiertos hasta que las rocas yacen subhorizontales (Fig. 13, depresión de Mata; Lewis y Straczek, 1955; Nagy ed., 1983; Iturralde-Vinent, 1978, 1991). Estos hechos permiten determinar que la falla Oriente tuvo dos etapas de desarrollo, una compresiva del Eoceno Superior y Oligoceno, y otra extensional a partir del Mioceno, cuando se abrió la trinchera (fosa) de Bartlett-Caimán (Iturralde-Vinent, 1991) y se formaron enormes clinofórmulas en los sedimentos del Mioceno que bordean el flanco norte de la fosa de Bartlett-Caimán (MacPhee e Iturralde-Vinent, 1995).

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL CARIBE

Desde que surgió la Tectónica de Placas se han elaborado muy distintos modelos del origen y evolución del Caribe. Cuando se comparan estos modelos entre sí, apenas los publicados desde 1990, tal parece que se tratase de distintas regiones del globo terrestre, dadas las enormes diferencias que reflejan. Pero en los últimos años, el modelo de J. L. Pindell con sus sucesivas precisiones (Pindell, 1985; Pindell y Barrett, 1990; Pindell, 1994) ha ganado un reconocimiento bastante general entre los geólogos caribeños. Sin embargo, dicho modelo contradice una serie de aspectos de la geología de Cuba (Iturralde-Vinent 1994a; ed., 1996), por lo cual debe ser reconsiderado. Por esta razón, en este trabajo se presenta un modelo alternativo, que el autor ha venido desarrollando sobre la base del conocimiento acumulado sobre la constitución geológica de Cuba. Pero antes de pasar a la tectónica de placas, es necesario discutir los dos principales modelos de la estructura de Cuba.

Hipótesis principales sobre la estructura general de Cuba

Antes de presentar el modelo de la evolución del Caribe y Cuba en un marco de tectónica de placas, es necesario valorar brevemente los dos principales conceptos que se han desarrollado para interpretar la estructura general del substrato plegado cubano. Ambos conceptos se

Figura 18. Dos posibles modelos tectónicos de Cuba, ilustrados mediante perfiles N-S. Explicación en el texto.

Figure 18. Two possible tectonic models of Cuba, illustrated by N-S cross sections. Explanation in text. The differences between the models are obvious and have to do with the position of the roots of the allochthonous oceanic bodies. Model A was originally proposed by Wassall (1956) while model B by Iturralde-Vinent (1981).

ilustran a través de tres perfiles idealizados, trazados por el occidente, centro y oriente de Cuba (Fig. 18). Los perfiles designados como “Modelo A” se han elaborado de acuerdo con las concepciones desarrolladas por Wassall (1956), Shaposhnikova (1974), Somin (1977), Somin y Millán (1976), Shein ed. (1985), y otros, según las cuales tanto las ofiolitas como las rocas volcánicas de Cuba yacen en posición alóctona sobre el margen de NOAM (Las Bahamas y su prolongación hacia el sur) (Fig. 18: Modelo A). Según este modelo, los terrenos de Placetas, Asunción, Escambray, Guaniguanico y Pinos son la continuación de Las Bahamas hacia el sur y, por lo tanto, ventanas tectónicas donde aflora el “autóctono” bajo los mantos ofiolito-arcos volcánicos (que ellos llamaron eugeosinclinales). La gran mayoría de los autores de reconstrucciones tectónicas del Caribe y Cuba, cuyos modelos presentan la zona de subducción de los arcos cretácicos al norte de Cuba (Shein ed., 1985), de hecho están adoptando la interpretación de Wassall (1956) y seguidores. Es por eso que dichos autores generalmente omiten la existencia de los terrenos Guaniguanico, Pinos y Escambray, y consideran que hubo una zona de subducción del Albiense al Eoceno cuya sutura coincide hoy día con el afloramiento de las ofiolitas septentrionales (Fig. 1). Sin embargo, el Modelo A tiene una serie de problemas.

1. Si las ofiolitas septentrionales son la sutura de subducción del Albiense al Eoceno, ¿cómo se explica la coexistencia, entre las ofiolitas deformadas, de bloques/inclusiones de metamorfitas de alta presión (esquistos azules y eclogitas) junto a enormes inclusiones tectónicas de rocas sedimentarias del Jurásico al Eoceno, que no están ni siquiera levemente recrystalizadas (terrenos de la zona de Placetas; Fig. 4)?.
2. No está esclarecido el mecanismo que dió lugar al sobrecorrimiento de los potentes mantos tectónicos de rocas magmáticas (ofiolitas y arcos volcánicos) sobre el margen continental de NOAM, en una variedad de ambientes geodinámicos que provocaron en el autóctono, desde un ligero metamorfismo (zonas de Los Órganos-Quiñones/Guajaibón en Guaniguanico), hasta ambientes de metamorfismo barroviense (Pinos), y de alta relación P/T, con variedades desde muy bajo hasta muy alto grado (Cangre, Escambray, Asunción)(Figs. 1, 3, 4).
3. Los estudios de las orientaciones de los minerales e inclusiones de los granitoides en Cuba central demuestran que no hubo rotaciones o inclinación de su fábrica interna (Iturralde-Vinent et al. ed., 1981). Siendo dichos plutones cual profundos pilares de ro-

cas masivas y relativamente más rígidas que las masas de rocas vulcanógenas que los contienen, la ausencia de rotaciones es muy peculiar si, como se infiere del Modelo A, el conjunto ha sufrido importantes desplazamientos y yace en total aloctonía.

4. Este modelo tampoco toma en cuenta los criterios actuales de que Guaniguanico, Escambray, Pinos y Placetas son terrenos alóctonos.

El Modelo B (Fig. 18) refleja el criterio clásico de interpretación de la estructura interna de Cuba, con la diferencia de que asume la existencia de terrenos alóctonos e importantes mantos de sobrecorrimiento. Su versión moderna se basa en los conceptos desarrollados por Iturralde-Vinent (1981, ed. 1996, en este trabajo), Bush y Sherbakova (1986), Pushcharovsky (ed., 1989) y Kerr et al. (1999). Según este modelo, en el substrato plegado de Cuba se encuentran elementos autóctonos/parautóctonos de NOAM (Bloque Estrecho de la Florida y sus componentes las Bahamas, zonas de Remedios/Cayo Coco/Camajuaní y Asunción?). Se define un elemento alóctono siálico procedente del bloque Maya (Terreno Pinos). Otras unidades tectónicas presentan una mezcla de elementos de margen continental y de cortezas oceánicas, como los terrenos Guaniguanico y Escambray (con fragmentos de NOAM procedentes del Bloque Maya). Y, finalmente, una variedad de elementos tectónicos de naturaleza oceánica (terrenos de Placetas, ofiolitas, metaofiolitas y arcos volcánicos).

La diferencia esencial entre los modelos A y B (Fig. 18), es la posición tectónica de los elementos alóctonos. En el modelo A, los mantos alóctonos oceánicos yacen sobre el margen de NOAM. En el modelo B, en contraste, los terrenos y mantos alóctonos presentan una variedad de posiciones estructurales, cuyos detalles se discutieron anteriormente. Asimismo, el modelo B toma en cuenta los trabajos de Bush y Sherbakova (1986) donde se define la existencia de una falla profunda a lo largo del eje de la isla de Cuba (Falla cubana axial), donde probablemente estén comprimidas las raíces de los mantos tectónicos de naturaleza oceánica, que fueron expulsados al N y S, dando lugar a una estructura en flor (Fig. 18, modelo B). El problema principal de este modelo es explicar el mecanismo de emplazamiento, desde el sur, de los terrenos Escambray y Pinos.

Asimismo, hay problemas no resueltos por ambos modelos. Por ejemplo, el origen del metamorfismo zonado desde esquistos verdes hasta esquistos azules del macizo del Purial (Fig. 1). Las rocas metamorfiadas del Pu-

CRONOLOGÍA	MAGMATISMO	CORTEZAS OCEÁNICAS	EVENTOS TECTÓNICOS
NEÓGENO		Cortaza de Caimán	DEFORMACIONES NEOTECTÓNICAS EN LOS MÁRGENES DE LA PLACA
PALEOGENO			NUEVA GENERACIÓN DE ARCOS
CRETÁCICO SUPERIOR		Cortaza de Yucatón	DEFORMACIONES EN EL CRÓGENO ANTILLANO NUEVA GENERACIÓN DE ARCOS
CRETÁCICO INFERIOR		Cortaza del Caribe Oriental (Pluma del manto)	DEFORMACIONES Y EXTINCIÓN DEL ARCO CRETÁCICO LEVES DEFORMACIONES Y CAMBIO DEL QUIMISMO DEL ARCO
JURÁSICO SUPERIOR		Cortaza del ProtoCaribe	NUEVA GENERACIÓN DE ARCOS DEFORMACIONES Y EXTINCIÓN DE LOS ARCOS IPIA Y BONINÍTICO INICIO DEL MAGMATISMO DE ARCO
JURÁSICO INFERIOR Y MEDIO		Cortaza Golfo de México	ENSANCHAMIENTO DEL PROTOCARIBE INICIO DE LA APERTURA DEL PROTOCARIBE
		Siquiquia	FORMACIÓN DE SEMIGRABENS Y LA CUENCA INTRACONTINENTAL PANGEANA PRECURSORA DEL CARIBE

Figura 19. Principales eventos tectónicos, magmáticos, y de segregación de cortezas oceánicas en el Caribe (modificado de Iturralde-Vinent, ed., 1996).

Figure 19. Model of the most important tectonic, magmatic and oceanic crust formation events in the Caribbean, illustrating the non-linear, stage by stage development of arcs and oceanic crusts.

rial son claramente parte del arco volcánico Albiense-Campaniense (Millán y Somin, 1985a), sin embargo, yacen lejos de cualquiera supuesta zona de subducción de este arco. Asimismo, rocas no metamorfizadas del Eoceno Inferior cubren transgresivamente dichas metamorfitas, y probablemente incluso calizas del Campaniense-Maastrichtiense (Cobiella et al., 1977; Millán y Somin, 1985a). Por eso, la edad del metamorfismo es Cretácico, y no es posible relacionarlo a una presunta zona de subducción del arco paleogénico.

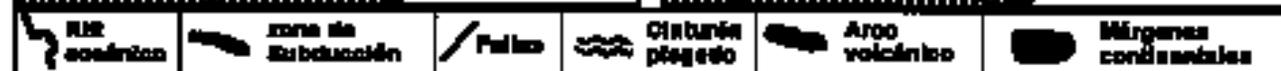
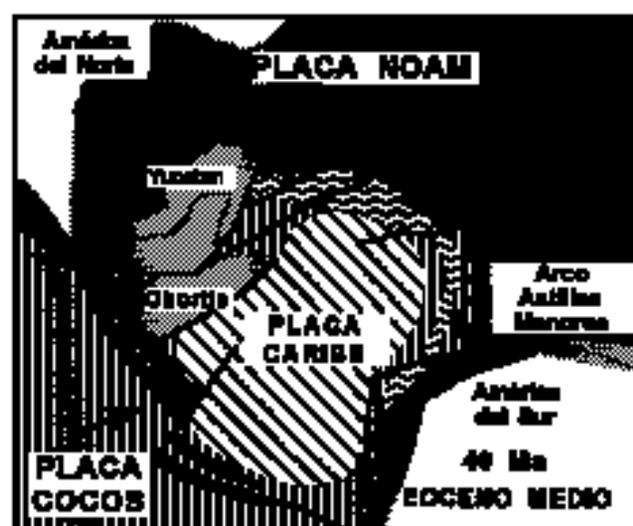
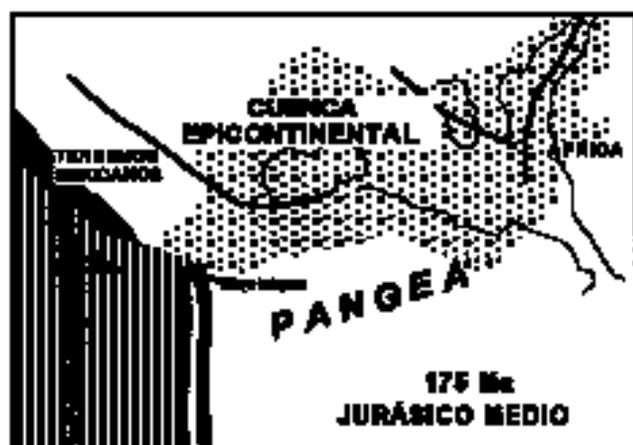
Tectónica de placas del Caribe

La serie de mapas paleogeográficos que se presentan a continuación, se basan el modelo B arriba expuesto, en

los criterios expuestos por el autor anteriormente (Iturralde-Vinent, 1988a, b, c, 1994a, b; ed., 1996; Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999), en los resultados geoquímicos del estudio de algunas rocas ígneas de Cuba (Kerr et al., 1999), y en las investigaciones realizadas durante los años 1993-1997 como parte del proyecto UNESCO/IUGS IGCP-364.

Asimismo, el modelo de la evolución del Caribe (Figs. 19-21) tiene como fundamento los siguientes criterios y eventos:

1. En las unidades de naturaleza continental del Caribe occidental se pueden reconocer tres estadios de desarrollo, la etapa *syn-rift* representada por las rocas del Triásico superior (?) al Jurásico Superior (Tithoniense



medio), la etapa de *drift* representada por las secciones del Tithoniense superior al Cretácico Superior, y la etapa de colisión caracterizada por los estratos de la cuenca de antepaís del Paleoceno al Eoceno Superior. La etapa *syn-rift* se conserva bien en los perfiles sísmicos *offshore* medidos al NW de Cuba (Ver Fig. 11 de Marton y Buffler, 1994). En el área del orógeno cubano estas secuencias se pueden reconocer por la edad de los cortes, pero su fisonomía estructural quedó alterada totalmente por las deformaciones del Terciario. Las rocas de la etapa de drift tampoco tienen su estructura original preservada, pero hay dos rasgos que la caracterizan. En primer lugar, las rocas del Tithoniense superior son transgresivas y, en consecuencia, yacen sobre rocas más antiguas, de distintas edades. En segundo lugar, en muchos cortes se observa una profundización del nivel del mar y ocurrencia de radiolaritas justo al final del Tithoniense (Fig. 2). La tercera etapa (cuencas de antepaís) se reconoce por la presencia de una discordancia erosiva basal en la zona de *forebulge*, y por la ocurrencia de sedimentos siliciclásticos caóticos que contienen enormes olistolitos de rocas alóctonas.

2. El magmatismo de margen continental que hoy se documenta en los alrededores del Caribe (Iturralde-Vinent, 1988c) y el desarrollo sincrónico de una serie de cuencas *syn-rift* semigrabens entre el Jurásico Inferior-Medio y el Jurásico Superior (Tithoniense)(Marton y Buffler, 1994), se asume que reflejan los procesos de fracturación de Pangea. A este proceso se vinculan la extensión y afinamiento de las cortezas continentales, y la segregación de cortezas oceánicas en el Golfo de México y el ProtoCaribe. El magmatismo de margen continental tiene un auge en el Oxfordiense caribeño (terreno Guaniguanico), con la segregación de potentes mantos de lava, que posiblemente marcan la oceanización del protocaribe. Asimismo, la terminación del magmatismo de margen continental alrededor del Caribe al principio del Cretácico, coincide aproximadamente con el inicio del magmatismo del arco Antillano, eventos que pudieran reflejar el cambio de las condiciones geodinámicas en el área (Iturralde-Vinent, 1988c). Estos procesos produjeron la extensión del Tethys hasta el Pacífico primero como un mar epicon-

tinental y después la apertura de una comunicación oceánica entre ambos (Figura 20; Bartok et al., 1985; Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999).

3. Una cuestión importante para los modelos tectónicos del Caribe es la posición original y emplazamiento de los terrenos Pinos, Escambray y Guaniguanico. En la literatura geológica de Cuba era usual la opinión de que los terrenos de Placetas, Guaniguanico, Escambray y Pinos se originaron como una prolongación hacia el sur de la plataforma de las Bahamas (Modelo A, Fig. 18). Sin embargo, algunos autores han sostenido otra posición, y los interpretan como terrenos alóctonos (Modelo B, Fig. 18; Iturralde-Vinent, 1981, 1988b, c, 1994b; Rosencrantz, 1995; Pushcharovsky ed., 1988). Por su parte, Pszczolkowski (1987), Ross y Scotese (1988) y Rosencrantz (1990) consideran que Guaniguanico se originó en el extremo nororiental del bloque Maya (península de Yucatán), pero no expresan opinión alguna respecto a Pinos y Escambray. Sin embargo, las grandes similitudes entre la litostratigrafía de estos tres bloques no permite considerarlos como unidades independientes, sino como un todo único (Somin y Millán, 1981). Además, las notables diferencias entre la estratigrafía de Las Bahamas y las de estos bloques, sugiere que los citados terrenos no pertenecieron originalmente a Las Bahamas (Iturralde-Vinent, 1988b, c, 1994a, b, ed. 1996). Las investigaciones sobre la antigüedad de las micas detríticas en rocas del Jurásico Inferior(?) -Medio a Oxfordiense inferior de Guaniguanico han demostrado que dicha unidad tuvo su fuente de aportes en Belice, en el extremo suroriental del Bloque Maya (Hutson et al., 1999). Tal conclusión reafirma la aloctonía de Guaniguanico y, por carácter transitivo, la de los terrenos Pinos y Escambray. Por eso es posible concluir que los terrenos sudoccidentales de Cuba se formaron originalmente adjuntos al margen caribeño del bloque Maya en el ProtoCaribe occidental, y llegaron a su posición actual entre el final del Cretácico y el Eoceno Medio (Iturralde-Vinent, 1994b; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997; Hutson et al., 1999).
4. Rosencrantz (1995) ha postulado la idea de que algunos de los terrenos cubanos son fragmentos de la cor-

Figura 20. Mapas paleogeográficos de la evolución tectónica del Caribe (modificado de Iturralde-Vinent ed., 1996; Kerr et al., 1999).

Figure 20. Evolutionary paleogeographic maps of the Caribbean. The main tenant of this model is the position of the subduction zone, and the insertion of the Pacific crust within the Caribbean. This last event is a consequence of different rate of the NOAM-SAM plates movement with respect to the Caribbean plate. The difference producing relative westward insertion of the Caribbean plate (slowly moving eastward). Shortening of the Proto-Caribbean crust taking place during the early Tertiary.

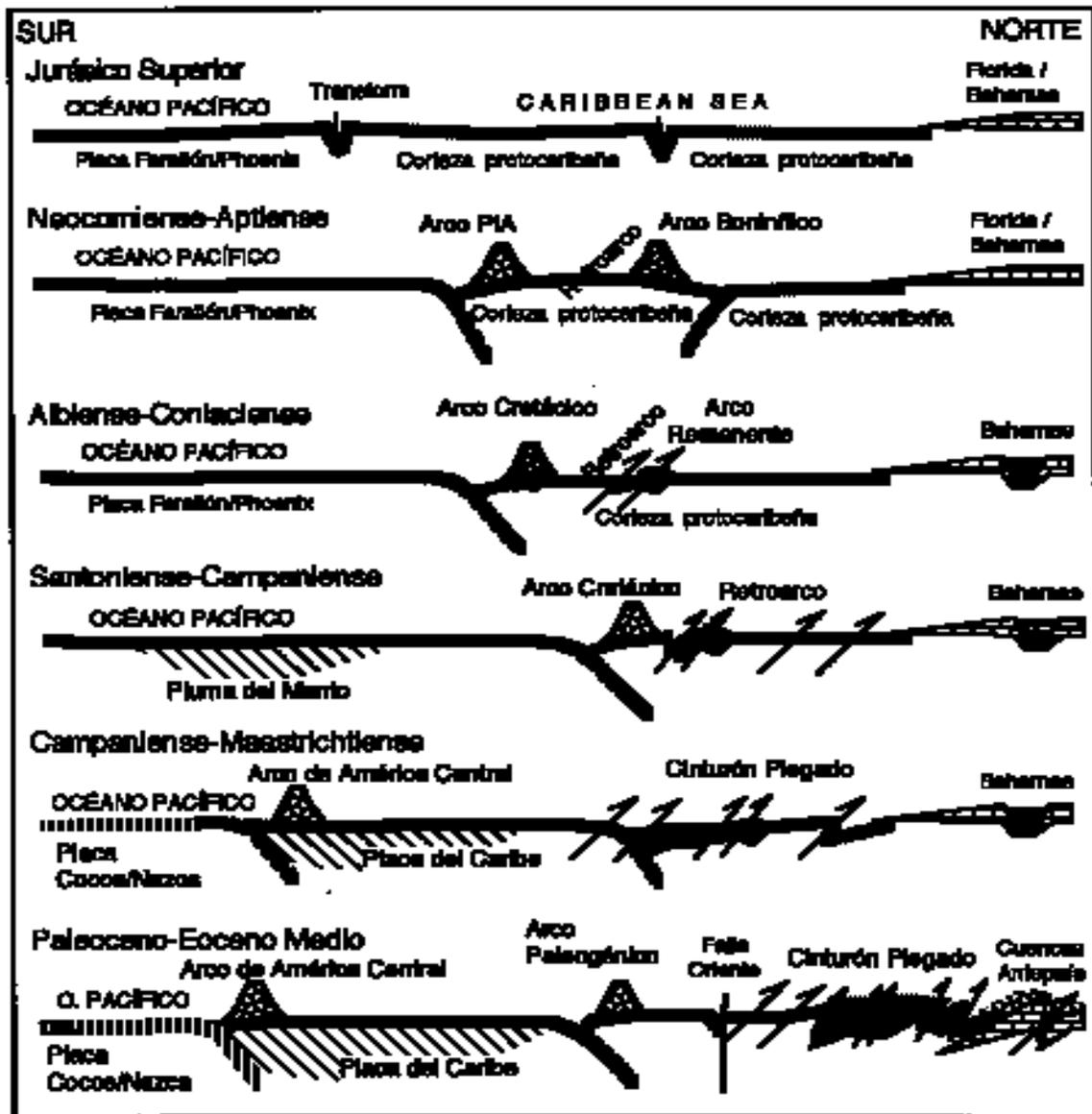


Figura 21. Perfiles paleotectónicos del Caribe (adaptados de Kerr et al., 1999).

Figure 21. Caribbean paleotectonic cross sections (modified after Kerr et al., 1999).

teza del ProtoCaribe. Esto es válido para Placetas, Guaniguanico y Escambray, que contienen secciones de origen oceánico, no así para Pinos, que es estrictamente siálico. El modelo que aquí se adopta implica que Escambray entró en la zona de subducción del arco volcánico desde el sur, y que los terrenos Pinos y Guaniguanico son el resultado de un proceso de transporte y amalgamamiento de las unidades geológicas presentes a lo largo del margen caribeño del bloque Maya entre el final del Cretácico y el Eoceno.

5. Desde el Cretácico, entre los límites del Caribe se insertaron cortezas oceánicas alótonas, procedentes del Pacífico (Malfait y Dinkelman, 1972). Fragmentos de dichas cortezas, cuyas edades abarcan desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico, se encuentran como bloques y escamas formando parte de macizos multideformados en Sierra Bermeja (Puerto Rico: Complejo Bermeja; Schellekens, 1998) y Cordillera Central (República Dominicana: Complejo Duarte)(Montgomery et al., 1994). Otros fragmentos procedentes del Pacífico

co y de edad Cretácico hoy forman el substrato del Caribe oriental (Cuencas de Colombia y Venezuela; Pindell, 1994). A nivel hipotético es posible proponer que las metaofiolitas del Escambray (Yayabo; Fig. 4) también tengan un origen Pacífico, y hayan sido emplazadas en la zona de subducción del sur de Cuba (Fig. 9).

6. Las ofiolitas septentrionales de Cuba están estrechamente relacionadas con complejos de arcos y retroarco del Cretácico, así como con los sedimentos oceánicos de la zona de Placetas (Figs. 1, 4, 5). En este sentido, el hallazgo de rocas neoproterozoicas en el substrato de Placetas se ha interpretado como indicativo de la procedencia de estos terrenos desde el área centromericana-mexicana (Renne et al., 1989). Tal interpretación, en cierto modo, se coordina con la propuesta de Rosencrantz (1995), quien considera los depósitos de la zona de Placetas como parte del relleno de la cuenca protocaribeña. El carácter aloctono de las rocas neoproterozoicas (Renne et al., 1989) sugiere la aloctonía de todas las rocas de Placetas. Por consiguiente, dichos terrenos pudieran representar el material del fondo del ProtoCaribe arrastrado contra el margen de la placa norteamericana (Las Bahamas). Como las ofiolitas septentrionales y los terrenos Placetas están comprendidos entre los arcos volcánicos aloctonos por el sur, y Las Bahamas por el norte, debe concluirse que todas estas rocas se formaron en el ProtoCaribe, tal como se adopta en el modelo aquí propuesto (Figs. 20 y 21). Pero el estudio de los sedimentos y deformaciones en las cuencas de antepaís sugiere fuertemente que el acortamiento de estas cuencas ocurrió en el Terciario inferior, como se discutió anteriormente. En este caso, se puede formular la hipótesis de que el área que abarcaba el Caribe occidental en el Cretácico se redujo a las dimensiones actuales entre el Daniense y el Eoceno Superior. Este es un problema para los modelos de Pindell (1985, 1994), pues requieren que el acortamiento ocurra en un espacio mayor de tiempo. El modelo que aquí se presenta (Figs. 20 y 21) minimiza este problema, al reducir el área original de la cuenca protoCaribeña.
7. Aparentemente desde el inicio mismo del Cretácico, entre los continentes de América del Norte y América del Sur se desarrollaron una serie de arcos volcánicos, cuya duración, posición original y desplazamientos aún son motivos de discusión. Según se ha expuesto antes, las rocas vulcano-plutónicas de arco volcánico que hoy se reconocen en el Caribe representan la evolución de un mínimo de cuatro etapas de formación de arcos, como se ilustra en las figuras 19, 20 y 21. Los intervalos cuando hubo una modificación de la extensión, geometría y quimismo de los arcos volcánicos (Albiense inferior, Maastrichtiense, Eoceno Medio-Superior) coinciden en tiempo con transformaciones geodinámicas no sólo en el Caribe, sino en todo el planeta (Schwan, 1980). Estos eventos geodinámicos planetarios (orogénias) generaron modificaciones en la posición y orientación del eje de los arcos y sus zonas de subducción. Esto sugiere, como ha propuesto reiteradamente el autor (Iturralde-Vinent, 1994a, ed. 1996; Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999; Kerr et al., 1999) que no se trata de un “gran arco caribeño” que ha ido dejando tramos inactivos a su paso por el Caribe (Pindell, 1985, 1994), sino de un mínimo de cuatro generaciones sucesivas de arcos volcánicos con su propia geografía y evolución (Iturralde-Vinent, 1994a, ed., 1996). Tal punto de vista se fundamenta además en la hipótesis de que los cambios en la geometría de las placas y sus márgenes son promovidos por procesos globales endógenos de la Tierra, y no son simples eventos locales sin relaciones causales entre sí.
8. La evolución de los arcos volcánicos estuvo acompañada de importantes eventos en el área del Caribe (Fig. 19). En el Cretácico Inferior hubo dos arcos paralelos de rumbo aproximado N-S, uno boninítico y otro PIA (Kerr et al., 1999). El arco volcánico boninítico tenía su zona de subducción buzando al oeste y el PIA en la dirección contraria (Fig. 21). Ambos arcos colapsaron en el Aptiense-Albiense. Los arcos Albiense-Campaniense (probablemente en Jamaica, La Española y Puerto Rico el magmatismo se extiende al Maastrichtiense) y Daniense-Eoceno Inferior, tenían sus respectivas zonas de subducción inclinadas desde el Caribe hacia sus bordes (Iturralde-Vinent, 1994a, ed. 1996; Sigurdsson et al., 1997; Kerr et al., 1999). A partir del Eoceno Superior el tramo de arco de Aves-Antillas Menores se dividió en un arco remanente (Aves) y otro activo (Antillas Menores), cuya zona de subducción probablemente se desplazó desde el Caribe hacia el Atlántico (Fig. 21; Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999). Por otra parte, en Centroamérica surgió un sistema de arco en el Cretácico Superior, con su zona de subducción inclinada hacia el este (Pindell, 1985, 1994). La importancia del surgimiento de este último arco es que redujo la velocidad y volumen de entrada de corteza desde el Pacífico hacia el Caribe.
9. Entre los límites del Caribe hubo intensos procesos de deformación que generaron cinturones plegados de distinta naturaleza, acompañados de la formación y

transporte de terrenos tectónicos (Fig. 19). La formación de fajas plegadas comenzó en el Aptiense-Albiense y continúa hasta la actualidad. Generalmente ocurre en toda la extensión de las zonas de interacción entre las placas. En las zonas convergentes (arcos volcánicos) las deformaciones están usualmente precedidas por el emplazamiento de plutones y extinción del magmatismo de arco, y se terminan con el levantamiento y erosión de la zona axial del arco. Tales deformaciones tuvieron lugar en el Aptiense-Albiense, Campaniense-Maastrichtiense y Eoceno Medio-Superior (Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999). Algunos autores (Lebrón y Perfit, 1993, 1994; Hutson et al., 1999) han vinculado la extinción o cambio de polaridad de los arcos volcánicos a la colisión de los mismos con Centroamérica (Aptiense-Albiense) o con Las Bahamas (Eoceno Medio), pero tal conclusión está en conflicto con los datos existentes, como se explica a continuación.

En el Aptiense-Albiense se extinguieron dos arcos (PIA y Boninitico), pero asimismo hubo eventos tectónicos importantes lejos de América Central, como la fracturación de la megaplataforma Florida-Bahamas. Ambos sucesos son difíciles de vincular al choque de un arco con el extremo meridional de México, cuya presunta ocurrencia, además, es objeto de diversas opiniones en cuanto a su edad (Pindell, 1994; Hutson et al., 1999). Respecto al arco Albiense-Campaniense, está demostrado que en Cuba éste se extinguió a mediados del Campaniense (Iturralde-Vinent, 1981, 1994a), varios millones de años antes del emplazamiento de las ofiolitas de Mayarí-Baracoa, y unos 15 a 20 millones antes de su colisión con Las Bahamas (Iturralde-Vinent, 1995; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997). Por eso, las causas de la extinción del volcanismo de arco no están explicadas por las colisiones entre placas al estilo de los modelos de Pindell (1994) y Hutson et al. (1999), pues probablemente se deben a las rotaciones de los sistemas de esfuerzos que generan el movimiento de las placas (Iturralde-Vinent ed., 1996) que ocurren durante las etapas orogénicas (Schwan, 1980). Estos procesos de orogénesis se integran al modelo tectónico que se presenta aquí (Figs. 20 y 21), pero no tiene eco alguno en los modelos de otros autores.

AGRADECIMIENTOS

El autor está muy agradecido a los árbitros (Grenville Draper, Florida International University, USA y Ferrán Colombo, Universidad Central de Barcelona, España), pues sus observaciones le permitieron mejorar sustancialmente el contenido y

proyección de este trabajo. También agradece a la dirección del Museo Nacional de Historia Natural de La Habana, que le ha permitido disponer del tiempo necesario para elaborar este trabajo.

BIBLIOGRAFÍA

- Andó, J., Kozak, M., Jakus, P., Ríos, Y., 1988. Desarrollo estructural del arco insular volcánico cretácico en la región de Holguín. *Rev. Minería y Geología*, 6(1), 33-55.
- Andó, J., Kozak, M., Ríos, Y., 1989. Caracterización general de la asociación ofiolítica de la zona Holguín-Moa y el papel de las ofiolitas en el desarrollo estructural de Cuba. *Rev. Minería y Geología*, 7(1), 35-44.
- Arriaza Fernández, G.L., 1998. Nuevos enfoques en la interpretación y procesamiento de las ondas refractadas para el estudio del basamento de Cuba. Tesis de Doctor en Ciencias Geológicas, Instituto Superior Politécnico "J.A. Echeverría", (inédito).
- Ball, M.M., Martin, R.C., Bock, W.D., Sylwester, R.E., Bowles, R.M., Taylor, D., Coward, E.L., Dodd, J.E., Gilbert, L., 1985. Seismic structures and stratigraphy of the northern edge of the Bahamas-Cuban collision zone. *AAPG Bull.*, 69(8), 1275-1342.
- Bartok, P.E., Renz, O., Westermann, G.E.G., 1985. The Siquisique ophiolites, Northern Lara State, Venezuela. A discussion on their Middle Jurassic ammonites and tectonic implications. *GSA Bull.*, 96, 1050-1055.
- Boiteau, A., Michard, A., Saliot, P., 1972. Métamorphisme de haute pression dans le complexe ophiolitique du Purial (Oriente, Cuba). *CNRS*, 274, 2137-2140.
- Bralower, T., Iturralde-Vinent, M., 1997. Micropaleontological dating of the collision between the North American plate and the Greater Antilles Arc in western Cuba. *Palaos*, 12, 133-150.
- Bresznyiánszky, K., Iturralde-Vinent, M., 1978. Paleogeografía del Paleógeno de Cuba oriental. *Geologie en Mijnbouw*, 57(2), 123-133.
- Buffler, R.T., Hurst, J.M., 1995. Desintegration of the Jurassic-Lower Cretaceous Megabank Cuba-Florida-Bahamas. The 1st SEPM Congress on Sedimentary Geology, Program and Abstracts, 35-36.
- Bush, V., Sherbakova, B., 1986. New data on the deep tectonics of Cuba. *Geotektonics*, 3, 24-43 (en ruso traducido al inglés).
- Cobiella, J., 1983. Propuesta de una nueva unidad litoestratigráfica en el Eoceno de Cuba oriental. *Rev. Geología y Minería*, 2, 29-56.
- Cobiella, J., 1978. Una melange en Cuba Oriental. *Revista La Minería en Cuba*, 4(4), 46-51.
- Cobiella, J., 1979. La Formación El Cobre. *Rev. La Minería en Cuba*, 5(3), 17-21.

- Cobiella, J., 1988. El vulcanismo paleogénico cubano. Apuntes para un nuevo enfoque. *Rev. Tecnológica*, 18(4), 25-32.
- Cobiella, J., Campos, M., Boiteau, A., Quintas, F., 1977. Geología del flanco sur de la Sierra del Purial. *Rev. La Minería en Cuba*, 3(1), 54-62.
- Cruz Gámez, E.A., 1998. Sedimentos vinculados al complejo de basaltos en la región de Bahía Honda, Cuba. *Memorias Geología y Minería '98*, La Habana, (II), 224-226.
- Dengo, G., Case, J. ed., 1990. *The Caribbean Region: Geology of North America Vol. H*, GSA Special publication, 2 tomos.
- Díaz de Villalvilla, L., 1988. Caracterización geológica y petrográfica de las asociaciones vulcanógenas del arco insular cretácico en Cuba central. Tesis de Doctorado en Ciencias Geológicas del Instituto de Geología y Paleontología. (Inédita).
- Díaz de Villalvilla, L., Dilla, M., 1985. Proposición para una división de la llamada Formación Tobas (Provincias Cienfuegos, Villa Clara y Sancti Spiritus). *Serie Geológica del CIG*, (1), 133-149.
- Díaz de Villalvilla, L., Meliá, I., Santa Cruz, M., 1998. Ambiente volcánico en el Cretácico temprano de Cuba central: su significación petrogenética y económica. *Memorias Geología y Minería '98*, (II), 227-230.
- Díaz, C., 1985. Paleontología del banco carbonatado de la Sierra de Cubitas, Camagüey. *Academia de Ciencias de Cuba*, 60 pp.
- Díaz, C., Furrázola Bermúdez, G., Iturralde-Vinent, M., 1997. Estratigrafía de la zona de Remedios. In G. Furrázola Bermúdez, K. Núñez Cambra (eds.). *Estudios sobre geología de Cuba*, Instituto de Geología y Paleontología, 221-242 (publicado en marzo de 1998).
- Donnelly, T.W., Rogers, J.J.W., 1980. Igneous series in island arcs: The northeastern Caribbean compared with worldwide island arc assemblages. *Bull. Vulcanology*, 43, 347-382.
- Ducloz, C., 1989. Fallamiento transcurrente, una característica tectónica fundamental en Cuba central-septentrional. *Resúmenes y Programa Primer Congreso Cubano de Geología*, 33.
- Ducloz, C., Vuagnat, V., 1962. À propòs de l'âge des serpentinites de Cuba. *Arch. Sci., Soc. Phys. Hist. Nat.*, 15(2), 309-332.
- Equipko, O., Sukar, K., Pavlov, V., Pérez, M., Gurbanov, A., Soto, T., 1984. Principales particularidades petroquímicas de los granitoides del eugeosinclinal cubano y sus formaciones. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 9, 59-73.
- Fonseca, E., Castillo, F., Uhanov, A., Correa, G., 1990. Geoquímica de la asociación ofiolítica de Cuba. *Transactions 12th Caribbean Geological Conference*, St. Croix, U.S. Virgin Islands, 51-58.
- Fonseca, E., Zelepugin, M., Heredia, M., 1984. Particularidades de la estructura de la asociación ofiolítica de Cuba. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 9, 31-46.
- Furrázola-Bermúdez, G., Judoley, C., Mijailovskaya, M., Miroliuvov, Y., Novojatsky, I., Núñez-Jiménez, A., Solsona, J.B., 1964. *Geología de Cuba*. Editorial Universitaria, La Habana, 239 pp.
- Gordon, M.B., Mann, P., Cáceres, D., Flores, R., 1997. Cenozoic tectonic history of the North American-Caribbean plate boundary in western Cuba. *Journal of Geophysical Research*, 102, 10055-10082.
- Haczewski, G., 1976. Sedimentological reconnaissance of the San Cayetano Formation. An accumulative continental margin in the Jurassic. *Acta Geologica Polonica*, 26(2), 331-353.
- Hatten, C.W., Somin, M.L., Millán, G., Renne, P., Kistler R.V., Mattinson, J.M., 1988. Tectonostratigraphic units of Central Cuba. *Memorias XI Conferencia Geológica del Caribe*, Barbados, 1-13.
- Hutson, F., Mann, P., Renne, P., 1999. $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ dating of single muscovite grains in Jurassic siliciclastic rocks (San Cayetano Formation): Constraints on the paleoposition of western Cuba. *Geology*, 26(1), 83-86.
- Iturralde-Vinent, M., 1975. Problems of the application of two modern tectonic hypothesis to Cuba and the Caribbean region. *AAPG Bull.*, 59(5), 838-855.
- Iturralde-Vinent, M., 1976-1977. Estratigrafía de la zona Calabazas-Achotal, Mayarí Arriba, Oriente. *Rev. La Minería en Cuba*. Parte I, 1976 (5), 9-23; Parte II, 1977 (6), 32-40.
- Iturralde-Vinent, M., 1978. Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico de Cuba. *Geologie en Mijnbouw*, 57(2), 205-212, Holand [también 1979. *Geotektonics*, 4, 63-76, Moscú].
- Iturralde-Vinent, M., 1981. Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 3, 51-90.
- Iturralde-Vinent, M., 1988a. Composición y edad de los depósitos del fondo oceánico (Asociación ofiolítica) del Mesozoico de Cuba, en el ejemplo de Camagüey. *Rev. Tecnológica*, 18(3), 13-24.
- Iturralde-Vinent, M., 1988b. *Naturaleza Geológica de Cuba*. La Habana, Editorial Científico-Técnica, 246 pp.
- Iturralde-Vinent, M., 1988c. Consideraciones generales sobre el magmatismo de margen continental de Cuba. *Rev. Tecnológica*, 18(4), 17-24.
- Iturralde-Vinent, M., 1990. Las ofiolitas en la constitución geológica de Cuba. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 17, 8-26.
- Iturralde-Vinent, M., 1991. Deslizamientos y descensos del terreno en el flanco meridional de la Sierra Maestra, Cuba sudoriental. *Morfotectónica de Cuba Oriental*, Inst. de Geografía, 24-27.
- Iturralde-Vinent, M., 1994a. Cuban Geology: A new plate tectonic synthesis. *Journal of Petroleum Geology*, 17(1), 39-70.
- Iturralde-Vinent, M., 1994b. Interrelationship of the terranes in

- western and central Cuba-Comments. *Tectonophysics*, 250, 345-348.
- Iturralde-Vinent, M., 1995. Cuencas sedimentarias del Paleoceno-Eoceno de Cuba. *Bol. Soc. Venezolana de Geol.*, 20(1-2), 75-80.
- Iturralde-Vinent, M., 1998. El segmento cubano del arco volcánico Paleoceno-Eoceno Medio del Caribe. In A. Ali y P.V. Young On (eds.), *Transactions of the 3rd Geological Conference of the Geological Society of T & T and The 14th Caribbean Geological Conference, T & T, 1995, Vol. 1*, 343-362.
- Iturralde-Vinent, M. ed. 1996. *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba. Contribución Especial N° 1, IGCP Project W.364, Miami, USA*, 265 pp.
- Iturralde-Vinent, M. ed., 1985. *Contribución a la geología de las provincias de La Habana y Ciudad de la Habana. La Habana. Editorial Científico-Técnica*, 155 pp.
- Iturralde-Vinent, M., Hartwich R., et al., 1986. Ofiolitas de Camagüey, Cuba. *Naturaleza, posición tectónica y sedimentos derivados. Rev. Tecnológica, Serie Geológica*, 2, 29-32.
- Iturralde-Vinent, M., Hubbell, G., Rojas R., 1996. Catalog of Cuban fossil Elasmobranchii (Paleocene-Pliocene) and paleogeographic implications of their Lower to Middle Miocene occurrence. *Journ. Geol. Soc. Jamaica*, 31, 7-22.
- Iturralde-Vinent, M., Marí Morales, T., 1988. Toleítas del Tithoniano de la Sierra de Camaján, Camagüey. Posible datación de la corteza oceánica. *Revista Tecnológica*, 18(1), 25-32.
- Iturralde-Vinent, M., Norell, M., 1996. Synopsis of Late Jurassic marine reptiles from Cuba. *Am. Mus. Novitates*, 3164, 1-17.
- Iturralde-Vinent, M., Roque Marrero, F., 1982a. La falla Cubitas: su edad y desplazamientos. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 4, 57-70.
- Iturralde-Vinent, M., Roque Marrero, F., 1982b. Nuevos datos sobre las estructuras diapíricas de Punta Alegre y Turiguano, Ciego de Avila. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 4, 47-55.
- Iturralde-Vinent, M., Tchounev, D., Cabrera R. eds., 1981. *Geología del territorio de Ciego-Camagüey-Las Tunas: Resultados de las investigaciones científicas y del levantamiento geológico escala 1:250 000. Academias de Ciencias de Cuba y Bulgaria*, 940 pp. y mapas. (Inédito, Oficina Nacional de Minerales, La Habana).
- Iturralde-Vinent, M., Thieke, H.U., Wolf, D. ed., 1986. Informe final sobre los resultados del levantamiento geológico complejo y las búsquedas acompañantes a escala 1:50 000 del polígono CAME-III, Camagüey, 1981-1987 (inédito). Ministerio de Industria Básica, Oficina de Minerales, 1500 pp. y mapas.
- Iturralde-Vinent, M., Torre, A. de la, 1990. Posición estratigráfica de los rudistas de Camagüey, Cuba. *Transactions 12th Caribbean Geological Conference, Miami Geological Society*, 59-67.
- Kantshev, I., ed. 1976. *Geología de la provincia de Las Villas. Resultado de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1:250 000. Academia de Ciencias de Cuba y Bulgaria, Instituto de Geología y Paleontología*, 1480 pp. y mapas. (Inédito, Oficina de Minerales)
- Khudoley, C., 1967. Principal features of Cuban geology. *AAPG Bull.*, 51(5), 668-677.
- Khudoley, K., Meyerhoff, A.A., 1971. Paleogeography and geological history of the Greater Antilles. *G.S.A. Mem.*, 129, 1-199.
- Knipper, A., Cabrera, R., 1974. Tectónica y geología histórica de la zona de articulación entre el mio- y eugeosinclinal y del cinturón de hiperbasitas. *Academia de Ciencias de Cuba, Inst. de Geología, Contribución a la Geología de Cuba*, 15-77.
- Kozák, M., Andó, J., Jakus, P., Ríos, Y.M., 1988. Desarrollo estructural del arco insular volcánico del Cretácico en la región de Holguín. *Rev. Minería y Geología*, 6(1), 33-55.
- Kudelásek, V., Kudelásková, M., Zamarsky, V., Orel, P., 1984. On the problem of Cuban ophiolites. *Krystalimkum*, 17, 159-173.
- Kudelásek, V., Policky, J., Zamarsky, V., 1962. A contribution to the geochemistry and petrology of the ultrabasics of Cuba. *Acta Univ. Carolina, Geol.*, 2, 119-131.
- Kudelasek, V., Zamarsky, V., Klika, Z., Kudelásková, M., Orel, P., 1989. REE and transition elements geochemistry of Cuban ophiolites. *Krystalinikum*, 20, 65-83.
- Laverov, N.P., Cabrera, R., 1967. Algunas particularidades de la geología de los alrededores del yacimiento "El Cobre" relacionadas con su génesis. *Academia de Ciencias de Cuba. Revista de Geología*, 1(1), 104-121.
- Laznicka, P., Novak, J., Schovánek, P., Soucek Sevcik, J., Znacovová, J.S., 1970. Geología, petrografía y mineralogía de las pendientes meridionales de la Sierra Maestra al oeste de Santiago de Cuba. *Academia de Ciencias de Cuba Serie Oriente*, 4, 1-46.
- Lewis, G.E., Straczek, J.A., 1955. *Geology of south-central Oriente Province, Cuba. U.S. Geol. Surv. Bull.*, 975D, 171-336
- Llanes Castro, A.I., García Delgado, D.E., Meyerhoff, D.H., 1998. Hallazgo de fauna jurásico (Tithoniano) en ofiolitas de Cuba central. In *Memorias de Geología y Minería'98, Tomo II*, 241-244.
- Luperto Sinni, E., Iturralde-Vinent, M., 1993. Lower Cretaceous algae from a Cuban carbonate platform sequence: Studies on Fossil Benthic Algae. In F. Barattolo et al. (eds.). *Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec. Vol. 1, Mucchi, Modena*, 281-285.
- MacPhee, R. Iturralde-Vinent, M., 1995. Origin of the Greater Antillean Land mammal Fauna, 1: New tertiary Fossils from Cuba and Puerto Rico. *Amer. Mus. Novitates*, 3141, 1-31.
- Malfait, B., Dinkelmann, M., 1972. Circum Caribbean tectonics and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *GSA Bull.*, 83(1), 251-272

- Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F., 1992. An overview of the geologic and tectonic development of Hispaniola. *GSA Special Paper Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean plate boundary in Hispaniola*, 1-51.
- Marton, G., Buffler, R. T., 1994. Jurassic reconstruction of the Gulf of Mexico basin. *International Geology Review*, 36, 545-586.
- Maurrasse, F., 1990. Stratigraphic correlation of the Circum Caribbean region. In G. Dengo, J. Case (eds.). *Geology of North America Vol. H: The Caribbean Region*, GSA, plates 4, 5A and 5B.
- Meyerhoff, A.A., Hatten, C.W., 1974. Bahamas salient of North America. Tectonic framework, stratigraphy and petroleum potential. *AAPG Bull.*, 58(6), 1201-1239.
- Meyerhoff, A.A., Hatten, C.W., 1968. Diapiric structure in Central Cuba. *AAPG Mem.*, 8, 315-357.
- Millán, G., 1975. El complejo cristalino mesozoico de Isla de Pinos, su metamorfismo. *Academia de Ciencias de Cuba, Serie Geológica*, 23, 1-16.
- Millán, G., Myczyński, R., 1978. Fauna jurásica y consideraciones sobre la edad de las secuencias metamórficas del Escambray. *Academia de Ciencias de Cuba, Informe Cient. Técnico*, 80, 1-14.
- Millán, G., Somin, M., 1981. Litología, estratigrafía, tectónica y metamorfismo del macizo del Escambray. *Instituto de Geología y Paleontología, Editorial Academia*, 1-104. (Publicado en 1987).
- Millán, G., Somin, M., 1985a. Contribución al conocimiento geológico de las metamorfitas del Escambray y Purial. *La Habana, Academia de Ciencias de Cuba, Reporte de Investigación*, 2, 1-74. (Publicado en 1987).
- Millán, G., Somin, M., 1985b. Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. *La Habana, Instituto de Geología y Paleontología*, 1-83. (Publicado en 1987).
- Montgomery, H., Pessagno, E., Pindell, J., 1994. A 195 Ma terrane in a 165 Ma Sea. Pacific origin of the Caribbean plate. *GSA Today*, 4(1), 1-6.
- Nagy, E., Bresznányzsky, K., Brito, A., Coutín, D., Formell, F., Franco, G., Gyarmati, P., Radocz, Gy, Jakus, P., 1983. Contribución a la geología de Cuba oriental. *Editorial Científico-Técnica*, 273 pp.
- Pardo, G., 1975. *Geology of Cuba. The Ocean basins and margins*, 3: Caribbean and Gulf of Mexico area. New York, Plenum Press, 553-613.
- Peregi, Z., 1999. The allochthonous basement sequence of North-Eastern Cuba. *Ann. Rep. of the Geological Institute of Hungary 1992-1993(II)*, 57-63.
- Perez, M., Soto, T., Sukar, K., 1986. Particularidades petrológicas de los granitoides de las provincias villaclareñas. *Serie Geológica del Centro de Investigaciones Geológicas*, 3, 3-14.
- Perez, M., Sukar, K., Martí, T., Núñez, K., Peña, B., 1992. Qui- mismo de los granitoides del arco volcánico cretácico de Cuba central. *13a Conferencia Geológica del Caribe, Programa y resúmenes*, 102.
- Pindell, J.L., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. *Tectonics*, 4(1), 1-39.
- Pindell, J.L., 1994. Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean. In S. Donovan y T. Jackson (eds.). *Caribbean Geology, an introduction*, 13-40.
- Pindell, J.L., Barrett, S., 1990. Geological evolution of the Caribbean Region; A plate tectonic perspective. In G. Dengo y J. Case, 1990. *The geology of North America, Vol. H., The Caribbean Region*, GSA, 405-432.
- Piotrowska, K., 1978. Nappe structure in the Sierra de los Organos, western Cuba. *Acta Geologica Polonica*, 28(1), 97-170.
- Pszczolkowski, A., 1985. Sobre la edad del metamorfismo y la estructura de la faja de Cangre, Provincia de Pinar del Río. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 10, 31-36.
- Pszczolkowski, A., 1986a. Megacapas del Maestrichtiano de Cuba occidental y central. *Bull. Polish Acad. Sci., Earth Sc.*, 34(1), 81-87.
- Pszczolkowski, A., 1986b. Secuencia estratigráfica de Placetas en el área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara (Cuba). *Bull. Polish Acad. Sc.*, 34(1), 67-79.
- Pszczolkowski, A., 1987. Paleogeography and paleotectonic evolution of Cuba and adjoining areas during the Jurassic-Early Cretaceous. *Ann. Soc. Geol. Poloniae*, 57, 127-142.
- Pszczolkowski, A., ed. 1987. Contribución a la geología de la provincia de Pinar del Río, *Acad. Ciencias de Cuba. La Habana, Edit. Científico-Técnica*, 1-253.
- Pushcharovsky, Yu., ed., 1988. Mapa geológico de la República de Cuba escala 1:250 000 (40 sheets), *Academy of Sciences of Cuba and USSR*.
- Pushcharovsky, Yu., Mossakovsky, A., Nekrasov, G., Sokolov, S., Iturralde-Vinent, M., Flores, R., Oro, J., Formell, F., 1989. Tectonic of the Republic of Cuba: Explanatory note to the Tectonic map of Cuba scale 1:500 000. *Moscú, Ed. Nauka (en ruso)*, 1-77.
- Renne, P., Mattinson, J.M., Hatten, C.W., Somin, M., Onstott, T.S., Millán, G., Linares, E., 1989. 40Ar-39Ar and U-Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville age) continental crust in North Central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, 325-341.
- Rigassi-Studer, D., 1961. Quelques vues nouvelles sur la géologie cubaine. *Chron. Min. et Rech. Min.*, 302, 107-120.
- Rigassi-Studer, D., 1963. Sur la géologie de la Sierra de los Organos. *Arch. Sci. Soc. Phys. et Hist. Nat. (Geneva)*, 16(2), 339-350.
- Rojas, R., Iturralde-Vinent, M., Skelton, P., 1995. Stratigraphy, composition and age of Cuban rudist-bearing deposits. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12(2), 272-291.

- Roque Marrero, F., Iturralde-Vinent, M., 1987. Redefinición de la zona de Cayo Coco en la provincia de Camagüey. *Rev. Tecnológica*, 17(4), 18-21.
- Rosencrantz, E., 1995. The Caribbean-Tethys in Cuba. The First SEPM Congress on Sedimentary Geology, Congress Program and Abstracts, 1, 106.
- Rosencrantz, E., 1990. Structure and tectonics of the Yucatán basin, Caribbean sea, as determined from seismic reflection studies. *Tectonics*, 9(5), 1037-1059.
- Ross, M., Scotese, C.R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155, 139-168.
- Schellekens, J., 1998. Geochemical evolution and tectonic history of Puerto Rico. In E.G. Liliak y D.K. Larue (eds.). *Tectonics and geochemistry of the Northeastern Caribbean*. GSA Spec. Par., 322, 35-67.
- Schlager, W., Buffler, R.T., Anstadt, D., Phair, R.L., 1984. Geologic history of the southeastern Gulf of Mexico. in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Gov. Print Office, Washington D.C., 77, 715-738.
- Schwan, W., 1980. Geodynamic peaks in alpinotype orogenies and changes in ocean floor spreading during Late Jurassic-Late Tertiary time. *AAPG Bull.*, 64(3), 359-373.
- Shaposhnikova, K.I., 1974. Tectónica de Cuba central (en ruso). *Geotektonics*, 1, 12-36
- Shein, V.S., ed., 1985. Mapa Tectónico de Cuba (cinco hojas), y texto explicativo. *Rev. Tecnológica*, 15(1), 37-39.
- Sigurðsson, H., Leckie, M., Acton, G., ODP Leg 165 scientific party, 1997. Proceedings of the Oceanic Drilling Program. Initial Report of Ocean Drilling Project , Leg 165. College Station TX: Ocean Drilling Program.
- Simon, G., Kesler, S.E., Russell, N., Hall, C.M., Bell, D., Piñero, E., 1999. Epithermal gold mineralization in an old volcanic arc: The Jacinto deposit, Camaguey district, Cuba. *Economic Geology*, 94(4), 487-506.
- Somin, M. Millán, G., 1981. Geology of metamorphic complexes of Cuba. Moscú, Edit. Nauka, 1-219 (en Ruso).
- Somin, M., 1977. Deep nappes and "inverted" metamorphic zonality (Ruso). *Sviertlovsk Scientific-temathic Bull. VI. Geology of metamorphic rocks*, 79-84.
- Somin, M., Millán, G., 1976. The amphibolitic complex of south-central Cuba and problems concerning the tectonic position of the eugeosynclinal series of the island (Ruso). *Bull. MOIP Moscú, Geology*, 5, 73-93.
- Tchounev, D., Tzankov, Tz., Ianev, S.N., 1986. A model of the Cretaceous volcanic island arc in central Cuba. *Contributions of Bulgarian Geology, Bulg. Geol. Soc., Sofia*, 117-125.
- Wassall, H., 1956. The relationships of oil and serpentinite in Cuba. *Memoria XX International Geological Congress, Sect. 3*, 65-77.
- Zamarsky, V., Kudelásková, M., 1984. Estudio petrográfico y geoquímico de las ofiolitas de Cuba. 10 pp. Trabajo presentado al 27o Congreso Geológico Internacional, Moscú. (preimpreso).
- Zelepuguin, V., Fonseca, E., Díaz de Villalvilla, L., 1982. Asociaciones vulcanógenas de la provincia de Pinar del Río: Serie Geológica, Centro de Investigaciones Geológicas, Cuba, 6, 42-74.