

Reconstrucción palinspástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México

Jorge L. Cobiella-Reguera

*Departamento de Geología, Universidad de Pinar del Río,
Martí #270, Pinar del Río 20100, Cuba.
jcobiella@geo.upr.edu.cu*

RESUMEN

El sudeste del Golfo de México contiene la Zona de Exclusividad Económica de Cuba donde actualmente se inicia la prospección de petróleo y gas. Las relaciones geológicas con la adyacente Cordillera de Guaniguanico en Cuba occidental son poco conocidas. Los cortes del Jurásico Superior–Paleoceno en la Cordillera pertenecen al paleomargen mesozoico de América del Norte. Las rocas del paleomargen se presentan a todo lo largo del norte de Cuba y contienen sus principales yacimientos de petróleo y gas. Estas capas fueron empujadas hacia el norte durante la orogénesis cubana. El tope del Paleoceno y el Eoceno Inferior basal son olistostromas y turbiditas, acumulados en una cuenca de antepaís, frente a los cabalgamientos en avance. El flanco meridional de la cuenca fue destruido e imbricado en el apilamiento de cabalgamientos durante la orogénesis cubana (Paleoceno Tardío – Eoceno Temprano), en tanto su porción septentrional, débilmente deformada, yace en el SE del Golfo. Los datos de sísmica en el SE del Golfo sugieren un aumento del espesor de los sedimentos del Paleógeno inferior en dirección a Cuba. La buena correlación entre los cortes mesozoicos de ambas regiones también indica su yuxtaposición original.

En Cuba occidental se presentan cinco grandes unidades tectónicas (paquetes de escamas) regionales, cada una con su propio corte estratigráfico. La evaluación del desplazamiento horizontal de cada unidad se realizó con un enfoque multilateral y dialéctico, mediante un mutuo control de la información geométrica-estructural, por un lado, y geológica, por otro, lo cual permite una aceptable confiabilidad en los resultados propuestos. Los estimados obtenidos de desplazamiento (mínimo) al NNW (en kilómetros) para cada unidad son: Sierra de los Órganos: 12.5 – 25; Alturas de Pizarras del Sur: 40 – 50; Alturas de Pizarras del Norte: 57.5 – 67.5; Sierra del Rosario/Esperanza: 92.5 – 111.5 y Pan de Guajaibón: >92.5 – 111.5. La zona Bahía Honda (litósfera protocaribeña) presenta un desplazamiento mínimo de 122.5 – 141.5 km. Se presenta un mapa palinspástico de Cuba occidental y el SE del Golfo de México previo a la orogénesis cubana. El área original (mínima) de la cuenca de donde proviene el apilamiento de cabalgamientos debe estar entre 21,000 y 25,000 kilómetros cuadrados y el volumen de rocas envueltas en los sobrecorrimientos debió ser no inferior a 42,000 kilómetros cúbicos y pudiera alcanzar aproximadamente los 100,000 kilómetros cúbicos.

Palabras clave: reconstrucción palinspástica, Mesozoico, Cuba, Golfo de México.

ABSTRACT

The southeastern Gulf of Mexico contains the Cuban Exclusive Economic Zone where search for oil and gas is currently in progress. The geological relationships among the low mountains in western Cuba (Cordillera de Guaniguanico) and the SE Gulf are poorly known. Upper Jurassic – Paleocene sections in the Cordillera belong to the North American paleomargin. The paleomargin rocks are present along northern Cuba and contain its main oil and gas deposits. These sections were thrust northward

during the early Cenozoic Cuban orogeny. In Cordillera de Guaniguanico, the uppermost Paleocene and lowermost Eocene are olistostromes and turbidites, settled in a foreland basin in front of the thrusts. The southern flank of the basin was destroyed and imbricated within the thrust pile during the Late Paleocene – Early Eocene orogeny, whereas the northern mildly deformed part lies in the SE Gulf. Seismic data from the SE Gulf suggest lower Paleogene clastic deposits increasing in thickness toward Cuba. The close correlation among the Mesozoic sections in the southeastern Gulf of Mexico and western Cuba highlands points to an original juxtaposition. Therefore, a palinspastic reconstruction of the Cordillera de Guaniguanico sections becomes key to understand the geological history of the Caribbean – Gulf of Mexico transition.

Five major tectonic units, each one with its own stratigraphic sections are distinguished in western Cuba. In the estimation of the horizontal movement for each unit, a multilateral, dialectic approach is applied, with a mutual control among geometric-structural and geological data. The NNW horizontal movement estimate (kilometres) for each main sheet was the following: Sierra de los Organos unit: 12.5–25; Alturas de Pizarras del Sur unit: 40–50; Alturas de Pizarras del Norte: 57.5–67.5; Sierra del Rosario/Esperanza unit: 92.5–111.5 and Pan de Guajaibón unit > 92.5–111.5. The proto-Caribbean lithosphere (ophiolite and volcanic arc sections) is represented by the Bahía Honda unit, with minimum horizontal displacement of 122.5–141.5 km. A proposal of palinspastic reconstruction is developed and the original position of each tectonic unit restored. The minimum area of the Cordillera de Guaniguanico tectonic pile in the sedimentary basin was between 21,000 and 25,000 square kilometers. The primary thrust sheet volume probably was between 42,000 and 100,000 cubic kilometres.

Key words: palinspastic reconstruction, Mesozoic, Cuba, Gulf of Mexico.

INTRODUCCIÓN

A partir de los acuerdos del gobierno cubano con los gobiernos de Estados Unidos y México, que delimitaron las aguas territoriales de exclusividad económica de los tres países en el Golfo de México, una nueva área, la Zona de Exclusividad Económica de Cuba (ZEEC, Figura 1) en el sudeste del Golfo de México, con una superficie casi igual a la del territorio cubano emergido, se incorporó a la prospección de petróleo y gas en Cuba. Las perforaciones realizadas en el SE del Golfo (Schlager y Buffler, 1984) y varias campañas sísmicas (Angstadt *et al.*, 1985; Denny *et al.*, 1994; Marton y Buffler, 1999; Moretti *et al.*, 2003) han acrecentado considerablemente nuestro conocimiento de esta depresión. Al sur del golfo, en Cuba occidental, se localiza la Cordillera de Guaniguanico, cuya estratigrafía y estructura ha sido estudiada desde principios del siglo XX (Figuras 2 y 3). Las cabalgaduras de la cordillera se extienden hasta el pie de la plataforma insular, casi alcanzando el Banco de Campeche (Moretti *et al.*, 2003, fig.3).

El territorio de Cuba (incluyendo su plataforma insular y los cientos de islas menores en ella) posee una singular posición geológica. En los cortes mesozoicos cubanos, formados a partir de la desintegración de Pangea en el Jurásico y los eventos posteriores, se distinguen cuatro dominios paleogeográficos y paleotectónicos (Cobiella-Reguera, 2000), extendidos en fajas que siguen aproximadamente el rumbo de Cuba y que, de norte a sur, son (Figura 1): a) Secuencias de un paleomargen pasivo septentrional (PPS); b) el cinturón ofiolítico septentrional; c) terreno de arcos volcánicos cretácicos (TAVK); y d) macizos metamórficos meridionales (secuencias mesozoicas metamorizadas de un paleomargen pasivo meridional).

Las secuencias del PPS aparecen en afloramientos discontinuos desde la Cordillera de Guaniguanico, en el occidente cubano, hasta Maisí, en el extremo oriental del país. Los datos de geofísica y las perforaciones profundas muestran que en el subsuelo se extienden por todo el norte del país (Echevarría-Rodríguez *et al.*, 1991; Linares-Cala, 1999). Al oeste del lineamiento Camaguey (Figura 1) sobre los depósitos mesozoicos del PPS yacen las capas sedimentadas en el flanco sur de una cuenca de antepaís. La compleja estructura regional ha determinado la existencia de variadas interpretaciones de la tectónica del occidente cubano. Sin embargo, desde mediados del pasado siglo, las investigaciones geológicas más detalladas fueron estableciendo la existencia de una tectónica de cabalgaduras para las secuencias del Jurásico Superior – Eoceno Inferior de las montañas de la Cordillera de Guaniguanico (Hatten, 1967; Meyerhoff en Khudoley y Meyerhoff, 1971; Piotrowska, 1978; Pszczolkowski, 1978, 1994a), confirmada en trabajos de cartografía más detallados en las décadas de 1980 y 1990 (Martínez y Vázquez, 1987; Martínez *et al.* 1991; Cobiella-Reguera *et al.*, 2000). De forma general, se presentan cinco tipos de cortes mesocenoicos del PPS en la Cordillera, cuya distribución espacial se muestra en la Figura 2.

Las relaciones estructurales entre las secuencias de la Cordillera de Guaniguanico y el SE del Golfo de México han sido poco estudiadas. El contacto actual entre los cortes mesocenoicos que subyacen al Eoceno Inferior alto en la Cordillera y los depósitos del Eoceno Inferior o más antiguos de la ZEEC es tectónico, estando los primeros emplazados sobre las rocas del SE del Golfo de México (Iturralde-Vinent, 1996; Moretti *et al.*, 2003), que constituyen el autóctono. Por el nordeste, las secuencias del PPS de la Cordillera de Guaniguanico yacen bajo el cabalgamiento

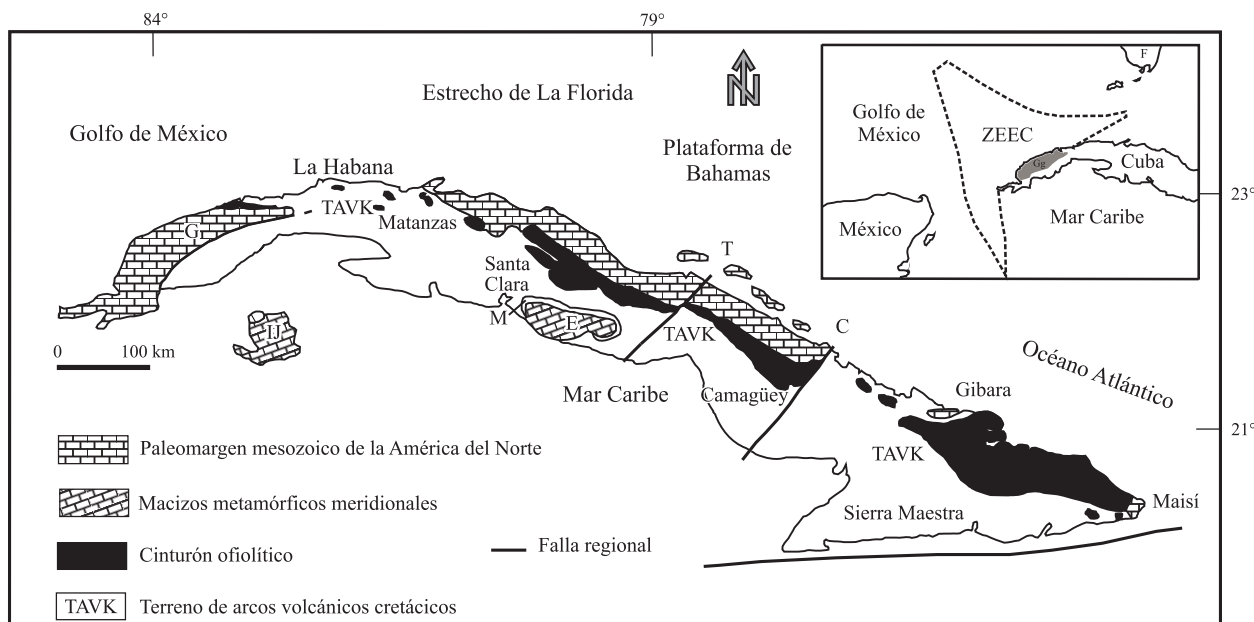


Figura 1. Mapa tectónico de las unidades precenozoicas de Cuba. Las rocas del paleomargen septentrional al oeste del lineamiento Camagüey constituyen el basamento de la cuenca de antepaís del Paleógeno inferior. El inserto muestra la Zona de Exclusividad Económica de Cuba (ZEEC) en el Golfo de México. E: Macizo Escambray, IJ: Isla de la Juventud (Pinos), M: Complejo Mabujina (basamento del terreno volcánico cretácico), T: Falla La Trocha, C: Lineamiento Camagüey, G: Cordillera de Guaniguanico.

formado por rocas del TAVK y del cinturón ofiolítico del norte de Cuba, emplazadas desde el sur durante la orogénesis cubana (Paleoceno Tardío a inicios del Eoceno Temprano en Cuba occidental). Este gran afloramiento de rocas mesozoicas mayormente magmáticas se denomina tradicionalmente “zona Bahía Honda” (Furrázola-Bermúdez *et al.*, 1964; Pszczolkowski y Albear, 1982). A su vez, la zona Bahía Honda es el extremo occidental del complejo de rocas volcánicas cretácicas y ofiolíticas, denominado a menudo zona Zaza (Figura 2) (Hatten, 1967; Pardo, 1975), que yace tectónicamente sobre el PPS en toda la mitad norte de Cuba (Hatten, 1967; Iturralde-Vinent, 1996; Cobiella-Reguera, 2005). Por el sur, las rocas del PPS contactan con la cuenca cenozoica Los Palacios a través de la falla Pinar. La cuenca está activa desde inicios del Eoceno (Gordon *et al.*, 1997). Por debajo del corte eocénico yace un substrato con rocas asignables al terreno de arcos volcánicos, las cuales han sido cortadas por aislados pozos profundos.

En este artículo se intenta: 1) Establecer una correlación general entre Cuba occidental (Cordillera de Guaniguanico, provincia de Pinar del Río) y la Zona de Exclusividad Económica de Cuba en el Golfo de México; 2) realizar un estimado de las dimensiones originales de cada una de las unidades estructurales regionales del norte de Cuba occidental y de su desplazamiento horizontal durante la formación de la estructura de cabalgamientos de la Cordillera de Guaniguanico; 3) Proponer un modelo de reconstrucción palinspástica que muestre la ubicación en superficie de las secuencias de la Cordillera de Guaniguanico y el sudeste del Golfo de México previo a las deformaciones del Cenozoico temprano (orogénesis cubana).

ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO-EOCENO INFERIOR DE LA CORDILLERA DE GUANIGUANICO

Las montañas de la Cordillera de Guaniguanico forman el afloramiento más extenso del PPS. Como ya se señaló, en la cordillera se distinguen cinco unidades tectónicas, caracterizadas por diferentes columnas estratigráficas, rocas magmáticas y grado de metamorfismo. Estos son (Figura 2): a) Cabalgamientos de Sierra de los Órganos (SO), b) Alturas de Pizarras del Sur (APS), c) Cinturón Cangre, d) cabalgamientos de Sierra del Rosario/Alturas de Pizarras del Norte/ Esperanza (SR/APN/E), y e) Pan de Guajaibón (Pszczolkowski, 1978; Piotrowska, 1978; Somin y Millán, 1981; Ponce *et al.*, 1985; Martínez y Vázquez, 1987; Pszczolkowski, 1999; Cobiella-Reguera, 2000). A causa de las deformaciones tectónicas, los cortes de Pan de Guajaibón sólo contienen rocas del Cretácico medio (Albiano – Cenomaniano), en tanto los del cinturón Cangre y Alturas de Pizarras del Sur sólo se reportan rocas jurásicas. Las columnas más completas (Jurásico – Eoceno Inferior) comprenden las unidades Sierra de los Órganos y Sierra del Rosario/ Alturas de Pizarras del Norte/ Esperanza (Figura 3).

Las rocas de la unidad SO ocupan la posición estructural inferior en el conjunto del paleomargen. La yacencia tectónica aún de sus niveles estructurales más bajos fue establecida en el pozo Pinar 1 (López-Rivera *et al.*, 1987; Cobiella-Reguera, 1996b; Pszczolkowski, 1999), perforado en una de las estructuras más profundas afloradas. En dicho pozo, a 2,550 metros de profundidad, los lechos mesozoi-

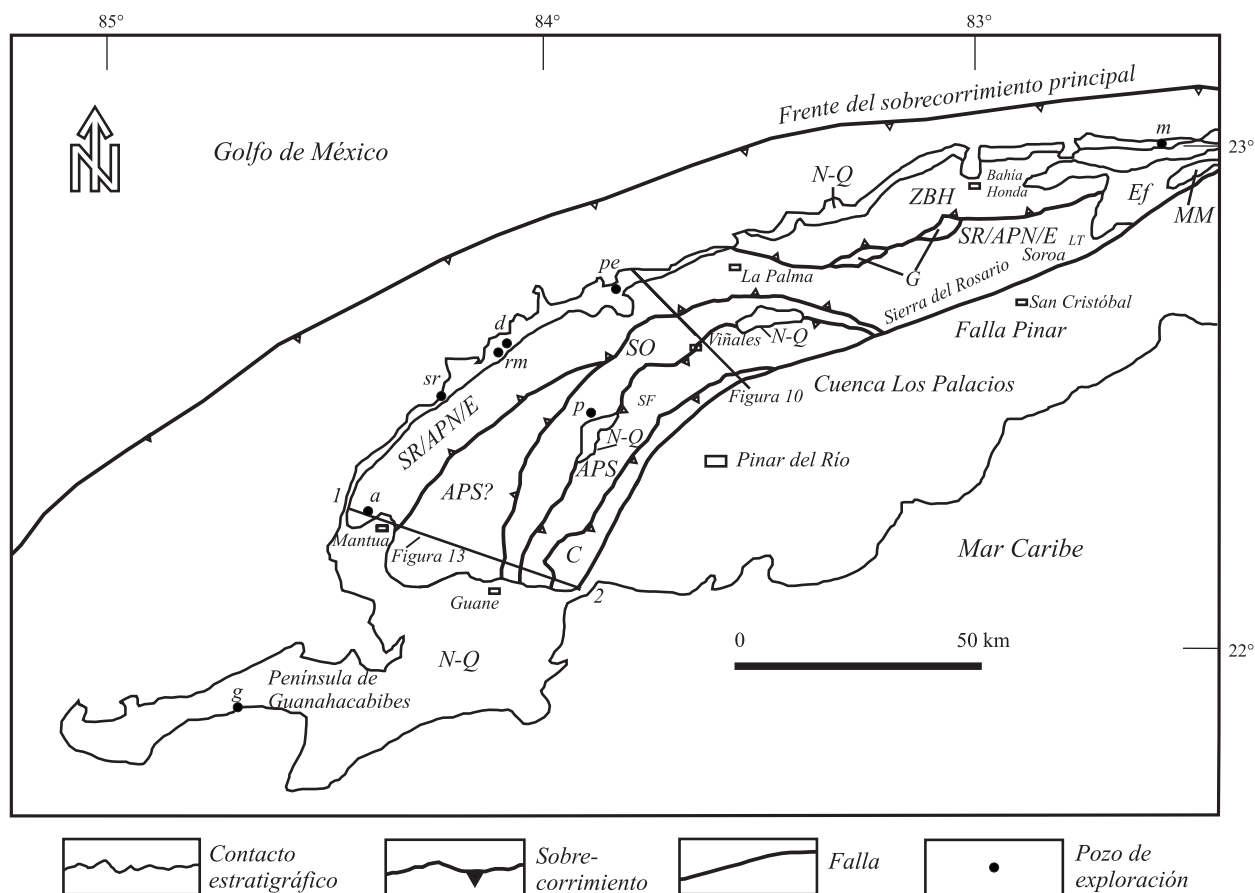


Figura 2. Mapa tectónico de Cuba occidental. Mapa basado en Pushcharovski (1988) y datos del autor. Grandes unidades tectónicas y estratigráficas: SO: Sierra de los Órganos, APS: Alturas de Pizarras del Sur, C: Cinturón Cangre, SR/APN/E: Sierra del Rosario/Alturas de Pizarras del Norte/Esperanza, G: Pan de Guajaibón, ZBH: zona Bahía Honda. La cuenca de Los Palacios es una depresión cenozoica, vinculada a la falla Pinar. Otros símbolos: Ef: Turbiditas y margas del Paleoceno y Eoceno Inferior, N-Q: Mioceno-Cuaternario, SF: ventana tectónica de Cayos de San Felipe, MM: ventana erosional de Martín Mesa. Pozos profundos (mostrados en Figuras 11, 12 y 13): g: Guanahacabibes, a: Los Arroyos 1, 2 y 3, sr: San Ramón, rm: Río del Medio, d: Dimas, pe: Puerto Esperanza, p: Pinar 1, m: Mariel 1. LT: poblado de Las Terrazas. La figura contiene la línea del perfil 1-2 de la Figura 13 y la línea del perfil de la Figura 10.

cos descansan sobre olistostromas del Eoceno Inferior. El espesor vertical del paquete tectónico de la Cordillera debe sobrepasar los 5000 m, de acuerdo a los datos de los pozos profundos (Segura-Soto *et al.*, 1985; Pszczolkowski, 1999). Los desplazamientos principales se realizaron desde el sur o sur-sudeste hacia el norte o norte-noroeste (Hatten, 1967; Piotrowska, 1978; Pszczolkowski, 1994a; Cobiella-Reguera *et al.*, 2000). Las ofiolitas del cinturón septentrional y las rocas del TAVK comprenden rocas del Mesozoico superior, en general más jóvenes que las del PPS, emplazadas desde el sur en el mismo episodio orogénico (Pszczolkowski, 1994a). El frente de los cabalgamientos yace al pie del talud insular del norte de Cuba occidental, descansando sobre los depósitos autóctonos del SE del Golfo de México, a la vez que las capas más jóvenes forman el neautóctono (Moretti *et al.*, 2003).

Recientemente la estratigrafía de la Cordillera de Guaniguanico ha sido descrita en cierto detalle por Pszczolkowski (1999). Información adicional está presente en Cobiella-Reguera (2000) y Cobiella-Reguera y Olóriz

(en prensa). La Figura 3 recoge el esquema estratigráfico empleado por el autor en el presente trabajo, que no presenta grandes diferencias respecto a la propuesta de Pszczolkowski (1999). Una apretada síntesis de la estratigrafía regional se expone a continuación.

Excepto en los cortes del Pan de Guajaibón, en las restantes unidades es posible distinguir dos grandes secuencias en los estratos del Jurásico-Cretácico (Cenomaniano) de la cordillera (Figura 3). La secuencia basal comienza con un corte siliciclástico jurásico, pre-Oxfordiano superior (formaciones San Cayetano y Arroyo Cangre). La Formación San Cayetano representa un complejo deltaico (Meyerhoff y Hatten, 1974; Haczewski, 1976; Cobiella-Reguera, 2000), en el que los cortes de aguas más someras se presentan en las napas de Sierra de los Órganos y Alturas de Pizarras del Sur (Figura 4), en tanto en las Alturas de Pizarras del Norte y Sierra del Rosario se presentan turbiditas (Haczewski, 1976; Cobiella-Reguera *et al.*, 1997). Más arriba, a nivel del Oxfordiano superior aparecen intercalaciones carbonatadas, de aguas someras, acumuladas en fondos anóxicos

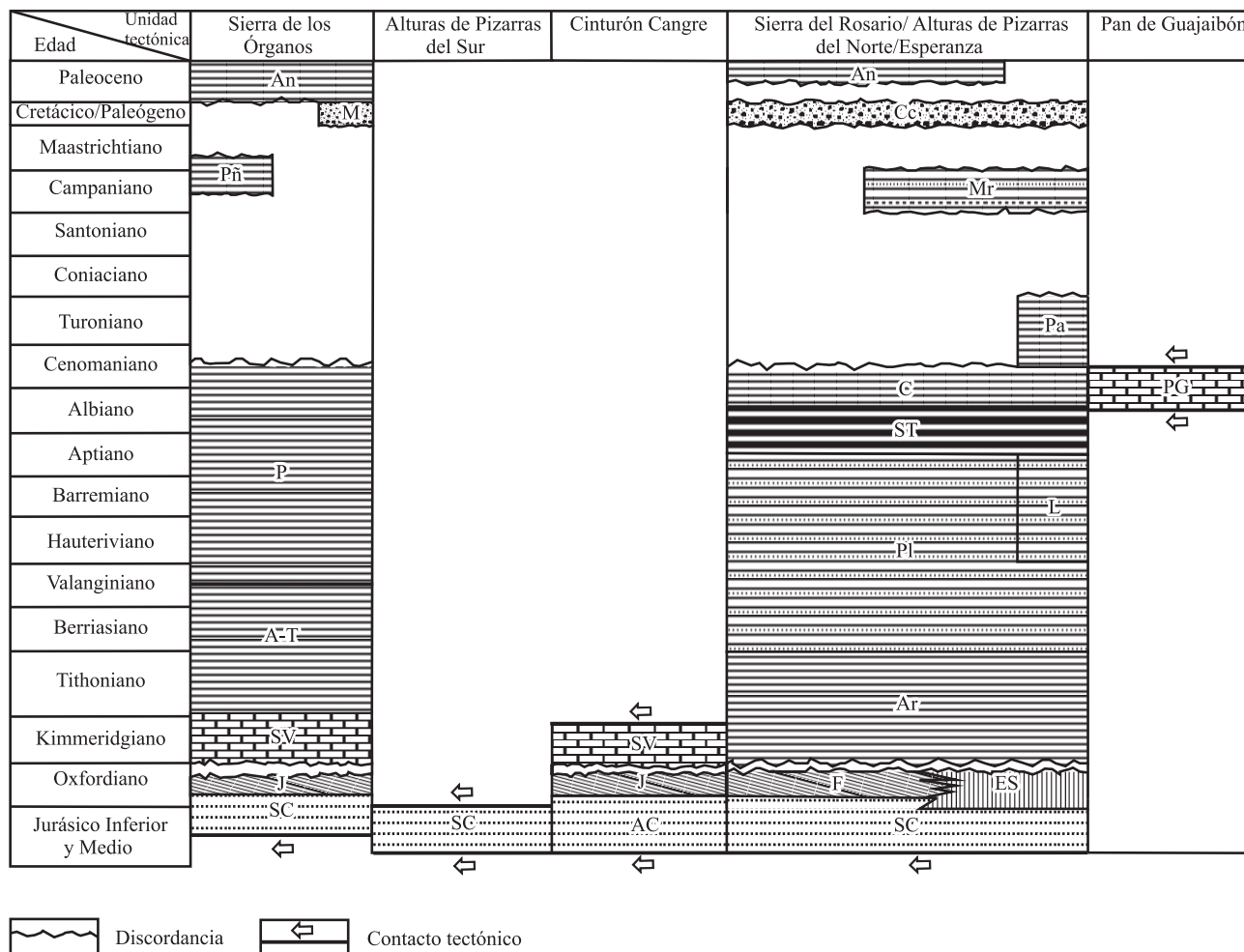


Figura 3. Correlación estratigráfica de los depósitos del paleomargen de América del Norte (Jurásico – Paleoceno) de la Cordillera de Guaniguanico. SC: Formación San Cayetano, AC: Formación Arroyo Cangre, J: Formación Jagua, F: Formación Francisco, ES: Formación El Sábalo, SV: Miembro San Vicente de la Formación Guasasa, Ar: Formación Artemisa, A-T: miembros El Americano, Tumbadero y Tumbitas de la Formación Guasasa, Pl: Formación Polier, P: Formación Pons, L: Formación Lucas, ST: Formación Santa Teresa, C: Formación Carmita, PG: Formación Pan de Guajaibón, Pa: Formación Pinalilla, Mr: Formación Moreno, Pñ: Formación Peñas, M: Formación Moncada, Cc: Formación Cacarajícara, An: Formación Ancón.

(Formación Jagua, en SO) y más profundas en SR y APN (formaciones Francisco y El Sábalo, Pszczolkowski, 1999; Cobiella-Reguera y Olóriz, en prensa). Rocas máficas están presentes en la Formación El Sábalo (Cobiella-Reguera, 1996a; Pszczolkowski, 1994a, 1999).

Una discordancia parece separar los cortes atribuidos al Kimmeridgiano de los infrayacentes (Cobiella-Reguera y Olóriz, en prensa) en toda la cordillera. En la Sierra de los Órganos, la segunda secuencia comienza con un potente banco carbonatado (Miembro San Vicente de la Formación Guasasa) sobre el cual yace concordante una sección carbonatada de aguas profundas, bien estratificada, rica en materia orgánica del Tithoniano – Cenomaniano, con muy escasas intercalaciones terrígenas y algunos niveles con más o menos abundantes silicitas (Figura 3, miembros El Americano, Tumbadero y Tumbitas de la Formación Guasasa y la Formación Pons). En la Sierra del Rosario, la zona Esperanza y, más limitadamente, en APN,

el corte postoxfordiano está generalmente dominado por rocas carbonatadas oscuras, bien estratificadas, de aguas someras en el Kimmeridgiano (parte baja de la Formación Artemisa), pero de aguas progresivamente más profundas, a partir del Tithoniano. En las escamas de SR y APN a partir del Berriasiano (parte alta de la Formación Artemisa y Formación Polier) aparecen también esporádicas intercalaciones de silicitas, que entre el Aptiano inferior y el Albiano son los sedimentos principales (Figura 3, Formación Santa Teresa). En general, la diferencia más notable en la segunda secuencia entre los cortes de SR/APN/E respecto a la Sierra de los Órganos es la presencia de abundantes intercalaciones terrígenas. La disconformidad del Cretácico medio del SE del Golfo de México (Schlager y Buffler, 1984; Marton y Buffler, 1994, 1999) se registra también en toda la Cordillera de Guaniguanico y sirve de techo a la segunda secuencia. Entre el Cenomaniano y los depósitos del límite Cretácico/Paleógeno el registro estratigráfico



Figura 4. Capas de arenisca cuarzosa con estratificación cruzada a escala métrica (facies A de la Formación San Cayetano según el modelo de Haczewski, 1976), en Veinte de Mayo, al oeste de Guane. Coordenadas: 22°12'51" N; 84°11'52.7" E.

es muy fragmentario (Figura 3). Es notable la diferencia en espesor y composición de los sedimentos clásticos del límite K/E entre la Sierra del Rosario (hasta 750 metros de potencia) y la Sierra de los Órganos (2 metros de potencia, Tada *et al.*, 2003). Los cortes del paleomargen concluyen con las calizas paleocénicas de la Formación Ancón (Figura 3). Por encima, y concordantemente, yacen los depósitos clásticos mayormente caóticos de la Formación Manacas, vinculados al emplazamiento de los cabalgamientos de la Cordillera de Guaniguanico entre finales del Paleoceno e inicios del Eoceno Temprano (Cobiella-Reguera 2005).

La escama del Cinturón Cangre (Somin y Millán, 1981; Cruz-Gámez *et al.*, 2007), que aflora en una delgada faja en el margen meridional de las Alturas de Pizarras del Sur, constituye el equivalente metamórfico de alta presión de los cortes jurásicos de la Cordillera, con los que contacta tectónicamente. Más adelante se discutirá su enigmática posición en la estructura regional.

ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO – EOCENO INFERIOR DEL SUDESTE DEL GOLFO DE MÉXICO

Los sedimentos autóctonos mesozoicos y del Paleógeno inferior del sudeste del Golfo de México yacen con muy débiles deformaciones pero están cabalgados en su borde meridional por los cabalgamientos de Cuba occidental. La escasa información sobre la estratigrafía mesozoica de esta región del Golfo (Figura 5, Angstadt *et al.*, 1985; Marton y Buffler, 1999; Moretti *et al.*, 2003) guarda, en general, estrechas similitudes con las secciones expuestas en Cuba occidental. Los cortes mesozoicos del Golfo comienzan localmente con sedimentos terrígenos (continentales?) de posible edad jurásica acumulados en grábenes sobre un basamento de variada composición, atravesado localmente por diques de diabasa jurásica, con edades radiométricas de

190 y 160 Ma (Marton y Buffler, 1999). Dichos depósitos clásticos deben ser muy diferentes a la Formación San Cayetano pero pudieran ser correlacionables con los Lechos Rojos del sur de México y norte de América Central, situados poco más al occidente (McFarlan y Menes, 1991). Posiblemente las arcosas del Jurásico Superior del norte de Cuba central –Formación Constancia– se originaron en similar ambiente tectónico (Pszczolkowski y Myczynki, 2003). Por encima de las rocas siliciclásticas descansan estratos carbonatados del Jurásico Superior? y Berriasiano, con pequeños bancos. Los perfiles sísmicos y los datos del crucero 77 muestran que tales depósitos yacen horizontales o casi horizontales, y están cortados por numerosas fallas normales (Schlager y Buffler, 1984). Sobre una discordancia estructural se disponen sedimentos calcáreos de aguas profundas de edad Berriasiano – Cenomaniano (Figura 5, Marton y Buffler, 1999). Los cortes carbonatados atribuidos al Jurásico Superior – Cenomaniano siguen el patrón general registrado en la Cordillera de Guaniguanico para las capas coetáneas. Es particularmente notable la similitud con las capas isócronas de la Sierra de los Órganos, acentuada por la escasez de elementos terrígenos. No obstante hay dos diferencias significativas. La primera es la discordancia del Berriasiano antes mencionada. Sin embargo, dicha discordancia parece correlacionarse bien con la aparición del primer nivel de rocas silíceas (miembros Sumidero de la Formación Artemisa y Tumbadero de la Formación Guasasa) en la Cordillera de Guaniguanico (Pszczolkowski, 1999; Cobiella-Reguera y Olóriz, en prensa), posiblemente vinculado a un aumento en la profundidad de depósito. La segunda diferencia es la alternancia de capas claras, con bajo contenido de materia orgánica, y capas oscuras, con elevado contenido de estos compuestos, en los estratos del Cretácico Inferior del SE del Golfo (Cotillon y Rio, 1984). Esta sucesión de sedimentos acumulados sobre fondos alternativamente oxigenados y anóxicos no ha sido registrada en la Cordillera.

Sobre las capas del Jurásico Superior – Cenomaniano se coloca aquí también la disconformidad del Cretácico medio (DKM, Figura 5), estando prácticamente ausentes los estratos del Cretácico Superior (Álvarez *et al.*, 1992). La DKM en el SE del Golfo parece ser una superficie generada por ausencia de sedimentación (Schlager y Buffler, 1984). Depósitos del límite Cretácico/Paleógeno, que pudieran alcanzar hasta 40 m de espesor, han sido registrados en los sitios 536 y 540 del Deep Sea Drilling Project (Álvarez *et al.*, 1992). En general, la información disponible indica una buena correlación entre los cortes prepaleogénicos que sobreyacen la DKM en el SE del Golfo con el registro de la Cordillera de Guaniguanico.

De acuerdo a los datos sísmicos de Angstadt *et al.* (1985), por encima de la DKM del Golfo de México se disponen unidades sismoestratigráficas en forma de cuñas terrígenas que dichos autores denominaron MU-A y MU-B (MU: map units) cuyo espesor aumenta hacia la costa de Cuba occidental, alcanzando unos 4,500 m de grosor inme-

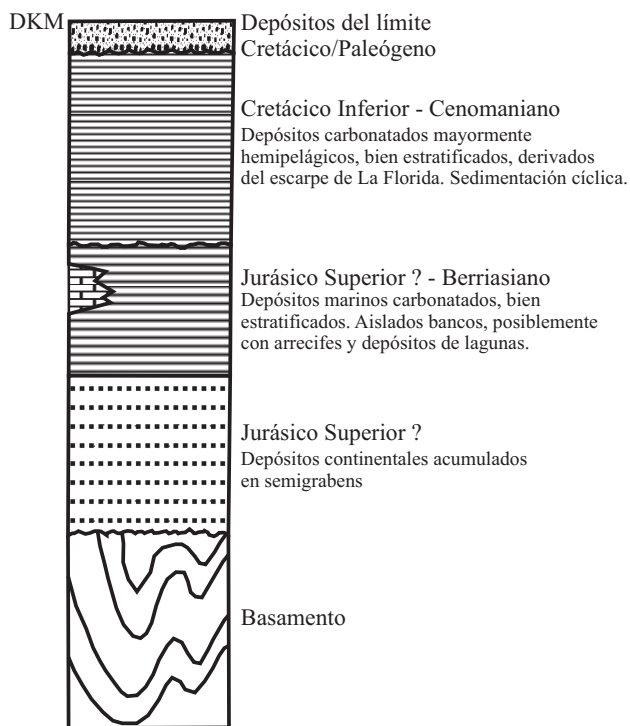


Figura 5. Columna estratigráfica de los depósitos mesozoicos del SE del Golfo de México (a partir de datos de Schlager y Buffler, 1984; Angstadt *et al.*, 1985; Álvarez *et al.*, 1992; Marton y Buffler, 1999 y Moretti *et al.*, 2003).

diatamente al norte del talud insular (Figura 6). Los autores citados suponen que MU-A está compuesta por olistostromas y turbiditas (con algunas intercalaciones pelágicas), acumuladas en una cuenca de antepaís, relacionada con eventos tectónicos en Cuba. Sin el respaldo de información bioestratigráfica precisa y basándose en los escasos datos estratigráficos disponibles para la época, Angstadt *et al.* (1985) asignaron una posible edad del Cretácico Superior – Eoceno Medio a dichos depósitos. Datos geológicos más recientes (Pszczolkowski 1994b, 1999; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997; Cobiella-Reguera *et al.*, 2000) permiten suponer que MU-A pudiera tratarse de depósitos muy semejantes a la Formación Manacas y correlacionables con esta, en tanto MU-B, considerada un depósito de turbiditas (“flysch”) y olistostromas con intercalaciones pelágicas, pudiera ser aproximadamente equivalente a la Formación Capdevila (Eoceno Inferior, zona *Globorotalia aragoneensis*), turbiditas con intercalaciones margosas y aislados olistostromas (Brönnimann y Rigassi, 1963; Pszczolkowski y Albear, 1982; Sánchez-Arango *et al.*, 1985; Gordon *et al.*, 1997), que yace sobre las escamas tectónicas de la Sierra del Rosario (Cobiella-Reguera, 2005).

Angstadt *et al.* (1985), Denny *et al.* (1994) y Moretti *et al.* (2003) consideran la presencia de una estrecha cuenca de antepaís poco deformada en el SE del Golfo de México, al norte de la estructura de cabalgamientos de la Cordillera de Guaniguanico. La depresión se extiende hacia el este por el estrecho de La Florida hasta el norte de Cuba central.

En las figs. 4c y 4d de Moretti *et al.* (2003), los depósitos de la citada cuenca yacen tanto por debajo como sobre los cabalgamientos del norte de Cuba occidental.

CINTURÓN OFIOLÍTICO Y EL TERRENO DE ARCOS VOLCÁNICOS CRETÁVICOS Y SU CUBIERTA PALEOGÉNICA

Los cortes del cinturón ofiolítico y el TAVK en conjunto forman la “zona Bahía Honda” (Figura 2, ZBH, Pszczolkowski y Albear, 1982), aflorada en el NE del área estudiada. Este complejo rocoso constituye el elemento tectónico más elevado y alóctono de la estructura de cabalgamientos presente en Cuba occidental, al norte de la falla Pinar. El contacto ZBH/PPS buza hacia el norte (Pszczolkowski, 1994a). En la porción inferior de la ZBH yace una complicada imbricación de delgadas escamas tectónicas de ofiolitas y formaciones del TAVK con rumbo WSW-ESE (Pushcharovski, 1988). Los datos de pozos profundos en el norte de la ZBH muestran espesores verticales de 2.2 km para esta unidad (Pérez-Othon y Yarmiouluk, 1985). Por su origen, el cinturón ofiolítico y el TAVK son elementos protocaribeños (Iturralde-Vinent, 1996; Pszczolkowski, 1999; Cobiella-Reguera, 2000, 2005).

El terreno volcánico está representado por la Formación Quiñones (Felicidades *sensu* Pszczolkowski y Albear, 1982), de edad Cenomaniano – Turoniano, mayormente constituida por rocas sedimentarias de origen marino, con intercalaciones de rocas volcánicas (andesita, toba). La Formación Quiñones forma una faja discontinua estrecha, en contacto tectónico con las secuencias de la Sierra del Rosario y las rocas ofiolíticas (Pszczolkowski y Albear, 1982). Entre las ofiolitas, conjuntamente con serpentinitas y gabroides, afloran basalto, caliza y pedernal en la Formación Encrucijada (Aptiano – Albiano). La porción septentrional y estructuralmente más alta de la ZBH presenta un substrato ofiolítico menos deformado sobre el cual yacen los basaltos, tobas andesítico-dacítica y rocas sedimentarias de la Formación Orozco del Coniaciano? – Campaniano (Pushcharovski, 1988). Sobre dicho substrato reposan discordantes las turbiditas vulcanomícticas de la Formación Vía Blanca (Campaniano superior – Maastrichtiano) y, más arriba, los sedimentos del límite Cretácico/Paleógeno en el terreno volcánico (Formación Peñalver; Pushcharovski, 1988; Cobiella-Reguera, 2000; ver fig. 2 en Cobiella-Reguera, 2005), con rasgos muy semejantes a la Formación Cacarajicara (Tada *et al.*, 2003). Las formaciones Vía Blanca y Peñalver forman la cubierta sedimentaria del Cretácico Superior del TAVK en la zona Bahía Honda. Sobre las rocas mesozoicas de la ZBH yacen cortes de hasta algunos cientos de metros, formados principalmente por turbiditas del Paleoceno Superior y Eoceno Inferior, acumulados tanto en cuencas a cuevas (Cobiella-Reguera, 1988; Iturralde-Vinent, 1997, 1998), como en forma de cubierta postorogénica (Cobiella-Reguera, 2005).

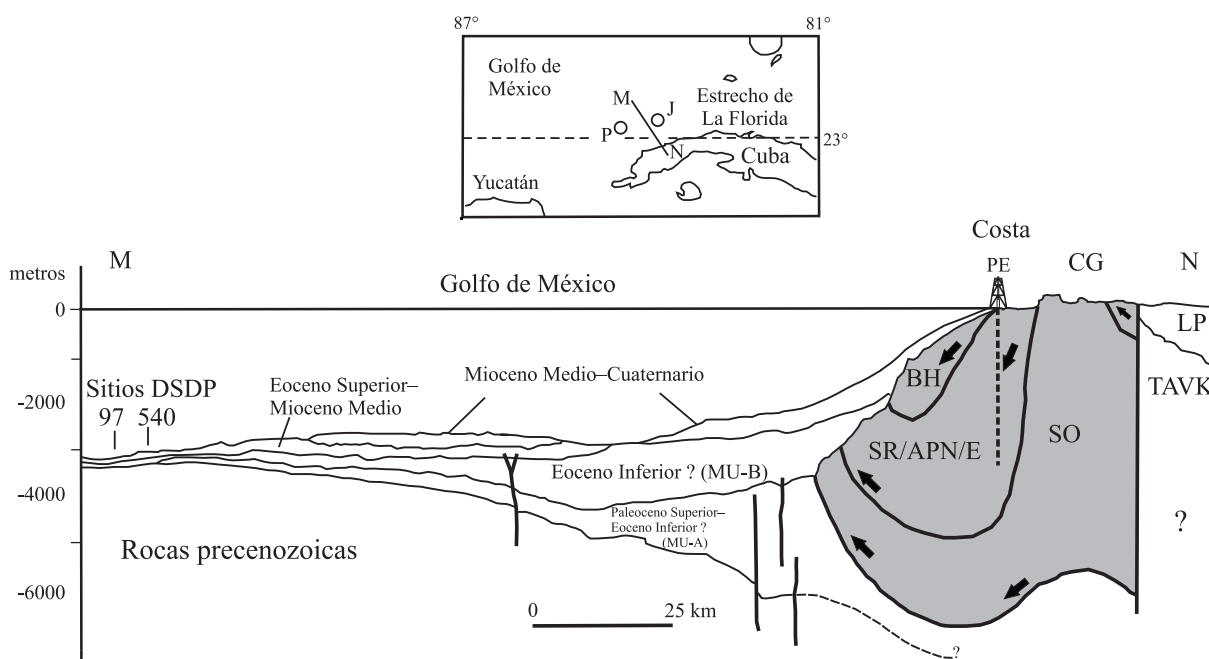


Figura 6. Perfil geológico esquemático (M-N) extendido desde el SE del Golfo de México hasta la falla Pinar. Interpretación del autor a partir de los datos de Angstadt *et al.* (1985), para el SE del Golfo; Moretti *et al.* (2003), para el talud insular de Cuba; y Pushcharovsky (1988), tierra adentro. PE: pozo Puerto Esperanza, SO: Sierra de los Órganos, SR/APN/E: Sierra del Rosario-Alturas de Pizarras del Norte-Esperanza, BH: zona Bahía Honda, LP: Cuenca Los Palacios, CG: Cordillera de Guaniguanico; MU-A: Map unit A, MU-B: Map unit B (Angstadt *et al.*, 1985). El pequeño mapa que acompaña el perfil M-N muestra la ubicación geográfica de éste; P: knoll Pinar, J: knoll Jordan.

DESPLAZAMIENTOS DE LAS UNIDADES TECTÓNICAS Y RECONSTRUCCIÓN PALINSPÁSTICA PREVIA A LA OROGÉNESIS CUBANA

La reubicación de las masas rocosas que han sufrido transportes tectónicos horizontales de gran magnitud en sus posiciones (paleo)geográficas originales constituye un ejercicio complejo, denominado reconstrucción palinspástica (Vera-Torres, 1994). Para realizar una reconstrucción palinspástica es preciso conocer: 1) La dirección del desplazamiento de los macizos rocosos implicados en el (los) evento(s) tectónico(s) cuyos efectos es preciso remover; 2) la distancia que estos macizos fueron transportados; 3) las dimensiones originales aproximadas del área deformada; y 4) la edad de cada evento tectónico vinculado a traslaciones horizontales. En el caso en cuestión, para la reconstrucción palinspástica regional es necesario considerar que:

A) El emplazamiento de los cabalgamientos de la Cordillera de Guaniguanico, así como el de las ofiolitas y el terreno de arcos volcánicos cretácicos desplazados sobre los primeros, datan de inicios del Paleógeno (Pszczolkowski y Flores, 1986; Pszczolkowski, 1994a; Iturralde-Vinent, 1996; Cobiella-Reguera *et al.*, 2000; Cobiella-Reguera, 2005). Excepto para el Cinturón Cangre (ver más adelante) no se registra en la literatura geológica información alguna sobre actividad tectónica compresiva en las secuencias mesozoicas de margen pasivo continental de la Cordillera de Guaniguanico anterior a la orogénesis cubana. La orogénesis

es un evento tectónico registrado a todo lo largo del norte de Cuba, desde su extremo occidental hasta el lineamiento Camaguey (Figura 1). Durante la orogénesis, los cortes meridionales del PPS, conjuntamente con las ofiolitas y las rocas del TAVK, fueron empujados hacia el norte sobre el flanco meridional de la cuenca de antepaís, desarrollada sobre el PPS. En Cuba occidental esto ocurrió entre finales del Paleoceno y los inicios del Eoceno Temprano (previo a la acumulación de la Fm. Capdevila, perteneciente a la zona *Globorotalia aragonensis*, según Sánchez-Arango *et al.*, 1985). En Cuba central el evento se extendió hasta el Eoceno Medio (Cobiella-Reguera, 2005). Estructuralmente, de más bajo a más alto, los cabalgamientos de la Cordillera se disponen en la siguiente sucesión (Figura 2; Pszczolkowski 1999, Cobiella-Reguera 1996b): 1) Unidad Sierra de los Órganos, 2) Unidad Alturas de Pizarras del Sur, 3) Cinturón Cangre (sólo está determinada su posición respecto a la unidad Alturas de Pizarras del Sur), 4) Unidad Sierra del Rosario/Alturas de Pizarras del Norte /Esperanza, 5) Unidad Pan de Guajabón. Sobre este complejo tectónico se dispone la Zona Bahía Honda.

B) La falla Pinar, que limita por el sur los cortes de la Cordillera de Guaniguanico (Figura 2), es posterior a los sobrecorrimientos que cortan las secuencias del paleomargen mesozoico. Los desplazamientos horizontales siniestros, de amplitud desconocida, generados durante la actividad inicial de la dislocación (Gordon *et al.*, 1997) no incidieron en las relaciones espaciales originales entre los cortes de Guaniguanico y los sedimentos autóctonos del

SE del Golfo.

C) No obstante la existencia de deformaciones durante el Cretácico Tardío que afectaron las rocas originadas en el proto-Caribe, es decir, las ofiolitas y el terreno volcánico cretácico (Cobiella-Reguera, 2000, 2005), este evento no se extendió a los cortes del paleomargen pasivo de América del Norte, excepto las secuencias del Cinturón Cangre, que quizás sufrieron un episodio metamórfico por esa época (Cruz-Gómez *et al.*, 2007). Puesto que el interés de este artículo se limita a las relaciones del PPS mesozoico de Cuba (junto a la cuenca de antepaís sobreyacente) con las secuencias del SE del Golfo de México, los eventos tectónicos del Cretácico terminal (Pszczolkowski y Flores, 1986; Cobiella-Reguera, 2005) en el Proto-Caribe no serán considerados

En general se reconoce en las estructuras de la Cordillera de Guaniguanico una vergencia dominante hacia el norte o noroeste (Hatten, 1967; Piotrowska, 1978; Pszczolkowski, 1994b; Cobiella-Reguera *et al.*, 2000). Las unidades más alóctonas ocupan las partes estructuralmente más elevadas del paquete de cabalgaduras y son las de ubicación original más meridional (Meyerhoff y Hatten, 1974; Cobiella-Reguera, 1996b; Iturralde-Vinent, 1996; Pszczolkowski, 1999). La unidad inferior (Sierra de los Órganos), que corresponde a los cabalgamientos menos desplazados, yace sobre el autóctono (cortes del SE del Golfo de México). La actual disposición y composición de los distintos cortes en el apilamiento tectónico de la Cordillera de Guaniguanico y su dirección de transporte tectónico permiten proponer una reconstrucción palinspástica en la que las unidades paleogeográficas mesozoicas se dispondrían originalmente de norte a sur en el siguiente orden (Figura 7): a) Sudeste del Golfo (autéctono); b) Sierra de los Órganos (alóctono cercano a paraautéctono?); c) Alturas de Pizarras del Sur; d) Cinturón Cangre; e) Sierra

del Rosario/Esperanza/Alturas de Pizarras del Norte; f) Pan de Guajaibón; g) Cuenca oceánica protocaribeña (ofiolitas y terreno de arcos volcánicos cretácicos –“zona Bahía Honda”). En la citada figura se excluye el Cinturón Cangre por las incertidumbres respecto a su posición inicial, originadas por su enigmático metamorfismo de alta presión (Cruz-Gómez *et al.*, 2007).

Puesto que los cortes estratigráficos del paleomargen a lo largo de las estructuras regionales de la Cordillera no presentan cambios faciales significativos según el rumbo, es aceptable suponer que, en general, dichas estructuras son esencialmente paralelas o forman sólo un pequeño ángulo con los cinturones faciales regionales del Mesozoico tardío. Desde el punto de vista estructural son bastante difíciles de aceptar interpretaciones como las de Kiyokawa *et al.* (2002, fig. 2). En dicha reconstrucción se coloca al depósito del límite K/E (Formación Cacarajicara) en su supuesta ubicación original como una estrecha faja de dirección NNE en el borde suroriental de la península de Yucatán, casi perpendicular al rumbo de las estructuras en la Sierra del Rosario, que es donde se localiza hoy la unidad. Igual posición adoptan las unidades de la Cordillera de Guaniguanico en las reconstrucciones paleogeográficas de Pszczolkowski (1999, figs. 16, 17, 18 19, 20 y 21), donde se colocan inmediatamente al este del flanco SE del banco de Campeche y la isla de Cozumel, en la prolongación al WSW de las estructuras de Guaniguanico, formando fajas con rumbo NNE. En este último caso, atendiendo a los estimados de desplazamiento calculados en dicho artículo (unos 200 km en su fig. 13 para las escamas más altas de Sierra del Rosario), tras los episodios de la orogénesis cubana, las rocas de la Cordillera deberían formar parte hoy del NE de la península de Yucatán y el banco de Campeche. Algo similar ocurre en la reconstrucción de Schafhauser *et al.* (2003, fig. 14) con respecto a la posición original de las

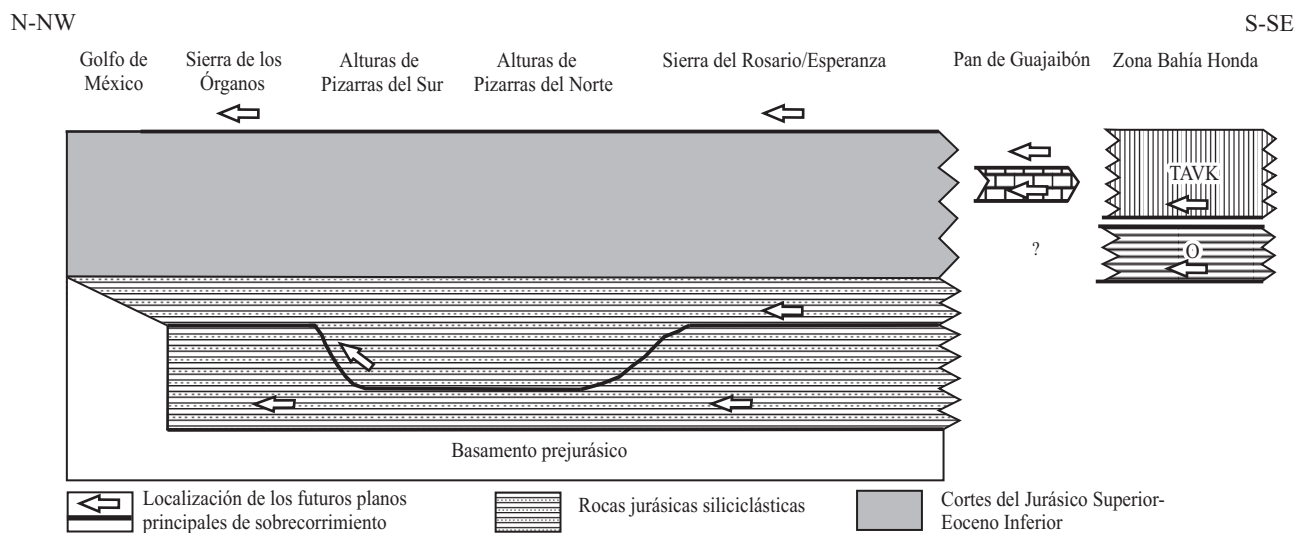


Figura 7. Corte estratigráfico esquemático mostrando la disposición relativa original de las distintas unidades tectono-estratigráficas de la Cordillera de Guaniguanico y áreas adyacentes de Cuba occidental. TAVK: Terreno de arcos volcánicos cretácicos, O: rocas ofiolíticas. La unidad Pan de Guajaibón está representada por calizas de aguas someras.

rocas del “Terreno Guaniguanico”.

Para el caso de la Cordillera de Guaniguanico, la estimación precisa de la magnitud de los desplazamientos horizontales de cada unidad tectónica y su ancho original es una tarea harto compleja. A esto debe añadirse la extrema escasez de información sísmica, la cuál es una valiosa herramienta en caso de estar presente (Tozer *et al.*, 2006). Un estimado de la magnitud del transporte tectónico de cada unidad se puede realizar si tenemos nociones de: a) la compresión de sus rocas debido al plegamiento, b) la reducción del ancho original a causa del apilamiento de sucesivos cabalgamientos y c) el desplazamiento horizontal de las unidades tectónicas subyacentes que la transportaron.

La Cordillera está compuesta por unidades tectónicas estrechas y paralelas, varias veces más largas que anchas (Figura 2). En el presente estudio se asume que el ancho máximo de cada unidad, medido perpendicular al rumbo de las estructuras en afloramiento y subsuelo, es una aproximación a su ancho mínimo original. Esta magnitud, para cada caso, es la siguiente, de acuerdo a los datos del Mapa Geológico 1: 250,000 de Cuba (Pushcharovski, 1988): Sierra de los Órganos: 12.5 km (incluyendo la ventana tectónica de Cayos de San Felipe, Figura 3); Alturas de Pizarras del Sur: 25 km; Cinturón Cangre: 7.5 km; Alturas de Pizarras del Norte: 10 km; Sierra del Rosario/zona Esperanza: 22 km; Pan de Guajaibón: 2 km; y zona Bahía Honda: 14.5 km.

El grado de acortamiento debido a la superposición tectónica se puede estimar *a grosso modo* a partir de dichos datos y con la ayuda de la información contenida en Hatten (1967), Piotrowska (1978), Pszczolkowski (1994a, 1999), Cobiella-Reguera *et al.* (2000) y los datos de algunos pozos profundos. Puesto que las cabalgaduras superiores, una vez emplazadas fueron posteriormente trasladadas en el dorso de los infrayacentes, al cálculo del desplazamiento propio de cada unidad debe añadirse el transporte experimentado por las unidades subyacentes (Figura 8). A partir de lo anterior es posible obtener una aproximación al desplazamiento horizontal mínimo de cada unidad regional mediante la siguiente expresión:

$$D = a \cdot n + ds \quad (1)$$

Donde, D es el desplazamiento horizontal de la unidad tectónica, a es el ancho conocido (afloramiento más subsuelo) de la unidad tectónica, n es la cantidad de escamas tectónicas principales presentes en la unidad y ds es el desplazamiento horizontal inferido para la unidad tectónica subyacente (ver Figuras 8 y 9). Como escama tectónica principal se considera un macizo rocoso alóctono que contenga el corte estratigráfico completo de la unidad a que pertenece y se extienda por su mayor parte o su totalidad. En el caso de $n = 1$, la unidad estará compuesta por un cuerpo alóctono único. Cuando $n = 2$, en la unidad se presenta una repetición estratigráfica originada por la superposición de una escama principal sobre otra. Obviamente, las situaciones reales son

Paleoceno Tardío

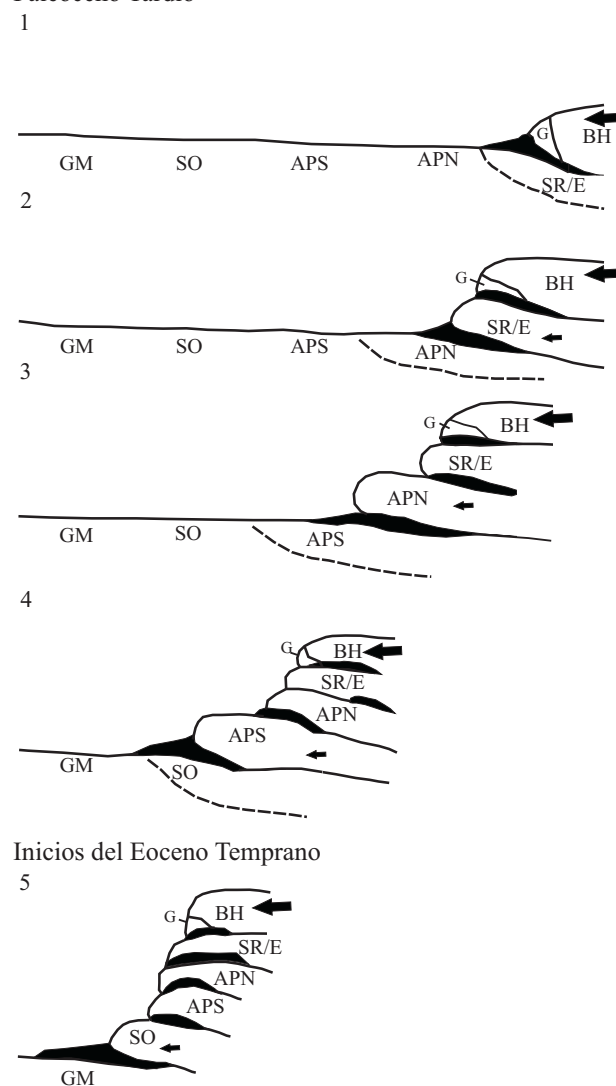


Figura 8. Esquema del proceso de emplazamiento de los cabalgamientos de la Cordillera de Guaniguanico entre el Paleoceno Tardío y el Eoceno Temprano (orogénesis cubana). En negro se representan los depósitos sinorogénicos de la Formación Manacas y su posible equivalente para el SE del Golfo (Figura 6; unidad MU-A de Angstadt *et al.*, 1985). BH: zona Bahía Honda, G: sucesiones de Pan de Guajaibón, SR/E: sucesiones de Sierra del Rosario - Esperanza, APN: sucesiones de Alturas de Pizarras del Norte, APS: sucesiones de Alturas de Pizarras del Sur, SO: sucesiones de Sierra de los Órganos, GM: sucesiones del Golfo de México.

considerablemente más complejas que el sencillo esquema recogido en la fórmula y en las Figuras 8 y 9 y, en cada caso, su aplicación debe estar acompañada de un estudio del entorno geológico. La Tabla 1 sintetiza los resultados obtenidos de la aplicación de la ecuación. Su uso en cada estructura se discute a continuación.

Sierra de los Órganos (SO)

Esta unidad constituye una estrecha ventana tectónica convexa hacia el norte que se extiende por unos 110 km en

la mitad occidental de la Cordillera de Guaniguanico, con un ancho variable entre 2.5 y 10 km (Figura 2). La sierra contiene los afloramientos de los niveles estructurales inferiores del paleomargen norteamericano en Cuba occidental (Pszczolkowski, 1999; Cobiella-Reguera, 2000). Desde el punto de vista de su estilo estructural, en la sierra se distinguen cabalgaduras con deformaciones internas no muy complejas, debido a la rigidez del potente banco carbonatado del Jurásico Superior y ausencia de buenos horizontes lubricantes entre las formaciones San Cayetano y Manacas. Una notable unidad del corte estratigráfico de SO es el Miembro San Vicente de la Formación Guasasa (Figura 3), el banco carbonatado (300–650 m de espesor) del Kimmeridgiano – Tithoniano inferior, cuya denudación por disolución es la principal causa del extraordinario relieve cárstico de estas montañas, formado por elevaciones con paredes abruptas (mogotes) y valles intramontanos (hoyos). En afloramientos, el Miembro San Vicente está formado por distintas variedades de caliza de aguas someras, más o menos biogénicas, con diverso grado de dolomitización y estratificación gruesa a masiva. En el interior de la Sierra de los Órganos se aprecian cadenas de mogotes paralelas a las estructuras regionales. Esto se encuentra particularmente bien expresado en la región centro-oriental y más ancha de la sierra, alrededor del poblado de Viñales. En el perfil de la Figura 10 se aprecia que cada una de estas cadenas (sierras) tiende a vincularse con una escama tectónica que buza hacia el norte. En la porción central de SO, unos 20 km al oeste de Viñales, se encuentra el

pozo Pinar 1, la única perforación de gran profundidad (5,200 metros) que corta las rocas de la sierra. El pozo fue estudiado minuciosamente y sus rocas muestreadas en 84 núcleos. En el pozo Pinar 1 (Figura 11) (López-Rivera *et al.*, 1987; Cobiella-Reguera, 1996b; Pszczolkowski, 1999), el Miembro San Vicente es cortado primero entre los 879 y los 2,352 metros, a partir de la boca del pozo. Un pequeño segundo intervalo aparece en dos núcleos ubicados entre los 3,180 y los 3,223 m. El tercer intervalo se extiende desde los 4,440 metros hasta el piso del pozo. Varias fallas inversas o sobrecorrimientos se detectan, el caso más notable está relacionado con la presencia del olistostroma de la Formación Manacas en cuatro núcleos tomados entre los 2,419 y los 2,550 m de profundidad. Los núcleos recuperados en el intervalo superior constituyen sedimentos de un banco carbonatado, mayormente acumulados en lagunas. Los núcleos recuperados a partir de los 4,440 m de profundidad poseen inicialmente rasgos semejantes y similar contenido paleontológico a los del Miembro San Vicente del intervalo superior pero, desde los 4,527 m, los núcleos contienen siempre intervalos con nidos y vetas de anhidrita y yeso. López-Rivera *et al.* (1987) reportan el considerable aumento del contenido en nidos y vetas de anhidrita y yeso con la profundidad hasta el fondo del pozo, lo cual apunta hacia la inmediatez de un contacto tectónico. Parte de los lechos asignados al Miembro San Vicente en los 700 m finales del pozo Pinar 1 pudieran ser el testimonio del depósito en un ambiente de llanos de marea, en un área casi libre de aportes siliciclásticos (Prothero y Schwab, 1996).

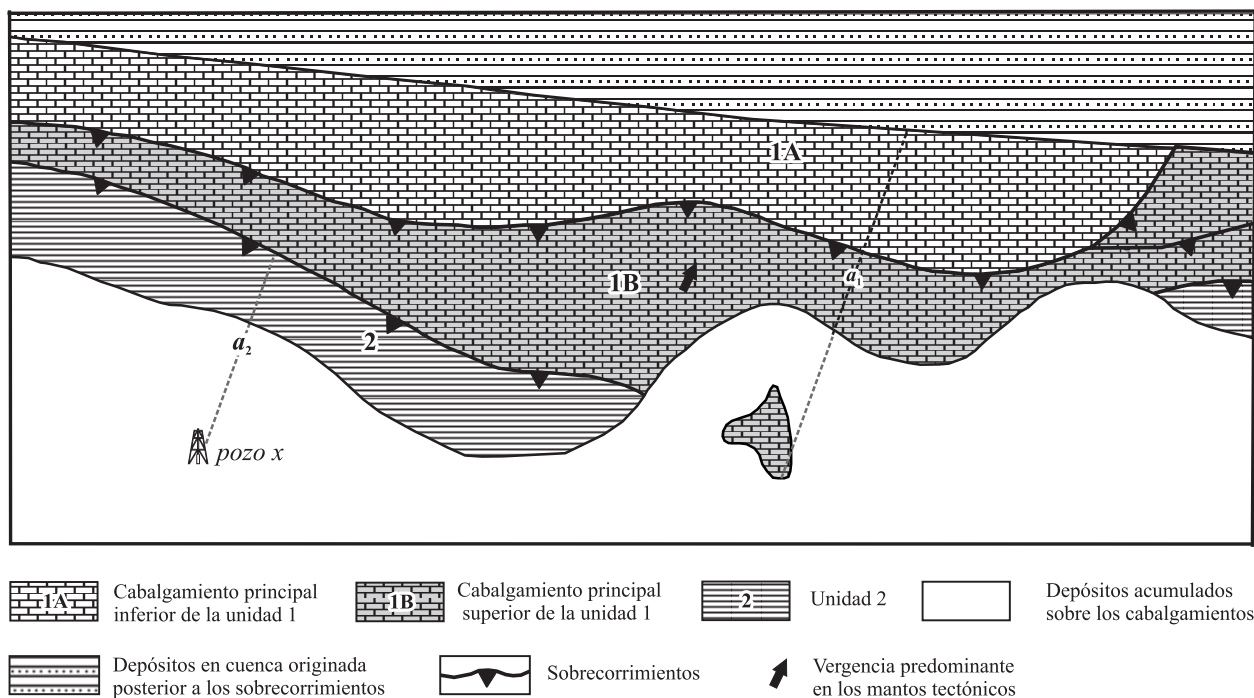


Figura 9. Cálculo del desplazamiento de las escamas tectónicas a partir de los datos del mapa geológico. En la figura se precisan gráficamente los términos de la Ecuación 1. Se presentan dos unidades tectónicas regionales (1 y 2); el pozo x corta las rocas del cabalgamiento 2, cubierto discordantemente por los depósitos acumulados sobre el apilamiento de escamas. Ancho de la unidad 1: a_1 ; ancho de la unidad 2: a_2 .

Tabla 1. Cálculo de los desplazamientos de las unidades tectónicas de la Cordillera de Guaniguanicoa partir de la Ecuación 1.

Unidad tectónica	<i>a</i>	<i>n</i>	<i>ds</i>	<i>D</i>
Sierra de los Órganos	12.5	2	0	25
Alturas de Pizarras del Sur (Viñales)	15	1	25	40
Alturas de Pizarras del Sur (Guane – Mantua)	25	1	25	50
Alturas de Pizarras del Norte (Mantua)	7.5	1	50	57.5
Alturas de Pizarras del Norte (al norte de Viñales)	17.5	1	25	42.5
Sierra del Rosario/Esperanza (al este de La Palma)	22	2	42.5	86.5

A los desplazamientos estimados para las APN y Sierra del Rosario deben agregarse los 25 km calculados para el ancho de las APS (válido para la mitad oriental de la Cordillera).

Este paleoambiente con evaporitas pudo estar ubicado hacia el norte del área donde debieron acumularse los depósitos del banco carbonatado del intervalo superior. La evidencia arriba expuesta apunta a que los depósitos de uno y otro intervalo del Miembro San Vicente, ahora tectónicamente superpuestos en el pozo Pinar 1, debieron acumularse en áreas relativamente distantes entre sí.

Los lechos de la unidad Sierra de los Órganos afloran en pequeñas ventanas tectónicas en las Alturas de Pizarras del Sur. La más notable es la de Cayos de San Felipe, donde el Miembro San Vicente aflora en la localidad homónima (Figura 3), rodeado por estratos de la Formación San Cayetano. Tomando en consideración estos últimos afloramientos, el ancho máximo conocido (*a* en la Ecuación 1) de la unidad SO es de unos 12.5 km. Teniendo en cuenta que no se conocen evaporitas en los afloramientos del Miembro San Vicente, un cálculo conservador puede ubicar en esa magnitud la distancia original entre los dos cortes principales del Miembro San Vicente presentes en el pozo Pinar 1. Si tenemos en cuenta que el pozo se localiza en una de las estructuras más bajas de la Sierra de los Órganos (Pszczolkowski, 1999, fig.1) y que las rocas cortadas deben yacer bajo las escamas mostradas en el perfil de la Figura 10, se puede considerar, en un cálculo muy conservador, que el número de escamas tectónicas principales en SO sería dos ($n = 2$ en la Ecuación 1). Las semejanzas antes señaladas con los cortes mesozoicos conocidos en el SE del Golfo de México permiten suponer una yuxtaposición original.

Por tanto, en la reconstrucción palinspástica propuesta se asume para la escama tectónica basal un desplazamiento (*ds* en la Ecuación 1) hacia el norte similar al ancho conocido de la unidad (12.5 km). De acuerdo a las consideraciones anteriores, el ancho original de los cortes de SO debió ser de unos 25 km o más, y su borde septentrional debió moverse durante la orogénesis cubana según una superficie de *decollement* (ubicada posiblemente en la parte alta de la Formación San Cayetano; Figura 7) sobre el antiguo margen SE del Golfo, que hoy debe yacer a más de cinco kilómetros de profundidad bajo la superficie terrestre en la Sierra de los Órganos (Figura 6).

Alturas de Pizarras del Sur (APS) y cinturón Cangre

Estas unidades se extienden por las pequeñas elevaciones pobladas por pinares, localizadas entre la falla Pinar y el relieve cárstico de la Sierra de los Órganos (Figura 2). Están formadas casi exclusivamente por las rocas de la Formación San Cayetano (APS), o los equivalentes metamorfizados de los cortes jurásicos pretithonianos de la Sierra de los Órganos (cinturón Cangre, Figura 4). Pszczolkowski (1999) considera el cabalgamiento de las Alturas de Pizarras del Sur como parte del cinturón Sierra de los Órganos. Sin embargo, el corte estratigráfico de la napa APS está constituido exclusivamente por la Formación San Cayetano, a diferencia del corte Jurásico-Cretácico

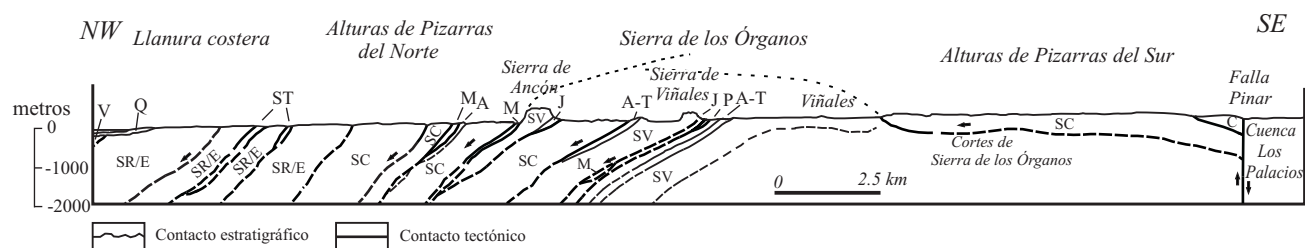


Figura 10. Perfil geológico esquemático por la porción centro-occidental de la Sierra de los Órganos (Figura 2). Perfil construido a partir de la interpretación de los datos en Martínez *et al.* (1991), complementados con la información en Pushcharovski (1988) y observaciones del autor. Las flechas indican la dirección de transporte de los macizos rocosos. SR/E: Depósitos de Sierra del Rosario-Esperanza no diferenciados, ST: Formación Santa Teresa, SC: Formación San Cayetano, M: Formación Manacas, A: Formación Artemisa, SV: Miembro San Vicente de la Formación Guasasa, J: Formación Jagua, A-T: miembros El Americano, Tumbadero y Tumbitas de la Fm. Guasasa, P: Formación Pons, C: Cinturón Cangre, V: Rocas volcánicas de la zona Bahía Honda, Q: depósitos cuaternarios. El gráfico representa una ampliación de la porción en tierra del perfil M-N de la Figura 6.

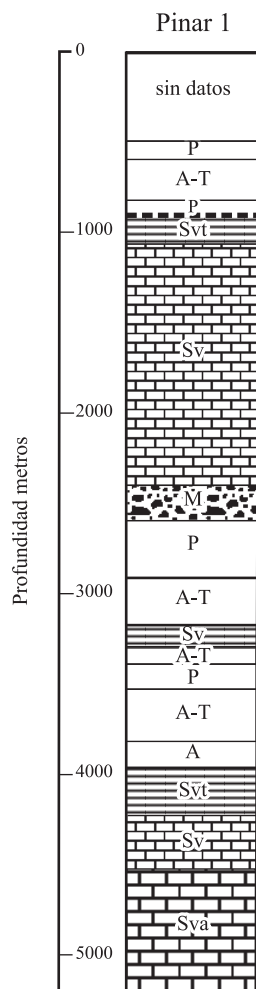


Figura 11. Columna del pozo Pinar 1, realizada por el autor a partir de su interpretación de la información litológica y bioestratigráfica de los núcleos de perforación. P: Formación Pons, A-T: miembros El Americano, Tumbadero y Tumbitas de la Formación Guasasa, Sv: Miembro San Vicente de la Formación Guasasa, Svt: depósitos del Miembro San Vicente con rasgos transicionales al Miembro El Americano, M: Formación Manacas, Sva: Miembro San Vicente de la Formación Guasasa, con nidos y vetas de anhidrita.

en Sierra de los Órganos (Figura 3). Adicionalmente, las rocas de APS siempre yacen tectónicamente sobre distintas unidades de SO (ver fig. 2B en Pszczolkowski, 1999). Por estas razones, en el esquema tectónico de la Figura 2 son consideradas unidades independientes. Las pequeñas ventanas tectónicas expuestas en Cayos de San Felipe (Figura 2) y otras localidades, la presencia de cortes carbonatados del Jurásico Superior y Cretácico Inferior por debajo de la Formación San Cayetano en varios pozos someros (Martínez *et al.*, 1991) y el contacto sinuoso de las unidades estratigráficas típicas de Sierra de los Órganos con las de Alturas de Pizarras del Sur (Pushcharovski, 1988), evidencian la yacencia poco profunda, cercana a la horizontal, de la superficie de sobrecorrimiento basal (Piotrowska, 1978) en la región central de las APS (Figura 10). El perfil geológico de la Figura 10 sugiere que las rocas de APS nunca debieron

cubrir totalmente los cortes de la Sierra de los Órganos en su porción central. En el estimado del ancho de la unidad esta posibilidad debe tomarse en consideración. Aceptándose el acuñaamiento tectónico original de la cabalgadura APS a mitad de camino entre los afloramientos de APS y APN en la región de Viñales su ancho debió ser del orden de los 15 km en la longitud de la citada localidad. Aunque muy complejamente dislocada internamente, no existen elementos que definan diferentes escamas dentro de la unidad APS, por lo que en el cálculo del desplazamiento $n = 1$. El desplazamiento de la infrayacente Sierra de los Órganos (ds) fue calculado previamente en 25 km. Aplicando la Ecuación 1 se obtiene un estimado de 40 km de desplazamiento horizontal hacia el N-NW de la unidad Alturas de Pizarras del Sur para la región de Viñales.

En el extremo occidental de la Cordillera de Guaniguanico, cerca del poblado de Guane, la ventana tectónica SO se reduce a una faja de 2.5 a 5 km de ancho (Figura 2) y las Alturas de Pizarras del Sur y del Norte, como entidades geográficas, casi se yuxtaponen. De hecho, los cortes del extremo sudoeste de las Alturas de Pizarras del Norte, al oeste y noroeste del poblado de Guane (extremo occidental de la escama tectónica La Paloma en la fig. 2B de Pszczolkowski, 1999), presentan algunos rasgos no característicos de la Formación San Cayetano en las APN. En esta área se localizan las localidades tipo de las facies A (Figura 4), B, C y D de Haczewski (1976), depositadas en paleoambientes aluviales y costeros. Pszczolkowski (1994a) también hace referencia al hallazgo de depósitos con intercalaciones de coquinas en dicha formación, en el extremo sudoeste de las Alturas de Pizarras del Norte. En la Figura 2, esta área de contorno triangular se considera una posible parte de la unidad Alturas de Pizarras del Sur, e infrayace tectónicamente a los cortes turbidíticos de la Formación San Cayetano, característicos de las Alturas de Pizarras del Norte (unidad tectónica Loma del Muerto en Pszczolkowski, 1999). Entre ambos cortes se sitúa una estrecha faja de rocas de la Formación Manacas (Pushcharovski, 1988). Aceptando esta interpretación, en el extremo occidental de la Cordillera de Guaniguanico (área Guane – Mantua, Figura 2), el ancho de la unidad APS sería de unos 25 kilómetros y el estimado de su desplazamiento hacia el N-NO: $D = 25 \times 1 + 25 = 50$ km (Tabla 1)

Las rocas del cinturón Cangre en toda su extensión yacen cabalgadas sobre la napa APS (Piotrowska, 1978; Somin y Millán, 1981). Su metamorfismo de alta presión parece no estar vinculado a la orogénesis cubana y es posiblemente un evento cretácico (Cruz-Gómez *et al.*, 2007), aunque su actual posición estructural sí es resultado de los sobrecorrimientos del Paleógeno inicial (Piotrowska, 1978). En el cinturón se distinguen varias unidades tectónicas menores (Piotrowska, 1978), pero a los efectos de los estimados del presente artículo se considerará una entidad única, con un ancho máximo de afloramiento de unos 7.5 km, cerca del poblado de Guane, en su extremo occidental (Figura 2). Considerando un desplazamiento (ds) de 50

km para la infrayacente APS y aplicando la Ecuación 1, se obtiene un desplazamiento horizontal estimado del orden de 57.5 km para las rocas del cinturón Cangre en su extremo occidental.

Sierra del Rosario/Alturas de Pizarras del Norte/Zona Esperanza

Constituye la estructura más extendida de la Cordillera de Guaniguanico (Figura 2), a pesar de lo cual su integridad sólo ha comenzado a ser reconocida recientemente (Pszczolkowski, 1994a, 1999; Cobiella-Reguera, 2000). La “zona Esperanza” comprende los cortes pobremente aflorados al NW de la Cordillera y yace estructuralmente sobre los estratos de las Alturas de Pizarras del Norte. Mas allá del poblado de La Palma (Figura 2), las capas de la Formación San Cayetano, que constituyen el elemento más conspicuo de estas últimas, se extienden hacia el sudeste, donde son cubiertas por las secuencias de la Sierra del Rosario (Pushcharovski, 1988). Por tanto, estructuralmente las capas de la Sierra del Rosario y la zona Esperanza ocupan la misma posición. La Figura 12 contiene una interpretación del autor de las columnas de varios pozos de la zona Esperanza, realizada a partir de los datos litológicos y paleontológicos aportados en las descripciones de los núcleos. Estas permitieron distinguir la presencia de varias unidades típicas del corte de la Sierra (formaciones San Cayetano, Artemisa, El Sábalo, Polier, etc.). La similar posición estructural y la buena correlación litoestratigráfica permiten considerar a la zona Esperanza como la prolongación occidental de la Sierra del Rosario (Pszczolkowski, 1999; Cobiella-Reguera, 2000). Los grandes espesores verticales presentes en algunos pozos parecen estar relacionados con el buzamiento abrupto hacia el norte de las formaciones.

La posición estructural más baja en la unidad SR/APN/E la ocupan las capas de las Alturas de Pizarras del Norte. Como en el caso de las APS, su corte está constituido casi totalmente por lechos siliciclásticos de la Formación San Cayetano. No obstante, en este caso se trata, en buena medida, de turbiditas, en lugar de las secciones con rasgos aluviales y costeros de las APS (Haczewski, 1976; Cobiella-Reguera *et al.*, 1997). Adicionalmente, en las APN se preservan restos, en forma de delgadas escamas tectónicas, de las formaciones Francisco (Oxfordiano), Artemisa (Kimmeridgiano-Berriasiano), Santa Teresa, Cacarajicara, Ancón y Manacas, no presentes en las APS (Pushcharovski, 1988; Martínez y Vázquez, 1987), pero que caracterizan las secciones de la Sierra del Rosario. Esta singularidad de las Alturas de Pizarras del Norte sugiere la conveniencia de realizar un estudio independiente de su traslación por separado del resto de la unidad, a pesar de su similar proveniencia. Las capas de APN se siguen por el rumbo a lo largo de unos 100 km, con un ancho entre 5 y 10 km. Descansan tectónicamente sobre las rocas de Sierra de los Órganos, excepto en su porción más occidental donde lo

hacen sobre lechos pertenecientes a la unidad APS (Figura 2) Los paquetes de estratos buzaban hacia el norte y noroeste, con ángulos entre 50° y 70° según Martínez y Vázquez (1987). No obstante las indudables evidencias sobre repetición de cortes por fallas (Figura 10), en las APN no hay indicaciones seguras de la magnitud del acortamiento por estas dislocaciones, ni se reportan cambios notables en el corte estratigráfico. Por tanto, para el caso se considera conservadoramente una sola escama tectónica principal en las APN ($n = 1$). Asumiendo en parte el mecanismo de deformación propuesto por Piotrowska (1978, fig.76) y teniendo en cuenta la situación estructural actual (Figura 10) se puede suponer que originalmente el cabalgamiento de APN debió extenderse sobre parte de las unidades Sierra de los Órganos y Alturas de Pizarras del Sur en la región de Viñales. Esto añadiría unos 7.5 km adicionales al ancho de la unidad, que sería entonces $10 + 7.5 = 17.5$ km. Empleando la fórmula propuesta se obtiene el siguiente desplazamiento (D) hacia el N o NNW para las APN en la porción central de la Cordillera de los Órganos: $D = 17.5 \times 1 + 25 = 42.5$ km. Sin embargo, como se aprecia en la Figura 7, los cortes de las Alturas de Pizarras del Sur debieron situarse originalmente entre los cortes de SO y APN. Por tanto, en su traslado hacia su actual posición, los cabalgamientos de las APN debieron moverse sobre las APS y, en el cálculo de su desplazamiento, a los 42.5 km obtenidos con la aplicación de la fórmula en la región de Viñales deben agregarse los 25 km del ancho estimado de las APS (total: 67.5 km). Esta observación se apoya adicionalmente en el perfil de la Figura 13, donde las rocas de las APN están montadas sobre las APS (en este caso, la aplicación de la ecuación arroja un desplazamiento de 57.5 km, Tabla 1). Los datos de los pozos profundos Dimas (Segura-Soto *et al.*, 1985), San Ramón y Río del Medio (Figura 12), perforados muy cerca del contacto entre los cortes de las Alturas de Pizarras del Norte y la “zona Esperanza” (Figura 2), sugieren que dicho contacto debe poseer una yacencia muy abrupta (> 45 grados).

Las rocas de la Formación San Cayetano de las APN se extienden hasta el borde SW de las montañas de la Sierra del Rosario (Pushcharovski, 1988; Pszczolkowski, 1994a, 1994b), donde son cubiertas por los cabalgamientos de la Sierra del Rosario. Estos últimos pueden seguirse en superficie unos 70 km (considerando su extensión hasta la ventana erosional de Martín Mesa alcanzan más de 90 km de longitud (Figura 2). En el occidente de la Cordillera de Guaniguanico, la zona Esperanza logra un ancho máximo de afloramiento de unos 12.5 km. A diferencia de las APN, las escamas tectónicas de la Sierra del Rosario están compuestas principalmente por el corte Jurásico Superior – Eoceno Inferior que yace sobre la Formación San Cayetano. Esta última está representada sólo por su porción superior, de varios cientos de metros de espesor. Entre las formaciones bien estratificadas que descansan por encima de la Formación San Cayetano abundan las intercalaciones arcillosas, según las cuales se forman planos de deslizamiento. Aproximadamente a lo largo del eje de la Sierra del

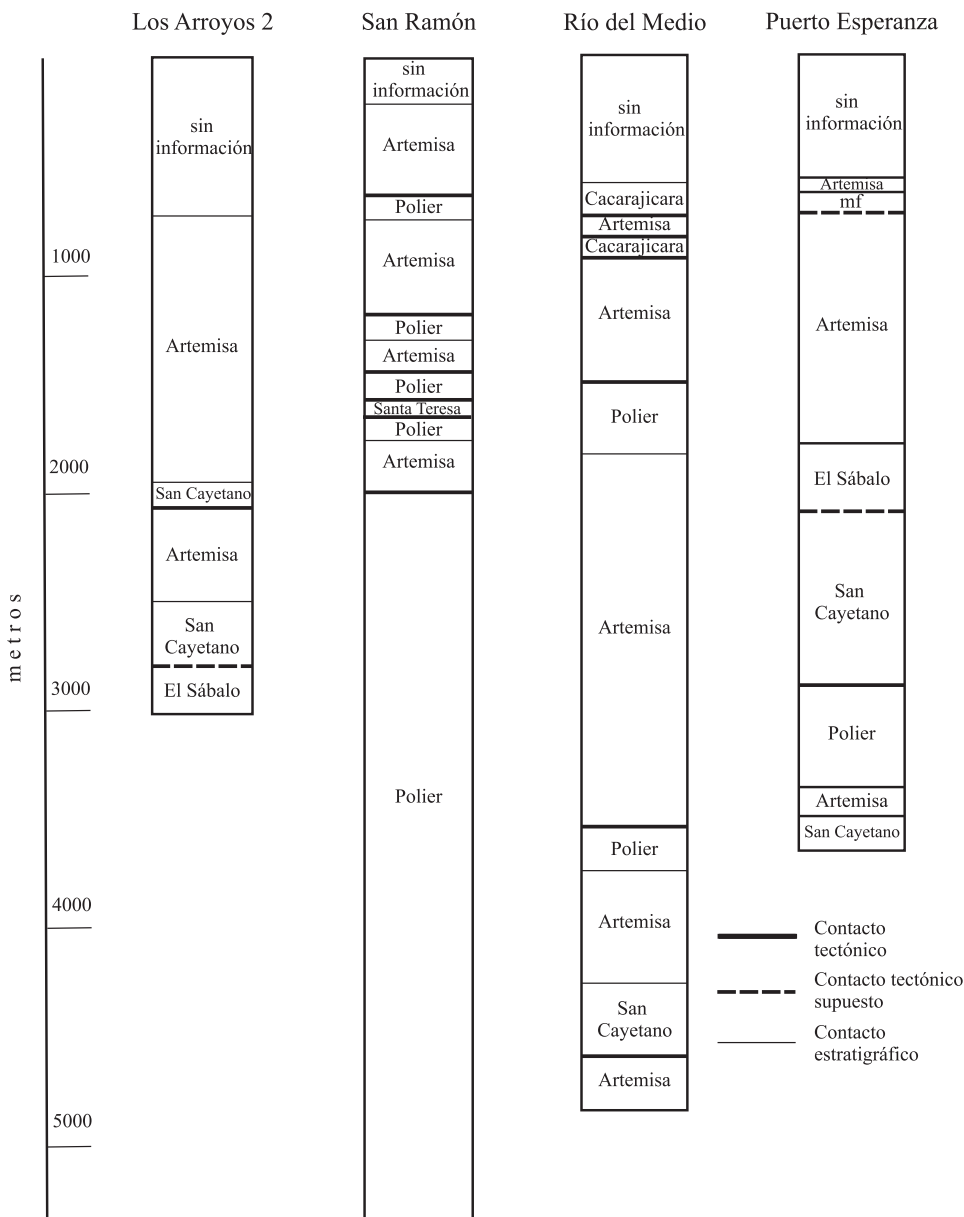


Figura 12. Columnas esquemáticas de los pozos perforados en la “Zona Esperanza”, realizadas por el autor a partir de su interpretación de la información litológica y bioestratigráfica de los núcleos de perforación. Las formaciones se distinguen por sus nombres (ver Figura 3 para datación de las unidades litoestratigráficas), mf: rocas máficas.

Rosario se extiende una faja compuesta por una mezcla de rocas caóticas con elementos de la Formación Manacas y brechas tectónicas con fragmentos triturados de las rocas del paleomargen mesozoico (Cobiella-Reguera, 1998; Cobiella-Reguera *et al.*, 2000). Este *mélange*, con buzamiento hacia el norte, separa cortes que, aunque no presentan diferencias significativas en la edad de sus rocas, sí contienen rasgos propios que permiten inferir que se acumularon separados por distancias considerables. Tal situación es particularmente notable en los cortes del Berriasiano – Aptiano (Formación Polier), compuestos por intercalaciones de caliza de aguas profundas, a menudo radioláricas, y turbiditas (terrígenas y calcáreas; Pszczolkowski, 1999). En los cortes situados

al sur de la faja de *mélanges*), las intercalaciones terrígenas ocupan no más del 20–25% del espesor de la formación, en tanto que en los situados al norte el contenido de turbiditas terrígenas puede alcanzar hasta el 50–60% (Cobiella-Reguera *et al.*, 1997; Núñez-Useche, 2008). A partir de los datos precedentes, hay evidencias para inferir al menos una superposición completa del corte geológico en la Sierra del Rosario, es decir, dos escamas tectónicas principales ($n = 2$). El ancho (a) de Sierra del Rosario entre la falla Pinar y el límite sur de la zona Bahía Honda es de unos 15 km, pero en el pozo Mariel 1 (Figura 2), ubicado junto a la costa norte de Cuba, se reporta entre los 3,140 y los 3,204 m de profundidad la presencia de rocas del paleomargen de

América del Norte (tipo Sierra del Rosario), cubiertas por la Formación Manacas (2,330–3,140 m). Más arriba yacen las secuencias de la “zona Bahía Honda” (ofiolitas y TAVK; Pérez-Othon y Yarmoliuk, 1985; Segura-Soto *et al.*, 1985). En este caso, el ancho de los cortes de Sierra del Rosario alcanzaría unos 22 km (Tabla 1). Aplicando la Ecuación 1 a los datos de Sierra del Rosario el desplazamiento horizontal sería: $D = 15 \times 2 + 42.5 = 67.5$ km, para el caso en que sólo se tiene en cuenta los datos de superficie y $D = 22 \times 2 + 42.5 = 86.5$ km, si en el pozo Mariel 1 aparecen rocas del tipo Sierra del Rosario. En correspondencia, el ancho mínimo original de la unidad estaría entre 30 y 44 kilómetros. A estos valores debe agregarse los 25 km adicionales, obtenidos al tener en cuenta el ancho de la unidad APS, no considerado en la aplicación ortodoxa de la fórmula arriba empleada. De esta forma, los desplazamientos para la Sierra del Rosario estarían entre 92.5 y 111.5 km. El espesor de las escamas tectónicas de Sierra del Rosario/Alturas de Pizarras del Norte/Esperanza no debe ser inferior a 3 km. Los pozos profundos del NW de la provincia de Pinar del Río (Figura 2, zona Esperanza) alcanzaron profundidades entre 2.8 y 5.4 km, sin salir de los cortes mesozoicos de la Sierra del Rosario, excepto el Dimas 1, que atravesó los depósitos caóticos de la Fm. Manacas en sus 600 metros finales (Segura-Soto *et al.*, 1985) y el pozo Los Arroyos 1 que contiene sólo rocas de la Formación San Cayetano en sus 1,200 metros finales y que probablemente alcanza las capas de las Alturas de Pizarras del Norte (Figura 13).

Pan de Guajaibón

La escama Pan de Guajaibón constituye la unidad tectónica más enigmática del occidente cubano. Está formada exclusivamente por un potente banco carbonatado (Formación Pan de Guajaibón) del Albiano – Cenomaniano, de unos 550–600 m de espesor (Ponce *et al.*, 1985, Gil-González *et al.*, 1997) y buzamiento abrupto hacia el norte. Contacta tectónicamente con las rocas de Sierra del Rosario por el sur y las ofiolitas y rocas del TAVK (zona Bahía Honda) por el norte (Figura 2, Pushcharovski, 1988). En la parte media del banco se encuentra un horizonte de bauxitas, desarrolladas en cuerpos lenticulares de hasta 10 m de espesor. Geográficamente, el Pan de Guajaibón es una elevación perteneciente a la Sierra del Rosario. Lo anterior y la naturaleza carbonatada de la formación homónima, hace que generalmente se considere a ésta parte de los cortes del paleomargen norteamericano (Pszczolkowski, 1978, 1999; Cobiella-Reguera, 2000). Además, en las rocas coetáneas de la Sierra del Rosario (Formación Carmita) se presentan turbiditas carbonatadas con abundantes bioclastos de origen nerítico, lo cual apunta a la presencia de un banco no muy distante de su área de acumulación. Las rocas de dicho banco pudieran ser la actual Formación Pan de Guajaibón. Por otra parte, las bauxitas de la parte media de la unidad, posiblemente derivadas de la meteorización y erosión de

rocas basálticas (Ponce *et al.*, 1985), indican la proximidad de afloramientos de rocas volcánicas (TAVK o basalto ofiolítico) en el momento de su acumulación. Finalmente, pequeños bancos carbonatados, de aproximadamente igual edad que la Formación Pan de Guajaibón, aparecen en Cuba central sobre las rocas del arco volcánico del Cretácico Inferior (Formación Provincial, Rojas *et al.*, 1995), por lo que no puede excluirse que el banco Albiano – Cenomaniano de Sierra del Rosario fuera una acumulación de ese tipo, tectónicamente separada de su substrato volcánico. Aunque resulta evidente la naturaleza controversial de la formación, se infiere de la discusión precedente que el banco carbonatado del Pan de Guajaibón pudiera ser el eslabón de enlace del paleomargen mesozoico norteamericano con una región oceánica meridional (proto-Caribe), de ahí su papel clave en la reconstrucción palinspástica (Figura 7).

La Formación Pan de Guajaibón aflora en dos lentes de limitada extensión y menos de 2 km de ancho, con yacencia abrupta (Ponce *et al.*, 1985; Pushcharovski, 1988). En esta situación particular no tiene sentido aplicar la ecuación para determinar la traslación de la unidad. Se asume aquí que el desplazamiento horizontal de la escama Pan de Guajaibón debe superar al cabalgamiento más elevado de Sierra del Rosario (Figura 10; >92.5–111.5 km).

Los estimados calculados para el desplazamiento mínimo de las unidades de la Cordillera de Guaniguanico, según el método arriba desarrollado, son aproximadamente el 50% de los valores de Pszczolkowski (1999, fig.13). Dicho autor no muestra en su artículo los cálculos en los que se basó.

“Zona Bahía Honda” (ZBH)

Bajo la denominación de zona Bahía Honda se incluyen dos conjuntos rocosos originados en diferentes ambientes geológicos (ofiolitas septentrionales y terreno de arcos volcánicos cretácicos) en su afloramiento más occidental (Figura 1). Estos macizos fueron íntimamente imbricados debido a las deformaciones de fines del Cretácico, ocurridas en el dominio proto-Caribe (Cobiella-Reguera, 2000, 2005). En el desplazamiento hacia el norte de las unidades del paleomargen, las ofiolitas y las secuencias volcánicas cretácicas, previamente imbricadas en la ZBH (Cobiella-Reguera, 2005), desempeñaron un papel fundamental como cabalgamiento superior del *duplex*, cuyo desplazamiento durante la orogénesis cubana originó la compresión y cizallamiento de las rocas de la Cordillera de Guaniguanico (Figura 8) (Pszczolkowski, 1994a). Es decir, la ZBH ya existía cuando las unidades tectónicas del paleomargen norteamericano en la Cordillera de Guaniguanico comenzaron a ser trasladadas hacia el norte. Por tanto, las relaciones cinturón ofiolítico/TAVK previas a la orogénesis cubana no serán estudiadas aquí (ver Iturralde-Vinent, 1997, 1998; Cobiella-Reguera 2000, 2005, para información sobre dicho tema).

Pszczolkowski (1994b) ha demostrado que las rocas

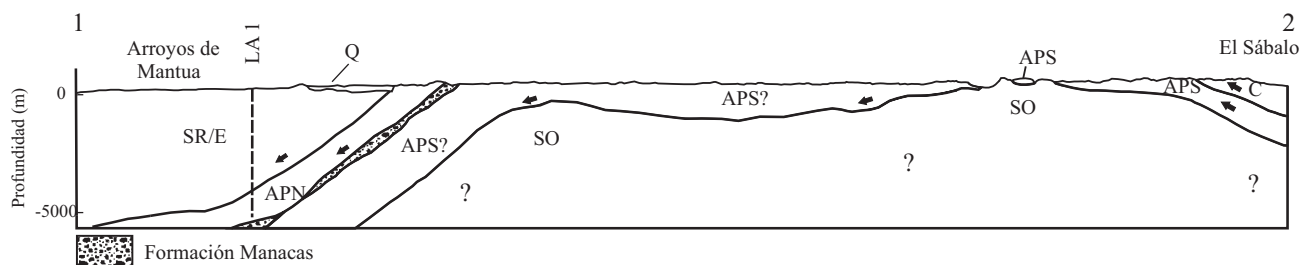


Figura 13. Perfil tectónico El Sábalo – Arroyos de Mantua. El perfil se ubica en el extremo occidental de la Cordillera de Guaniguanico (Figura 3). Los 1,200 metros finales del pozo Los Arroyos 1 (LA-1, Figura 2) corresponden a la Formación San Cayetano. Perfil construido a partir de la interpretación de los datos en Martínez *et al.* (1991) y Pushcharovski (1988). Las flechas indican la dirección de transporte de los macizos rocosos. Escalas vertical y horizontal semejantes. SR/E: cortes de Sierra del Rosario/Esperanza, APN: cortes de las Alturas de Pizarras del Norte, APS: cabalgamiento de las Alturas de Pizarras del Sur, C: Cinturón Cangre, SO: cortes de Sierra de los Órganos, Q: Cuaternario.

del TAVK debieron estar ubicadas próximas a los cortes de la Cordillera desde el Campaniano (yacencia de las areniscas vulcanomícticas de la Formación Moreno, sobre las capas cretácicas del paleomargen; Figura 3). Su progresivo acercamiento a los cortes de Sierra del Rosario y Sierra de los Órganos queda registrado por las primeras apariciones de sedimentos con abundantes clastos de rocas volcánicas y de la asociación ofiolítica en diferentes niveles estratigráficos hacia el Paleoceno medio en Sierra del Rosario (ubicada originalmente más al sur) y en el Eoceno Temprano en Sierra de los Órganos (Figura 8) (Pszczolkowski, 1994a, 1994b). El ancho actual de la “zona Bahía Honda” es de unos 14.5 km, pero la Formación Manacas, en parte derivada de la erosión de terrenos volcánicos y rocas ofiolíticas, aflora en franjas a todo lo ancho de la Cordillera (Pushcharovski, 1988). Puesto que la fuente de aportes a la Formación Manacas se encontraba en los cabalgamientos que avanzaban desde el sur (Figuras 7 y 8), la “zona Bahía Honda” debió provenir de mucho más al sur de su frontera meridional de afloramiento, más allá de la falla Pinar (Figura 2). De esta forma, el ancho original de la ZBH puede estimarse en no menos de 30 km. Considerando que todo el macizo rocoso de la zona se desplazó como un cuerpo único ($n = 1$) y que el desplazamiento de la unidad subyacente (SR/APN/E) está entre 92.5 y 111.5 km, la aplicación de la Ecuación 1 reporta desplazamientos horizontales mínimos entre aproximadamente 122.5 y 141.5 km para la zona Bahía Honda durante la orogénesis cubana (comparar con los datos de Bazhenov *et al.*, 1996, sobre la posición original del terreno de arcos volcánicos a partir de datos paleomagnéticos).

Reconstrucción palinspástica

La Figura 14 muestra un mapa donde se sintetizan gráficamente los resultados obtenidos sobre el desplazamiento de las unidades de la Cordillera de Guaniguanico, retornando éstas a las supuestas posiciones originales previas a la orogénesis cubana, siguiendo las consideraciones anteriormente discutidas. Puesto que, a partir de la evidencia disponible, los estimados del movimiento han

sido en general bastante conservadores, la posición de las unidades señalada en el mapa debe ser más septentrional que aquella que realmente tuvieron. Los cortes alóctonos de paleomargen continental pasivo en Cuba occidental son conocidos desde unos 20 km al este del Banco de Campeche, en el estrecho de Yucatán (Moretti *et al.*, 2003, fig. 3) y la península de Guanahacabibes, en el extremo oeste de Cuba (donde están cubiertos por rocas del Cenozoico superior), hasta la ventana erosional de Martín Mesa, a 20 km al oeste-suroeste la ciudad de La Habana (Figura 3) (Pushcharovski, 1988). A partir de los datos precedentes se puede realizar un estimado del área en la que se acumularon los depósitos del Jurásico – Eoceno Inferior de la Cordillera de Guaniguanico, suponiendo para la misma una extensión de 225 km paralela al rumbo de los cinturones faciales y unos 93–112 km perpendicular a estos (Tabla 1). Tal cálculo arroja un área entre unos 21,000 y 25,000 km². A partir de los datos de Pszczolkowski (1999), los espesores de los estratos entre el Jurásico y el Eoceno Inferior están entre casi 2.5 km para la Sierra de los Órganos (considerando 1,000 m para la Formación San Cayetano) y casi 4 km para la Sierra del Rosario/Alturas de Pizarras del Norte/Esperanza (considerando 2,000 m para la Formación San Cayetano). En la Tabla 2 se estimaron espesores medios de 2, 3 y 4 km para el conjunto, obteniéndose volúmenes de los sedimentos consolidados de 42,000, 63,000 y 84,000 km³ para el área menor y 50,000, 75,000 y 100,000 km³ para el área mayor.

Resulta interesante confrontar los datos anteriores con estimados para el volumen de rocas involucradas en los cabalgamientos de la Cordillera de Guaniguanico. El área actual conocida de distribución de los cabalgamientos (Figura 2), incluyendo las áreas donde éstos yacen bajo los macizos ofiolíticos y el terreno volcánico cretácico en la zona Bahía Honda, las áreas cubiertas por depósitos de la cubierta cenozoica, entre ellas, toda la península de Guanahacabibes en el extremo occidental de Cuba y las áreas de la plataforma insular, es de unos 11,000–12,000 km². Varios de los pozos perforados superan los 5 km o están muy cerca de este valor, sin llegar nunca al autóctono. Por tanto, no es exagerado suponer tal espesor del apilamiento tectónico como un valor mínimo (Figura 6). En la Tabla 2 se

consideran también espesores de 6, 7 y 8 km, obteniéndose valores de 55,000–60,000; 66,000–76,000; 77,000–84,000; y 88,000–96,000 km³, respectivamente, para el volumen de rocas envueltas en los sobrecorrimientos. Los valores obtenidos se encuentran en el entorno para los estimados de los volúmenes de sedimentos previamente calculados. Esta aceptable correspondencia del volumen estimado de rocas en las napas de la Cordillera, empleando dos aproximaciones diferentes, constituye un cierto respaldo a los cálculos sobre el desplazamiento de las napas de la Cordillera de Guaniguanico y la reconstrucción palinspástica propuesta.

CONCLUSIONES

A partir de los resultados precedentes se pueden establecer las siguientes conclusiones:

a) Los cortes del Jurásico – Eoceno Inferior presentes en las diferentes unidades de la Cordillera de Guaniguanico guardan estrechas similitudes entre sí, lo cual permite suponer que fueron depositados en áreas yuxtapuestas, bajo condiciones tectónicas y regímenes de sedimentación muy parecidos. Los cortes del Oxfordiano medio (parte alta de la Formación San Cayetano), al Paleoceno Superior (Formación Ancón) se acumularon en el paleomargen pasivo de América del Norte. Las capas de la Formación Manacas (Paleoceno Superior – Eoceno Inferior) constituyen escamas tectónicas de los depósitos de la cuenca de antepaís de la orogénesis cubana. La mayor parte de dicha cuenca yace *in situ*, al norte del frente de los sobrecorrimientos del Paleógeno temprano.

b) La estrecha correlación general entre los cortes mesozoicos de la Cordillera de Guaniguanico y sus coetáneos del sudeste del Golfo de México permiten suponer la yuxtaposición original de ambos cortes. Puesto que no hay evidencia alguna de aloctonía en las capas mesocenoicas del Golfo, los cortes de la cordillera no parecen formar terrenos tectono-estratigráficos, como ha sido propuesto (Iturralde-Vinent, 1996, 1998; Psczolkowski, 1999). La disposición original (reconstrucción palinspástica) de las diferentes estructuras se recoge en la Figura 14 y sus desplazamientos y dimensiones en las Tablas 1 y 2.

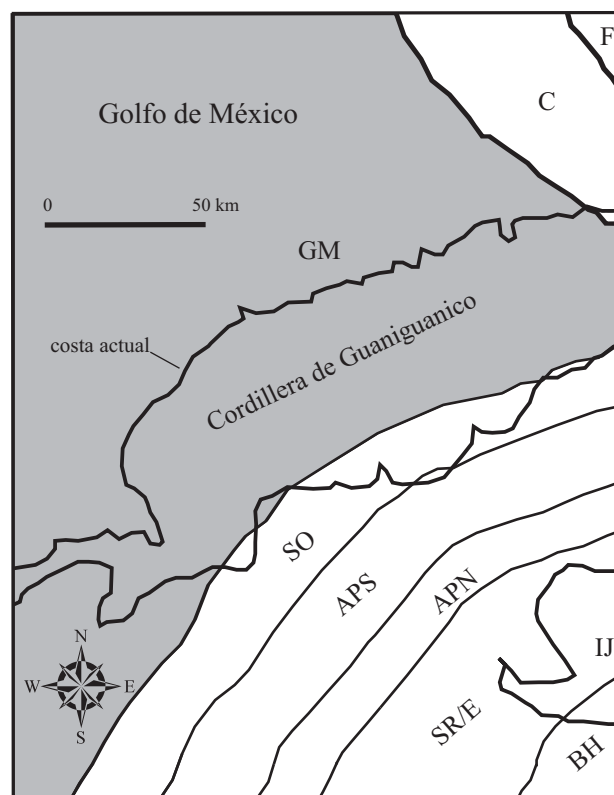


Figura 14. Reconstrucción palinspástica mostrando la distribución geográfica asumida para las diferentes unidades de la Cordillera de Guaniguanico previa a la orogénesis cubana. SO: Sierra de los Órganos, APS: Alturas de Pizarras del Sur, APN: Alturas de Pizarras del Norte, SR/E: Sierra del Rosario/Zona Esperanza, BH: zona Bahía Honda (ofiolitas y terreno de arcos volcánicos cretácicos), GM: Golfo de México (gris), C: Depósitos carbonatados hemipelágicos (prolongación de zona Camajuani de Cuba central; ver Cobiella-Reguera (2000) y Schlager *et al.* (1984), F: banco carbonatado de La Florida, IJ: Isla de la Juventud.

Con respecto a la prospección en el Golfo, presenta un gran atractivo el corte mesozoico que subyace la cuenca de antepaís del Paleógeno inferior. Allí los sedimentos jurásicos y cretácicos subyacentes en el área de tránsito Cordillera de Guaniguanico/SE Golfo, con elevado contenido de materia orgánica, fueron enterrados rápidamente a varios kilómetros de profundidad, pudiendo sobrepasar el umbral de maduración durante el Eoceno Temprano y migrar

Tabla 2. Estimados de los volúmenes de rocas del paleomargen de América del Norte en la Cordillera de Guaniguanico obtenidos a partir de los estimados del espesor de los sedimentos acumulados y la potencia vertical de los cabalgamientos.

Área original de los sedimentos (en kilómetros cuadrados): 21,000 – 25,000				
Espesor sedimentario		2 km	3 km	4 km
Volumen de roca (km ³)		42,000 – 50,000	63,000 – 75,000	84,000 – 100,000
Área actual de los sobrecorrimientos al norte de la falla Pinar (en kilómetros cuadrados): 11,000 – 12,000				
Espesor vertical de los cabalgamientos	5 km	6 km	7 km	8 km
Volumen de roca (km ³)	55,000 – 60,000	66,000 – 72,000	77,000 – 84,000	88,000 – 96,000

hacia las trampas (Moretti *et al.*, 2003). Adicionalmente, las estructuras geológicas son más sencillas y amplias que en la Cordillera.

c) La calidad y cantidad de la información geológica existente para el resto de Cuba, especialmente para las áreas de afloramiento del paleomargen norteamericano, son parecidas a las de la Cordillera de Guaniguanico (excepto en las limitadas áreas de los yacimientos de hidrocarburos conocidos). Por tanto, el enfoque dialéctico multilateral arriba utilizado puede ser aplicado a reconstrucciones palinspásticas en otros territorios de Cuba y, posiblemente, en otras áreas del planeta con similar estilo estructural y limitación de datos geológicos y geofísicos.

AGRADECIMIENTOS

La redacción del manuscrito fue beneficiada con las discusiones del autor con sus colegas del Departamento de Geología de la Universidad de Pinar del Río. L. Solari y A. Pszczolkowski realizaron valiosos comentarios al manuscrito original. La foto de la Figura 4 fue tomada por Martin Meschede, de la Universidad de Greifswald, Alemania. El artículo es una contribución al proyecto “Evolución Geodinámica (paleogeográfica) de Cuba occidental y central entre el Jurásico Tardío y el Plioceno” del Departamento de Geología de la Universidad de Pinar del Río, financiado por el contrato 01307171, del Centro de Gerencia de Programas y Proyectos Priorizados (GEPROP).

REFERENCIAS

- Álvarez, W., Smit, J., Lowrie, W., Asaro, F., Margolis, S., Caléis, P., Kastner, M., Hildebran, A., 1992, Proximal impact deposits at the Cretaceous – Tertiary boundary in the Gulf of Mexico: A restudy of DSDP Leg 77 Sites 536 and 540: *Geology*, 20, 697-700.
- Angstadt, D., Austin, J., Buffler, R., 1985, Early Cretaceous to Holocene seismic stratigraphy and geologic history of southeastern Gulf of Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(6), 977-995.
- Bazhenov, M., Pszczolkowski, A., Shipunov, S., 1996, Reconnaissance paleomagnetic results from western Cuba: *Tectonophysics*, 253, 65-81.
- Bralower, T., Iturralde-Vinent, M., 1997, Micropaleontological dating of the collision between the North America and Caribbean plates in western Cuba: *Palaaios* 12, 133-150.
- Brönnimann, P., Rigassi, D., 1963, Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings: *Eclogae Geologiae Helveticae*, 56(1), 193-430.
- Cobiella-Reguera, J., 1988, El vulcanismo paleogénico cubano. Apuntes para un nuevo enfoque: *Revista Tecnológica*, 18(4) 25-32.
- Cobiella-Reguera, J., 1996a, El magmatismo jurásico (caloviano? - oxfordiano) de Cuba occidental: ambiente de formación e implicaciones regionales: *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1), 15-28.
- Cobiella-Reguera, J., 1996b, Estratigrafía y eventos jurásicos en la cordillera de Guaniguanico, Cuba occidental: *Minería y Geología*, 13(1), 11-25.
- Cobiella-Reguera, J., 1998, Las melanges de sierra del Rosario, Cuba occidental. Tipos e importancia regional: *Minería y Geología*, 15(2), 3-9.
- Cobiella-Reguera, J., 2000, Jurassic and Cretaceous geological history of Cuba: *International Geology Review*, 42(7), 594-616.
- Cobiella-Reguera, J., 2005, Emplacement of Cuban ophiolites: *Geologica Acta*, 3(3), 273-294.
- Cobiella-Reguera, J., Olóriz, F., en prensa, Oxfordian—Berriasian stratigraphy of the North American paleomargin in western Cuba: Constraints for the geological history of the Proto-Caribbean and the early Gulf of Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin Memoir*.
- Cobiella-Reguera, J., Hernández-Escobar, A., Díaz-Díaz, N., Obregón-Pérez, P., 1997, Estudio de algunas areniscas de las formaciones San Cayetano y Polier, Sierra del Rosario, Cuba occidental: *Minería y Geología*, 14(3), 59-68.
- Cobiella-Reguera, J., Hernández-Escobar, A., Díaz-Díaz, N., Gil-González, S., 2000, Estratigrafía y tectónica de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico, Cuba occidental: *Minería y Geología*, 17(1) 5-15.
- Cotillon, P., Rio, M., 1984, Cyclic sedimentation in the Cretaceous of the Deep Sea Drilling Project sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (central Atlantic) and in the Vocontian Basin (France), *en* Buffler, R., Schlager (eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: Washington, U.S. Government Printing Office*, 77, 339-376.
- Cruz-Gámez, E., Maresch, W., Cáceres-Govea, D., Balcazar, N., 2007, Significado de las paragénesis de anfíboles en metagabros relacionados con secuencias de margen continental en el NW de Cuba: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 24(3) 318-327.
- Denny, W., III, Austin, J., Buffler, R., 1994, Seismic stratigraphy and geologic history of middle Cretaceous through Cenozoic rocks, southern Straits of Florida: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78(3), 461-487.
- Echevarría-Rodríguez, G., Hernández-Pérez, G., López-Quintero, J., López-Rivera, J., Rodríguez-Hernández, R., Sánchez-Arango, J., Socorro-Trujillo, R., Tenreiro-Pérez, R., Yparraguirre-Pena, J., 1991, Oil and gas exploration in Cuba: *Journal of Petroleum Geology*, 14(3), 259-274.
- Furrazola-Bermúdez, G., Judoley, C., Mijailovskaya, M., Miroliubov, Y., Novojatsky, Y., Núñez-Jiménez, A., Solsona J., 1964, *Geología de Cuba: La Habana, Editorial Universitaria*, 239 p.
- Gil-González, S., Echevarría-Hernández, B., Hidalgo-Aldana, W., Alonso-Cabrera, E., García-García, M., 1997, Los depósitos carbonatados del Pan de Guajaibón: un acercamiento litológico y paleoambiental a su origen: *Minería y Geología*, 14(3), 43-49.
- Gordon, M., Mann, P., Cáceres, D., Flores, R., 1997, Cenozoic tectonic history of the Northamerica-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 of western Cuba: *Acta Geologica Polonica*, 26(2), 331-353.
- Hatten, C., 1967, Principal features of Cuban geology: Discussion: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 51, 780-789.
- Iturralde-Vinent, M., 1996, Introduction to Cuban geology and geophysics, *en* Iturralde-Vinent, M. (ed.), *Ophiolites y Arcos Volcánicos de Cuba: Miami, Florida, International Geological Correlation Programme, Project 364. Geological Correlation of Ophiolites and volcanic arcs in the Circumcaribbean Realm*, 3-35.
- Iturralde-Vinent, M., 1997, Introducción a la geología de Cuba, *en* Furrazola-Bermúdez, G., Núñez-Cambra, K. (comp.), *Estudios sobre la geología de Cuba: La Habana, Centro Nacional de Información Geológica*, 35-68.
- Iturralde-Vinent, M., 1998, Sinopsis de la constitución geológica de Cuba: *Acta Geologica Hispanica*, 33(1-4), 9-56.
- Khudoley, K., Meyerhoff, A., 1971, Paleogeography and Geological History of Greater Antilles: Boulder, Colorado, *Geological Society of America Memoir* 129, 199 p.
- Kiyokawa, S., Tada, R., Iturralde-Vinent, M., Matsui, T., Tajika, E., Yamamoto, S., Oji, S., Nakano, Y., Goto, K., Takayama, H., García Delgado, D., Díaz Otero, C., Rojas Consuegra, R., 2002,

- Cretaceous –Tertiary boundary sequence in the Cacarajicara Formation, western Cuba: An impact-related, high energy, gravity flow deposit, *en* Koeberl, C., MacLeod, K. (eds.), *Catastrophic Events and Mass Extinctions: Impacts and Beyond*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 356, 125-144.
- Linares-Cala, E., 1999, Manifestaciones superficiales y someras de hidrocarburos y aguas sulfurosas en Cuba: relaciones con unidades tectonoestratigráficas y yacimientos gasopetrolíferos: *Minería y Geología*, 16(2) 39-45.
- López-Rivera, J., López Quintero, J., Fernández-Carmona, J., Fernández-Rodríguez, G., 1987, Análisis geológico del corte del pozo paramétrico Pinar 1, *en* Memorias del III Encuentro Científico-Técnico de Geología: Sociedad Cubana de Geología, Filial Pinar del Río, 40-45.
- McFarlan, E., Menes, L., 1991. Lower Cretaceous, *en* Salvador, A. (ed.) *The Gulf of Mexico Basin*: Boulder, Colorado, Geological Society of America, *The Geology of North America*, v. J, 181-204.
- Martínez, D., Vázquez, M., 1987, Alturas Pizarrosas del Norte, extremo occidental de la subzona Sierra del Rosario, *en* Memorias del III Encuentro Científico-Técnico de Geología: Sociedad Cubana de Geología, Filial Pinar del Río, 57-71.
- Martínez, D., Fernández de Lara, R., Peláez, R., Vázquez, M., Barrios, E., Valido, A., Reinoso, R., Chang, J.C., Fernández, O., Denis, R., Gómez, L., García, D., Gil, S., Pérez, D.H., Reyes, R., Valdivia, M., Núñez, R., Pérez, R., Diz Langs, J., 1991, Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y prospección preliminar a escala 1:50000 Pinar-Habana: Oficina Nacional de Recursos Minerales, informe técnico inédito.
- Marton, G., Buffler, R., 1994, Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin: *International Geology Review*, 36, 545-586.
- Marton, G., Buffler, R., 1999, Jurassic-Early Cretaceous tectono-paleogeographic evolution of the southeastern Gulf of Mexico basin, *en* Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins*: Amsterdam, Elsevier, serie *Sedimentary Basins of the World*, 4, 63-91.
- Meyerhoff, A., Hatten, C., 1974, Bahamas salient of North America: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58(6), 1201-1239.
- Moretti, I., Tenreiro, R., Linares, E., Lopez, J. G., Letouzey, J., Magnier, C., Gaumet, F., Lecomte, J., Lopez, J.O., Zimine, S., 2003, Petroleum systems of the Cuban northwest offshore zone, *en* Bartolini, C., Buffler, R., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, 675-696.
- Núñez-Useche, F., 2008. Reconstrucción paleogeográfica de la región oriental de la Sierra del Rosario durante el Cretácico Temprano, a partir del estudio de las rocas carbonatadas de la Formación Polier: Universidad de Pinar del Río, Trabajo de diploma (graduación).
- Pardo, G., 1975, *Geology of Cuba*, *en* Nairn, A., Stehli, F. (eds.), *The Ocean Basins and Margins*, v. 3, *The Gulf of Mexico and the Caribbean*: New York, Plenum Press, 553-613.
- Pérez-Othon, J., Yarmioluk, V., 1985. Mapa geológico de la República de Cuba, escala 1:500000: La Habana, Centro de Investigaciones Geológicas, Ministerio de la Industria Básica.
- Piotrowska, K., 1978. Nappe structure of Sierra de los Órganos, western Cuba: *Acta Geologica Polonica*, 28, 97-170.
- Ponce, N., Daniliuk, L., Razomsk, O., Dilla, M., Domínguez, A., Osipov, V., 1985, El yacimiento de bauxitas Pan de Guajaibón en la Isla de Cuba: *Revista Tecnológica* 15(1) 51-60.
- Prothero, D., Schwab, F., 1996, *Sedimentary Geology*: New York, W.H. Freeman and Company, 575 p.
- Pszczolkowski, A., 1978, Geosynclinal sequences of the Cordillera de Guaniguanico in western Cuba: their lithostratigraphy, facies development and paleogeography: *Acta Geologica Polonica*, 28(1), 1-96.
- Pszczolkowski, A., 1994a, Geological cross-sections through the Sierra del Rosario thrust belt, western Cuba: *Studia Geologica Polonica* 105, 67-90.
- Pszczolkowski, A., 1994b, Lithostratigraphy of Mesozoic and Paleogene rocks of Sierra del Rosario, western Cuba: *Studia Geologica Polonica* 105, 39-66.
- Pszczolkowski, A., 1999, The exposed passive margin of North America in western Cuba, *en* Mann, P. (ed.), *Caribbean Basins*: Amsterdam, Elsevier, *Sedimentary Basins of the World*: Elsevier, serie *Sedimentary Basins of the World*, 4, 93-121..
- Pszczolkowski, A., Albear, J., 1982, Subzona estructuro-facial Bahía Honda, Pinar del Río; su tectónica y datos sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico Superior y Paleógeno: *Ciencias de La Tierra y del Espacio*, 5, 3-24.
- Pszczolkowski, A., Flores, R. 1986, Fases tectónicas del Paleógeno y Cretácico de Cuba occidental y central: *Bulletin of the Polish Academy of Sciences* 134(1), 95 -111.
- Pszczolkowski, A., Myczyński, R., 2003, Stratigraphic constraints on the Late-Jurassic-Cretaceous paleotectonic interpretations of the Placetas Belt in Cuba, *en* Bartolini, C., Buffler, R., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, 545-581.
- Pushcharovskii, Y. (red.), 1988, Mapa Geológico de la República de Cuba escala 1:250000: Moscú, Academia de Ciencias de Cuba y Academia de Ciencias de la Unión Soviética.
- Rojas, R., Iturralde-Vinent, M., Skelton, P., 1995, Stratigraphy, composition and age of Cuban rudist bearing deposits: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12, 272-291.
- Schlager, W., Buffler, R., 1984, Deep Sea Drilling Project Leg 77, southeastern Gulf of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 95, 226-236.
- Schlager, W., Buffler, R., Angstadt, D., Phair, R., 1984, Geological history of the southeastern Gulf of Mexico, *en* Buffler, R., Schlager, W., *et al.*, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*: Washington, U.S. Government Printing Office, 77, 715-738.
- Sánchez-Arango, J., Fernández Rodríguez, G., Blanco Bustamante, S., Fernández Carmona, J., 1985, Sobre la posición estratigráfica en Cuba de la biozona *Globorotalia palmerae* Bolli 1957 y su importancia en la edad del sobrecorrimiento principal en Cuba occidental: *Revista Tecnológica*, 15(1), 19-31.
- Schafhauser, A., Stinnesbeck, W., Holland, B., Adatte, T., Remané, J., 2003, Lower Cretaceous pelagic limestones in southern Belize: Proto-Caribbean deposits on the southeastern Maya Block, *en* Bartolini, C., Buffler, R., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 79, 624-637.
- Segura-Soto, R., Millán, E., Fernández, J., 1985, Complejos litológicos del extremo noroccidental de Cuba y sus implicaciones estratigráficas de acuerdo a los datos de perforaciones profundas: *Revista Tecnológica*, 15(1), 32-36.
- Somin, M., Millán, G., 1981, Geología de los complejos metamórficos de Cuba [en ruso]: Moscú, Nauka, 219 p.
- Tada, R., Iturralde-Vinent, M., Matsui, T., Tajika, T., Oji, T., Goto, Y., Nakano, Y., Takayama, H., Yamamoto, S., Kiyokawa, S., Toyoda, K., García-Delgado, D., Díaz-Otero, C., Rojas-Consuegra, R., 2003, K/T boundary deposits in the Pale-western Caribbean Basin, *en* Bartolini, C., Buffler, R., Blickwede, J. (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, 582-604.
- Tozer, R., Butler, R., Chiappini, M., Corrado, S., Mazzoli, S., Speranza, F., 2006, Testing thrust tectonic models at mountains fronts: where was the displacement gone?: *Journal of the Geological Society London*, 163(1), 1-14.
- Vera-Torres, J., 1994, *Estratigrafía. Principios y Métodos*: Madrid, Editorial Rueda, 806 p.

Manuscrito recibido: Enero 9, 2008

Manuscrito corregido recibido: Mayo 7, 2008

Manuscrito aceptado: Mayo 27, 2008