

# El magmatismo jurásico (caloviano? - oxfordiano) de Cuba occidental: ambiente de formación e implicaciones regionales

Jorge L. COBIELLA-REGUERA

*Departamento de Geología, Universidad de Pinar del Río, Martí 270. Pinar del Río, Cuba.*

**ABSTRACT.** *Jurassic (Callovian?- Oxfordian) magmatism of western Cuba: environment of formation and regional implications.* Basaltic flows and mafic intrusions in the Jurassic deposits of the northamerican passive paleomargin in the Guaniguanico mountains (western Cuba) are particularly abundant in sierra del Rosario where El Sábalo Fm. (Callovian?- Oxfordian) is composed of these rocks. Similar lithologies occur at the same stratigraphical level, dominantly in the Cangre belt and in northwestern Pinar del Río province. An analogous situation is present in the Escambray massif of central Cuba where La Chispa Fm., a Jurassic palaeomargin deposit, contains greenschist intercalations derived from mafic rocks. At Cabo Catoche, southeastern Gulf of Mexico, not far from Cuba, diabase dykes, with radiometric ages of 163 and 165 Ma intrude thin continental crust. All these phenomena can be related to the effects of Pangea fragmentation in the Gulf of Mexico-Caribbean region. Three epochs of basic magmatism related to dispersal of Pangea can be distinguished. The first, Late Triassic-Early Jurassic, is linked to the genesis of continental rifts. The second, Callovian-Oxfordian and the third, Tithonian-Early Cretaceous, are igneous events in the young continental margin. The Cuban ophiolites possibly also began to form in the Late Jurassic, as a result of this general continental break up, although the process of oceanic lithosphere building could have lasted until the Early Cretaceous.

## Introducción

El magmatismo básico jurásico asociado al margen continental divergente mesocenoico de Cuba septentrional es un evento geológico sobre el cual es muy escasa la información en la literatura (Iturralde-Vinent 1988c, Pszczolkowski y Albear 1983, Cobiella-Reguera 1992). Las más importantes manifestaciones de este fenómeno se presentan en Cuba occidental.

En recientes reconstrucciones paleogeográficas y modelos evolutivos del golfo de México realizados por autores no familiarizados con la geología de Cuba, los datos sobre Cuba occidental han sido total o casi totalmente ignorados (Pindell 1985, Salvador 1987). En otros casos se ha tenido en cuenta esa información, pero no se disponía entonces de datos precisos sobre la edad y extensión del magmatismo máfico jurásico (Iturralde-Vinent 1988c, Pszczolkowski 1987).

A partir de 1988 el autor ha trabajado en la sierra de Rosario (Fig. 1) y ha podido estudiar excelentes afloramientos de rocas máficas jurásicas. Parte de los resultados obtenidos se encuentran en dos artículos (Cobiella-Reguera 1992, Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa). Incentivado por estos primeros hallazgos en torno a dichos fenómenos el autor realizó una indagación en la literatura sobre otras áreas de Cuba occidental y más tarde sobre el resto de Cuba y territorios cercanos, buscando evidencias de eventos similares. El artículo contiene los resultados de esta búsqueda así como especulaciones sobre el papel e importancia del evento magmático jurásico en la evolución geológica regional.

Este trabajo se limita al estudio del magmatismo máfico y, por tanto, no incluye a los granitos jurásicos del norte de Cuba central (Pszczolkowski 1986, Renné *et al.* 1989).

## Geología de la Cordillera de Guaniguanico

El territorio de Cuba forma parte de la placa norteamericana. A lo largo de buena parte del norte de Cuba se presenta una faja de rocas mesocenoicas acumuladas en el paleomargen continental divergente (pasivo) de la América del Norte entre el Jurásico y el Eoceno temprano (Fig. 1), deformadas durante los eventos tectónicos de fines del Cretácico y Paleógeno. Cuba occidental contiene en la cordillera de Guaniguanico los más extensos afloramientos de dicho margen (Figs. 2 y 3). Por el sur, las secuencias de Guaniguanico son cortadas por la falla Pinar que las separa de la cuenca Los Palacios, rellena en buena medida por los productos de la erosión de las montañas situadas al norte. La falla Pinar es una dislocación tectónica de larga duración y posibles cambios en la naturaleza de los movimientos según ella.

La columna estratigráfica del margen continental en Cuba occidental (provincia de Pinar del Río) se inicia con la Fm. San Cayetano (Fig. 4), secuencia terrígena constituida por areniscas cuarzosas y cuarzo-feldespáticas, argilitas y limolitas, con escasas intercalaciones de calizas hacia su techo.

La unidad tiene un espesor considerable, aunque imposible de precisar. Las capas más altas son oxfordianas (Pszczolkowski 1978). La Fm. San Cayetano es un depó-

sito deltaico complejo, acumulado en múltiples paleoambientes (Haczewski 1976, 1987), que van de continental a hemipelágico, incluyendo abanicos submarinos. Hacia la parte alta de la formación se presentan intercalaciones de mafitas en el noroeste de Pinar del Río (zona Esperanza).

En la sierra de los Organos (Fig. 3), la Fm. San Cayetano es cubierta concordantemente por los depósitos carbonatados-terrágenos de la Fm. Jagua (Pardo 1975, Pszczolkowski 1978) del Oxfordiano medio-superior, la cual es cubierta, también concordantemente, por los sedimentos calcáreos someros del Mb. San Vicente (Oxfordiano superior?-Tithoniano inferior) de la Fm. Guasasa. Sobre estas capas se disponen los sedimentos mayormente calcáreos, pero de aguas más profundas, de la parte alta de dicha formación y de la Fm. Pons, que comprenden hasta finales del Cretácico Inferior o inicios del Cretácico Superior.

Posiblemente una discordancia separa a estas capas de las de la Fm. Peñas del Cretácico Superior alto, la cual también yace discordante bajo la Fm. Ancón (calizas de aguas profundas) del Paleoceno Superior-Eoceno Inferior. El corte de la sierra de los Organos culmina con los sedimentos terrígenos (mayormente olistostromas severamente tectonizados de la Fm. Manacas (Paleoceno Superior-Eoceno Inferior) (Fig. 4).

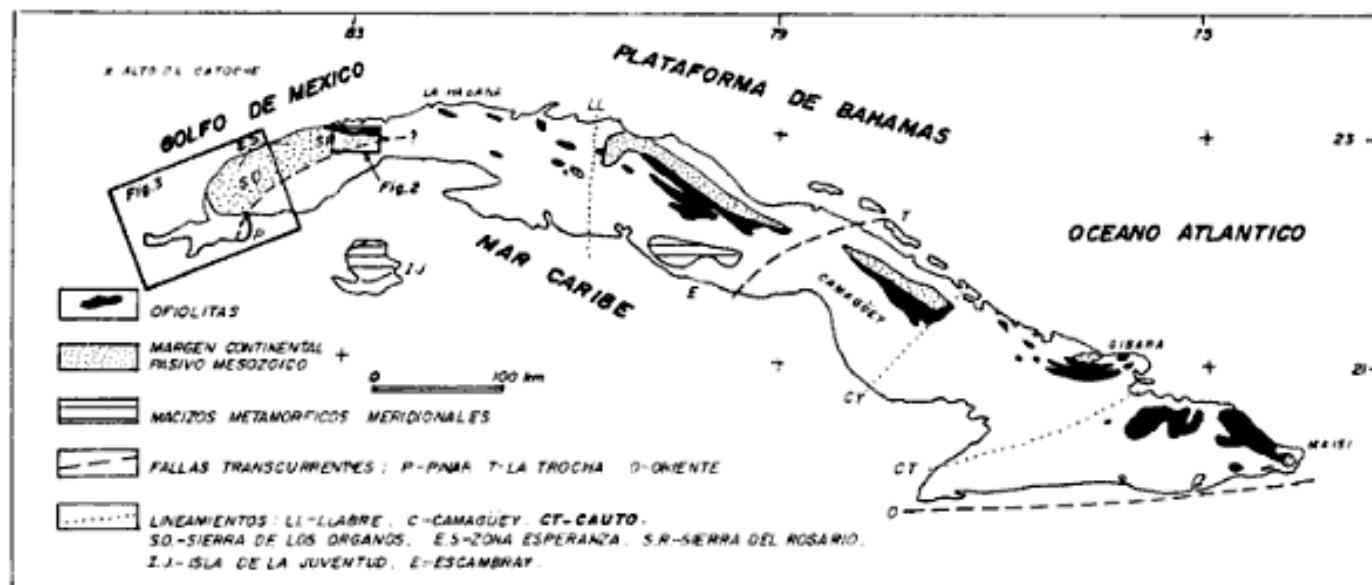
En la sierra del Rosario (Figs. 2 y 5) el corte que se dispone sobre la Fm. San Cayetano (Fig. 4) varía en diferentes *nappes*. En aquéllos que ocupan una posición más meridional (y naturalmente más baja), la Fm. San Cayetano es cubierta concordantemente por los sedimentos principalmente calcáreos, profundos, de la Fm. Artemisa (Pszczolkowski 1978) de edad oxfordiana-berriasiana, en tanto que en los *nappes* situados hacia la

parte central de la sierra, por debajo de la Fm. Artemisa se dispone la secuencia de mafitas con intercalaciones sedimentarias de la Fm. El Sábalo, que alcanza un máximo de varios cientos de metros de espesor. Ocasionalmente entre las formaciones San Cayetano y Artemisa se disponen las capas transicionales de la Fm. Francisco (Pszczolkowski 1978).

El corte que yace sobre la Fm. Artemisa está compuesta por sedimentos de aguas cada vez más profundas entre el Berriasiano y Cenomaniano (formaciones Polier y Santa Teresa), con un ligero ascenso entre el Albiano y Cenomaniano (Fm. Carmita). Una discordancia estratigráfica parece separar los sedimentos calcáreos y silíceos de la Fm. Carmita de las capas suprayacentes de la Fm. Moreno, depósito que contiene abundantes clastos volcánicos en sus areniscas. Sobre esta última unidad yacen las brechas calcáreas de la Fm. Cacarajicara. El corte paleogénico de Guaniguanico oriental es similar al de la sierra de los Organos, pero la Fm. Ancón está pobremente representada.

La llamada zona Esperanza (Fig. 3) en el noroeste de Pinar del Río (Somin y Millán 1981, Segura *et al.* 1985) parece poseer un corte estratigráfico muy similar al de sierra del Rosario, aunque la compleja estructura, escasos afloramientos y falta de correlación entre los datos del subsuelo y superficie han dado lugar a otras interpretaciones (Segura *et al.* 1985).

El corte estratigráfico de las Alturas Pizarrosas del Norte y Sur está dominado por la Fm. San Cayetano. En el borde meridional de las Alturas Pizarrosas del Sur se dispone el llamado cinturón Cangre (Fm. Arroyo Cangre en Fig. 3), formado por varios *nappes* de metamorfitas, con un corte estratigráfico parecido, pero no idéntico al de sierra de los Organos (Figs. 3 y 4).



**Figura 1:** Distribución en superficie de algunas grandes unidades tectónicas mesocenoicas de Cuba. La cordillera de Guaniguanico comprende el paleomargen continental del extremo occidental de Cuba.

En conjunto el espesor de los depósitos del margen continental mesocenoico es del orden de los 2500-3000 m, de los cuales al menos unos 1500 m pertenecen a la Fm. San Cayetano y sus equivalentes metamorizados.

Las secuencias de Guaniguanico fueron deformadas durante los movimientos del Paleógeno temprano, dividiéndose en numerosos nappes que se desplazaron hacia el norte y noroeste. Estructuralmente los nappes de sierra del Rosario, las Alturas del Norte y Sur y el cinturón Cangre ocupan las posiciones más elevadas de todo el gran paquete de escamas tectónicas de la cordillera, en tanto que las unidades tectónicas más profundas yacen en la sierra de los Organos. El espesor del paquete de mantos es enorme. El pozo Pinar 1, perforado en la sierra de los Organos, alcanzó los 5200 m de profundidad sin salir de los cortes característicos para dicha región, los cuales se repiten varias veces en la columna de la perforación. El pozo Dimas 1 (Fig. 3), perforado en la "zona Esperanza", halló evidencias de sobrecoorrimientos a los 4000 m de profundidad (Segura *et al.* 1985).

Al norte de sierra del Rosario los nappes con rocas del margen continental distensional son cubiertos tectónicamente por ofiolitas y volcanitas cretácicas (Fig. 2). Todos estos mantos tectónicos se originaron en el Terciario temprano.

## La Formación El Sábalo

En Cuba occidental se registran varios cortes de mafitas jurásicas. El caso más notable conocido es el de la Fm. El Sábalo (Pszczolkowski y Albear 1983, Pszczolkowski 1989, 1994, Cobiella-Reguera 1992).

La Fm. El Sábalo es la unidad estratigráfica más recién reconocida en sierra del Rosario. Hasta hace pocos años su edad, posición estratigráfica y tectónica habían sido oscuras. Como Fm. El Sábalo Pszczolkowski (1989, 1994) propuso distinguir las rocas de la hasta entonces "secuencia vulcanógeno-sedimentario de la sierra del Rosario" (Pszczolkowski y Albear 1983). La unidad está constituida por diabasas y basaltos con intercalaciones de espesor variable de sedimentos carbonatados y terrígenos. Un corte muy representativo aparece en la carretera de montaña, al norte de Soroa (Fig. 6), en su localidad tipo. En este punto los cuerpos de mafitas, entre los que predominan los *sills*, alcanzan hasta 30 m de potencia, en tanto que las intercalaciones sedimentarias no pasan de varios metros de potencia.

Las diabasas y, en menor medida, los basaltos son las litologías predominantes. Las primeras son rocas densas, oscuras, con textura ofítica, a veces mirmequítica. Las plagioclasas son del tipo andesina-labrador ( $An_{44-52}$ ), aunque pueden llegar a andesina en algunos casos,

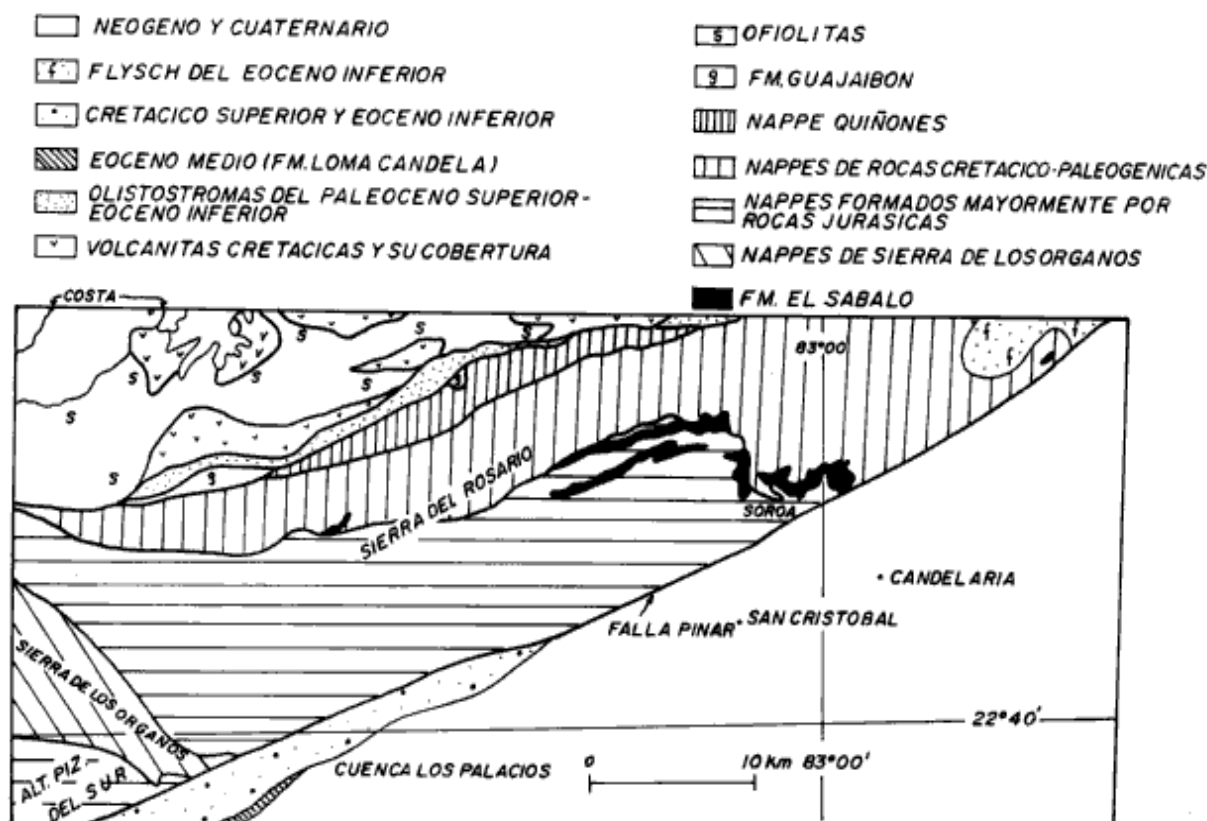


Figura 2: Esquema tectónico de la porción oriental de la cordillera de Guaniguanico. Datos tomados del mapa geológico de Cuba, escala 1: 250.000 de 1988.

posiblemente debido a procesos de albitización (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa). La augita es el máfico predominante aunque también está presente la pigeonita. Como minerales accesorios se registran la titanomagnetita y la esfena. En algunas muestras las rocas presentan diferentes procesos de alteración (prehnitización, cloritización, saussuritización, carbonatización, silicificación).

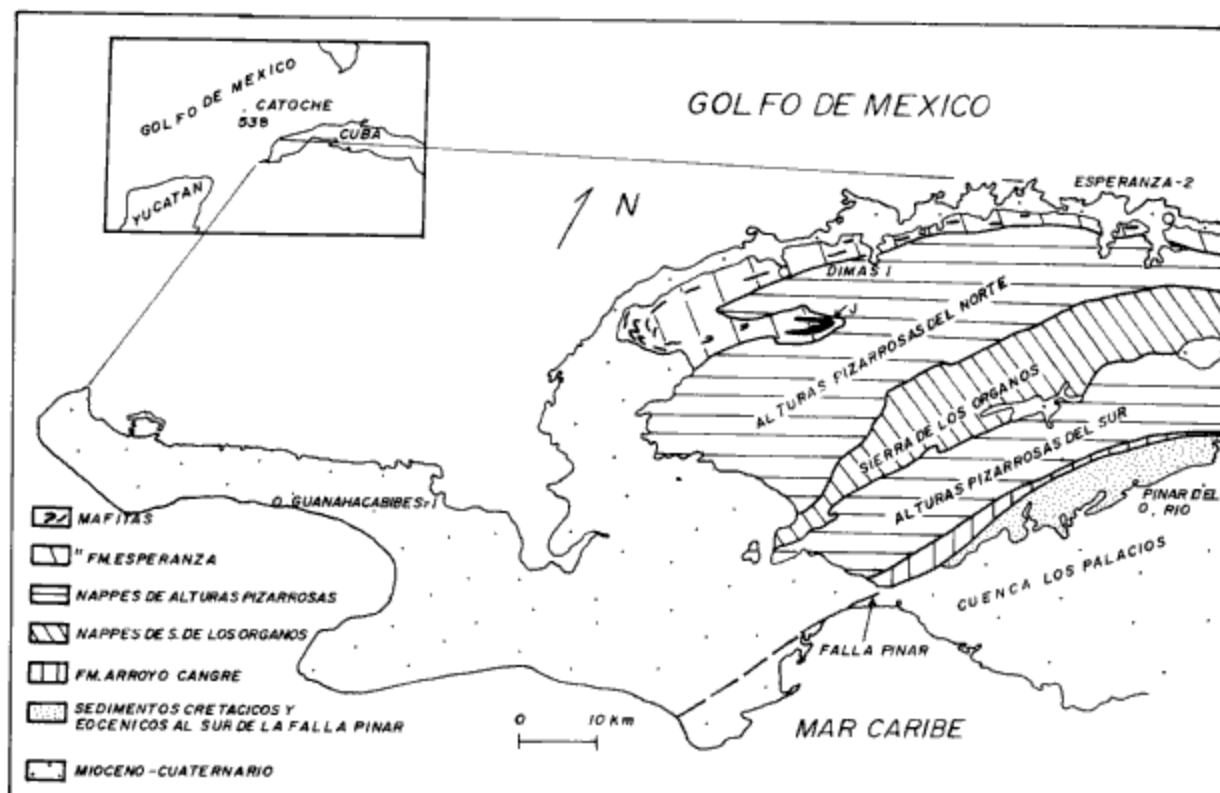
Los basaltos presentan almohadillas (*pillows*), aunque éstas aparecen también en algunas diabasas. Las plagioclasas son el mineral más abundante, llegando a formar fenocristales. El máfico más representado es la augita. Pueden presentarse amígdalas de hasta 0,3 mm. Entre las alteraciones presentes están la carbonatización, prehnitización, cloritización y epidotización (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa).

Los resultados de 17 análisis químicos de basaltos y diabasas se muestran en la Tabla 1. De acuerdo a la clasificación de Le Bas *et al.* (1986), las muestras pertenecen mayoritariamente al campo del basalto. Las andesitas registradas posiblemente se deban a la presencia de sílice secundaria. Estos resultados y los de los diagramas de Mc Donald y Katsura (1964) (Fig. 7a) permiten inferir una tendencia subalcalina en las muestras. En los diagramas A F M, la totalidad de las muestras pertenecen al campo tholeítico (fig. 7b), en tanto que en el diagrama de Miyashiro (1974) casi todas las muestras pertenecen a los basaltos oceánicos (Fig. 7c) (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa).

Las rocas sedimentarias forman un componente menor en la Fm. El Sábalo, registrándose como intercalaciones cuyo espesor fluctúa desde centímetros hasta paquetes de unos 15 m de potencia. En todos los casos los sedimentos forman lechos bien estratificados. Las rocas terrígenas finas y las calizas son las variedades de sedimentos más abundantes y todas se caracterizan por su coloración oscura (gris oscura a negra) cuando frescas, debido a la abundancia de materia orgánica y/o sulfuros de hierro finamente diseminados. Las rocas terrígenas presentan un cierto metamorfismo que permite considerarlas como metaargilitas y metalimolitas, en tanto que las calizas contienen diversas variedades: micritas, microesparitas y esparitas. La recristalización por efecto del metamorfismo de contacto se aprecia muy bien en las calizas, en tanto que en los sedimentos terrígenos se presentan corneanas. Además de las citadas litologías aparecen con cierta frecuencia dolomitas (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa).

La distribución de las intercalaciones sedimentarias en la vertical muestra que hacia las partes bajas de la formación están presentes casi exclusivamente sedimentos terrígenos, en tanto que más arriba los sedimentos calcáreos ganan en importancia (Fig. 6). Este cambio en el fondo sedimentario tiene trascendencia regional, como se apreciará más adelante.

Uno de los aspectos más notables de la Fm. El Sábalo son las deformaciones sinsedimentarias (Cobiella-Reguera 1992), fenómeno que se registra en diversas



**Figura 3:** Esquema tectónico de la porción occidental de la cordillera de Guaniguanico. Datos tomados del mapa geológico de Cuba, escala 1: 500.000 de 1985. En el inserto se ubica el alto de Catoche según Schlager y Buffler 1984.

SERIE	PISO	ALTURAS PIZARRASAS	CINTURON CANGRE	SIERRA DE LOS ORGANOS	SIERRA DEL ROSARIO	QUINONES	GUAJAIBON
PALEOGENO	Pg <sub>2</sub> <sup>2</sup>						
	Pg <sub>2</sub> <sup>1</sup>					Fm. Capdevila	
	Pg <sub>1</sub> <sup>2</sup>						
	Pg <sub>1</sub> <sup>1</sup>		Fm. Ancon	Fm. Manacas			
CRETACICO	M			Fm. Peñas	Fm. Cacarajicara	Fm. San Miguel	
	Cp				Fm. Moreno		
	St						
	Cn						
	T						
	Cm				Fm. Carmita	Fm. Pina-lilla	
	AL						
	A						
	Bm						
	H						
	V						
	Be						
JURASICO	T						
	Km		Mb. San Vicente	Mb. San Vicente	Mb. El Americano		
	O		Fm. Jagua		Fm. Artemisa		
	C				Fm. Francisco	Fm. El Sabalo	
		Fm. San Cayetano	Fm. Arroyo Cangre	Fm. San Cayetano	Fm. San Cayetano		

Dib: C.R.Tremouilles

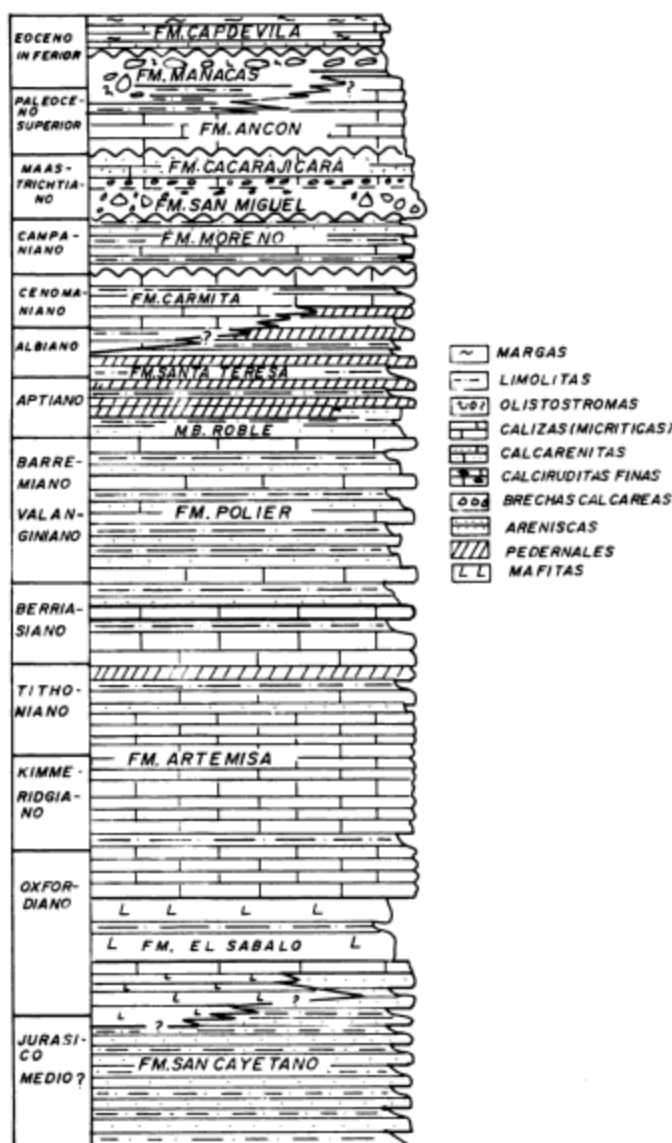
Figura 4: Tabla de correlación estratigráfica de los depósitos mesocenoicoicos de la cordillera de Guaniguanico.

escalas. En numerosos afloramientos fueron detectadas fallas normales sinsedimentarias, con desplazamientos a menudo centimétricos (Fig. 8), pero que pueden alcanzar más de una decena de metros. Algunos de estos planos de falla fueron medidos y su yacencia original determinada a través de la falsilla de Wulff. El número limitado de observaciones (8) no permite especulaciones sólidas, pero sugiere un rumbo principal OSO-ENE para las dislocaciones.

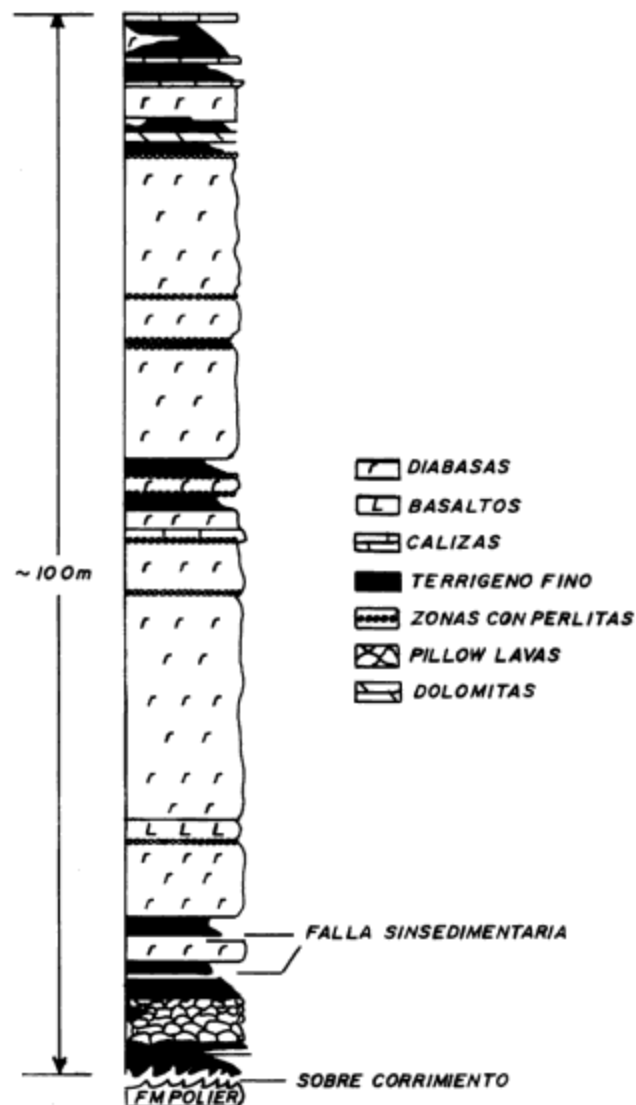
Los pliegues sinsedimentarios van desde milímetros a metros de amplitud. Bajo el microscopio se aprecian en las calizas plieguecillos complejamente dislocados. En ocasiones entre los sedimentos se presentan laminillas cloríticas plegadas (a veces muy meteorizadas) que parecen ser el testimonio de finas inyecciones de magma máfico entre las capillas sedimentarias. Los fenómenos

anteriores son un buen indicio de la presencia de movimientos gravitacionales según la pendiente en que se acumuló la Fm. El Sábalo. El complicado plegamiento de mafitas y sedimentos (Fig. 8) y la no extensión de las fallas normales (que desplazan los sedimentos) a los basaltos y diabasas indican que, al formarse estas estructuras, las mafitas poseían una viscosidad muy baja, que no permitía la apertura de grietas en su masa. La deformación conjunta de mafitas y sedimentos puede explicarse suponiendo que el peso de los derrames de lava, que se movían sobre un lodo parcialmente consolidado, provocó el hundimiento y mezcla del magma con los sedimentos (Cobiella-Reguera 1992) (Fig. 9).

La composición petrográfica y rasgos petroquímicos de las mafitas, conjuntamente con sus formas de yacencia, evidencia que el magmatismo de la Fm. El Sábalo es de



**Figura 5:** Columna estratigráfica de la sierra del Rosario (mitad suroriental). Sin escala.



**Figura 6:** Columna geológica de la Fm. El Sábalo en la carretera de montaña, al noroeste de Soroa. Más del 80% del espesor de la unidad en este corte son cuerpos intrusivos.

**Tabla 1:** Análisis químicos de rocas máficas de la Fm. El Sábalo

Nº Muest.	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MnO
1	50,29	13,56	6,23	7,89	9,50	7,54	0,33	3,02	1,42	0,10	0,11
2	57,26	11,78	6,10	6,17	8,20	6,86	6,44	1,91	1,15	0,082	0,031
3	52,32	14,66	3,85	4,34	12,60	3,62	0,05	2,73	0,64	0,03	0,15
4	51,44	14,15	6,84	5,94	9,41	7,75	0,05	2,90	1,19	0,08	0,17
5	56,61	12,24	6,74	5,58	8,39	6,44	0,05	2,45	1,25	0,08	0,16
6	52,35	16,12	3,81	6,71	7,22	6,75	0,05	5,22	0,96	0,063	0,14
7	51,63	12,38	7,80	6,90	9,88	6,3	0,15	2,92	1,62	0,095	0,33
8	48,79	13,20	7,56	7,92	14,35	7,96	0,11	4,04	0,84	0,085	0,15
9	48,31	13,43	4,55	6,01	14,88	7,85	0,0055	3,71	0,95	0,071	0,19
10	49,78	14,13	4,73	6,87	11,81	8,95	0,054	2,49	0,92	0,070	0,20
11	49,01	13,56	3,33	8,12	12,71	9,00	0,053	3,02	0,93	0,066	0,20
12	50,54	13,73	4,48	7,24	11,76	7,63	0,053	3,39	0,92	0,062	0,18
13	50,79	13,21	4,84	0,64	8,69	10,9	0,19	3,61	0,19	0,066	0,15
14	49,52	14,30	4,20	6,29	12,95	8,86	0,055	3,29	0,97	0,068	0,18
15	50,67	13,53	4,91	8,40	11,30	7,21	0,053	2,38	1,14	0,21	0,20
16	51,77	15,59	2,97	8,10	10,08	7,10	0,35	2,51	1,16	0,18	0,19
17	50,00	15,50	5,08	4,52	10,00	10,39	0,17	3,50	0,63	0,15	0,056
media	51,24	13,83	4,88	6,69	10,80	7,71	0,48	3,13	1,03	0,09	0,16

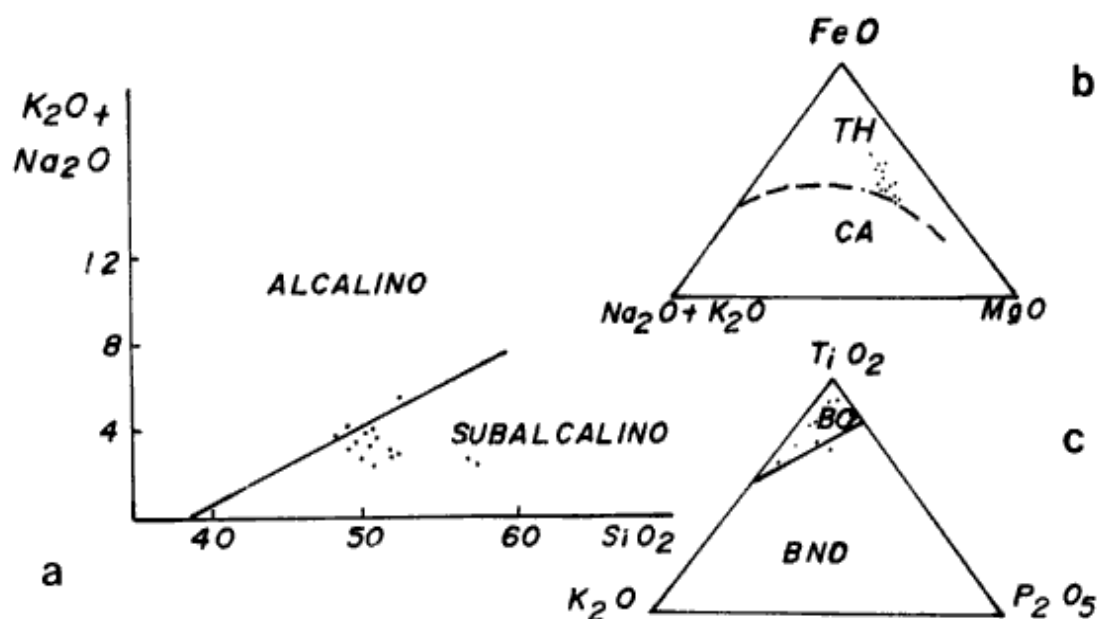
Nota: Datos de núcleos de pozos de perforación de la Empresa Geólogo-Minera de Occidente en sierra del Rosario.

carácter fisural, originado en condiciones distensionales. Las rocas sedimentarias se formaron en un ambiente reductor, atestiguado por la abundancia de materia orgánica y la pirita singenética. La composición cuarzosa de las metalimolitas y la ausencia de piroclastitas y granos volcánicos evidencian una fuente de aporte con corteza continental. Todos estos hechos y los fenómenos de deslizamiento gravitacional apuntan hacia la acumulación de la formación en el talud de un margen continental distensional (pasivo), como parte del gran complejo de delta-abanico submarino en que sedimentó la Fm. San Cayetano (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa).

Es de destacar que las condiciones reductoras en la cuenca oxfordiana, unidas posiblemente al magmatismo contemporáneo, hacen de este intervalo uno particularmente favorable para la localización de mineralización pirítica-polimetálica. El yacimiento Santa Lucía es de esta edad (Zhidkov y Jalturin 1976).

#### Edad de la Fm. El Sábalo. Correlación

La compleja tectónica de la sierra del Rosario y la relativa escasez de fósiles en la formación, impidieron



**Figura 7:** Diagramas petroquímicos de las rocas ígneas de la Fm. El Sábalo (tomado de Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa)



durante algún tiempo precisar su posición estratigráfica (Pszczolkowski y Albear 1983, Piotrowski 1987, Pszczolkowski 1989, Cobiella-Reguera 1992). Los hallazgos fosilíferos de los últimos años han permitido definir bastante la edad de sus capas. De acuerdo a Pszczolkowski (1994), en la formación se encuentran los siguientes taxa: *Globochaete alpina* Lombard, *Didemnoidea* *moreti* Durand Delga, *Didemnoidea* sp., *Didemnum carpaticum* Misik et Borza, *D. minutum* Bonet et Benvenitte-Velázquez, *Colomisphaera* cf. *nagyi* Borza, *C.* cf. *pieninsensis* Borza, *Colomisphaera* sp., *Calcioidinelloidea*, foraminíferos bentónicos (Lituolida). En opinión de este geólogo el conjunto indica una edad jurásica.

En muestras determinadas por G. Furrázola y José Fernández, estos paleontólogos reportan *Globochaete alpina* Lombard, *Didemnoidea* *moreti* Durand Delga y *Cadosinidae*.

En contacto con la Fm. El Sábalo entran diferentes unidades. Pszczolkowski señala que en el *nappe* Belén-Vigoa ella es cubierta por la Fm. Artemisa. El presente autor ha visitado diferentes localidades donde pueden suponerse idénticas relaciones. Por otra parte, Pszczolkowski en un trabajo inédito (comunicación escrita 1989) reporta, al norte de Cinco Pesos, un pequeño espesor de litologías tipo Fm. San Cayetano que cubre a las mafitas de la Fm. El Sábalo. Las rocas tipo San Cayetano son sobreyacidas aquí por la Fm. Artemisa. Es notable que en ninguna parte de la sierra del Rosario se conoce un contacto basal no tectónico de la Fm. El Sábalo, debido a que dicha superficie sirvió como plano de despegue tectónico durante los sobrecorrimentos del Terciario temprano.

A partir de su contenido paleontológico y posición estratigráfica, las capas de la Fm. El Sábalo deben pertenecer al Oxfordiano, al menos la parte alta de la unidad (Pszczolkowski 1994, Tabla 1). La formación ocupa en la sierra del Rosario una posición en parte similar a la de la Fm. Francisco, unidad oxfordiana transicional entre las formaciones San Cayetano y Artemisa (Pszczolkowski 1978). Hacia el oeste su equivalente cronológico (parcial) es la Fm. Jagua, aunque es posible que puedan incluirse en esta correlación los estratos superiores de la Fm. San Cayetano. En el cinturón Cangre la unidad parece ser correlacionable tanto con la Fm. Jagua metamorfozada, en la cual se han hallado amonites oxfordianos (Piotrowski 1987), como con la Fm. Arroyo Cangre en la cual, al igual que en la Fm. Jagua metamorfozada, hay cuerpos de metavulcanitas. La figura 10 expresa esquemáticamente las relaciones estratigráficas aquí propuestas para las formaciones con mafitas jurásicas de la cordillera de Guaniguanico.

### Otras rocas máficas jurásicas de Cuba occidental

Somin y Millán (1981) designaron como cinturón Cangre

una faja de metamorfitas generadas en condiciones de alta relación presión/temperatura (Fig. 3). Los protolitos originales son cortes litológicamente parecidos a las formaciones San Cayetano, Jagua y el Mb. San Vicente de la Fm. Guasasa, con la diferencia de que en las unidades más antiguas hay intercalaciones de metadiabasas y otras rocas máficas. El equivalente de la Fm. San Cayetano, con un mayor aporte calcáreo, se conoce aquí como la Fm. Arroyo Cangre (Piotrowski 1987), la cual contiene dos horizontes de metabasitas. En el inferior aparecen finas intercalaciones de rocas, consideradas por dicho autor como metatufitas. Sobre estas capas se dispone un cuerpo de varios metros de potencia de gabros metamorfozados, con una composición mineralógica y alteraciones muy similares a las descritas para la Fm. El Sábalo.

El segundo horizonte, según se infiere de los datos de Piotrowski (1987), está situado varios cientos de metros estratigráficamente por encima del primero, muy cerca del contacto con la sobreyacente Fm. Jagua. Este horizonte contiene algunas intercalaciones decimétricas de rocas cuyos protolitos dicho autor considera como lamprófidos (*monchikita*).

Somin y Millán (1981) presentan una situación similar a la planteada por Piotrowski, aunque con algunos matices propios. De acuerdo a ellos, en la parte baja de la Fm. Arroyo Cangre se ubica un paquete de metavulcanitas máficas concordantes, metaareniscas, mármoles y algunas metasilitas. En las rocas máficas metamorfozadas distinguen los siguientes protolitos: tobas y tobas-aglomerados, lavas, diabasas y gabroides. El segundo horizonte reportado por Piotrowski (1987) no es descrito por Somin y Millán. Recientemente G. Millán (comunicación personal 1994), informó al autor que en todo el corte de la Fm. Arroyo Cangre se pueden encontrar intercalaciones de gabros y diabasas metamorfozados y que en dicha unidad no ha registrado metabasaltos o piroclastitas metamorfozadas, como originalmente se reportó.

De acuerdo a Piotrowski, el tercer horizonte, poco potente, se presenta cerca de la base de la Fm. Jagua y está compuesto por metatufitas sobre las que yacen algunas capas centimétricas de metavulcanitas con estructura traquítica, carbonatizadas, albitizadas y cataclastizadas, que este geólogo considera traquibasaltos. A este mismo nivel Somin y Millán señalan la presencia de un cuerpo de diabasas metamorfozadas. En la Fm. Jagua, cerca del tercer horizonte, se han hallado amonites (*Perisphinctidae*) que atestiguan su edad oxfordiana. Por otra parte, no hay huellas de magmatismo en las calizas metamorfozadas del Mb. San Vicente (Piotrowski 1987). Todo esto es un buen testimonio de la edad tope oxfordiana del magmatismo.

Durante los años 70, en el noroeste de Pinar del Río, fue distinguida la llamada zona Esperanza. La individualización de este corte se apoya en supuestas diferencias con la estratigrafía de sierra de los Organos y Rosario. Sin embargo, investigaciones posteriores han



evidenciado que unidades características de la sierra del Rosario se extienden hacia el noroeste y forman parte del corte de áreas previamente incluidas en la zona Esperanza (Somin y Millán 1981). Desde principios de los años 70 en los trabajos de mapeo geológico, tanto en superficie como en el subsuelo, se hallaron numerosos cuerpos de mafitas mayormente localizados en la llamada Fm. Esperanza (Cherepanov 1971, Burov *et al.* 1986, Laverov 1985). En la Fig. 3, que es un esquema realizado a partir del mapa geológico de Cuba a escala 1: 500.000, se muestra la ubicación regional de las mafitas, se aprecia la yacencia concordante general de estos cuerpos, lo cual se manifiesta más claramente aún a escalas más detalladas (véase Laverov 1985, fig. 38).

De mucho interés para el estudio del magmatismo máfico en el noroeste de Pinar del Río son los datos aportados por los núcleos de varios pozos profundos, perforados en la búsqueda de hidrocarburos. La Fig. 11 es una interpretación esquemática de la columna de dos de estos pozos (Los Arroyos 1 y 2) realizada por el autor (Cobiella-Reguera *et al.*, en prensa). Además en la figura está presente la columna del pozo Guanahacabibes 1, realizada a partir de los datos de Segura *et al.* (1985). En los pozos Los Arroyos 1 y 2 se aprecia que las intercalaciones de mafitas se disponen hacia la parte alta de la Fm. San Cayetano. La posición de dichas rocas en el pozo Guanahacabibes 1 (Fig. 3) es más oscura, pero cabe suponer que las mafitas son intercalaciones originalmente emparedadas entre los sedimentos de la Fm. San Cayetano (Fig. 11).

A pesar de las notables diferencias en las interpretaciones de la geología regional con respecto a las mafitas de la llamada zona Esperanza, puede concluirse que:

1. Las mafitas constituyen esencialmente cuerpos concordantes.
2. De acuerdo a los datos aportados principalmente por los pozos profundos, se nota una definida tendencia a la ubicación de las mafitas en la transición de los cortes terrígenos jurásicos (tipo Fm. San Cayetano) a los cortes carbonatados suprayacentes (tipo Fm. Artemisa), es decir una posición similar a la ocupada por la Fm. El Sábalo en la sierra del Rosario.

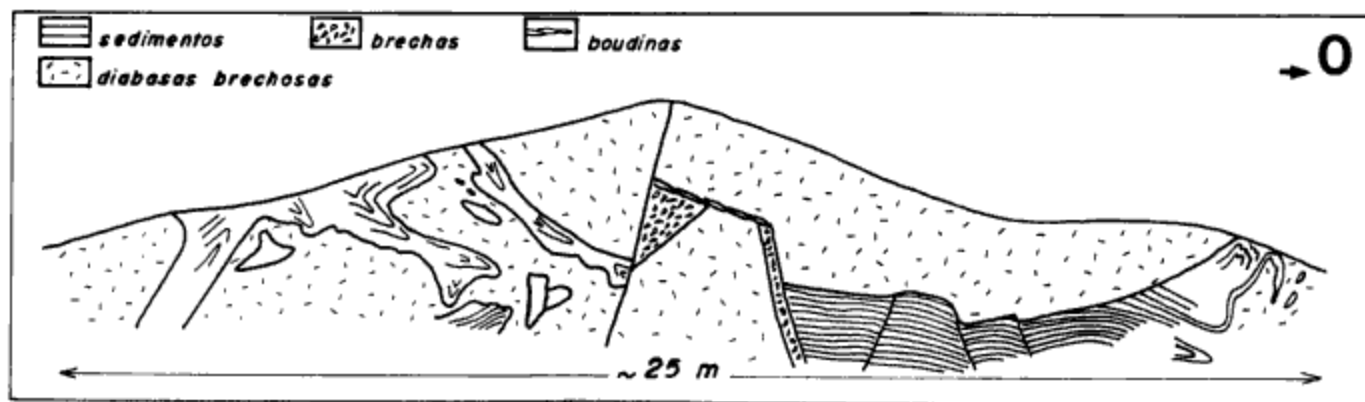
La ubicación de las mafitas en el pozo Puerto Esperanza 2 (Fig. 3) sugiere la presencia de otro episodio magmático más joven y de importancia subordinada, transcurrido durante el Cretácico Temprano. Este se ha registrado también en rocas de la Fm. Artemisa en sierra del Rosario, donde se han detectado aislados cuerpos de lavas basálticas en su Mb. Sumidero de edad berriasiana (Ortiz-Vivanco 1991).

De esta forma, la composición y posición estratigráfica de los cuerpos de mafitas de la llamada zona Esperanza y la sierra del Rosario es esencialmente la misma, es decir, en el noroeste de Pinar del Río existen evidencias a favor de un evento magmático caloviano?-oxfordiano (Fig. 10).

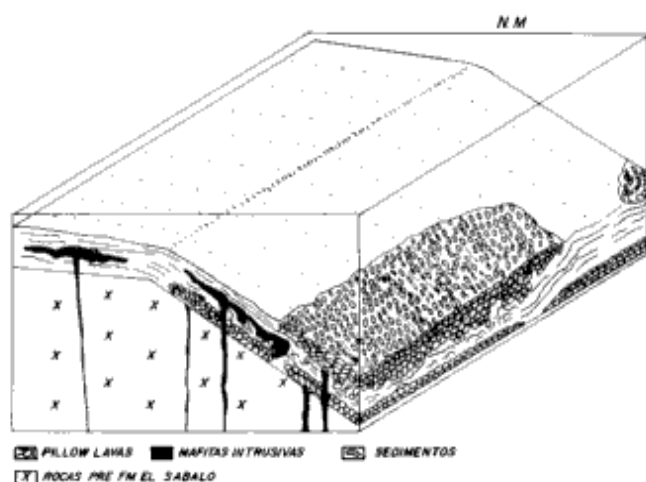
### Rocas magmáticas máficas correlacionables con la Fm. El Sábalo en otras partes de Cuba, el Golfo de México y el Mar Caribe

Hay evidencias de un magmatismo jurásico en otras localidades fuera de la provincia de Pinar del Río. En el sur de Cuba central se halla el macizo metamórfico del Escambray (Fig. 1) (Somin y Millán 1981). A partir de los años 60 se han realizado múltiples investigaciones en estas montañas. Uno de los resultados más notables obtenidos es el hallazgo de una secuencia de mármoles jurásicos, el Grupo San Juan, cerca de cuya base, en la Fm. Narciso, se registran amonites oxfordianos (Millán y Somin 1985). Por debajo del Gr. San Juan yace una secuencia metaterrígena cuyo protolito es muy similar a la Fm. San Cayetano. En la Fm. La Chispa, que forma parte de la secuencia metaterrígena, se presentan esquistos verdes con lawsonita (Fig. 12). Los protolitos principales de los esquistos son piroclástitas estratificadas aunque hay también lavas e intrusivos básicos (G. Millán, comunicación personal 1994).

Los datos arriba expuestos muestran que en el macizo del Escambray, a unos 300 km del extremo oriental de Guaniguanico, se presenta un corte estratigráfico jurásico muy parecido al de las montañas del occidente de Cuba,



**Figura 8:** Deformaciones sinsedimentarias en la Fm. El Sábalo en la carretera de montaña al noroeste de Soroa, municipio Candelaria (véase Fig. 2).

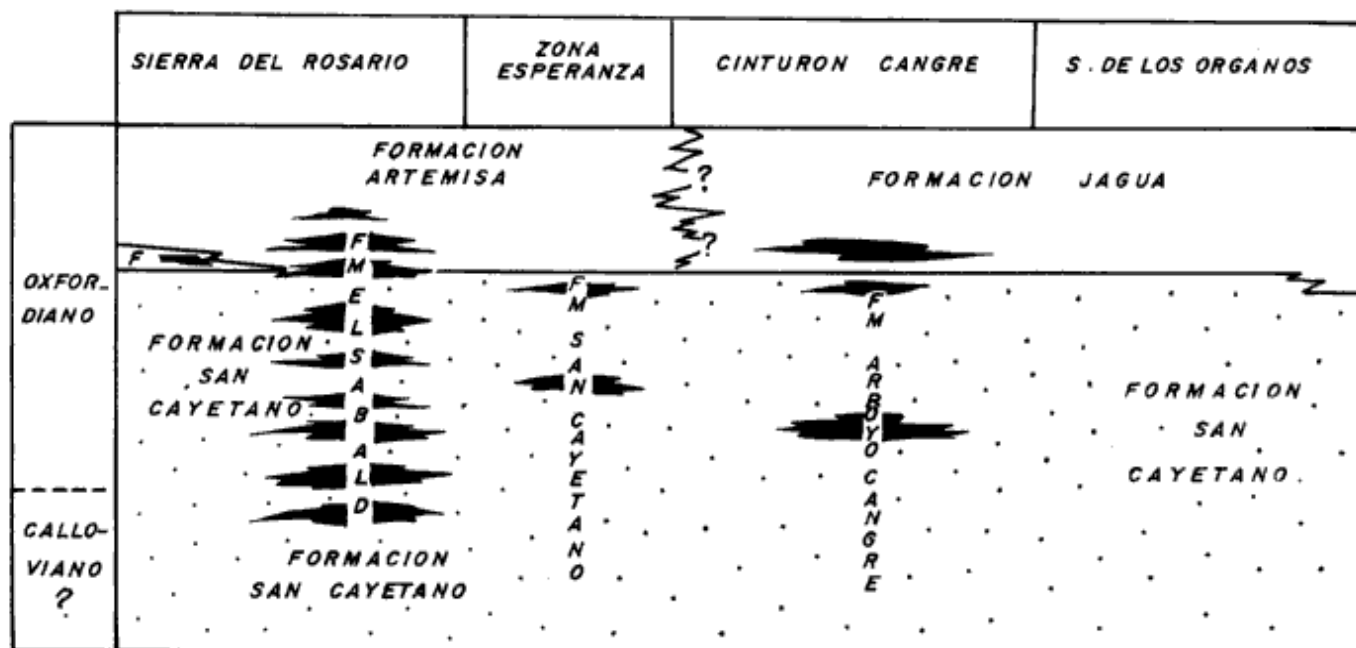


**Figura 9:** Bloque diagrama que ilustra el mecanismo propuesto para el emplazamiento de las mafitas de la Fm. El Sábalo en los sedimentos del talud continental.

pero metamorfozado en condiciones de elevadas presiones y moderadas temperaturas, hecho sobre el cual han llamado la atención muchos geólogos (Khudoley y Meyerhoff 1971), Somin y Millán 1981 y otros). La información obtenida en los últimos 25 años sugiere una mejor correlación litoestratigráfica entre los cortes jurásicos del Escambray, por un lado y sierra del Rosario y el cinturón Cangre por el otro, que entre los primeros y el corte jurásico "clásico" de Cuba occidental en sierra de los Organos con el cual se comparó originalmente (Furrazola *et al.* 1964).

La posición tectónica del Escambray es muy debatida

(Somin y Millán 1981, Millán-Trujillo 1990 y otros). En los últimos años ha ganado adeptos la idea de que el macizo pudiera ser el remanente, junto con las metamorfitas de la isla de la Juventud (Fig. 1), de un microcontinente meridional, atrapado al chocar con el arco volcánico cretácico cubano (Iturralde-Vinent 1988) incluso el resto de un terreno de origen suramericano (Mossakovski *et al.* 1986). En estas últimas interpretaciones las rocas del Escambray yacen tectónicamente debajo del posible basamento ofiolítico metamorfozado (Complejo Mabujina) del arco volcánico cretácico en Cuba central (cuyos afloramientos se ubican entre el Escambray y las ofiolitas) (véase Fig. 1), habiéndose desplazado las rocas del arco volcánico desde el norte por sobre el macizo Escambray (Iturralde-Vinent 1981, 1988a, Millán y Somin 1985), en tanto que a lo largo del norte de Cuba y, particularmente, en la cordillera de Guaniguanico, la inmensa mayoría de los investigadores son partidarios de un desplazamiento del sur hacia el norte de las ofiolitas y volcanitas cretácicas sobre las secuencias mesocenoicas del margen continental de América del Norte. Por tanto, aunque los cortes jurásicos del Escambray y Guaniguanico guardan muchas similitudes y, posiblemente, se originaron en una misma cuenca, o en cuencas vecinas influidas por un mismo régimen tectónico, su posición respecto a las ofiolitas y volcanitas cretácicas es marcadamente diferente. El primero debió ubicarse al sur del arco volcánico en tanto que las rocas de Guaniguanico se localizaron al norte de dicho arco y de las ofiolitas. La explicación más plausible es que el proceso de formación del arco volcánico cretácico y las ofiolitas está vinculado al desgarramiento y migra-



**Figura 10:** Tabla de correlación estratigráfica del intervalo Oxfordiano-Caloviano en Cuba occidental. Las áreas punteadas simbolizan los cortes terrígenos: las blancas, las secuencias mayormente calcáreas del Oxfordiano.

ción horizontal de un bloque continental original que contenía las secuencias de Guaniguanico y el Escambray, las cuales fueron separadas durante el proceso (Iturralde-Vinent 1988a, 1988b, ubica tanto el Escambray como Guaniguanico en una posición meridional respecto a la depresión oceánica después de la fragmentación).

El otro testimonio de rocas máficas jurásicas en Cuba se relaciona con cortes muy diferentes a los del margen continental distensional, pues proviene de anortositas del cinturón ofiolítico del norte de Cuba en la provincia de Camagüey (Fig. 1). Una muestra de estas rocas arrojó una edad radimétrica de  $160 \pm 24$  Ma por el método K-Ar (Somin y Millán 1981). La media de la determinación indica una edad oxfordiana según la Escala del Tiempo Geológico de la Geological Society of America (1983). Innegablemente la precisión de la determinación es baja, pero no deja de ser un dato de sumo interés cuando se relaciona con la información previamente discutida sobre la edad del magmatismo básico en Guaniguanico y el Escambray. Por otra parte, el rango de edades no está en contradicción con la limitada información sobre la edad de las ofiolitas cubanas (Iturralde-Vinent 1988b, 1989, Fonseca 1984, Somin y Millán 1981).

El posible solape temporal entre la edad de las ofiolitas y el magmatismo jurásico de Guaniguanico y de las montañas del Escambray puede implicar un vínculo genético entre ambos fenómenos.

Ya fuera del territorio cubano en el sudeste del golfo de México Schlager y Buffler (1984) reportan diques de diabasas en el alto de Catoche (Fig. 12) con edades radimétricas de 163 y 165 millones de años (Caloviano a límite Caloviano-Oxfordiano), que cortan la metamorfita del basamento premesozoico del golfo, atravesando una corteza continental atenuada. La distancia entre el alto de Catoche y la zona Esperanza es de apenas 150 km y con la sierra del Rosario y el cinturón Cangre es sólo algo mayor, por lo que las coincidencias cronológicas y litológicas, conjuntamente con la proximidad geográfica,

son elementos de peso a favor de la existencia de relaciones genéticas entre ambos fenómenos magmáticos.

## Discusión

### *La desintegración de Pangea en el área del Golfo de México-Mar Caribe y el magmatismo máfico del Jurásico*

A partir de los años 80 existe el consenso de que la fragmentación de Pangea en la región caribeño-mexicana fue un proceso de larga duración, cuyos inicios se remontan a fines del Triásico y que se prolongó a lo largo del Jurásico. Existen criterios muy diversos sobre la posición original (prejurásica) de los distintos bloques (microplacas) litosféricos localizados alrededor del golfo de México y sus cercanías (Pindell 1985, Salvador 1987, Pszczolkowski 1987, Iturralde-Vinent 1988, etc.). Acompañando la desintegración del supercontinente se registra la inyección de magmas en varias regiones y tiempos (Iturralde-Vinent 1988c). Los datos de la literatura, así como los presentados en este artículo, permiten distinguir tres épocas de magmatismo relacionadas a la fragmentación de Pangea.

El primero de estos episodios está vinculado a cuencas continentales, originadas durante el estadio inicial, riftogénico, del proceso de separación, ocurrido entre fines del Triásico y el Jurásico temprano. A él se relacionan las volcánicas de las formaciones Eagle Mills, del sur de Estados Unidos (Salvador 1987) y Huizachal del noreste de México (Salvador 1987, Michalzik 1991) así como numerosos diques en el sudeste de Estados Unidos (May 1971).

Un segundo momento, coincidente con la formación de un margen continental divergente (pasivo), se registra en el occidente y centro de Cuba y en el sur del golfo de México, según se estudió en detalle en páginas precedentes. Este episodio se asocia estrechamente a un cambio en la sedimentación que pasa de terrígena a calcárea (Fig. 13) durante el Oxfordiano (Oxfordiano medio en Cuba occidental, donde la información estratigráfica es más precisa), el cual puede estar relacionado con la sumersión de la fuente de aporte de sedimentos terrígenos bajo las aguas de un mar transgresivo.

Un tercer tiempo, menos marcado que el anterior pero también vinculado al margen continental divergente, se registra entre el Tithoniano y el Cretácico Temprano, representado por la Fm. Nueva María en Camagüey (Iturralde-Vinent 1988b), escasas capas de basalto en lechos berriasianos de la Fm. Artemisa de sierra del Rosario y diabasas en el pozo Puerto Esperanza 2, los basaltos de la Fm. Sierra Verde en el extremo oriental de Cuba deben incluirse aquí (Millán *et al.* 1985).

Además de los casos anteriores, donde el magma posiblemente atravesó sólo espesores corticales continentales

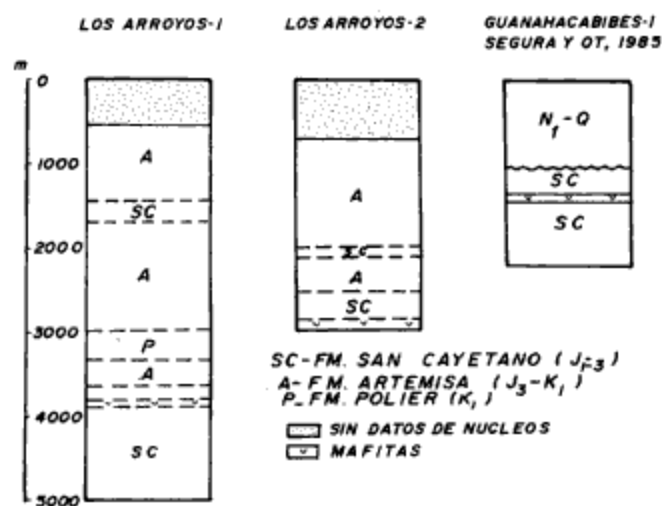


Figura 11: Perfiles esquemáticos de algunos pozos del oeste de Pinar del Río, Cuba occidental.

les, la ruptura inicial de Pangea debió llevar a la formación de depresiones oceánicas con litósfera de tal naturaleza (Iturralde-Vinent 1989). Así las ofiolitas de Siquisique del norte de Venezuela (Bartok *et al.* 1985) pueden ser el remanente litosférico de una depresión protocaribe, surgida en el Jurásico Medio y hoy prácticamente desaparecida.

La edad radimétrica de las anortositas ofiolíticas de Camagüey muestra la posibilidad de que la litósfera oceánica, representada por el cinturón ofiolítico cubano, ya existiera desde el Jurásico Tardío aunque el proceso de formación de la corteza oceánica puede extenderse hasta el Cretácico temprano (Iturralde-Vinent 1988b, 1989). La pequeña cuenca oceánica generada debió escindir el margen meridional de la placa norteamericana, provocando la separación de un microcontinente meridional (Iturralde-Vinent 1988a) en el que se hallaban las secuencias mesozoicas del Escambray e Isla de la Juventud, posteriormente metamorfizadas.

Este microcontinente volvió a unirse a la placa norteamericana durante los eventos tectónicos de finales del Cretácico. También del Jurásico Superior parece ser la litósfera oceánica de la hoya de Sigsbee (Pindell 1985, Salvador 1987).

## Conclusiones

En la sierra del Rosario, en Cuba occidental, se encuentra una secuencia vulcanógena-sedimentaria, la Fm. El Sábalo, originada durante el Caloviano-Oxfordiano en el talud de un margen continental divergente (pasivo). De igual edad y composición son las mafitas halladas en el cinturón Cangre y la zona Esperanza, también en el occidente de Cuba. Las relaciones geológicas presentes en el Escambray (Cuba central) permiten llegar a la conclusión de que durante el Oxfordiano, y posiblemente también en el Caloviano, existió la penetración en la corteza superior y el derrame sobre el fondo marino de magmas máficos en Cuba occidental y central. A este evento se vinculan los diques de diabasas en el alto de Catoche en el golfo de México (Fig. 13), intruidos en un basamento premesozoico. El magmatismo se relaciona con un proceso distensional originado por la formación de un margen continental pasivo, proceso que debe estar conectado con el cambio general en la naturaleza de la sedimentación de terrígena a carbonatada durante el Oxfordiano, proceso presente en la cordillera de Guaniguanico y el Escambray (Fig. 12).

Es posible que la actividad magmática haya sido un importante factor en la formación de los yacimientos

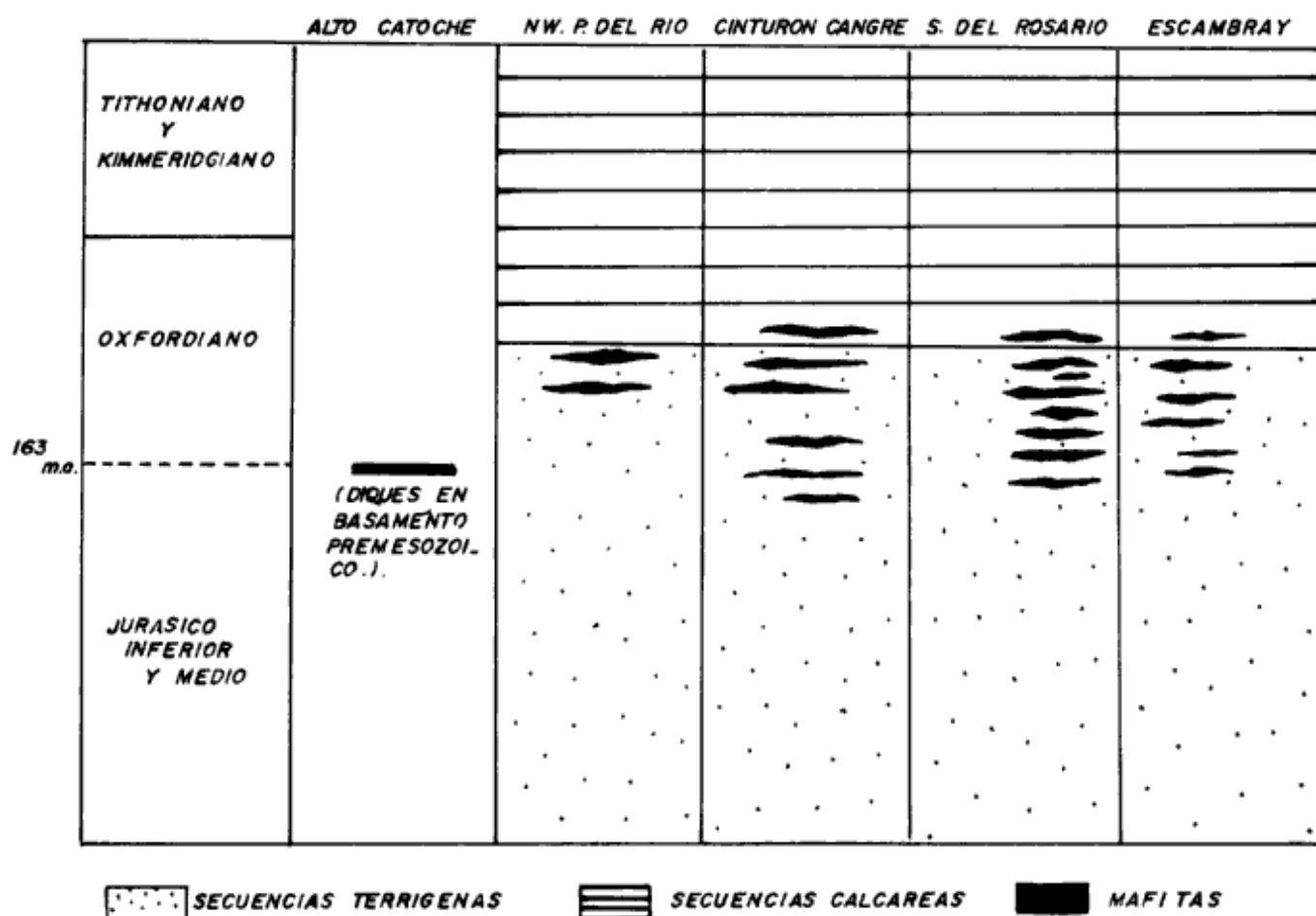


Figura 12: Posición de las mafitas (no ofiolíticas) jurásicas (Caloviano-Oxfordiano) en diferentes regiones de Cuba y el sur del golfo de México.

hidrotermales sedimentarios Oxfordianos del noroeste de Pinar del Río. Este es un interesante aspecto a investigar.

El magmatismo Caloviano-Oxfordiano de Cuba occidental y central forma parte de los eventos relacionados con la fragmentación de Pangea en la región del golfo de México-mar Caribe, los cuales condujeron a la inyección del magma en las secuencias de los rift continentales del Triásico Superior y Jurásico Inferior de México y el sur de los Estados Unidos. Más tarde en el Caloviano-Oxfordiano, acompañando la formación de un margen continental distensional, ocurrió el evento magmático de esa edad registrando en Cuba occidental y central y en el sudeste del Golfo de México. El tercer episodio afectó al margen continental septentrional de Cuba entre el Tithoniano y el Cretácico Temprano.

La generación de las ofiolitas cubanas comenzó posiblemente durante el Jurásico, a causa de la separación y migración al sur de un microcontinente meridional, representado hoy por las secuencias jurásicas del Escambray e Isla de la Juventud, en el borde sudeste de la placa norteamericana. Las ofiolitas cubanas pueden ser el testimonio de la litósfera oceánica generada en la cicatriz producida por ese desplazamiento, ocurrido entre fines del Jurásico y el Cretácico Temprano.

## Agradecimientos

Durante los años que el autor trabajó acumulando información para este artículo recibió la ayuda y aliento de los miembros del departamento de Geología de la Universidad de Pinar del Río.

Guillermo Millán Trujillo, del Instituto de Geología y Paleontología de Cuba, realizó valiosas observaciones a una primera versión del trabajo. A. Riccardi del Museo de Ciencias Naturales de La Plata ofreció su colaboración para publicar este artículo en las páginas de la Revista de la Asociación Geológica Argentina. Por último, Nieves García Carradegua y Niurka Díaz tuvieron a su cargo la mecanografía de las diferentes versiones de esta obra. A todos ellos la gratitud del autor.

El presente artículo es una contribución al proyecto 322 "Correlación de eventos jurásicos en Sudamérica", del programa Internacional de Correlación Geológica.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Bartok, P., Renz, O. y Westermann, G., 1985. The Siquisique ophiolites. Northern Lara State, Venezuela. A discussion on their Middle Jurassic ammonites and tectonic implications. Geological Society of America Bulletin, 96: 1050-1055.

Burov, V., Martínez, D., Fernández de Lara, R., Chang, J., 1986. Informe sobre los trabajos de levantamiento geológico realizados en la parte occidental de la Provincia de Pinar del Río en 1981-85. Informe del Fondo Geológico. Pinar del Río. (Inédito).

Cherepanov, V., 1971. Trabajos de búsqueda y levantamiento a escala 1: 50,000 realizados en la parte noroccidental de la provincia de Pinar del Río en 1968-1970. Informe del Fondo Geológico Pinar del Río. 280p, (inédito).

Cobiella-Requera, J., 1992. Pliegues de deslizamiento submarino en sedimentos y lavas de la Fm. El Sábalo, sierra del Rosario. Pinar del Río. Revista Tecnológica, 22 (1): 3-10.

Cobiella-Requera, J., Echevarría-Hernández, B., Hernández-Escobar, A., Gil-González, S., Fernández, O., Gomes-Da Silva, I., en prensa. La formación El Sábalo y el magmatismo máfico del Jurásico de Cuba occidental y áreas adyacentes.

Fonseca, E., Zelepuguin, M. y Heredia, M., 1984. Particularidades de la estructura de la asociación ofiolítica de Cuba. Ciencias de la Tierra y del Espacio, 9: 31-46.

Furrazola-Bermúdez, G., Judoley, C., Mijalovskaya, J., 1964. Geología de Cuba. Editora Nacional de Cuba. La Habana.

Haczewski, G., 1976. Sedimentological reconnaissance of San Cayetano Formation, an accumulative continental margin in the Jurassic of western Cuba. Acta Geologica Polonica, 26: 331-356.

Haczewski, G., 1987. Reconocimiento sedimentológico de la Fm. San Cayetano, un margen continental acumulativo en el Jurásico de Cuba occidental. En: A. Pszczolkowski (Ed.): Contribuyendo a la geología de la provincia de Pinar del Río, p. 228-247.

Iturralde-Vinent, M., 1981. Nuevo modelo interpretativo de la evolución geológica de Cuba. Ciencias de la Tierra y del Espacio, 3: 51-90.

Iturralde-Vinent, M., 1988a. Naturaleza Geológica de Cuba. Editorial Científico-Técnica, 146p. La Habana.

Iturralde-Vinent, M., 1988b. Composición y edad de los depósitos del fondo oceánico (asociación ofiolítica) del Mesozoico de Cuba, en el ejemplo de Camagüey. Revista Tecnológica, 18(3): 13-25.

Iturralde-Vinent, M., 1988c. Características generales del magmatismo del margen continental de Cuba. Revista Tecnológica, 18(4): 17-24.

Iturralde-Vinent, M., 1989. Rol ofiolitov y geologicheskoi stroenies Kubi. Geotektonika, 4: 63-76 (en ruso).

Khudolev, K. y Meyerhoff, A., 1971. Paleogeography and Geological History of greater Antillas. Geological Society of America, Memoir 129, 199p.

Laverov, N. P., 1985. Rudnie Mestorozhdenia Kubi. Editorial Nauka. 246p. (en ruso). Moscú.

Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeis, A., Zanetti, A., 1986. Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. Journal of Petrology, 27: 745-750.

May, P., 1971. Pattern of Triassic-Jurassic Diabase Dikes around the north Atlantic in the Context of Predrift Position of the continents. Geological Society of America Bulletin, 82: 1285-1292.

Mc Donald, G. y Katsura, T., 1964. Chemical Composition of hawaiian Lavas. Journal of Petrology, 5: 82-113.

Michalzik, D., 1991. Facies sequence of Triassic red beds in the Sierra Madre Oriental (NE México) and its relation to the early opening of the Gulf Mexico. Sedimentary Geology, 71: 243-259.

Millán-Trujillo, G., 1990. Evolución de la estructura del macizo del Escambray, sur de Cuba central. En: D. Larue y G. Draper (eds.): Transactions 12th Caribbean Geological Conference, pp. 82-94. Miami Geological Society.

Millán, G. y Somin, M., 1985. Condiciones geológicas de la constitución de la capa granito-metamórfica de la corteza terrestre de Cuba. Instituto de Geología y Paleontología, 83p., La Habana.

Millán, G., Somin, M. y Díaz, C., 1985. Nuevos datos sobre la geología del macizo montañoso de la sierra de Purial. Cuba oriental. En: Reporte de Investigación N°2. Instituto de Geología y Paleontología: 52-74. La Habana.

- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Mossakovski, A., Nekrasov, A. y Sokolov, S., 1986. Metamorficheskie Kompleksi i problem osnovania alpinskii struktur centralnogo sektora Kubi. *Geotektonika*, 3: 15-24 (en ruso).
- Ortiz-Vivanco, T., 1991. Magmatismo de la sierra del Rosario. Trabajo de diploma, Universidad del Pinar del Río, 70p.
- Pardo, G., 1975. Geology of Cuba. En: A. Nairn y F. Stehli (Eds.): *The Ocean Basins and Margins*, vol. 3. The Gulf of Mexico and the Caribbean. Plenum Publications Corporation. 553-615. New York.
- Pindell, J., 1985. Alleghanian reconstruction and subsequent evolution of the gulf of Mexico, Bahamas and proto Caribbean. *Tectonics*, 4: 4-39.
- Piotrowski, J., 1987. Primeras manifestaciones de vulcanismo en el geosinclinal cubano. En: A. Pszczolkowski (Ed.): *Contribución a la geología de Pinar del Río*, pp. 163-169. Editorial Científico-Técnica.
- 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., 1986. Secuencia estratigráfica de Placetas en el área limítrofe de las provincias de Matanzas y Villa Clara (Cuba). *Bulletin Polish Academy of Sciences*, 34, (1): 67-79.
- Pszczolkowski, A., 1987. Paleogeography and paleotectonic evolution of Cuba and adjoining areas during the Jurassic-Early Cretaceous. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 57: 127-142.
- Pszczolkowski, A., 1989. La edad y posición de la secuencia vulcanógeno-sedimentaria (Fm. El Sábalo) en la estructura geológica de la sierra del Rosario. *Resúmenes y Programa 1º Congreso Cubano de Geología*.
- Pszczolkowski, A., 1994. Lithostratigraphy of Mesozoic and Paleogene rocks of sierra del Rosario. Western Cuba. *Studia Geologica Polonica*, 105: 39-66.
- Pszczolkowski, A. y de Alvear, J., 1983. La secuencia vulcanógeno-sedimentaria de la sierra del Rosario, provincia de Pinar del Río. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 6: 41-52.
- Renné, P., Mattinson, J., Hatten, Ch., Somin, M., Millán Trujillo, G., Linares-Calá, E., 1989. Confirmation of Late Proterozoic age for the Socorro complex of north-central Cuba from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb dating. *Resúmenes y Programas 1º Congreso Cubano de Geología*: 118.
- Salvador, A., 1987. Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico basin. *The American Association of Petroleum Geologists*, 71: 419-451.
- Schlager, W., Buffler, R., 1984 Deep Sea Drilling Project. Leg. 77. Southeastern Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 226-236.
- Segura, R., Millán, E. y 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, Serie Geológica 1: 32-36.
- Somin, M., Millán, G., 1981. *Geología metamorficheskij Kompleksov*. Editorial Nauka, 219p. Moscú (en ruso).
- Zhidkov, A., Jalturin, N. 1976. Zona La oriental-Baritina. Mineralización estratiforme pirito-polimetálica. *La minería en Cuba*, 2 (3): 28-39.

**Recibido:** 18 de abril, 1994

**Aceptado:** 8 de febrero, 1996