



ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO DE LA ZONA LÍMITE DE PLACAS, AL SUR DE CUBA ORIENTAL

Enrique Diego Arango Arias

Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Calle 17 No. 61 e/ 4 y 6, Vista Alegre, Santiago de Cuba, CP 90 400, Cuba. C-Elect: arango@cenais.ciges.inf.cu.

RESUMEN

El sistema de Fallas transformante Bartlett-Caimán (Oriente), constituye una parte importante del límite entre la placa de Norteamérica y la Microplaca de Gonave, su posición con relación a la región oriental condiciona que ésta sea la de más alto peligro sísmico del país.

Se propone un esquema geodinámico a escala 1:500 000 del sistema de fallas antes señalado, entre los 74° 00' y los 80° 00' de LW, considerando los 5 procesos geodinámicos de mayor importancia, de Oeste a Este: Transtensión (Cabo Cruz), Deslizamiento por el Rumbo (Pilón), Extensión (Fosa de Oriente), Transpresión (Promontorio Santiago) y Transtensión (Sureste de Guantánamo).

Cada uno de los procesos geodinámicos propuestos en este trabajo, explican la distribución espacial de los epicentros de los terremotos en esta zona de fallas al sur de Cuba oriental, lo cual condiciona las características sismotectónicas de esta zona límite de Placas.

ABSTRACT

The transform fault system Bartlett-Cayman (Oriente) constitutes an important part of the limit between the North America and the Microplaca of Gonave plates, its position related with to the Eastern region conditioned that this is the most higher seismic hazard zone of the country.

A geodynamical scheme, scale 1:500 000, of the presented fault system among the 74° 00' and the 80° 00' of LW, is proposed, considering the 5 most important geodynamical processes, from West to East: Transtention (Cabo Cruz), Strike Slip (Pilon), Extention (Grave of East), Transpretion (Promontorio Santiago) and Transtention (Southeast of Guantanamo).

Each one of the geodynamical processes proposed in this work, explain the space distribution of the epicenters of earthquakes in this fault zone in Southeastern Cuba and conditioned the seismotectonic characteristics of this plate boundary zone.

Introducción

Este trabajo da continuidad a las investigaciones en el campo de la sismotectónica en la zona límite entre la Placa de Norteamérica y la Microplaca de Gonave iniciadas por Arango (1996), con el objetivo de precisar la genesis de la sismicidad a la zona de fallas Bartlett – Caiman (Oriente), delimitando cada uno de los procesos geodinámicos actuales, elementos necesarios para caracterizar el régimen sísmico y obtener los estimados de peligrosidad sísmica para una región o área en particular, o para realizar análisis de tendencias dirigidas a valorar posibles zonas de preparación de sismos fuertes. Los esquemas de zonas de origen de terremotos utilizados actualmente en nuestro país no responden al grado de estudio actual geólogo - geofísico y sismológico, por no contener los elementos fundamentales que se utilizan internacionalmente con el término de zonas fuentes, por esta razón se hace necesario plantear un nuevo esquema sismotectónico con un enfoque acorde a los elementos actuales en el campo de la sismología.

Para la realización de este trabajo se reanalizaron todos los materiales primarios obtenidos por la Expedición Cubano –Francesa SEA CARIB II (Calais, 1988; Calais et al, 1989), así como de



publicaciones relacionadas con investigaciones geológicas y geofísicas (Bowin, 1976; Cuevas, 1994; Formell, 1994; Mann, 1995) llevadas a cabo por diferentes especialistas en esta región, como resultado del cual se propone un esquema geodinámico a escala 1:500 000.

El autor realizó un análisis de la sismicidad registrada histórica e instrumentalmente en esta zona a través de mapas y perfiles de epicentros, gráficos espacio – temporales, todos para diferentes intervalos o rangos de magnitudes, hasta el año 2000.

Materiales primarios

Los trabajos interpretativos relacionados con el estudio de la tectónica activa (sus causas y consecuencias), vinculada al sistema de fallas transformante Bartlett-Caimán, fueron realizados por el autor a partir de los materiales primarios obtenidos por la expedición oceanográfica Cubano-Francesa SEA CARIB II, entre el 17 de noviembre de 1986, y el 22 de diciembre de 1987 (Lepinay, 1988; Calais et al, 1989), y el procesamiento de los registros sísmicos históricos e instrumentales hasta el año 2000 (Chuy, 1999; SSN, 2002).

Los materiales primarios utilizados en esta parte del trabajo fueron:

- Carta batimétrica de la fosa Bartlett de Caimán. escala original 1:250 000. (Lepinay et al, 1988).
- Carta de anomalías gravimétricas de aire libre, de la fosa de Bartlett, con intervalos de isolíneas cada 10 mgl, a escala 1:250 000 (Lepinay et al, 1988).
- Carta de anomalías magnéticas de la fosa de Bartlett, con isolíneas de 25 nT, a escala 1:250 000. (Lepinay et al, 1988).
- Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer de la región oriental de Cuba, a escala 1:500 000. (Cuevas, 1994).
- Perfiles de reflexión sísmica, escala horizontal 1:250 000, escala vertical X 3 horizontal. (Lepinay et al, 1988).
- Perfiles de anomalías magnéticas del centro de dispersión de corteza oceánica de Caimán. (Lepinay et al, 1988).
- Registro sísmico histórico del siglo XVI al XX (Chuy, 1999).
- Registro sísmico instrumental desde el año 1968 hasta el año 2000. (SSN, 2002)

Resultados obtenidos

Como resultado de la interpretación de los mapas batimétricos, magnéticos y gravimétricos de la fosa profunda de Bartlett-Caimán, mencionados anteriormente, conjuntamente con las bases teóricas de las estructuras o patrones asociados a fallas rumbo-deslizantes (Boulter, 1989), y el análisis de la sismicidad asociada a la zona límite de placas, llegamos a la conclusión de que en la región de estudio ocurren cinco procesos geodinámicos, bien definidos como consecuencia del movimiento lateral izquierdo de la Placa de Norteamérica con relación a la Microplaca de Gonave, entre los 74°00' y los 80°00' de longitud Oeste, definiendo cada uno de estos procesos las características de la sismicidad en esta región.

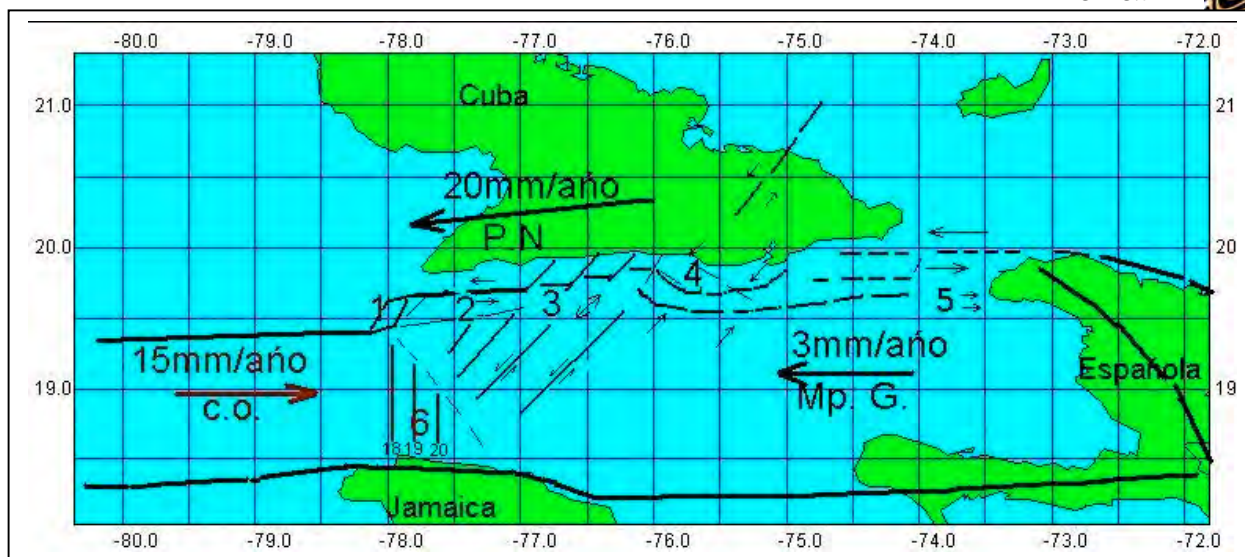


Fig. No 1. Esquema Geodinámico de la zona límite entre la Placa de Norteamérica y la Microplaca de Gonave donde, al sur de Cuba Oriental con las principales elementos tectónicos y procesos geodinámicos: 1. Zona transtensiva (Cuenca de Cabo Cruz). 2. Zona de deslizamiento por el rumbo puro Pilón. 3. Zona de extensión Oriente. 4. Zona transpresiva Santiago. 5. Zona Transtensiva Guantánamo. P.N. Placa de Norteamérica. Mp. G. Microplaca de Gonave. c.o. Corteza oceánica con las primeras anomalías magnéticas generadas en la zona de dispersión de Caimán (18,19 y 20).

En la figura 1 se presenta el esquema geodinámico (confeccionado a escala 1: 500 000) para la región de estudio, obtenido en este trabajo, el cual describimos a continuación de Oeste a Este:

1) El sector situado alrededor de **los 78°00' de LW y los 19°35' de LN**, donde se encuentra la **cuenca de Cabo Cruz**, lo interpretamos como una estructura del tipo **"pull apart basin"**, formada como resultado de un proceso **TRANSTENSIVO**, a partir del desplazamiento hacia la izquierda de la placa de Norteamérica en una inflexión de la falla principal. La cuenca constituye en sí un **graben** limitado por fallas normales con rumbos de 45° a 50° NE, las cuales se pueden inferir directamente de los rasgos morfoestructurales del fondo marino.

La complejidad y actividad contemporánea de los diferentes procesos geodinámicos que aquí ocurren se manifiestan también, a partir de la sismicidad generada en esta zona, cuya máxima expresión en las últimas décadas fue el terremoto del **25 de Mayo de 1992**, con una magnitud $M_s = 7.0$ Richter y una intensidad máxima de VII grados en la escala MSK, definiéndose con claridad en el mapa de epicentros de los sismos registrados instrumentalmente entre los años 1968 y 2000, separada del resto de la región Suroriental, como se observa en la figura 2.

Sin embargo, resulta interesante que la orientación espacial de los epicentros de los terremotos ocurridos en el año 1991 presentan una dirección definida al **NNW-SSE** al igual que los ocurridos en el año 1992 antes del sismo del 25 de mayo de 1992, puede indicar que los terremotos previos a él estuvieron relacionados a una estructura transversal que se extiende en esta dirección y que coincide con el límite Este de la corteza oceánica que avanza en esta dirección como parte de la Microplaca de Gonave con una velocidad promedio de 15 mm/año (Mann, 1995).

La zona epicentral donde ocurrió el terremoto del 25 de mayo y las 571 réplicas registradas hasta el 31 de diciembre de ese año, demuestra que este terremoto no se originó como resultado del



proceso transtensivo, situado alrededor de los **78°00'** de LW, y los **19°30'** de LN aproximadamente, sino en su extremo Este, más bien relacionado al movimiento lateral izquierdo de la falla Bartlett-Caimán, lo cual se corrobora con los datos de su mecanismo focal. El mismo fue reanalizado por el autor de este trabajo, a partir de los datos de la red sismológica mundial, y dio como resultado un mecanismo de un **movimiento lateral izquierdo con una pequeña componente inversa** producto de la liberación de esfuerzos compresivos.

2) Al Este de la zona transtensiva, en el sector comprendido **entre los 77°45' y los 76°50' de LW, y a los 19°30' de LN**, se puede definir con claridad el trazado de la falla principal, con un rumbo de 85 NE, aproximadamente, que se expresa morfológicamente por el cambio de la pendiente del escarpe del fondo marino y en los campos geofísicos, por los fuertes gradientes que se manifiestan en el mapa de anomalías magnéticas del campo total, donde alcanza los 20 nT/Km, y en el mapa de anomalías gravimétricas de aire libre, con 10 mgl/km (Lepinay et al, 1988), lo cual puede observarse muy bien por la conformación de las isolíneas paralelas a la costa, y en el mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer (Cuevas, 1994) por un aumento significativo de los valores, llegando hasta un máximo de 320 mgl.

Consideramos, a partir de los elementos señalados anteriormente (morfológicos y geofísicos), que en este sector ocurre un **deslizamiento por el rumbo "puro"**, sin prácticamente ningún proceso geodinámico secundario de consideración.

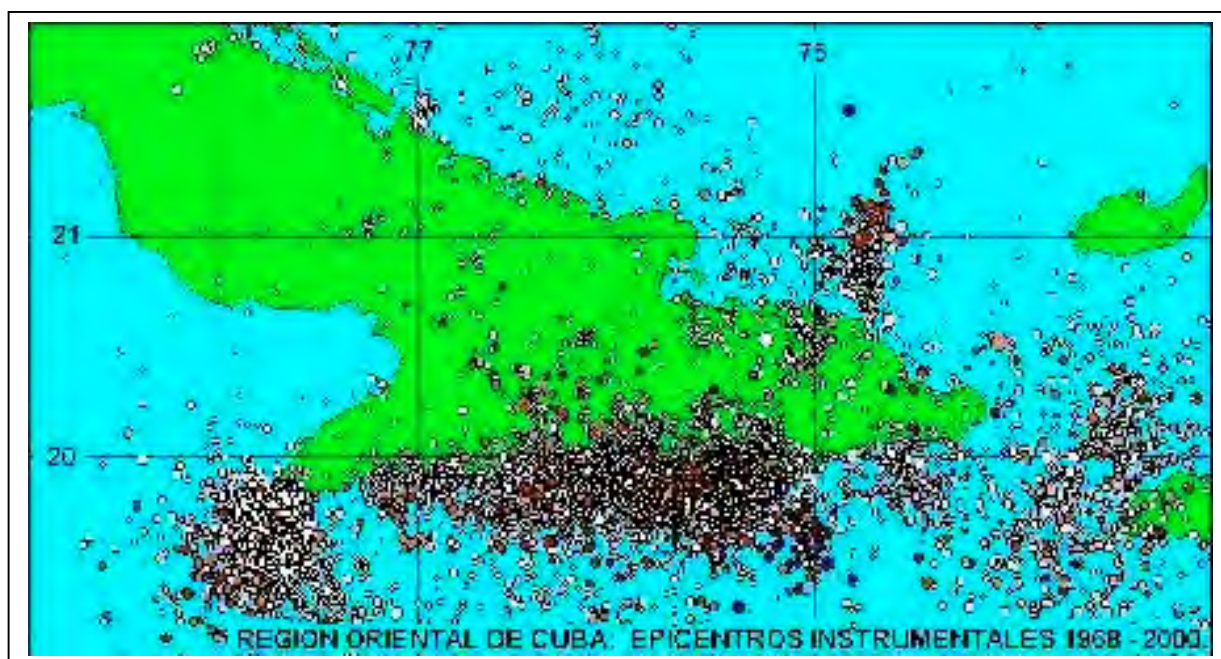


Fig. 2. Mapa de Epicentros de terremotos registrados por el Servicio Sismológico Nacional de Cuba en la parte oriental del país entre 1968 y el 2000, donde se observa que los epicentros no se distribuyen manera homogénea al sur de Cuba oriental.

Como se observa en el mapa de epicentros (figura 2), aquí ocurre un nivel de sismicidad bajo con respecto al resto de la región. En este sector ocurrió el 19 de febrero de 1976 un terremoto que tuvo una magnitud Richter $M_s = 5.7$, y una intensidad máxima de VIII grados en la escala MSK (Alvarez et al, 1984). No obstante, de acuerdo a su ubicación epicentral determinada por Alvarez et al (1984) a partir de los datos de diferentes agencias internacionales y del SSN, este terremoto



tuvo su origen en una zona situada a unos 17 km al Norte de la falla principal, muy cerca de la costa, lo cual es característico para los terremotos que ocurren en esta zona.

También es interesante señalar que las principales réplicas del terremoto de Pílon no ocurrieron tampoco en la falla principal, sino probablemente en una falla secundaria, por lo que podemos decir que en este sector, los **procesos sismogénicos no están relacionados directamente a la falla principal rumbo-deslizante**, sino a procesos de ruptura del macizo rocoso en las inmediaciones de la costa cubana, como resultado también de los esfuerzos ocasionados por el movimiento lateral izquierdo de la placa Norteamericana al "chocar" con la Microplaca del Caribe, los cuales se han podido verificar en trabajos de campo realizados por el autor en esta zona donde se han observado fallas recientes con una componente compuesta de deslizamiento por el rumbo-normal (figura 3).



Fig. No 3. Foto de una falla normal con componente secundaria de deslizamiento por el rumbo en la costa situada al Norte de la Fosa de Oriente, formada recientemente como resultado de los procesos geodinámicos contemporáneos que ocurren en la zona de fallas Bartlett Caimán.

3) Al Este de los 76°50', y hasta los 76°00' de LW, en el sector que se corresponde con la fosa de Bartlett (o de Oriente propiamente), consideramos que se desarrolla un proceso de tipo **extensional** relacionado con una apertura de la corteza, que pudo haber comenzado al formarse la fosa y continuar hasta nuestros días (semejante a los procesos propuestos por Boulter en 1989), manifestado por:

- a)** Un mínimo de -250 mgl en el mapa de anomalías gravimétricas de aire libre y los máximos valores de las anomalías gravimétricas de Bouguer (Lepinay, 1988).
- b)** Una depresión del relieve submarino que alcanza los 6680 m de profundidad (Lepinay, 1988).



c) En correspondencia con los perfiles de reflexión sísmica 56 y 57 realizados por Lepinay (1988), se interpretaron bloques separados por fallas normales que indican un sistema de esfuerzos distensivos.

En este tercer sector, al que llamamos **estructura extensional "Oriente"**, la falla principal se encuentra dislocada por fallas de segundo orden del tipo sintéticas, que desplazan a la primera en forma escalonada y la aproximan más a la costa, sobre todo entre los 76°10' y los 76°00', coincidiendo con una pequeña depresión submarina muy cerca de la localidad de Chivirico. Para Calais (1988), en este sector ocurre, al igual que en el promontorio de Santiago de Cuba, un proceso transpresivo, lo cual para este autor no es correcto, ya que al Este de los 76°00' de LW, los diferentes campos geofísicos y los elementos morfométricos manifiestan un cambio drástico, reflejando una estructura, dinámica y composición de la corteza completamente diferente que al Oeste.

La sismicidad relacionada a este sector (3), refleja igualmente la dinámica actual de los procesos que aquí ocurren, donde los sismos ocurren en mayor medida en las inmediaciones de la costa, como se observa en la Figura 2.

4) El sector situado entre **los 76°00' y los 75°15'**, donde se encuentra una elevación del fondo marino conocida como **promontorio de Santiago de Cuba**, lo interpretamos al igual que Calais y Lepinay (1989), como una estructura formada como resultado de un proceso transpresivo, sobre todo a partir del Plioceno, que se manifiesta aún en la actualidad a partir de:

a) La interpretación de los perfiles de reflexión sísmica 176 y 180, en los que se presenta en esta zona un complejo cuadro estructural, típico de una tectónica compresiva, donde abundan las fallas inversas, los pliegues y fallas de empuje o de sobrecorrimiento de muy bajo ángulo.

b) La disposición paralela de los ejes de los pliegues y de las fallas inversas, con relación al rumbo de la falla principal, dispuestos en forma de sobrecorrimientos de las rocas hacia el Sur.

Coincidimos con los criterios planteados por otros autores (Boulter, 1989; Ramsay, 1987) de que en su conjunto el promontorio de Santiago de Cuba es la expresión en el relieve de un proceso transpresivo del tipo **"FLOWER"**, pero desarrollado solamente hacia el Sur de la falla principal, originado como consecuencia del choque de la placa de Norteamérica con la microplaca de Gonave, lo cual puede estar genéticamente relacionado con una probable **rotación** de la sierra de la Gran Piedra en sentido horario. Esto lo inferimos a partir de la orientación **SE-NW** de los **rasgos estructurales y de los cuerpos intrusivos** de la Sierra de la Gran Piedra, a diferencia del resto de la Sierra Maestra, donde están orientados generalmente latitudinalmente.

Consideramos que este sector (4), **desde el punto de vista sísmico es el potencialmente más peligroso para la región Suroriental** de los aquí analizados. Como resultado de este proceso transpresivo han ocurrido los terremotos que históricamente han ocasionado más daños a la ciudad de Santiago de Cuba, entre los que se encuentran el del **20 de agosto de 1852 y el del 3 de febrero de 1932**. Precisamente, la forma en que fueron sentidos estos sismos, precedidos de eventos que fueron aumentando progresivamente en intensidad, corrobora la presencia de un proceso transpresivo donde la ruptura no se produce de forma repentina (Ramsay, 1987).

En este sentido, el mecanismo focal compuesto, determinado por Alvarez et al (1984), a partir de 54 lecturas de ondas P de sismogramas de 5 terremotos ocurridos en este sector, presentan una componente principal de **deslizamiento por el rumbo con una pequeña componente secundaria inversa**, lo cual también se corresponde con el proceso transpresivo.



Por otro lado, este autor es del criterio que la orientación de los bloques que intervienen en la transpresión con una dirección **NW**, condicionan igualmente el comportamiento del **campo macrosísmico** en el territorio oriental cubano, el cual se orienta también en esta dirección, como ocurrió con el terremoto del 3/2/32.

5) Hacia el Este de los 75° 00' de LW, hasta el Paso de los Vientos (5), en las inmediaciones de la Española no es posible delimitar con precisión el trazado de la falla principal. La existencia de las cuencas de Imías, de Baitiquirí y la cuenca de San Nicolas, este autor las interpreta como un resultado del movimiento relativo de la Placa de Norteamérica con relación a la Microplaca de Gonave y se corresponden con los modelos teóricos estructurales de procesos secundarios relacionados a fallas de transformación (Boulter, 1989; Ramsay 1987), teniendo en cuenta su posición con relación a la zona transpresiva situada entre Santiago de Cuba y Guantánamo, la cual justifica además que en esta zona los epicentros de terremotos tienen una distribución dispersa. Por lo tanto, podemos definir que en este sector predomina un proceso **transtensivo**, con un nivel de actividad sísmica significativamente menor que en el sector Santiago donde ocurre un proceso transpresivo.

Conclusiones

Como resultado de este trabajo llegamos a las siguientes conclusiones:

1. La zona de fallas transformante Bartlett-Caimán constituye un sistema de diferentes tipos de fallas (rumbo-deslizantes, inversas y normales) donde ocurren 5 procesos geodinámicos de mayor importancia, de Este a Oeste: Transtensión (Cabo Cruz), Deslizamiento por el Rumbo (Pilón), Extensión (Fosa de Oriente), Transpresión (Promontorio Santiago) y Transtensión (Sureste de Guantánamo).
2. La distribución espacial de los epicentros de los terremotos ocurridos en el sistema de fallas transformante Bartlett – Caimán refleja cada uno de los procesos geodinámicos propuestos en este trabajo, lo cual condiciona las características sismotectónicas de esta zona límite de Placas.
3. En la fosa de Bartlett se desarrolla un proceso de extensión de la corteza, de acuerdo a los datos geofísicos y sismológicos aquí analizados.
4. Los mecanismos focales obtenidos en trabajos anteriores se corresponden con los mecanismos geodinámicos propuestos aquí.
5. El proceso transpresivo que se desarrolla al Este de los 76°00' de LW constituye potencialmente la zona más peligrosa para la ocurrencia de un terremoto fuerte con relación a Santiago de Cuba.

Recomendaciones

Consideramos que los futuros estudios que se realicen en Cuba, para la determinación del régimen sísmico y los estimados de la peligrosidad sísmica, deben considerar a cada uno de estos sectores de manera independiente, sobre la base de la ocurrencia en cada uno de ellos de procesos geodinámicos diferentes, los cuales son la causa de la ocurrencia de sismos en esta parte de la zona de fallas Bartlett-Caimán, en el límite de las placas de Norteamérica y el Caribe.



Bibliografía

- Alvarez, L., M. Serrano, M. Rubio, T. J. Chuy., B. E. González., 1984. El terremoto del 19 de Febrero de 1976. Pilón. Región Oriental de Cuba. *Investigaciones Sismológicas en Cuba*. La Habana. (5):5-60.
- Arango, E., 1996. Geodinámica de la región de Santiago de Cuba en el límite de las Placas de Norteamérica y del Caribe. Tesis para obtener el Master en la especialidad de Geología. Instituto Politécnico Nacional de México. 122 p.
- Boulter, C., 1989. Four Dimensional Analysis of Geological Maps. Techniques of interpretation. John Wiley & Sons, Ltd. New York. USA. 325 p.
- Bowin, C. 1976. Caribbean gravity field and plate tectonics. Geol. Soc. of America. Spec. Paper 169. Colorado. USA. 79 p.
- Calais, E.; 1988. Aspect structural d'une limite de plaques en coulissage: La frontière Nord-Caraïbe de Cuba à Hispaniola (Grandes Antilles). Diplôme d'études approfondies à l'Université de Bretagne Occidentale. Archivo CENAI. 118 p.
- Calais, E., M. Lépina., 1989. Géométrie et régime tectonique le long d'une limite de plaques en coulissage: la frontière nord-Caraïbe de Cuba à Hispaniola, Grandes Antilles. Géodynamique. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, série II, p. 131-135.
- Cuevas J. I., 1994. Caracterización de anomalías de la gravedad en Cuba centro oriental y su utilización en estudios de tectónica y sismicidad. Tesis de candidatura doctoral IGA.
- Chuy T. J., 1999. Macrosismica de Cuba y su aplicación en los estimados de Peligrosidad y Microzonación sísmica. Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas. IGA - CENAI.
- Formell, F., 1994. Naturaleza de los rasgos flexuro fallados principales de Cuba. Informe inédito. Archivo CENAI. 15 p.
- Lépina, B. M. et al., 1988. Rapport de mission SEA CARIB II. informe inédito. Archivo CENAI. 118 p.
- Mann, P., F. Taylor, R. Edwards, T-L. Ku., 1995. Actively evolving microplate formation by oblique collision and side-ways motion along strike-slip faults: An example from the northeastern Caribbean plate margin. *Tectonophysics*. Vol. 246, p. 1-69.
- Ramsay, J., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2. Academy Press. Inc. USA. 427 p.
- Servicio Sismológico Nacional de Cuba (SSN). 2002: Bases de datos de terremotos registrados. Fondos del Centro Nacional de Investigaciones (CENAI).



ALGUNAS CONSIDERACIONES SOBRE LA TECTONICA DE CUBA OCCIDENTAL (PROVINCIA PINAR DEL RIO)

Guillermo Millán

Instituto de Geología y Paleontología, Ministerio de la Industria Básica. Vía Blanca y Línea del Ferrocarril s/n CP 11000; e. mail: millan@igp.minbas.cu

RESUMEN

Se considera que en el extremo occidental de Guaniguanico, los cortes rocosos del manto tectónico que conforman las Alturas de Pizarras del Sur se extienden al noroeste del cinturón de mogotes, ocupando gran parte de los afloramientos de San Cayetano de Alturas de Pizarras del Norte. Por esa razón se propone modificar el actual límite supuesto entre las subzonas Los Organos y Rosario. Los datos de los levantamientos geológicos más recientes destacaron que las unidades de Rosario del Sur sobrecorrieron desde el norte a las del cinturón de mogotes de Los Organos, no favoreciendo la hipótesis de que un manto tectónico de los complejos de la Zona Bahía Honda cabalgó desde el sur a todas las secuencias de la Zona Guaniguanico (incluyendo a las del manto tectónico Pizarras del Sur y la faja metamórfica), generándose así una estructura nappe-escamada con una vergencia constante hacia el noroeste. Se considera que en esta región la colisión entre las placas caribeña y norteamericana tuvo un carácter marcadamente oblicuo o transpresivo, más acentuado que en el territorio de Cuba Central, motivando la ocurrencia de diversas fallas longitudinales con un fuerte componente sinistral, las cuales jugaron un papel principal en la yuxtaposición de distintas zonas estructuro-formacionales, así como de algunas unidades tectónicas de la propia Zona Guaniguanico. Este es el caso de las fallas Pinar y Consolación del Norte, las cuales separan la Zona Guaniguanico de las zonas San Diego de Los Baños y Bahía Honda, respectivamente. Una considerable componente sinistral parece tener la falla que separa las secuencias de Rosario del Norte y Rosario del Sur, así como la que secciona la región de Pizarras del Norte.

ABSTRACT

In the western end of the Guaniguanico hills the Pizarras del Sur thrust sequence seems to occupy a main part of the San Cayetano outcrops at the Alturas de Pizarras del Norte region. For this reason the supposed present limit between the Los Organos and Rosario subzones should be modified. The geological mapping at 1: 50,000 scale have shown that the Rosario del Sur sequence thrusts from the north upon the Los Organos mogotes belt sequence. This fact contrapose the hypothesis which considers that a nappe of the Bahia Honda Zone oceanic complexes thrusts from the south to all the Guaniguanico sequences (including the most southern Pizarras del Sur thrust sequence and the metamorphic belt unit), forming a thrust-scale northwest verging structure. In this more western cuban region the collision between the caribbean and norteamerican plates had an oblique or transpressive character, more remarked than in Central Cuba, so, the occurrence of several longitudinal faults with a strong sinistral component played an important role in the yuxtaposition of different tectono-stratigraphic zones and also of some Guaniguanico Zone tectonic units. This is the case of the Pinar and Consolación del Norte faults, separating the Guaniguanico Zone from the San Diego de Los Baños and the Bahía Honda zones, respectively. An important sinistral component may have had the W-E trending fault limiting the Rosario del Norte and Rosario del Sur sequences, and a dislocation sectioning the Pizarras del Norte region.

Introducción

La zona estructuro-formacional Guaniguanico, considerada como un terreno tectonoestratigráfico independiente cuyas secuencias proceden del paleomargen de Norteamérica, probablemente de la Península de Yucatán o Bloque Maya (Iturralde-Vinent,



1994, 1998), se separa en tres diferentes subzonas: Los Organos, Rosario y Esperanza, cada una con sus propias características litofaciales y cuyas interrelaciones no están bien aclaradas. Más indefinido aún es el carácter de la yuxtaposición entre la Zona Guaniguanico y la conocida como Zona Bahía Honda, que se caracteriza por exposiciones del complejo ofiolítico y del arco volcánico cretácico (Pszczółkowski et al. 1975; Pszczółkowski y Albear, 1982).

La Subzona Esperanza se estableció primeramente en Pszczolkowski et al. (1975) como una zona estructural formacional independiente. Más adelante sus secuencias se incorporaron dentro de la Zona Guaniguanico (Astajov et al. 1981; Burov et al. 1986). Recientemente se ha estado considerando como la prolongación occidental de unidades de la secuencia de Rosario del Norte de la Subzona Rosario (Martínez et al. 1988, 1991; Pszczolkowski 1994 b, 1999). Esta subzona aparece intensamente escamada al igual que el resto de la Zona Guaniguanico. Se caracteriza por los cortes de la Fm. Esperanza del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (parte baja) y composición carbonato-terrágena, la cual debió sobreyacer estratigráficamente al Miembro Castellano, de carácter terrígeno-carbonático y considerado como un equivalente de la parte superior de la Fm. San Cayetano, cuyas secuencias terrígenas también aparecen aquí. Estas tres unidades como regla contactan tectónicamente constituyendo escamas independientes imbricadas entre sí, lo cual se evidencia en los cortes de los pozos profundos (Kuznetsov et al. 1985; Segura-Soto et al. 1985; Nuñez et al. 1985). La sección estratigráfica superior de la Subzona Esperanza, cuyas unidades también yacen en escamas tectónicas, es muy similar a la que caracteriza la secuencia de Rosario del Norte (Rodríguez 1987; Martínez et al. 1988; Pszczółkowski 1999).

Existe un criterio casi unánime de considerar que los complejos de la Zona Bahía Honda sobrecorrieron desde el sur sobre todas las secuencias que componen la Zona Guaniguanico, relacionando además este cabalgamiento con la génesis de la estructura nappe escamada de la región, a la cual se le atribuía una vergencia dirigida siempre al noroeste (Pszczółkowski et al. 1975; Pszczółkowski 1994 b, 1999; Pszczółkowski y Albear 1982; Iturralde-Vinent 1994, 1998; Gordon et al. 1997; Cobiella et al. 2000). Iturralde-Vinent (arriba citado) destacó en su modelo que el apilamiento de los mantos tectónicos de la provincia Pinar del Río, dio lugar a que los complejos rocosos de la región se dispusieran de forma invertida con respecto a su lugar de procedencia relativa. De esta manera, la Zona Bahía Honda, expuesta más al norte, se consideraba como la unidad tectónica superior cuyos complejos provienen del sur, mientras que la Subzona Los Organos sería la unidad inferior y de procedencia más septentrional.

En Pszczolkowski et al. (1975) y Piotrowska (1975, 1976) se subdivide la Subzona Los Organos en tres unidades tectónicas de primer orden: Alturas de Pizarras del Sur, Alturas de Pizarras del Norte y el "cinturón de mogotes", ocupando una posición tectónica infrayacente e intermedia entre las otras, estimándose la posibilidad de que las dos primeras formasen parte de un mismo manto tectónico principal, ulteriormente desmembrado, que cabalgó desde el sur sobre la última unidad. Cabe señalar, que K. Piotrowska hizo la observación de que una gran parte de los mesopliegues de Pizarras del Norte tenían una vergencia sur (ver Piotrowska 1982), al contrario de los de Pizarras del Sur cuya vergencia norte había sido destacada por ella (Piotrowska 1975, 1976, 1982), sin embargo, no consideró la probabilidad de que pudiesen constituir unidades tectónicas totalmente independientes una de otra. Por otra parte, Pszczolkowski (Pszczolkowski et al. 1975; Pszczolkowski 1976) dividió la Subzona Rosario en dos secuencias diferentes: Rosario del Norte y Rosario del Sur; además, demostró que las unidades de la secuencia de Rosario del Sur cabalgaron sobre el cinturón de mogotes de los Organos.



El cinturón de mogotes se trata de un conjunto de mantos y escamas tectónicas buzantes al noroeste, en gran medida calcáreas, que sufrió el menor grado de transporte tectónico de la Zona Guaniguanico, ocupando el nivel estructural mas bajo (Pszczółkowski et al. 1975; Martínez et al. 1988; Iturralde-Vinent 1994, 1998; Pszczółkowski 1999). Se considera incluso que en las profundidades deben destacarse secuencias autóctonas poco dislocadas, las cuales fueron cortadas en el pozo profundo Pinar-1 (López, J.G. et al. 1987).

En Astajov et al. (1981) se plasmaron los resultados de un levantamiento geológico más detallado en la parte central de Guaniguanico, demostrándose que las unidades meridionales de la Subzona Rosario se extienden hacia el oeste ocupando las Alturas de Pizarras del Norte; además se destacó que sus diferentes escamas tectónicas tenían una vergencia sur, sobrecorriendo desde el norte al cinturón de mogotes. La vergencia sur de las estructuras en diferentes unidades de la Subzona Rosario fue destacada en Martínez et al (1988, 1991), mostrándose también que el sobrecorrimiento de la secuencia de Rosario del Sur sobre el cinturón de mogotes se dispone subhorizontalmente en el sector más oriental, lo cual había sido también señalado en Pszczolkowski et al. (1975). Ellos también concordaron con Pszczolkowski et al. (arriba citado) y Piotrowska (1975, 1976) al estimar que el manto tectónico que constituye Alturas de Pizarras del Sur tiene vergencia norte y una yacencia relativamente suave, lo que está avalado por los datos de las perforaciones, su límite sinuoso y la presencia de diferentes ventanas tectónicas donde afloran representantes del cinturón de mogotes.

De esta manera, los resultados de levantamientos geológicos más recientes (Astajov et al. 1981; Martínez et al. 1988) demostraron categóricamente que Alturas de Pizarras del Norte y Alturas de Pizarras del Sur corresponden con unidades tectónicas de primer orden independientes una de otra, pues el cinturón de mogotes aparece sobrecorrido desde el sur por el manto tectónico que compone la segunda y, desde el norte, por unidades tectónicas de la secuencia de Rosario del Sur. En Martínez et al. (1988), Martínez y Vázquez (1987) y Pszczolkowski (1994 a y 1999) se destaca que las unidades de la secuencia de Rosario del Sur ocupan las Alturas de Pizarras del Norte hasta el mismo límite occidental cubierto de la Zona Guaniguanico. En correspondencia con esto, la Subzona Los Organos estaría compuesta solamente por dos unidades de orden principal (Alturas de Pizarras del Sur y el cinturón de mogotes), pues Alturas de Pizarras del Norte sería la prolongación occidental de unidades meridionales de la Subzona Rosario.

Cabe señalar, que los afloramientos de la Fm. San Cayetano aparecen incipientemente metamorizados en condiciones de muy bajo grado. Sin embargo, en el mismo extremo meridional de los cortes de Alturas de Pizarras del Sur, cortada por la Falla Pinar, se expone una faja metamórfica formando una unidad estructural, superpuesta tectónicamente, donde las rocas aparecen mucho más deformadas y con una verdadera esquistosidad. Además de los equivalentes de San Cayetano, aquí se exponen calizas cristalinas con restos de ammonites del Jurásico Superior y cuerpos de metagabros y metadiabasas que contienen glaucofana y pumpelleita (Somin y Millan 1981; Pszczolkowski et al. 1975; Piotrowska 1975, 1976).

Consideraciones sobre la tectónica del territorio

En correspondencia con lo señalado arriba se estima que las secuencias de la Subzona Rosario procedieron de una región relativamente más norteña que las de Los Organos (Martínez et al. 1988), pero nunca más sureña como han destacado numerosos investigadores (Pszczółkowski et al. 1975; Pszczółkowski 1994 b, 1999; Iturralde-Vinent 1994, 1998; Gordon et al. 1997; Cobiella et al. 2000), pues el cinturón de mogotes de Los Organos aparece



sobrecorrido, desde el norte, por la secuencia de Rosario del Sur y, desde el sur, por el manto tectónico de Pizarras del Sur de Los Organos. Se considera además que la vergencia dirigida principalmente hacia el sur de las unidades nappe-escamadas de la Subzona Rosario (Astajov et al. 1981; Martínez et al. 1988), no favorece la idea, sostenida por la mayoría de los geólogos, de que un manto tectónico de los complejos oceánicos de la Zona Bahía Honda cabalgó desde el sur sobre todas las secuencias que constituyen la Zona Guaniguanico (incluyendo las de Alturas de Pizarras del Sur y la faja metamórfica), originando así la estructura nappe - escamada de esta región.

En el extremo suroccidental expuesto de la Zona Guaniguanico, el área que ocupa Alturas de Pizarras del Norte se ensancha de forma notable, caracterizándose por exposiciones de la Fm. San Cayetano (Pszczolkowski et al. 1975; Burov et al. 1986) que fueron consideradas pertenecientes a la secuencia de Rosario del Sur (Martínez y Vázquez 1987; Pszczolkowski, 1994 a, b y 1999). Sin embargo, una gran parte de estos afloramientos parece corresponder con una extensión hacia el noroeste (más allá del cinturón de mogotes) de los cortes rocosos del manto tectónico de Pizarras del Sur de Los Organos, pues mientras que el área de exposiciones de la citada formación se ensancha aquí considerablemente, el cinturón de mogotes (que adquiere una disposición norte - sur) se estrecha demasiado y sus contornos son muy sinuosos; además se destacan algunos sombreros tectónicos de la Fm. San Cayetano, lo que no es característico para otras localidades donde aflora la faja de mogotes. Por eso se estima que el verdadero límite tectónico entre las subzonas Los Organos y Rosario se encuentra aquí, mucho más al noroeste, entre los afloramientos de la mencionada formación expuestos en las Alturas de Pizarras del Norte. De acuerdo con la cartografía geológica, este límite podría corresponder con el contacto entre dos mantos tectónicos en los cuales solo se expone la Fm. San Cayetano (Burov et al. 1986).

Los datos proporcionados por el pozo Guane-1, de 800 metros de profundidad, parecen validar lo destacado en el párrafo anterior. Este se perforó en el peniplano donde se expone una cobertura plioceno-cuaternaria, en la prolongación cubierta de las exposiciones de Alturas de Pizarras del Norte, pero en una localidad bien alejada del cinturón de mogotes. Bajo los depósitos plioceno-cuaternarios, que alcanzan 220 metros de profundidad, hasta el final del pozo solo se perforaron esquistos cuarcíferos y cuarzo sericíticos, similares a los equivalentes de la Fm. San Cayetano que caracterizan la faja metamórfica expuesta mucho más al este (Somin y Millán 1981; Segura-Soto et al. 1985). Sin lugar a dudas, tales esquistos forman parte de esta faja de metamorfitas que sobreyace tectónicamente los cortes de San Cayetano de Pizarras del Sur. La ausencia de esquistos metaterrígenos similares a pocos kilómetros más al norte, entre los afloramientos de la mencionada formación en Pizarras del Norte, podría explicarse por la existencia de una falla transversal a las estructuras que provocó un hundimiento considerable del extremo más occidental del territorio cubano, separando así la Cordillera de Guaniguanico de la Península de Guanahacabibes. La existencia de tal dislocación parece estar bien avalada por observaciones geomorfológicas (Carlos Pérez, comunicación personal, 2002).

Por otra parte, en el borde noroccidental de Guaniguanico, la secuencia atribuida a la Subzona Esperanza (tal como se reconoce y expresa en los diferentes mapas geológicos) forma una estrecha faja norteña que aparece plegada y escamada conjuntamente con otra, más al sur, atribuida a la Subzona Rosario (compuesta en gran parte por el Mb. Castellano), destacándose en el extremo un anticlinal al norte y un sinclinal al sur (Burov et al. 1986). En el cierre periclinal de este último aflora un pequeño macizo gabroídico (macizo Jagua o Cabeza de Horacio), que sugiere estar vinculado intrusiva o protrusivamente con los cortes de la Fm. Esperanza. Este macizo se envuelve por una camisa de serpentinita esquistosa que contiene bloques de



metamorfitas, destacándose entre ellos unos de granatita casi monomineral. Los gabros aparecen metamorfizados, pues están anfibolitizados y además contienen glaucofana y en ocasiones granate (Burov et al. 1986). Todo esto permite suponer que no se trata de un intrusivo normal.

Este conjunto rocoso plegado se separa del sector meridional, contemplado más arriba, por un cinturón muy estrecho que se acuña al noreste y donde aflora principalmente el Miembro Vieja de la Fm. Manacas con bloques de calizas (Burov et al. 1986). Tal cinturón y su prolongación al noreste (Astajov et al. 1981) coinciden con una falla regional que secciona longitudinalmente la región de Pizarras del Norte y marca una discordancia estructural manifiesta. Al norte de esta dislocación el Mb. Castellano siempre aflora profusamente, formando escamas imbricadas con otras de la Fm. San Cayetano (Astajov et al. 1981; Burov et al. 1986; Martínez et al. 1988). De acuerdo con los autores citados, la mayoría de las exposiciones reconocidas del Mb. Castellano aparece constreñida a este sector norteño, ya que en el resto de la Zona Guaniguanico éste apenas se manifiesta.

Una dislocación con dirección W-NW y algo sinuosa atraviesa la Sierra del Rosario, aunque en su parte más oriental no está bien definida. Esta se ha interpretado como el límite de un presumible sobrecorrimiento de los mantos tectónicos de la secuencia de Rosario del Norte sobre los de la secuencia de Rosario del Sur (Pszczółkowski et al 1975; Martínez et al. 1988, 1991; Pszczółkowski 1994 b). Cabe señalar, que las unidades rocosas de Rosario del Norte, expuestas al norte de esta falla, buzan sostenidamente hacia el norte; mientras que al sur de esta ruptura afloran los mantos tectónicos de la secuencia de Rosario del Sur dispuestas de forma subhorizontal y con vergencia sur. Esta discordancia tan marcada en el carácter de la secuencia estratigráfica y en la estructura interna parece indicar que existió una apreciable transcurrancia a lo largo de tal falla.

Según Martínez et al. (1991) el límite entre el borde septentrional de la Subzona Rosario y la Zona Bahía Honda se trata de una falla inversa con dirección W-E y buzamiento abrupto al norte, la cual había sido anteriormente denominada Falla Consolación del Norte (Furrazola-Bermúdez et al. 1964). Cabe señalar, que en el mismo contacto entre ambas zonas se expone una faja estrecha compuesta por la secuencia cretácica de banco carbonatado conocida como Fm. Guajaibón, la cual por su carácter específico y sus límites tectónicos se considera como una unidad independiente no relacionada con la Subzona Rosario, ni con las secuencias propias de la Zona Guaniguanico (Pszczolkowski, 1994 a, 1999; Martínez et al. 1991). De acuerdo con su posición geológica y su presumible carácter exótico, se podría suponer que esta formación rocosa se dispone como una cuña tectónica emplazada, mediante transcurrancia o transpresión, durante la colisión que dio lugar a la estructura nappe-escamada de la región, así como a la yuxtaposición tectónica de las zonas Guaniguanico y Bahía Honda. Al respecto, Carlos Cofiño (comunicación personal, 2002) documentó mesoestructuras indicadoras de transcurrancia sinistral en diferentes localidades a lo largo de la Falla Consolación del Norte, que, según él, aparecen superpuestas a unos indicadores de falla inversa. Una intensa tectonización y cataclasis en esta zona de falla había sido señalada en Pszczolkowski et al. (1975) y Martínez et al. (1988), destacándose un gran desmembramiento de los horizontes litológicos con la presencia de numerosas discordancias acimutales, sugiriendo desplazamientos horizontales transcurrentes.

Aunque aquí no se apoya la idea de que un sobrecorrimiento de sur a norte de los complejos de la Zona Bahía Honda cabalgó por encima de todas las secuencias de la Zona Guaniguanico, la carta geológica indica que las unidades de la secuencia de Rosario del Norte aparecen cubiertas, en el extremo oriental de Guaniguanico, por una extensión de la Zona Bahía Honda



(ver Pszczolkowski et al. 1975; Martínez et al. 1991). Incluso poco más al este se destaca la ventana tectónica Martín Mesa, caracterizada por un afloramiento de unidades de la secuencia de Rosario del Norte en medio de ofiolitas, vulcanitas cretácicas y depósitos de las formaciones Vía Blanca y Capdevila, conjunto de complejos rocosos similar al que caracteriza la Zona Bahía Honda y que, sin lugar a dudas, provino del sur (Martínez et al. 1991; Albear e Iturralde-Vinent, 1982). Esto demuestra que los representantes de la Zona Bahía Honda cabalgaron desde el sur sobre la secuencia de Rosario del Norte, pero no sobre todas las secuencias que componen a la Zona Guaniguanico.

La Fm. Capdevila del Eoceno Inferior y el Grupo Víbora del Paleoceno constituyen un conjunto que se conoce actualmente como Grupo Mariel (Martínez et al. 1991), el cual fue depositado en condiciones de una cuenca transportada (piggy-back) sobre un basamento deformado compuesto por representantes del arco volcánico y de la asociación ofiolítica (Bralower e Iturralde-Vinent, 1997; Iturralde-Vinent, 1994, 1998). La secuencia del Grupo Mariel, especialmente la Fm. Capdevila, cubre a las unidades muy deformadas de Rosario del Norte en el mismo extremo oriental de la Cordillera Guaniguanico, formando una cobertura discordante relativamente poco dislocada (Pszczolkowski et al. 1975; Martínez et al. 1991). Este hecho, junto con la presumible presencia de clastos de formaciones jurásico-cretácicas de la Subzona Rosario en la composición de algunos horizontes conglomeráticos de la Fm. Capdevila (Pszczolkowski y Albear, 1982; Martínez et al. 1991), hicieron que Cobiella et al. (2000) trataran a esta formación como una cubierta sedimentaria depositada sobre la Subzona Rosario a continuación de la sedimentación de la Fm. Manacas (típica de cuenca frontal de colisión) y de las intensas deformaciones de las secuencias de la Zona Guaniguanico. Sin embargo, Bralower e Iturralde-Vinent (1997) demostraron la imposibilidad de tal consideración, por cuanto las formaciones Manacas y Capdevila son isocronas en gran medida, alcanzando sus depósitos hasta la parte media del Eoceno Inferior; además, estratigráficamente debajo de la Fm. Capdevila encontraron representantes del Grupo Mariel que llegan hasta la parte baja del Paleoceno Inferior. Los citados autores estimaron que el despegue tectónico principal de los complejos de la Zona Bahía Honda se localizó cerca de la base de la cuenca de piggy back, explicando de esa manera el bajo grado de dislocaciones del Grupo Mariel y de la Fm. Capdevila en particular, al extremo de no haber sido esta última afectada por las deformaciones que caracterizan a la Zona Guaniguanico (Gordon et al. 1997). De acuerdo con esto, el Grupo Mariel constituye aquí una lámina rocosa despegada pasivamente durante el sobrecorrimento de los complejos de la Zona Bahía Honda, emplazándose como una cobertura tectónica poco deformada, sobre la secuencia de Rosario del Norte y de la Fm. Manacas sinorogénica, probablemente después de la transurrencia sinistral ocurrida a lo largo de la Falla Consolación del Norte.

Aunque los sobrecorrimentos tuvieron un importante papel en el estilo tectónico impreso durante la colisión eocénica en el territorio de Cuba Occidental, se estima que en la yuxtaposición de las zonas estructuro – formacionales de la provincia Pinar del Río, así como de diferentes unidades tectónicas de la Zona Guaniguanico, la transurrencia sinistral jugó también un rol de consideración en esa propia fase tectónica.

C. Ducloz señaló (Ducloz 1989) que una intensa transurrencia sinistral, ocurrida durante la colisión oblicua entre las placas caribeña y norteamericana, tuvo un papel fundamental en el estilo estructural que caracteriza la parte norte de Cuba Central. En Millán et al. (1998, 2000) se destacó que una colosal falla sinistral, ocurrida por esa colisión, atravesó todo el norte de Cuba Central (Falla Las Villas-Nuevitas). Su desplazamiento parece haber sido del orden de numerosas decenas de kilómetros (quizás más de 100 kilómetros) en un lapso de tiempo geológico relativamente breve, generándose por su causa estructuras periclinales kilométricas



en su lado sur. La misma pudo seguirse hasta muy cerca de la entrada de la Bahía de Matanzas, debiendo extenderse al oeste bordeando aproximadamente todo el litoral norte de las provincias Matanzas y Habana, aunque enterrada bajo los depósitos costeros. La Falla Las Villas-Nuevitas también parece haber tenido una componente de sobrecorrimento hacia el norte durante la propia colisión (Millán et al. 1998) y su expresión superficial actual coincide aproximadamente con la de la sutura colisional.

La Zona Guaniguanico limita al sur con la Falla Pinar, la cual tiene muy buena expresión topográfica debido a una componente normal extensiva en sus movimientos mas recientes (Martínez et al. 1988, 1991; Gordon et al. 1997). Sin embargo, las investigaciones detalladas han demostrado que esta falla se manifestó en la etapa final de la colisión con un carácter transcurrente sinistral (Gordon et al. 1997). En Martínez et al. (1988, 1991) se señaló la existencia de cuerpos de serpentinita y melange serpentinitico a lo largo de la misma, lo que podría interpretarse como un indicio de su historia larga y compleja. En la Zona San Diego de los Baños, destacada al sur de la Falla Pinar, se manifiestan diversas fallas escalonadas paralelas a esta última (Somin y Millán, 1981; J.O. López et al. 1987); incluso la Cuenca Los Palacios (límitrofe con la Falla Pinar) se corta al sur por una falla de este mismo sistema, seccionando esta zona estructuro - formacional en dos bloques principales (Rodríguez-Basante, 1999). Cabe señalar, que los depósitos del Cretácico (a partir del Albiano) y del Paleogeno Inferior que caracterizan los cortes profundos de la Cuenca Los Palacios son de carácter terrígeno y terrígeno-carbonático, muy diferentes a los de la Zona Guaniguanico y relativamente menos dislocados, además, en su substrato tampoco se destacan representantes de las secuencias propias del arco volcánico cretácico (J.O. López et al. 1987; García et al. 1989; Bralower e Iturralde-Vinent, 1997). Esto favorece la idea de que la Falla Pinar tuvo una componente transcurrente de magnitud considerable, sugiriendo también que las raíces de donde supuestamente se despegaron las secuencias ofiolíticas y volcánicas de la Zona Bahía Honda no procedieron de la Zona San Diego de los Baños o de la Cuenca Los Palacios, tal como se supuso en Martínez et al. (1988, 1991).

Rosencrantz (1996) consideró a la Falla Pinar (según él, relacionada con la formación de la Cuenca Los Palacios) como una falla sinistral de segundo orden, vinculada con un sistema transformante ocurrido durante la convergencia y colisión de las placas caribeña y norteamericana en el Cretacico Superior tardío - Eoceno. Este sistema se caracterizó por una intensa transcurrencia sinistral asociada con riftogénesis, dando lugar a la apertura de la Cuenca de Yucatán. Es interesante señalar que la falla principal del mismo, que denominó Belice-Yucatán-Cuba, sigue a todo lo largo del escarpe de la Península de Yucatán, documentándola con un carácter sinistral hasta las inmediaciones del extremo occidental de la Península de Guanahacabibes. Luego la extiende de forma supuesta hacia el este, bordeando la costa norte de la provincia de Pinar del Río y limitando a la Zona Guaniguanico, convirtiéndose en el territorio de Cuba Central en la sutura eocénica, que, como dijimos, coincide aproximadamente en su trazo con la falla sinistral Las Villas-Nuevitas. El citado autor considera que la Zona o Terreno Guaniguanico constituye un bloque cortical que proviene de más al suroeste, emplazándose en su posición actual por transcurrencia sinistral (Rosencrantz 1996), lo que está en correspondencia con el criterio de que las secuencias de la Zona Guaniguanico procedieron de una región justo al este o noreste de la Península de Yucatán (Iturralde-Vinent, 1994, 1998; Pszczolkowski, 1999). Cabe señalar, que en el escarpe de Yucatán, bordeando la parte noroccidental de la cuenca de ese nombre, se dragaron del fondo marino unos esquistos metaterriígenos de bajo grado (Vedder et al. 1973) similares a los equivalentes de la Fm. San Cayetano expuestos en la faja metamórfica dispuesta en el extremo meridional de Pizarras del Sur. Esquistos similares fueron perforados bajo la cobertura plioceno-



cuaternaria en dos pozos de la Península de Guanahabibes (Somin y Millán, 1981; Segura-Soto et al. 1985).

Conclusiones

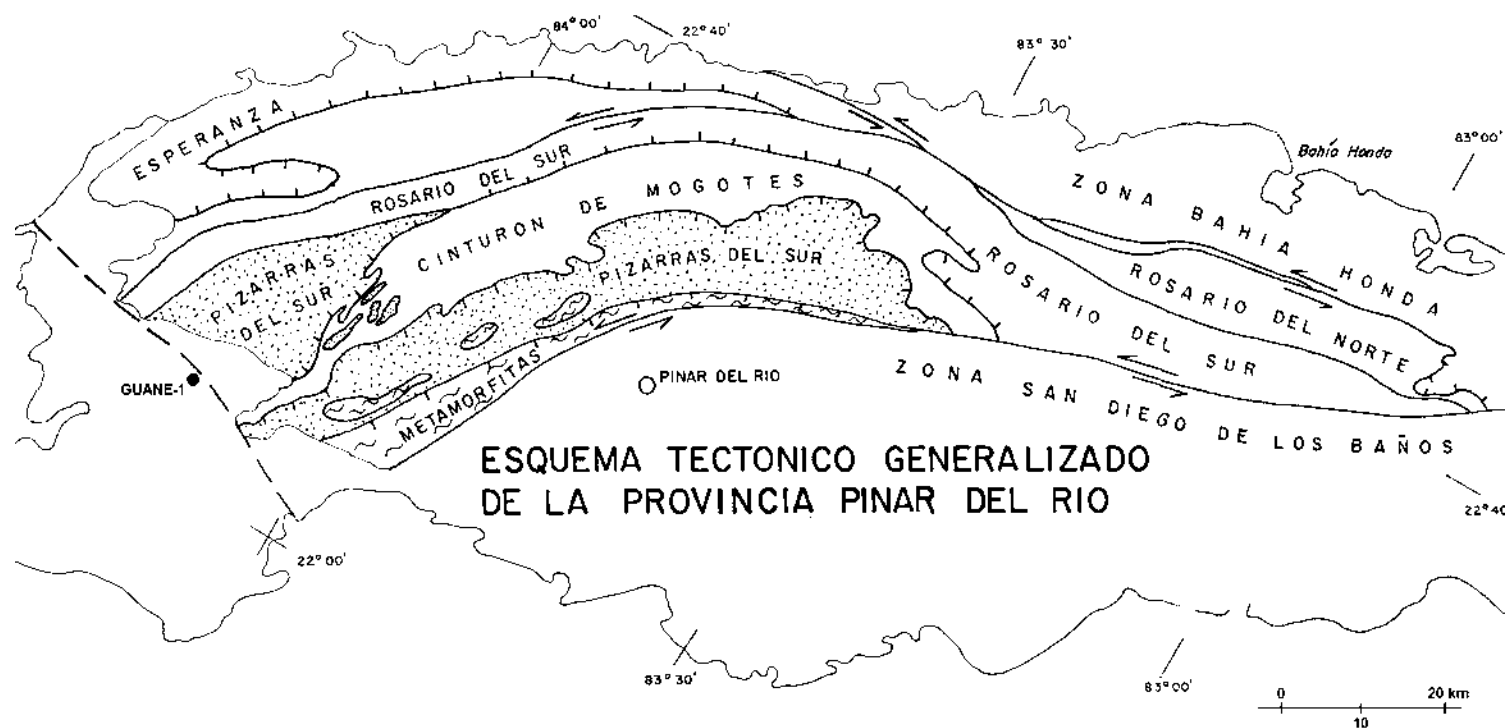
Como conclusión, se considera que en la región más occidental del territorio cubano, durante la colisión entre las placas caribeña y norteamericana, ocurrió una importante transcurrancia sinistral motivada por el carácter marcadamente oblicuo o transpresional de este evento (más acentuado aún que en el territorio de Cuba Central), jugando así un papel principal en la yuxtaposición de las distintas zonas estructuro-formacionales y de diferentes estructuras e incluso quizás subzonas de la Zona Guaniguanico. Por eso se manifestaron diversas fallas con un marcado componente sinistral, subconcordantes con la tendencia general de las estructuras nappe-escamadas. De esta manera, se estima que la Falla Consolación del Norte, que limita los cortes de la Zona Bahía Honda y la Subzona Rosario, se trata de una dislocación esencialmente de tipo sinistral, al igual que la Falla Pinar, que separa los cortes de las zonas Guaniguanico y San Diego de los Baños. De igual forma, algunas importantes rupturas dentro de la Zona Guaniguanico parecen haber tenido una componente sinistral de consideración, tal como la falla que secciona las Alturas de Pizarras del Norte y la dislocación que separa las unidades de Rosario del Norte y Rosario del Sur. Incluso se sospecha que el propio límite tectónico entre las subzonas Los Organos y Rosario pudo también haber tenido una componente sinistral.

Bibliografía

- Albear, J.F. de, M.A. Iturralde-Vinent (1982): Zonación estructuro-facial de las provincias de La Habana. En: Contribución a la Geología de las Provincias de La Habana y Ciudad de La Habana. p. 68 – 76. Edit. Cient. Técn., C. Habana.
- Astajov, K., V. Solianik, et al. (1981): Informe sobre los trabajos de levantamiento geológico a escala 1:50,000 en la parte noroeste de la prov. Pinar del Río. (inédito). ONRM, C. Habana.
- Burov, V., D. Martínez, et al. (1986): Informe de los trabajos de levantamiento geológico a escala 1:50,000 realizados en la parte occidental de la prov. Pinar del Río. (inédito). ONRM, C. Habana.
- Bralower, T.J., M.A. Iturralde-Vinent (1997): Micropaleontological dating of the collision between the North American Plate and the Greater Antilles Arc in Western Cuba. *Palaos*, v.12, p.133-150.
- Cobiella, J.L., S. Gil, A. Hernández, N. Díaz (2000): Estratigrafía y tectónica de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico, Cuba Occidental. *Minería y Geología*, vol. XVII, n.1, p. 5-15.
- Ducloz, Ch. (1989): Transcurrent faulting: a major tectonic feature of north-central Cuba. Resúmenes. Primer Congreso Cubano de Geología. p. 102-103. C. Habana.
- García, G., G. Fernández, A. Areces (1989): Nuevos aspectos bioestratigráficos y paleoambientales de la depresión Los Palacios. *Tecnológica*. Vol. XIX, n. 4, p. 8-15.
- Gordon, M.B., P. Mann, D. Cáceres, R. Flores (1997): Cenozoic tectonic history of the North America – Caribbean plate boundary zone in western Cuba. *Journ. Geoph. Res.*, Vol. 102, n. B5, p. 10,055 – 10,082.
- Iturralde-Vinent, M. A. (1994): Cuban geology: a new plate tectonic synthesis. *Journ. Petrol. Geol.* Vol. 17, n. 1, p. 39-70
- Iturralde-Vinent, M.A. (1998): Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. *Acta Geol. Hispánica*, Vol. 33, n. 1-4, p. 9-56.
- Kuznetsov, V. I., J. R. Sánchez, G. Furrázola, R. García (1985): Nuevos datos sobre la estratigrafía de los mantos tectónicos en la costa norte de Cuba. *Ser. Geol.*, n. 2, p. 106-118 CIG, MINBAS.
- López, J. G., J. O. López, J. Fernández, R. Segura (1987): Análisis geológico del corte del pozo paramétrico Pinar- 1. Memorias. III Encuentro Cient. Técnico de Geología. p. 40-45. SCG Filial Pinar del Río.



- López, J. O., J. G. López, J. Fernández, R. Segura (1987): Acerca la constitución geológica de la parte oriental de la Cuenca Los Palacios. Memorias. III Encuentro Cient-Técnico de Geología. p. 27-31. SCG Filial Pinar del Río.
- Martínez, D., M. Vázquez (1987): Alturas Pizarrosas del Norte, extremo occidental de la Subzona Sierra del Rosario. Memorias III Encuentro Cient. Técnico de Geología. p. 57-71. SCG Filial Pinar del Río
- Martínez, D., R. Fernández de Lara, et al. (1988): Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y búsqueda a escala 1: 50,000 en la parte central de la prov. Pinar del Río. (Inédito) ONRM. C. Habana.
- Martínez, D., M. Vázquez, et al. (1991): Informe sobre los resultados del levantamiento geológico y prospección a escala 1: 50,000 Pinar-Habana. (Inédito). ONRM. MINBAS. C. Habana.
- Millán, G., C. Pérez, D. García (1998): El cinturón orogénico en Cuba Central. GEOMIN 98, Mem. 1, p. 423-426. CNIG, IGP.
- Millán, G., L. Bernal, C. Pérez, D. García, Y. Rojas (2000): Falla Las Villas-Nuevitas: Importante transcurrencia sinistral en el norte de Cuba Central. Bol. Soc. Cub. Geol., vol. 2, n. 2, p. 6 – 7.
- Núñez, C., J. Fernández, E. Milián (1985): Complejos litológicos y relaciones estratigráficas en los pozos Dimas-1 y San Ramón-1. Ser. Geol., n.4, p.79-94, CIG. MINBAS
- Piotrowska, K. (1975): The nappe development in the Sierra de los Organos (western Cuba). *Bull. Acad. Pol. Sci., ser. sci. terre* 23, n.1, p. 42-82.
- Piotrowska, K. (1976): Outline of tectonics of the Pinar del Río Province (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., ser. sci. terre*, vol. 24, n. 3-4, p.183-191. Varsovie.
- Piotrowska, K. (1982): Las estructuras de nappes en la Sierra de los Organos. Contribución a la geología de la provincia de Pinar del Río, p.85-156. Edit. Cient. Técnica, C. Habana.
- Pszczółkowski, A. (1976): Nappe structure of the Sierra del Rosario (Cuba). *Bull. Acad. Polon. Sci., ser. sci. terre*, Vol. 24, n. 3-4, p. 205-215. Varsovie.
- Pszczółkowski, A. (1994 a): Lithostratigraphy of Mesozoic and Paleogene of Sierra del Rosario, Western Cuba. *Studia Geol. Pol.*, vol. 105, p. 39-63.
- Pszczółkowski, A. (1994 b): Geological cross-sections through the Sierra del Rosario thrust belt, Western Cuba. *Studia Geol. Pol.*, vol. 105, p. 67-90.
- Pszczółkowski, A. (1999): The exposed passive margin of North America in Western Cuba. Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, 4, p. 93-121, Elsevier Science B.V. Amsterdam.
- Pszczółkowski, A., K. Piotrowska, et al. (1975): Texto explicativo del mapa geológico a escala 1:250,000 de la provincia de Pinar del Río. (Inédito). ONRM. MINBAS. C. Habana.
- Pszczółkowski, A., J.F. de Albear (1982): Subzona estructuro-facial de Bahía Honda, Pinar del Río; tectónica y datos sobre la sedimentación y paleogeografía del Cretácico y del Paleogeno. *Cienc. Tierra. Espacio*. N.5, p. 3-24, ACC.
- Rodríguez-Basante, B. (1999): Interpretation of geophysical datasets for geological and structural mapping in western Cuba. Master in Science Thesis. ITC. Holanda.
- Rosencrantz, E. (1996): Basement structures and tectonics in the Yucatan Basin. Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba. proy. 364, Spec. Cont. N. 1, p. 36-47, IUGS-UNESCO, Miami.
- Segura, R., E. Milián, J. Fernández (1985): Complejos litológicos del extremo noroccidental de Cuba y sus implicaciones estratigráficas de acuerdo con los datos de las perforaciones profundas. *Tecnológica.*, vol. 15, ser. geol., n.1, p.32-36. C. Habana.
- Somin, M.L., G. Millán (1981): Geología de los complejos metamórficos de Cuba (en ruso). 219 pp., Edit. Nauka, Moscú.
- Vedder, J.G., N.S. McLeod, M.A. Lamphere, W.P. Dillon (1973): Age and tectonic implications of some low grade metamorphic rocks from the Yucatan Channel. *Journ. Res. US Geol. Surv.*, Vol. 1, N. 2, p.157-164.





ALGUNAS CONSIDERACIONES ACERCA DE LA EVOLUCION TECTONICA DEL EXTREMO OCCIDENTAL DE PINAR DEL RIO, CUBA.

Carlos M. Pérez Pérez⁽¹⁾, Leandro L. Peñalver Hernández⁽¹⁾, Miguel Cabrera Castellanos⁽¹⁾, Roberto Denis Valle⁽²⁾

⁽¹⁾ Instituto de Geología y Paleontología. MINBAS. Vía Blanca s/n y Carretera Central. San Miguel del Padrón. CP 11000. Ciudad de la Habana. Cuba, Tel: 55-7232, Fax: (537) 55-7004, Email: carlos@igp.minbas.cu.

⁽²⁾ Empresa Geominera Pinar del Río. MINBAS. Martí No. 141, Pinar del Río, CP 20100.

RESUMEN

Sobre la base de las características geólogo-geomorfológicas específicas de la llanura suroccidental de la Provincia de Pinar del Río, así como de los resultados de recientes trabajos geológicos realizados allí, se hacen algunas consideraciones acerca de la evolución tectónica de esta región, la cual se diferencia sustancialmente del resto del territorio cubano.

Como resultado de una brusca inversión del régimen tectónico a fines del Oligoceno o en el Mioceno temprano, a lo que pudiera asociarse también la interrupción de la falla Pinar en esta zona, se produjo un basculamiento escalonado del sustrato más antiguo en dirección al suroeste, lo que permite definir tres bloques con características diferentes, de Norte a Sur:

- Franja de pie de monte alrededor de las elevaciones de la Zona Guaniguanico, donde predomina el material terrígeno.
- Depresión alargada de E a W cubierta por depósitos cuaternarios muy jóvenes.
- Llanura cársica de Guanahacabibes donde predominan los depósitos carbonatados.

Se analizan las principales geoformas y deformaciones estructurales de cada bloque. Se evalúan los aspectos geológicos comunes y discordantes y se establecen los pulsos tectónicos que han incidido en el descenso o la elevación de los mismos. Sobresale, entre todos, el segundo bloque que puede definirse como una depresión de origen tectónico, recién emergida que, hasta hace muy poco, comunicaba la Ensenada de Cortés con la Bahía de Guadiana.

Se destaca la extraordinaria similitud del área de estudio con la parte sur de la Isla de la Juventud.

ABSTRACT

Based on geological and geomorphological characteristics of the south-western plain of Pinar del Río province, as well as the results of recent geological works, some considerations are made about the tectonic evolution of this region, which is radically different from the rest of the Cuban territory.

As the result of a sudden inversion of the tectonic regime occurred in the late Oligocene or the early Miocene, that also could be associated with the interruption of the Pinar fault in this area, an echelon fault disruption of the older substratum towards a south-west direction was produced. This allows to separate the following three blocks with different features; from north to south:

- A piedmontal belt surrounding the Guaniguanico zone hills where terrigenous material prevails.
- An extended east-west depression covered by very young quaternary deposits.
- The Guanahacabibes karstic plain, where calcareous deposits predominates.

The main geoforms and structural deformations of each block are analysed. The common and not common geological features are tested, pointing to the tectonic pulses that have influenced on their rising or lowering. The most remarkable is the second block, defined as a tectonic depression that emerged recently and just a while ago linked the Ensenada de Cortés with the Guadiana Bay.

There is a noticeable similarity between the studied area and the southern part of the Isla de la Juventud.



INTRODUCCION

El área de estudio se ubica entre los paralelos 21°40' y 22°10' de latitud norte y los meridianos 83°54' y 85°00' de longitud oeste (Fig.1), y puede ser caracterizada como una amplia llanura que bordea por el sur a las elevaciones más occidentales de la Cordillera de Guaniguanico. En toda el área afloran solamente formaciones neógeno-cuaternarias (formaciones Paso Real, Guane, Guevara, Vedado, Jaimanitas, etc), -formando bandas o franjas con orientación sublatitudinal-, que dan lugar a un paisaje muy específico: lagos, lagunas, pantanos, extensas acumulaciones de arenas cuarzosas, variadas formas cársticas, etc. Aquí están descritos (Nuñez et al, 1970) varios subtipos de carso típicos de llanuras costeras, superficies fuertemente corrosionadas, dolinas lacustres de tipo de cenotes, distintos tipos de cuevas y voladizos de marea.

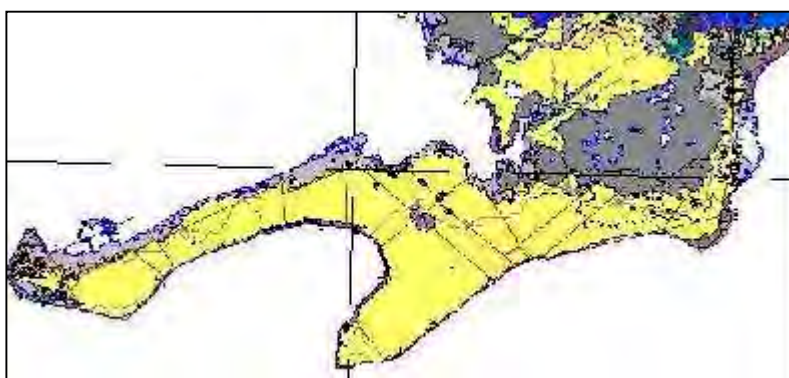


Fig.1- Área de estudio: Extremo suroccidental de Pinar del Río. Detalle del Mapa Geológico de Cuba. IGP 1988.

Según demuestran los datos obtenidos por los pozos profundos perforados (Guane y Guanahacabibes) las rocas neógeno-cuaternarias yacen directamente sobre las jurásicas, lo que indica una brusca inversión del régimen tectónico a fines del Oligoceno o en el Mioceno temprano. Este aspecto parece confirmarse con la brusca desaparición del elemento que provoca el mayor contraste conocido en el relieve del Occidente cubano: la falla Pinar.

En el pozo Guane I: Bajo la cobertura plioceno-cuaternario que alcanza 220 m de profundidad, hasta el fin del pozo a los 800 m se perforaron esquistos o filitas cuarzo sericíticas lístricas, equivalentes de la Fm. San Cayetano con bajo grado metamórfico.

En el pozo Guanahacabibes que alcanzó 2202 m, la cobertura alcanza 1000 m. Por debajo y hasta el final afloran también filitas cuarzo sericíticas, equivalentes de la Fm. San Cayetano con bajo grado metamórfico (idem al pozo Guane I).

De aquí se infiere que el estilo estructural que predominó al inicio fue de subsidencia prolongada y, al menos en dirección al suroeste, parece haber ocurrido un basculamiento escalonado del sustrato. Este proceso se comportó en el tiempo de forma desigual en distintas partes del territorio y, de alguna manera, esto se refleja directamente en el paisaje superficial actual.



MATERIALES

Para la argumentación de las tesis del trabajo se utilizaron los resultados de las comprobaciones de campo ejecutadas en el área para mejorar la cartografía de los depósitos N-Q, se consultaron materiales geólogo-geofísicos anteriores (Fig.2 y 3). y se realizaron interpretaciones de fotos aéreas e imágenes de satélite (Fig.4).

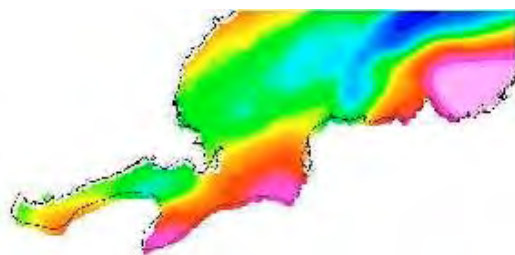


Fig.2- Detalle del Mapa Gravimétrico de Pinar del Río, (Fuentes y Pérez, 2001).

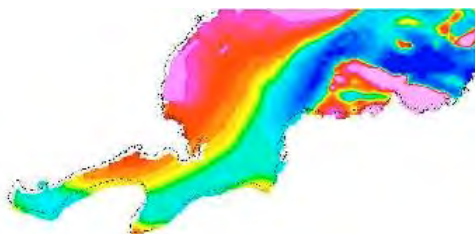
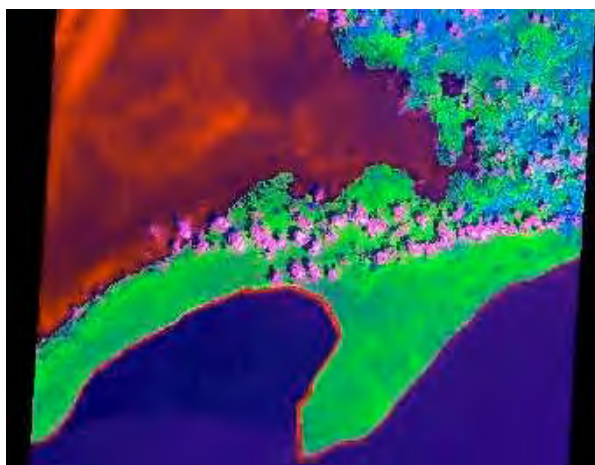


Fig.3- Detalle del Mapa Magnetométrico de Pinar del Río, (Corbea et al, 1998).



| ASTER VNIR | TM VNIR |
|---------------|--------------|
| B1 0.52-0.6 | B2 0.52-0.6 |
| B2 0.63-0.69 | B3 0.63-0.69 |
| B3 0.76-0.86 | B4 0.76-0.86 |

Fig.4- Composición a color de las bandas espectrales 1, 2 y 3 de las imágenes del satélite ASTER, que se corresponden con las bandas 2, 3 y 4 del LANDSAT TM. El color verde se corresponde con los depósitos carbonatados de la Fm. Vedado, que cubren la Península de Guanahacabibes.



Como puede apreciarse en los mapas gravimétrico (Fig. 2) y magnetométrico (Fig.3) de la parte occidental de Pinar del Río existe una clara diferencia en la respuesta de éstos métodos en el área de estudio en comparación con la parte septentrional. La información gravimétrica demuestra claramente la presencia de una zona de gradiente entre un máximo y un mínimo, lo que parece confirmar la posibilidad de que un fenómeno tectónico interviniera de forma brusca en la evolución geológica de la región entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, fragmentando el territorio.

La interpretación de las fotos aéreas aportó también importantes evidencias de las diferencias existentes en el paisaje actual, que, sin dudas, refleja la complejidad de la evolución sufrida por esta parte del territorio cubano. La distribución de los depósitos cuaternarios y la abundancia de fenómenos cárscicos de la más variada naturaleza son un testimonio fehaciente de la sucesión alternante de regresiones y transgresiones, que pudieron estar asociados con movimientos neotectónicos de gran complejidad (Kartashov y Mayo, 1970). En la parte oriental se destaca la existencia de una interesante estructura circular (bautizada como San Julián por R. Pérez, comunicación personal) de naturaleza no precisada.

El procesamiento de la imagen de satélite ASTER (Composición RGB de las bandas 1, 2 y 3) permite apreciar la homogeneidad litológica de la península de Guanahacabibes (Fig.4), que la diferencian sustancialmente de las franjas ubicadas más al norte. El color verde oscuro se corresponde con la distribución de los depósitos carbonatados de la Fm. Vedado.

DISCUSION

De Norte a Sur el área de estudio fue dividida en tres bloques con características diferentes (Fig.5):

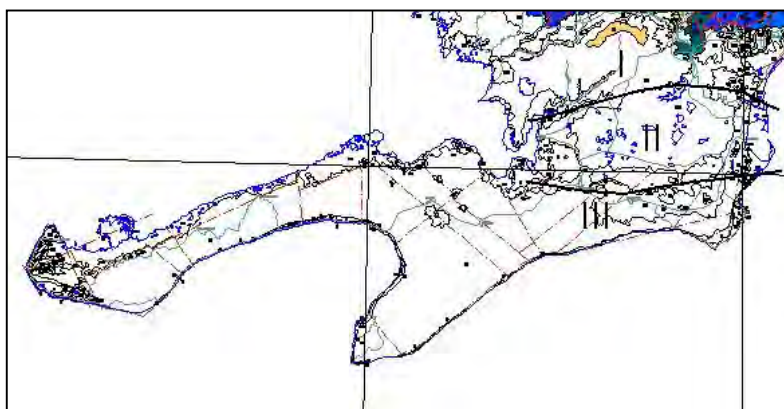


Fig. 5.- Propuesta de división en bloques de la zona de estudio.

- **Bloque I:** Franja de pie de monte al sur de las elevaciones de la Zona Guaniguanico.

Está constituido predominantemente por depósitos terrígenos del N_2-Q_1 (Fm. Guane) que cubren transgresivamente las formaciones jurásicas de Guaniguanico. Es evidente que sufrió una acelerada subsidencia en el Mioceno temprano (se depositó la Fm. Paso Real), producto de un evento aún no precisado. La brusca interrupción de la falla Pinar, avalada por datos geofísicos, indica la posible actividad en esta época de un evento tectónico de alcance regional en esta zona.



- **Bloque II:** Depresión alargada de E a W cubierta por depósitos cuaternarios muy jóvenes.

Puede definirse como una depresión de origen tectónico recién emergida que, por lo menos en el Pleistoceno, constituía un canal de comunicación entre la Ensenada de Cortés y la Bahía de Guadiana. Está cubierto por depósitos muy jóvenes (Q_{2-3}) representados por grandes acumulaciones de arenas cuarzosas y presenta un amplio desarrollo de lagunas y pantanos de probable origen cársico. Parece haber sido afectado por variados movimientos de ascenso y descenso.

- **Bloque III:** Llanura cársica de Guanahacabibes.

Abarca la península de Guanahacabibes. Está cubierto de forma prioritaria por depósitos carbonatados del N_2-Q_1 (Fm. Vedado), que forman una llanura cársica elevada a varios metros sobre el nivel del mar. Resulta evidente que la subsidencia inicial (que aquí parece haber ocurrido a fines del Oligoceno), dio paso a la elevación continua del bloque a partir del Pleistoceno inferior. La observación por los autores de numerosos voladizos de marea cercenados limpiamente, que yacen alineados a lo largo de decenas de metros al pie de acantilados verticales alejados de la costa actual, sugiere una actividad tectónica reciente.

CONCLUSIONES

El extremo occidental de la provincia de Pinar del Río, resulta una región con evidencias de haber sufrido una evolución tectónica compleja, lo que ha definido la existencia aquí de un paisaje muy especial.

Como un aspecto relevante a tenerse en cuenta en estudios futuros, se destaca la extraordinaria similitud tectónica del área de estudio con la parte sur de la Isla de la Juventud.

BIBLIOGRAFIA

- Corbea L., L. Liufú, I. Padilla, A. Oviedo, 1997. Mapa aeromagnético de la República de Cuba a escala 1:250 000. Informe Final de Proyecto. Archivo Técnico-IGP.
- Fuentes M., P.H. Pérez, 2001. Mapa Gravimétrico de Cuba para densidades $2,3 \text{ T/m}^3$ y $2,67 \text{ T/m}^3$. Informe Final de Proyecto. Archivo Técnico-IGP.
- Kartashov I.P., N. Mayo, 1970. Algunas particularidades de las estructuras de los depósitos del cuaternario continental en Cuba Central y Occidental. Resumen al Simposium XXX Aniv. de la Sociedad Espeleológica de Cuba. En el Libro "Medio Siglo explorando Cuba" Tomo II. Habana, Cuba. Editora ACC. Pag. 72-73.
- Núñez Jiménez A., O. Stelcl, V. Panos y J. F. de Albear, 1970. La llanura costera occidental de Pinar del Río. Serie Espeleológica y Carsológica. No. 19. Instituto de Geografía. Habana, Cuba. Editora ACC. 113 pag.



ANÁLISIS ESTRUCTURAL EN LA ZONA DE ARTICULACIÓN SIERRA DE LOS ÓRGANOS-SIERRA DEL ROSARIO, EN EL SECTOR SAN DIEGO-BERMEJALES. PINAR DEL RÍO.

Dámaso Cáceres Govea, Bernabé Mahapy Dala y Hamuda Mohamed Salek.

*Departamento de Geología. Universidad de Pinar del Río, Cuba. Calle Martí 270, CP 20100.
Email:dcaceres@geo.upr.edu.cu*

RESUMEN

El área de estudio se localiza al noroeste de San Diego de los Baños en la provincia de Pinar del Río. Los trabajos de campo se desarrollaron a lo largo de un itinerario geológico entre las localidades Los Bermejales y San Diego de los Baños, a través de los ríos Caiguanabo, La Catalina y San Diego, por una extensión aproximada de siete kilómetros, con la realización de mediciones estructurales de detalle en catorce puntos de observación convenientemente distribuidos, para su posterior procesamiento e interpretación.

En los últimos años, numerosos especialistas han considerado como un hecho la existencia de una falla transcurrente que separa las estructuras de Sierra de los Órganos y Sierra del Rosario. El análisis de imágenes de satélite ofrece una impresión favorable al respecto y el marco tectónico regional bien pudiera favorecer su existencia. Su aparición pudiera estar relacionada con el avance diferencial de los mantos durante los cabalgamientos, a una estructura de riedel secundaria a partir del surgimiento de la falla Pinar, posterior a los cabalgamientos, o a una antigua falla profunda, reactivada.

Durante la presente investigación se pudo comprobar la existencia de un comportamiento en la zona de articulación similar al del resto de la cordillera y no una estructura disyuntiva con la linealidad esperada para una falla transcurrente de tal magnitud. Numerosas fallas de diferente orientación, con desplazamiento diestro y siniestro, así como pliegues vergentes y tumbados según la orientación de los esfuerzos que originaron los sobrecorrimientos, no evidencian otro fenómeno.

ABSTRACT

The study area is located to the northeast of San Diego de los Baños, Pinar del Río. Field work was performed along a cross line striking between Los Bermejales and San Diego de los Baños, through Caiguanabo, La Catalina and San Diego rivers. The cross line has about 7 km long.

Detailed structural measurements were carefully recorded through a group of observation points along the profile.

In the last years, many authors have considered as a fact, the existence of a transcurrent fault between Sierra de los Órganos and Sierra del Rosario structures.

Satellite images analysis show a true tendency to confirm the fault and the regional tectonic setting also helps to favor it.

The fault could be related to the differential movements of thrust sheets during the overthrusting process, either to a secondary riedel structure associated to the evolution of Pinar fault, later than the overthrust, or to an ancient deep reactivated fault.

In this work we confirm the existence of a similar behavior in the linking zone between both structure as in the rest of the massif and not to a transcurrent fault, previously postulated, with a linear pattern expected for this type of fault.

Several faults with different orientation, sinistral and dextral displacement as well as vergent and recumbent folds following the orientation of stress show no evidence of other phenomenon.



Introducción.

La zona de articulación Sierra de los Órganos-Sierra del Rosario ha sido objeto de diversas interpretaciones, sin que hoy se halla llegado a un consenso. A partir de interpretaciones gravimétricas, numerosos investigadores aseguran la existencia de una falla transcurrente diestra que delimita dos campos muy bien definidos.

El análisis del desarrollo tectónico de la región ofrece al menos tres posibles variantes para su ocurrencia: una falla antigua, profunda; una falla transcurrente originada durante el transporte tectónico; una falla transcurrente, sincrónica con falla Pinar, originada como fractura de Riedel.

Una falla transcurrente de la envergadura que se plantea, capaz de separar los dominios Yucatán y La Florida, necesariamente deberá estar acompañada de numerosos indicadores cinemáticos, detectables y medibles, que permitan profundizar en la naturaleza de tan importante estructura.

La zona de los trabajos la constituyó un itinerario geológico entre Los Bermejales y San Diego de los Baños, a través de los ríos Caiguanabo, La Catalina y San Diego, por una extensión aproximada de siete kilómetros.

Geología de la región .

En la región tienen lugar depósitos de edad Jurásico Inferior hasta Cuaternario, representados por sedimentos terrígenos carbonatados de la zona estructuro-facial Guaniguanico, conformada por las subzonas Sierra del Rosario y Sierra de Los Órganos.

En la subzona Sierra de Los Órganos, son característicos para la parte baja del corte los depósitos terrígeno-carbonatados, horizontes de gravelitas y conglomerados, así como horizontes de calizas, que hacia la parte alta se hacen más frecuentes. En la subzona Sierra del Rosario el corte es mucho más arcilloso. Su edad es Jurásico Inferior hasta Superior, parte baja del Oxfordiano Medio.

El intervalo del Oxfordiano al Cretácico Inferior, en la subzona Sierra del Rosario está representado por depósitos carbonatado-terrígenos con intercalaciones de pedernal, mientras en el Aptiano-Albiano tiene lugar un horizonte de silicitas fracturadas, intercaladas con argilitas. El Maestrichtiano está representado por brechas calcáreas que incluyen en su composición fragmentos de pedernal y ocasionalmente de rocas volcánicas. El Paleoceno Tardío está constituido por calizas laminadas.

En la parte alta del corte de ambas subzonas se localizan los depósitos del Eoceno Inferior-Medio, constituidos por aleurolitas, areniscas polimícticas y areniscas tobáceas que engloban bloques de rocas de diferentes edades y composición.

La Cordillera de Guaniguanico posee una elevada complejidad tectónica, representada por numerosos y variados nappes. Su límite meridional ha funcionado como un sistema de fallas transcurrentes con desplazamientos siniestros que la ponen en contacto con la zona San Diego de los Baños, mientras en su límite septentrional está sobrecorrida por la subzona Bahía Honda, donde se han detectado indicadores cinemáticos que atestiguan además un desplazamiento sinistral, originado a causa de la rotación horaria del stress principal (Cáceres, 1997, 1998).



Las características de las deformaciones plicativas y disyuntivas están en función de la litología, posición en el nappe y profundidad de ocurrencia, mientras la mayoría de las fallas han sido originadas durante el desplazamientos de las secuencias desde el sur, apareciendo a todas las escalas (Cobiella Reguera, et al., 2000). Otro elemento valioso en la tectónica de la sierra lo constituye la presencia de varios tipos de melanges (Cobiella Reguera, 1998).

Materiales y métodos.

El procesamiento de la información se basó en la representación de los diferentes elementos estructurales detectados y medidos en cada punto de observación, con la utilización del software Spheristat, mediante la proyección estereográfica en el hemisferio inferior de los diferentes elementos lineales y planares, obteniéndose diagramas de arcos, polos y contorno, según el caso.

Los datos estructurales, agrupados por sectores y procesados, aparecen representados (Figura No. 1). Para caracterizar los diferentes sectores, teniendo en cuenta el comportamiento de los resultados obtenidos de los diagramas por puntos, se procedió a agrupar aquellos que mostraban un comportamiento similar, quedando de esta manera el área subdividida en tres sectores.

El sector I, lo constituyen los puntos 2, 3 y 4, representa el extremo occidental del perfil y tiene lugar en los depósitos de las formaciones San Cayetano y Artemisa, correspondientes a Sierra del Rosario.

El diagrama PA-I, que agrupa los planos axiales medidos en este sector, muestra una distribución de los mismos con orientación SE-NW, ligeramente inclinados al NE y SW respectivamente sin un marcado predominio; el diagrama EP-I, muestra un predominio de los ejes de los pliegues hundidos hacia el NE; el diagrama F-I Arcos, representa los planos de fallas medidos en el sector, en el que se observa un predominio en aquellas de orientación SW-NE, inclinadas preferencialmente hacia el E y el diagrama F-I, representa el diagrama de contorno elaborado sobre la base de la información de planos de fractura, en el que se aprecia la orientación de sigma 1 al NE, mientras sigma 3 lo hace al NW.

El sector II, lo conforman los puntos 1, 5, 6 y 7, localizados en la parte central del área, también en depósitos de Sierra del Rosario, cerca del contacto con Sierra de Los Órganos.

El diagrama PA-II, muestra una distribución de los planos axiales, con una orientación NW-SE, pero con una inclinación más pronunciada al SW y NE respectivamente; el diagrama EP-II, que representa la distribución de los ejes de los pliegues, muestra como la mayoría se hunden hacia el SE, diferenciándose de los del sector I; el diagrama F-II Arcos, expresa una distribución muy uniforme de las fallas en todas direcciones, aunque pueden distinguirse dos orientaciones preferenciales, una NNW-SSE y otra ENE-WSW y el diagrama F-II, que representa el diagrama de contorno elaborado en base a los planos de fractura medidos en el sector, indica una distribución periférica de las mayores concentraciones de sus polos y una orientación de sigma 1 al SSE, mientras sigma 3 lo hace al NE.

El sector III, se extiende por el resto del perfil, en depósitos de las formaciones Jagua y Guasasa, pertenecientes a Sierra de los Órganos.

El diagrama PA-III, muestra una distribución contrastante de los planos axiales, con orientación NE-SW y se inclinan al NW y SE respectivamente; el diagrama EP-III, manifiesta un



comportamiento de los ejes de los pliegues similar al sector I; el diagrama F- II Arcos, representa una muy uniforme distribución de los planos de falla en todas direcciones y el diagrama F-III, expresa mediante el diagrama de contorno, las mayores concentraciones de los polos de los planos de fallas medidos, distinguiéndose una orientación de sigma I al SE, mientras sigma 3 se orienta al NW.

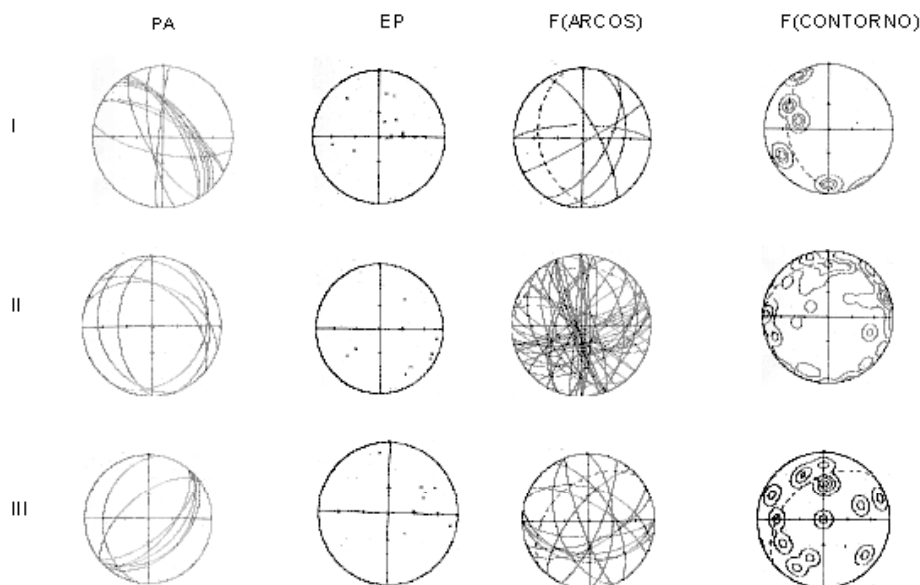


Figura 1. Diagramas de la proyección estereográfica en el hemisferio inferior de los elementos planares y lineales medidos en el perfil. PA-planos axiales, EP-ejes de los pliegues, F (ARCOS)-fallas, F (CONTORNOS)-diagramas de contorno, I, II y III-sectores.

Resultados.

El área de las investigaciones constituye una estrecha franja de aproximadamente siete kilómetros de longitud a lo largo de los ríos Caiguanabo, La Catalina y San Diego, desde Los Bermejales hasta San Diego de los Baños, sobre el límite geológico entre Sierra de Los Órganos y Sierra del Rosario.

El perfil se inicia en rocas de subzona Sierra del Rosario, pertenecientes a la Formación San Cayetano, continuando hacia el sureste con la Formación Artemisa, para entrar en los depósitos de la subzona Sierra de Los Órganos, representada por las formaciones Jagua y Guasasa .

Estructuras plicativas.

En el extremo noroeste del perfil (Punto No. 2), se evidencia una zona de compresión y repliegue de rocas arcillosas, pertenecientes a la Formación San Cayetano. Parece tratarse de una zona de falla, donde se desarrollan diversos pliegues, algunos de kink band inversos. Más adelante aparece una estructura plegada bajo compresión. Aquí se describen sistemas de pliegues y fallas combinados.

Hacia la parte central del perfil, cerca del contacto Órganos-Rosario (Punto. No. 5), aparecen abundantes estructuras plegadas. Da la impresión en su conjunto de una zona sometida a



grandes presiones (un frente de cabalgamientos o la intersección de varios sistemas de fallas). Se detectan además pliegues en secuencias interestratificadas de calizas y pedernal, contra una falla inversa.

Un poco más adelante se observan pliegues vergentes. Se trata del flanco invertido de un pliegue tumbado hacia el sur. Más al norte (Punto No. 1) se describe un pliegue isoclinal tumbado al SE.

Continuando hacia el sureste (Punto No. 7) se describe un pliegue concéntrico tumbado hacia el sur y más adelante (Punto No. 9) la roca aparece plegada y afectada por numerosas fallas. Cien metros (100 m) más adelante río abajo, aparece un pliegue isoclinal tumbado hacia el W.

A continuación (Punto No 12) se detecta un pliegue isoclinal tumbado hacia el SE, con pliegues menores vergentes en sus flancos, así como pliegues con vergencia NW hacia el extremo oriental del perfil.

Estructuras disyuntivas.

El perfil se inicia en su extremo noroccidental (Punto. No. 2) con una estructura fallada. En el plano se detecta una falla normal, a través de escamas de calcita. Algo más adelante (Punto. No. 3), la roca está muy afectada por vetillas de calcita, en ocasiones subconcordantes con la estratificación, pero hay varios sistemas cortantes y con funcionamiento diverso. Aparece además un sistema de vetillas de calcita con desplazamiento diestro, abundantes estilolitos de carga y un sistema cortante subhorizontal de orientación NW-SE, así como otros sistemas con desplazamiento siniestro.

Hacia el límite Órganos–Rosario, la roca es atravesada por numerosos sistemas de vetillas de calcita con espesores de 2 a 10 cm y numerosos sistemas de fallas y grietas. Hacia el Punto. No. 6, se intersectan numerosos sistemas de fallas.

En el Punto No. 1, se observa un sistema conjugado de fallas sinestrales, expresadas por escamas de calcita. En un plano subhorizontal de falla se puede medir el desplazamiento en dirección N-S, sin evidencias microtectónicas que indiquen con seguridad el sentido del desplazamiento.

Hacia el sureste, en la ladera norte del río San Diego, aparece un afloramiento de areniscas cuarzosas afectado por un plano de falla. Sus escamas de calcita indican un desplazamiento al NE.

Hacia el extremo más oriental (Punto No. 14), la roca está muy plegada, fallada y atravesada por vetillas alargadas de calcita. Se describen fallas transcurrentes diestras y siniestras. En la parte superior del afloramiento un espejo de fricción subhorizontal, marca el desplazamiento al norte de las secuencias.

Discusión.

El análisis de la información recopilada durante los trabajos de campo, permite distinguir tres sectores bastante bien diferenciados en cuanto al comportamiento de las estructuras, no observándose continuidad de las mismas que permita pensar en una estructura disyuntiva dominante controladora de la tectónica en la zona de articulación entre Sierra de los Órganos y Sierra del Rosario.



La observación del cauce de los ríos Caiguanabo y San Diego, desde Bermejales hasta San Diego de los Baños, manifiesta un recorrido caracterizado por el cambio constante de dirección y pequeños tramos rectos con orientación noreste y noroeste, bastante cercana al norte, así como algunos tramos francamente noreste y noroeste, de forma tal que no se detecta ninguna estructura disyuntiva principal que denote linealidad.

A lo largo del recorrido fueron registradas y medidas numerosas fallas transcurrentes que no siguen un único patrón de fracturas, por lo que deben estar relacionadas a acontecimientos diferentes. De esta manera en los diferentes puntos a lo largo del perfil, se detectaron fallas con orientación NW-SE (diestras y siniestras), con orientación NE-SW (siempre diestras), con orientación N-S (diestras y siniestras) y con orientación E-W (siempre siniestras).

Como fue planteado por Cáceres (1997, 1998), con el surgimiento de la falla Pinar como estructura de riedel principal, se desarrollan en toda la cordillera estructuras de riedel secundarias de segundo y tercer orden, a las que pueden pertenecer las estructuras antes descritas, además deben tenerse en cuenta las posibles rotaciones por reajustes a que han sido expuestos los diferentes nappes y sus partes componentes. Otras fallas, también de orientación NW-SE son aún más antiguas y se corresponden con la época de los cabalgamientos.

El análisis del itinerario por sectores permite una interpretación más adecuada de los acontecimientos.

El sector noroccidental (sector I) tiene lugar en territorio de Sierra del Rosario, representado por los depósitos de las formaciones San Cayetano y Artemisa. En su extremo, en la Formación San Cayetano se distinguen numerosos pliegues de kink band inversos, denotando las condiciones compresivas de su surgimiento, muy posiblemente en el frente de una de las escamas tectónicas. Por la orientación de los planos axiales se deduce una orientación tardía de los esfuerzos al noreste, aunque la orientación regional de stress compresivo en el área, evidenciado por análisis de estilolitos detectados en el mismo sector en la Formación Artemisa es al noroeste.

Otras estructuras, como vetas desplazadas, tienen comportamiento diestro y siniestro indistintamente, como evidencia de superposición de eventos deformacionales.

En las deformaciones plicativas, la orientación SE-NW de sus planos axiales, con inclinación al NE y SW respectivamente, parecen corresponder con esfuerzos dirigidos en esta dirección al final de los cabalgamientos, en consonancia con la rotación horaria del stress compresivo, mientras sus ejes hundidos al NE responden perfectamente a los desplazamientos NE-SW, previos al surgimiento de falla Pinar (Figura No. 1).

De igual manera la orientación SW-NE de los planos de fallas transcurrentes se pueden interpretar partiendo del mismo razonamiento, así como el diagrama de contorno, que muestra una orientación de sigma 1 al NE (Figura No. 1).

En el sector II, representado por depósitos pertenecientes a Sierra del Rosario y Sierra de los Órganos, se detectan desplazamientos sinestrales al W y NW, pero también se describen pliegues tumbados al SE y S, así como pliegues vergentes al SW en el flanco de un pliegue mayor tumbado en la misma dirección, cerca del contacto Órganos-Rosario, donde también se detectan numerosas fallas de las más diversas orientaciones. En este sector es evidente la superposición de eventos deformacionales acorde a la rotación horaria del stress compresivo, así como los desplazamientos de rechazo.



La distribución de los planos axiales para este sector, es en parte similar al sector I, con una orientación NW-SE, pero en con una inclinación más pronunciada al SW y NE responde a la etapa final de los cabalgamientos, mientras sus ejes hundidos al SE se relacionan con la etapa inicial o a rotaciones locales en algunas partes de las escamas cerca del contacto entre las dos estructuras mayores (Figura No. 1).

La distribución uniforme de las fallas en todas direcciones, con dos orientaciones preferenciales, una NNW-SSE y otra ENE-WSW responde igualmente a posibles sistemas de Riedel de orden superior, como son comunes en toda la cordillera (Figura No. 1).

El diagrama de contorno indica una distribución periférica de las mayores concentraciones de sus polos, indicando el ambiente distensivo imperante en el sector (Figura No. 1).

Para el sector III el comportamiento de las estructuras es más diverso, se detectan planos de fallas subhorizontales con desplazamiento al N y al SW, indicando el sentido al menos en esos puntos de los cabalgamientos. De igual manera aparecen pliegues tumbados al NE, SE, SW y W, que responden a esfuerzos diferentes.

En este sector, los planos axiales de los pliegues poseen una orientación NE-SW y se inclinan al NW y SE respectivamente, acorde a la orientación conocida de los cabalgamientos en su etapa principal, de igual manera se manifiesta el diagrama de contorno elaborado a respecto, aunque la orientación de los ejes de los pliegues se corresponde mejor con la etapa final (Figura No. 1).

De cualquier manera, resulta mucho más convincente interpretar los fenómenos acaecidos, como consecuencia de los cabalgamientos de las secuencias de Sierra del Rosario sobre Sierra de los Órganos y su zona de articulación determinada por planos de cabalgamientos y no por fallas transcurrentes.

Un análisis del esquema tectónico de un sector de Sierra del Rosario (Pszczolkowski, 1994) (Figura No. 2) y de su perfil D (Figura No. 3), deja claras las relaciones existentes entre las unidades tectónicas de Sierra de los Órganos y Sierra del Rosario, donde las unidades de Alturas de Pizarras del Sur, Sierra de la Güira y Los Bermejales, son a la vez sobrecorridas por las de Loma del Puerto y Mameyal 1; de esta manera, las rocas que afloran en la región que ocupa Sierra del Rosario, representan un paquete cabalgado que sobreyace las rocas enterradas pertenecientes a Sierra de los Órganos. Ésta puede ser la causa de las diferencias gravimétricas detectadas a ambos lados de la zona de articulación y que algunos adelantadamente relacionaron con una importantísima falla, mientras más recientemente, otros, apoyados en una interpretación prejuiciada de las imágenes de satélite, argumentaron como una falla transcurrente diestra.

Después de realizado el trabajo de campo, el procesamiento de los datos obtenidos y realizada la interpretación de los fenómenos presentes, compartimos plenamente la opinión de Pszczolkowski (1994), de que no existen evidencias de una falla de desgarre lateral que separe las unidades de Sierra de Los Órganos y Sierra del Rosario. “Éste es un sobrecorrimiento como se muestra claramente por fallas de este tipo entre San Diego de los Baños y Pons. Al sur de la Sierra de Cajalbana dos fallas de orientación noroeste – sureste aparecen en el mapa geológico a escala 1: 250 000 de Puscharovski et al. (1988). Sin embargo estas fallas no marcan un importante desplazamiento entre las unidades de Sierra de Rosario y Sierra de los Órganos”.

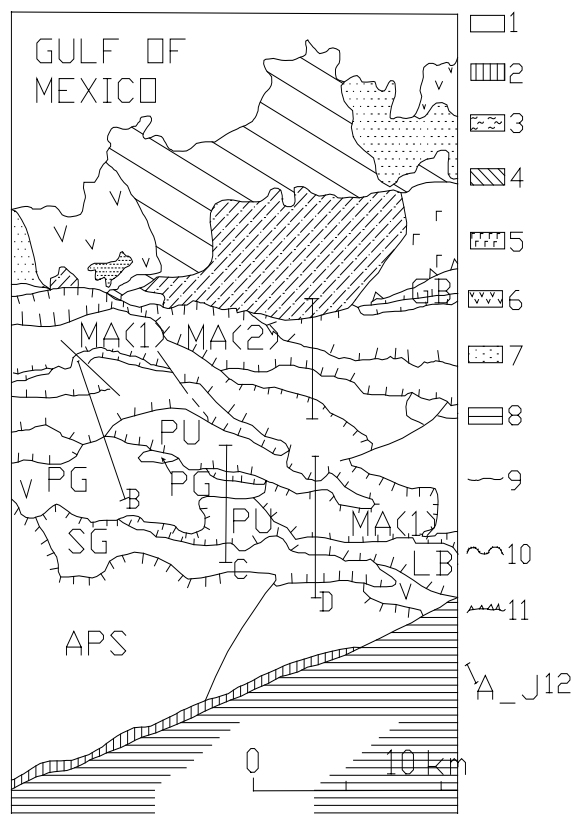


Figura 2. Esquema tectónico de un sector de Sierra del Rosario. (Tomado de Pszczolkowski, 1994).

1- Rocas del Jurásico, Cretácico y Paleógeno, no afectadas por el metamorfismo en Guaniguanico, 2- Cinturón metamórfico de Sierra de los órganos, 3- Ultramáficos serpentinizados en el terreno Bahía Honda, 4- Gabros y diabasas en el terreno Bahía Honda, 5- Fm. Encrucijada, 6- Fm. Orozco, 7- Fm. Via Blanca, 8- Unidad San Diego de los Baños, 9- Fallas, 10- Planos de sobrecorrimientos de las unidades tectónicas del norte sobre las del sur, 11- Contacto tectónico entre Sierra del Rosario y Bahía Honda, 12- Localización de los perfiles. APS- Alturas de Pizarras del Sur, SG- Sierra de la Guira, V- Viñales, PG- Pico Grande, LB- Los Bermejales, PU- Loma del Puerto, MA(1)- Mameyal (1), MA(2)- Mameyal (2), GB- Unidad tectónica Guajaibón-Sierra Azul.

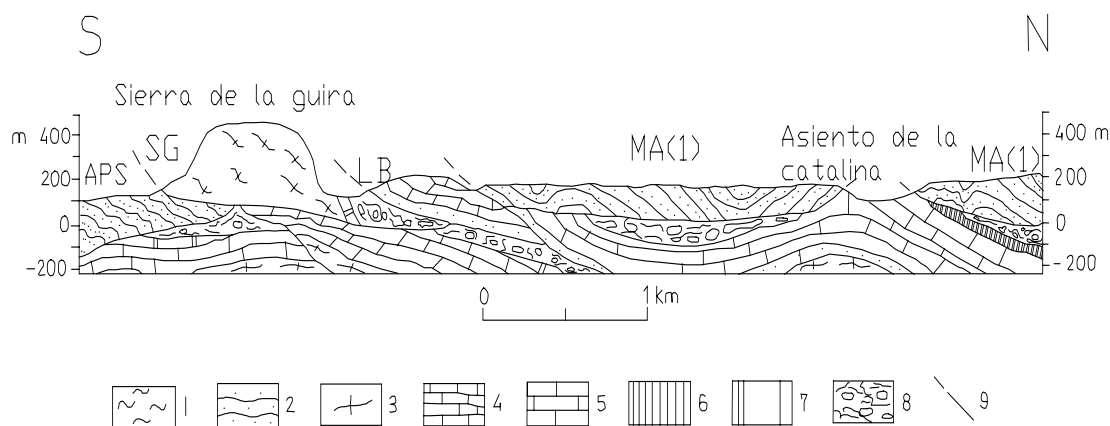


Figura 3. Perfil D localizado en Figura 15 (tomado de Pszczolkowski, 1994).

1- Olistolitos de serpentinita en los depósitos caóticos de la Fm. Manacas, 2- Fm. San Cayetano, 3- Fm. Guasasa (Mbros. San Vicente), 4- Fm. Guasasa (Mbros. El Americano, Tumbadero y Tumbitas), 5- Fm. Artemisa, 6- Fm. Sta. Teresa, 7- Fm. Ancón, 8- Fm. Manacas, 9- Planos de sobrecorrimientos. Unidades tectónicas de Sierra de los Órganos: APS- Alturas de Pizarras del Sur, SG- Sierra de la Guira, LB- Los Bermejales. Unidades tectónicas de Sierra del Rosario: MA(1) Mameyal.



Conclusiones.

- 1.- Los principales desplazamientos que han tenido lugar en la zona de articulación Sierra de los Organos - Sierra del Rosario, se ponen de manifiesto a través de determinados indicadores cinemáticos, como estrías y escamas de calcita.
- 2.- Los desplazamientos detectados que han tenido lugar en planos subhorizontales, indican el sentido de los cabalgamientos como en el resto de la cordillera, iniciándose hacia el NW y evolucionando según la rotación horaria del esfuerzo compresivo hacia el NE.
- 3.- Numerosos indicadores detectados y medidos en los planos de cabalgamientos, atestiguan también desplazamientos de orientación SW y SE.
- 4.- Numerosas fallas transcurrentes diestras y siniestras tienen lugar con la más variada orientación, las que no parecen asociarse a una estructura disyuntiva principal, sino poseer un origen como en el resto de la cordillera, relacionado con fracturas de riedel de segundo o tercer orden.
- 5.- La falla San Andrés, en caso de existir, no se trata de una estructura en funcionamiento durante o después de los cabalgamientos. Se trataría en todo caso de una falla antigua y profunda, sólo detectada hasta el momento por interpretaciones gravimétricas.

Bibliografía.

- Cáceres, D., 1997. Estructura Geológica y Pronóstico Preliminar para metales básicos + Barita en la parte central de las Alturas de Pizarras del Sur. *Tesis doctoral*. Universidad de Pinar del Río, Pinar del Río.
- Cáceres, D., 1998. Diferentes fases deformacionales en la porción más meridional de Sierra de los Organos. *Resumen III Congreso Cubano de Geología y Minería*: 67-68.
- Cobiella, J.L., 1998. Melanges de la Sierra del Rosario, Cuba occidental. Tipos e implicaciones regionales. *Minería y Geología* 15 (2): 3-10.
- Cobiella, J.L., S. Gil, A. Hernández, N. Díaz, 2000. Estratigrafía y Tectónica de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico, Cuba Occidental. *Minería y Geología* 12 (1): 5-15.
- Pszczolkowski, A., 1994. Interrelationship of the terranes in western and central Cuba Comment. *Tectonophysics*, 234: 339-344.
- Pusharovsky, Y.M., 1988. Explanatory note to the Tectonic map of Cuba escala 1: 500 000. *Nauka*. Moscow.



PALEOMCHRON: BASE DE DATOS PALEOMAGNÉTICOS Y GEOCRONOLÓGICOS DEL CARIBE OCCIDENTAL

**Manuel J. Fundora Granda, Ida Inés Pedroso Herrera, Lázaro Díaz Larrinaga y
Jesús Pajón Morejón,**
IGA, Calle 212 No 2906 e/ 29 y 31, La Lisa, C.P. 11 600, La Habana, Cuba.

RESUMEN

Se presenta una Base de Datos Paleomagnéticos de diferentes litologías fechadas bioestratigráficamente o isotópicamente como de edades entre el Jurásico Medio Superior y el Oligoceno, aflorantes en localidades conocidas del Caribe Occidental, con la información disponible hasta el año 2000. Se incluyen además datos de fechado isotópico de algunas rocas aflorantes en puntos conocidos del Caribe Occidental susceptibles de ser colectadas para Investigaciones paleomagnéticas futuras, así como de un conjunto de imágenes (mapas geológicos) de los países en los que se han hecho muestreos paleomagnéticos.

Esta base de datos, cuya información tiene diverso origen y composición, está conformada por datos de tipo geológicos, paleontológicos, paleomagnéticos, isotópicos y de otros tipos, obtenidos fundamentalmente, de la bibliografía y de los trabajos de Investigaciones realizadas con la participación de algunos de los autores en las Grandes Antillas en el marco de diferentes proyectos nacionales e internacionales ejecutados, durante el período 1992-2000.

La base fue implementada en Microsoft Access 2000 y corre sobre Windows'98 o superior.

ABSTRACT

A Paleomagnetic Data Base for different lithologies, dated isotopically or biostratigraphically from mean higher Jurassic to Oligocene in age and outcropping in known localities of Western Caribbean region is presented. Bibliographic information up to 2000 year has been used. In addition it is also included, information about localities where outcropping lithologies dated isotopically are present so that suitable rocks are able to be sampled for future paleomagnetic studies. Geological maps or schems of those areas sampled for former paleomagnetic studies are also included.

This Data Base contain mainly geologic, paleomagnetic, paleontologic and isotopic data collected from bibliography and investigations carried out by some of the authors in the Great Antilles in cooperation with international researchers in the frame of international projects, between 1992 and 200 years.

The Base has been implemented in ACCESS 2000 and run on Windows'98 platform or higher.

Introducción

La interpretación de la evolución geológica de la región del Caribe Occidental ha estado sujeta a numerosos modelos elaborados por diferentes autores nacionales y extranjeros que por lo general no han tenido en cuenta toda la información geofísica de que se dispone en la región, lo que les ha impreso una cierta subjetividad.

Específicamente el Paleomagnetismo es capaz de dar elementos de carácter cuantitativo y geodinámico que permiten reducir el grado de ambigüedad para una mejor comprensión de la evolución geológica de la región durante los tiempos del Cretácico y el Paleógeno, los de mayor movilidad.



Se estudiaron las principales fuentes de datos que permiten arrojar luz acerca de la evolución paleogeográfica y paleotectónica del área de estudio. Entre estas fuentes de datos se encuentran los datos paleomagnéticos y los datos isotópicos de diferentes complejos ígneos y metamórficos apoyado por los datos paleontológicos y paleomagnéticos de diferentes complejos sedimentarios de terrenos o unidades tectonoestratigráficas aflorantes en las tierras emergidas del Caribe Occidental.

Para efectuar la recopilación de la información, se realizó una búsqueda bibliográfica sobre temas de la geología en el área de estudio, la cual es abundante y está dispersa en diferentes publicaciones, tomándose además, los criterios técnicos de varios especialistas e investigadores, sobre la base de sus experiencias de trabajo, y se realizaron algunas expediciones para la toma de muestras y trabajos experimentales paleomagnéticos por parte de especialistas cubanos, suecos y mexicanos.

Materiales y métodos

Características y calidad de los datos

Los datos incluidos en la Base de Datos **PALEOMCHRON** están espacialmente georeferenciados, característica que los hace diferentes de otros datos comúnmente publicados en Paleomagnetismo.

Cada localidad o sitio de muestreo está plenamente identificado en mapas de los países incluidos a escala 1: 50 000, referidas a las coordenadas planas o geográficas de Lambert.

La base incluye 25 campos, con criterios de selección bien definidos, a partir de los cuales un grupo considerable de los datos existentes en la bibliografía u otras bases no fue incluido en esta. Uno de los criterios excluyentes es el que la localidad muestreada no tuviera claramente definida su ubicación espacial, los otros son de carácter técnico.

Algunos de los datos incluidos tiene una valoración determinada de acuerdo a su calidad, sobre todo los datos paleomagnéticos y los datos isotópicos, de acuerdo a su nivel de precisión y criterio mínimo de dispersión.

La base ha sido cuidadosamente revisada con el objetivo de evitar redundancia de la información y de garantizar su confiabilidad.

La mayor parte de los datos incluidos en la base **PALEOMCHRON** se recopiló de bibliografía de los últimos 20 años y de resultados de Investigaciones que se desarrollaron en el marco de otros proyectos internacionales y nacionales en los que participaron algunos de los autores. En este caso se encuentran los datos paleomagnéticos concernientes a República Dominicana, Jamaica y Cuba Oriental, Central y Occidental.

➤ Bases de Datos Anteriores:

GEOCRON, Pajón J., Oropesa Pilar, Hernández I, Iturralde M, 1992; GEOCRONDATA, Pedroso Ida, Campos M, Pajón J., 1994.

➤ Publicaciones científicas del área del Caribe:

- De Paleomagnetismo:



Watkins N. & F. Cambray, 1970; Fink. L. K. & C.G. Harrison, 1971; Vincenz S.A., P. Steinhauser & S. N. Dasgupta, 1973; Dasgupta S. N. & S.A. Vincenz, 1975; Guja N. H. & S.A. Vincenz, 1977; Gose W. & D.K. Swartz, 1977; Vincenz S.A. & S.N. Dasgupta, 1978; Gose W. A., 1985; Pérez Lazo J., M. Fundora, A. García, & C. Cruz, 1989; Van Fossen M.C. & J. C. Channell, 1989; Mac Donald, 1990; Renne P. R., G. Scott, Sheila K. Doppelhammer, E. Linares and R. Hargraves, 1991; Chauvin A., M. Bazhenov & T. Beaudouin, 1994; García, A.E., 1995; Fundora Granda M.J., S-A. Elming, J. Pérez Lazo, A. García, C. Cruz, J. Pajón, M. Campos & Ida Inés Pedroso Herrera, 1995; Thomas Stefan, 1995; Di Marco Gianni, P. O. Baumgartner & J. E. T. Channell, 1995; Bazhenov M., A. Pszczolkowski & I. Shipunov, 1996; Cruz Ferrán Carlos, 2000; Elming S.A., 1997; Fundora Granda M.J., L. M. Alva Valdivia, P. Pruner, J. Cobiella, V. Houša, M. Kobr y J. Sánchez, 2000; Fundora Granda M.J., S-A. Elming, C. Cruz Ferrán, J. Pérez Lazo, A. García Rivero, M. Campos Dueñas & Ida Inés Pedroso Herrera, 2001;

- De Geología Isotópica y Paleontología

Fisher & Pessagno, 1965; Bowin C. O., 1966; Nagle F., 1966; Furrázola Bermúdez G., Sánchez Arango J., García R & Basov V. A., 1978; Pszczolkowski A., 1982; Zalepughin V., Fonseca Eugenia y Díaz de Villalvilla Lilavatti, 1982; Pindell & Dewey, 1982; Baumgartner, 1984; Robaszynski et al., 1984; Bourdon L., 1985; Toumarkine & Luterbacher, 1985; Obando, 1986; Ahmad R., Lal N. & Sharma P. K., 1988; Burke, 1988; Cobiella, 1988; Iturralde-Vinent, 1988; Pindell, 1988; Kesler S. E., J.F. Sutter, J.M. Barton & R.C. Speck, 1989; Pindell & Barret, 1990; Lewis J. F., et al. 1991; De Zoeten R. & Mann P, 1991; Draper G. & Nagle F., 1991, Pindell 1994; Iturralde Vinent M.A., 1994; Robinson E., 1994; Furrázola Bermúdez G., 1997; Furrázola Bermúdez G., 1997, , Iturralde-Vinent M. Ed, 1998; Iturralde-Vinent M., G. Millan, L. Korpas, E. Nagy, J. Pajon, 1998; Meschede M. & Frisch W., 1998; Kerr A., M. Iturralde-Vinent, A. Saunders, Tanya L. Babbs & J. Tarney, 1999, Cobiella-Reguera J., 2000.

Criterios de selección de los datos paleomagnéticos y geocronológicos isotópicos incluidos en la base.

- 1) Los puntos colectados deben tener Coordenadas conocidas, ya sean rectangulares o geográficas.
- 2) El error en la determinación de la edad isotópica tiene que ser menor del 10%, tomándose al menos 3 muestras para las determinaciones de este parámetro.
 - **Para los datos paleomagnéticos:** Se adoptaron los criterios dados por **Van der Voon R., 1990**, modificando lo referente al número de muestras, en el sentido de que cuando este fuera menor de 12 se consideró la calidad de las determinaciones como regular.
- 3) Número de muestras incluidas en las determinaciones de la dirección media de la MRC mayor o igual a 6.
- 4) Parámetro de Concentración $K \geq 10$.
- 5) $\alpha_{95} \leq 15^\circ$.

Características de los campos de la base de datos

CAMPOS

1) REGIÓN

El Caribe Occidental se dividió en tres regiones:

a) Las Grandes Antillas, b) Centroamérica, c) Norteamérica

2) PAÍS



Cada región se ha dividido en cierto número de países donde se conocen datos de los que conforman la base, así:

Las Grandes Antillas se subdividió en:

a) Cuba, b) República Dominicana, c) Haití, d) Jamaica, e) Puerto Rico

Centroamérica se subdividió en:

a) Nicaragua, b) Costa Rica, c) Panamá, e) Honduras, f) Guatemala, g) Belice
b)

Norteamérica se subdividió en:

a) México

3) ÁREA

Se refiere al área geográfica en que se encuentra la localidad; puede ser: provincia, estado, municipio, etc.

1) LOCALIDAD

Nombre del lugar donde se realizó la colecta de las muestras o más cercano, según la Toponimia del lugar.

2) AMBIENTE GEOLÓGICO

Unidad Tectono - Estratigráfica o contexto geológico donde se ubica la formación geológica colectada.

6) FORMACIÓN

Formación geológica, Complejo o Grupo a la que corresponde la secuencia de rocas colectadas

7) LITOLOGÍA O TIPO DE ROCA

Tipo de roca, de acuerdo a su génesis.

8) EDAD

Edad absoluta determinada radiométricamente

9) MÉTODO DE FECHADO.

Isotópico, K/ Ar, Ar /Ar, U/Th, etc., o Paleontológico (Zonación Bioestratigráfica).

10) MATERIAL

Si el fechado es isotópico, indicar si es para Roca Total o para algún mineral específico y en el caso que sea paleontológico indicar qué tipo de fósiles fueron empleados.

11) PERÍODO GEOLÓGICO

Indica la posición crono estratigráfica que ocupa la formación, complejo o grupo de rocas estudiadas.

OligSp .- Oligoceno Superior (Chattiano), Olig.Inf.- Oligoceno Inferior (Rupeliano),

EocSp.- Eoceno Superior (Priaboniano), EocMdSp.- Eoceno Medio Superior (Bartoniano), EocMdInf.- Eoceno Medio Inferior (Luteniano)

EocInf.- Eoceno Inferior (Ypresiano), PaleocSp.- Paleoceno Superior

Selandiano), PaleocInf.- Paleoceno Inferior (Daniano),

KSp.-Cretácico Superior : cen.- Cenomaniano, tu.- Turoniano, con.- conaciano, san.- Santoniano, cp.- Campaniano, mast.- Maastrichtiano.

KInf.- Cretácico Inferior: al.- albian, ap.- aptiano, neo.- neocomiano.

JSpTith.- Jurásico Superior Tithoniano, JspKim.- Jurásico Superior

Kimmeridano

JSpOxf.- Jurásico Superior Oxfordiano, JMd.- Jurásico Medio

12) LATITUD GEOGRÁFICA (COORDENADA PLANA Y)

Coordenada Y plana(N-S) o latitud Geográfica del punto colectado.

13) LONGITUD GEOGRÁFICA (COORDENADA PLANA X)

Coordenada X plana(E-W) o longitud Geográfica del punto colectado.

14) REFERENCIA FECHADO



- Referencias bibliográficas sobre el fechado de las rocas (autor(es) y año(s)).
- 15) **OBSERVACIONES**
Alguna valoración sobre la calidad del fechado: buena, regular.
- 16) **INCLINACIÓN**
Inclinación de la dirección media de la magnetización remanente característica primaria, en grados.
- 17) **DECLINACIÓN MEDIA**
Declinación de la dirección media de la magnetización remanente característica primaria, en grados.
- 18) **ALFA 95 (α_{95})**
Semiángulo del radio del cono de confiabilidad alrededor de la dirección media de la MRN para una probabilidad del 95 %. En esta base de datos se tomaron sólo aquellos datos de direcciones medias de la MRC que satisfacen el criterio de $\alpha_{95} \leq 15^\circ$.
- 19) **PARÁMETRO DE PRECISIÓN K.**
El parámetro K es un estimado de la dispersión de la población de direcciones alrededor de la dirección media de la MRC. En esta base de Datos se tomaron sólo aquellas direcciones medias para $K \geq 10$.
- 20) **MÉTODO**
Se señala el método de limpieza magnética utilizado; Térmica, por Campo magnético Alterno o por ambos.
- 21) **PORTADOR DE LA MRC**
Se señala el mineral magnético considerado portador de la componente primaria de la dirección de la MRC.
- 22) **N**
Número de muestras analizadas para el cálculo de la dirección media de la MRC. En esta Base de datos se han tomado como límite $N \geq 6$.
- 23) **LATITUD DEL POLO (ϕ_P)**
Latitud del Polo Geomagnético Virtual calculado a partir de la dirección media de la MRC primaria, en grados.
- 23) **LONGITUD DEL POLO (λ_P)**
Longitud del Polo Geomagnético Virtual calculado a partir de la dirección media de la MRC primaria, en grados.
- 24) **REFERENCIA**
Referencia bibliográfica de la dirección media o de la posición del Polo Geomagnético Virtual incluida en la Base de Datos.
- 25) **OBSERVACIONES**
Un estimado de la calidad de los datos paleomagnéticos; buena o regular.

Descripción de la base de datos

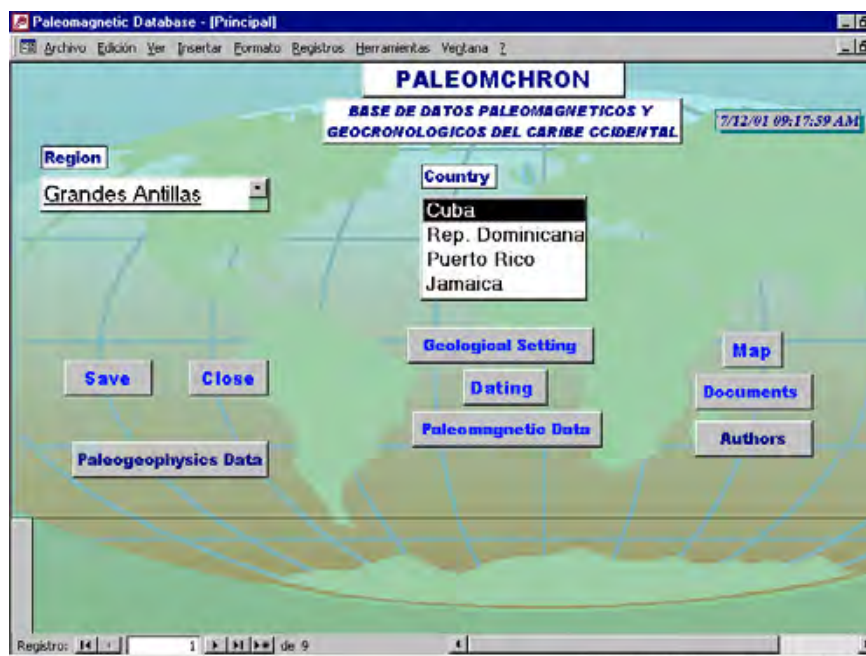
Al entrar a la base de datos, aparece una pantalla principal, que guía al consultante dentro de la misma, facilitando el acceso a los datos paleomagnéticos, y geológicos por países, visualización de los mapas y documentos que contienen información sobre algún campo en particular.(ver figura 1)



Tabla -1: Estructura del módulo del sistema de manejo de datos.

| Nombre de la Tabla | Descripción de la Tabla |
|---------------------------|---|
| PRINCIPAL | En esta tabla se encuentran los países clasificados por región |
| PALEOMAGNETIC DATA | En esta tabla se encuentra la información paleomagnética de cada sitio por países entre las que se encuentran: Id Data, Id Location, Country, Declination, Inclination, α_{95} , Kf, Magnetic Bearing, n, Phip, Lamdap, Paleomagnetism 's References, Paleomagnetism 's Remarks. |
| DATING DATA | En esta tabla se encuentra la información de fechado(isotópica o paleontológica) de cada sitio por países entre las que se encuentran IdData, IdLocation, Country, Age, Methods, Material, Geological Period, Dating 's References, Dating 's Remarks. |
| GEOLOGICAL SETTING | En esta tabla se encuentra la información referente a las características geológicas de los sitios como son: Id Data, Id Location, Country, Area, Locality, Geological Setting ,Formation, Rock Type, Latitude, Longitude, X(Km),Y(Km) |
| MAPS | Contiene el mapa geológico de cada país. |
| DOCUMENTS | Contiene información general (Observaciones) |

Figura1. Formulario principal para la entrada de datos.



Desde el formulario principal (Principal) se puede acceder a diferentes formularios de forma interactiva. Se pueden citar los formularios: Mapa, Datos Paleomagnéticos, Datos de Fechado y Datos referentes al Sitio Geológico de cada muestra. Permitiendo la entrada y visualización de



los datos paleo magnéticos por países (ver imágenes de los formularios en las figuras 2, 3 y 4).

Figura 2: Formulario Geological Setting Data para la entrada de datos geológicos generales

Aquí se trata de las calizas y argilitas de la Formación Jagua que afloran en la localidad Cueva de San Miguel, en Pinar del Río, con coordenadas $\phi = 22.85^\circ$ y $\lambda = 80.86^\circ$.

En la figura 3 se encuentra un ejemplo de los datos de la dirección media de la MRC (magnetización remanente característica) correspondiente a la Fm Jagua muestreada en la localidad de Cueva de San Miguel con dirección Dec = 14° , Inc = 34° , $\alpha_{95} = 13^\circ$ y K = 22 para 7 muestras.



Figura 3: Formulario Paleomagnetic Data para la entrada de datos Paleomagnéticos.

| Declination | Inclination | a95 | Kf | Magnetic Bearing | n | Phip |
|-------------|-------------|-----|----|------------------|---|------|
| 14 | 340 | 13 | 22 | titanomagnetita | 7 | 66 |

Lamdap: 151
Paleomagnetism Remarks: REGULAR
Paleomagnetism References: L.M.Alva, A. Gogicheishvili & M. Fundora, 2000

En la figura 4 se trata del fechado paleontológico correspondiente a las calizas de la Fm Jagua muestreadas en la Cueva de San Miguel, los fósiles índices fueron Ammonites típicos del Jurásico Superior Tithoniense, reportados en Furrázola G. Et al. , 1997.

Otros documentos ofrecen las opciones de consultar a los autores para actualizaciones continuas de la Base de Datos PALEOMCHRON vía correo electrónico o FAX.



Figura 4: Formulario Dating Data para la entrada de datos Geocronológicos (Fechados Isotópicos y Paleontológicos).

Paleomagnetic Database - [Dating Data]

Archivo Edición Ver Insertar Formato Registros Herramientas Ventana ?

Dating Data

Country:

IdDatos:

Texto23:

Save Close

| Age | Method | Material |
|-------------------|--------------------------|----------------|
| | Paleontología | Ammonites |
| Geological Period | dating References | dating Remarks |
| JSp Tith | Furazola G., et al, 1997 | Buena |

Registro: de 67 (Filtrado)

Vista Formulario

Resultados

- ✓ Se obtuvo una Base de Datos Paleomagnéticos en rocas bien fechadas ya sea isotópicamente o paleontológicamente, entre el Jurásico Medio y el Oligoceno Medio Superior, aflorantes en diferentes Unidades Tectonoestratigráficas del Caribe Occidental.
- ✓ En la Base, soportada en ACCESS 2000, se ofrecen cuatro tablas: la primera corresponde a las regiones y países que incluye la Base, la segunda a las características geológicas generales de sitios colectados de unidades geológicas aflorantes en localidades de coordenadas conocidas, la tercera ofrece datos de las rocas colectadas fechadas, ya sea por métodos isotópicos o paleontológicos, y la cuarta los datos paleomagnéticos obtenidos en un conjunto de muestras de las rocas colectadas en esos sitios de coordenadas conocidas.

Conclusiones y recomendaciones

- 1) La base **PALEOMCHRON** permite la actualización permanente así como obtener **informes** sobre el grado de estudio paleomagnéticos en formaciones con fechado confiable en el Caribe Occidental, lo que es muy útil para aquellos paleomagnetólogos y



otros investigadores en Geociencias que se ocupan de reconstrucciones Paleogeográficas o Paleotectónicas de la región.

- 2) **PALEOMCHRON** permite además, mediante una sencilla consulta, conocer localidades fechadas, susceptibles de ser colectadas para Investigaciones paleomagnéticas o viceversa.
- 3) En la Base **PALEOMCHRON** el intervalo mejor representado, en las Grandes Antillas, es el del Cretácico Superior- Eoceno Medio, tiempo en el que se produjeron los movimientos mayores de la Placa Caribeña.

Agradecimientos.

Los autores de “**PALEOMCHRON: Base de Datos Paleomagnéticos y Geocronológicos del Caribe Occidental**”, desean dejar constancia de su agradecimiento a todas aquellas instituciones y personas que contribuyeron a la exitosa realización de esta Base aportando información o bibliografía para su inclusión, en particular a: Profesor Sten – Åke Elming, Jefe de la División de Geofísica del Dpto. de Ingeniería Ambiental de la Universidad de Tecnología de Luleå, Suecia, al Dr. Manuel Iturralde Vinent, Vice Director del Museo Nacional de Historia Natural de Cuba, al Dr. José Pérez Lazo, Jefe del Dpto. de Geociencias del ISPJAE, al Dr. Alberto García Rivero, Vice Director del Instituto de Geofísica y Astronomía, al Dr. Jorge Cobiella Reguera profesor Titular de la Universidad de Pinar del Río, y en general a todas las personas e instituciones que han hecho posible la confección de **PALEOMCHRON**.

Bibliografía

- **Bazhenov M., A. Pszczolkowski & I. Shipunov**, 1996, “ Reconnaissance paleomagnetic results from western Cuba”, Tectonophysics 253, 65-81.
- **Butler Robert F.**, 1998, “ PALEOMAGNETISM: Magnetic Domains to Geologic Terranes”, Electronic Edition, Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona.
- **Chauvin A., M. Bazhenov & T. Beaudouin**, 1994, “A reconnaissance paleomagnetic study of Cretaceous rocks from Central Cuba”, Geophys. Research Lett. 21: 1691-1694.
- **Cobiella-Reguera J.**, 2000, “Jurassic and Cretaceous geological history of Cuba”, International Geology review, 42(7), 594-616.
- **Cruz Ferrán Carlos**, 2000, “Paleomagnetic studies of Jurassic to Tertiary rocks in Jamaica and Cuba”, Tesis de Maestro en Geofísica, Dpto. de Ingeniería Ambiental, División Geofísica, Universidad de Tecnología de Luleå, Suecia.
- **Dasgupta S. N. & S. A. Vincenz**, 1975, “ Paleomagnetism of a Paleocene pluton on Jamaica”, Earth & Planetary Sci., Letters 25 (49-56).
- **Di Marco Gianni, P. O. Baumgartner & J. E. T. Channell**, 1995, Geological Society of America, Special Paper 295.
- **Elming S.A.**, 1997, “ A Paleomagnetic Study and K-Ar Age determinations of tertiary Rocks in Nicaragua, Central America”, in Geoscientific Research in Nicaragua, SAREC PROJECT Report, Dept. of Applied Geophysics, Luleå University of Technology, Luleå , Sweden
- **Fink. L. K. & C.G. Harrison**, 1971, “ Paleomagnetic investigations of selected lava units on Puerto Rico”, VIth Caribbean Geology Conference, I. Margarita, Venezuela.
- **Fundora M.J.**, 1989, “Estudio paleomagnético de la Fm. Guasasa, miembro Tumbitas del Neocomiense en el Occidente cubano”, Resúmenes de la VI Jornada Científica del IGA, La Habana, Cuba, (inédito).
- -----, 1990, “Escala paleomagnético – estratigráfica preliminar del Cenozoico Cubano”, Informe de Resultado Final, Archivos del Dpto. de Geofísica Aplicada del IGA, La Habana, Cuba (inédito).



- **Fundora M., & J. Pérez Lazo**, 1994, "Características paleomagnéticas de formaciones del Cretácico y Paleógeno en Cuba Oriental y Rep. Dominicana", Informe de Resultado Parcial, Archivos del Dpto. de Geofísica Aplicada del IGA, La Habana, Cuba, (inédito).
- **Fundora Granda M.J., S-A. Elming, J. Pérez Lazo, A. García, C. Cruz, J. Pajón, M. Campos & Ida Inés Pedroso Herrera**, 1995, "Reconstrucción paleotectónica de Cuba oriental y regiones adyacentes según datos paleomagnéticos", Informe Final de Proyecto de Investigaciones, Archivo del Dpto. de Geofísica Aplicada, IGA, (inédito), La Habana, Cuba.
- **Fundora Granda M.J., L. M. Alva Valdivia, P. Pruner, J. Cobiella, V. Houša, M. Kobr y J. Sánchez**, 2000, "Magnetoestratigrafía de Alta Resolución del límite J/K en los Dominios Pinar y las Villas y su Correlación con otras áreas del Tethys en Europa Central", Informe Final de Proyecto de Investigaciones, Archivo del Dpto. de Geofísica Regional y Riesgos, IGA, CITMA (inédito), La Habana, Cuba.
- **Fundora Granda M.J., S-A. Elming, C. Cruz Ferrán, J. Pérez Lazo, A. García Rivero, M. Campos Dueñas & Ida Inés Pedroso Herrera**, 2001, "Evolución Tectónica de las Grandes Antillas según datos paleomagnéticos y geológicos", Informe Final de Proyecto de Investigaciones, Archivos del Dpto. de Geofísica Regional y Riesgos, IGA (inédito), La Habana, Cuba.
- **García A., J. Pérez Lazo & M. Fundora**, 1989, "Características paleomagnéticas y petromagnéticas de las formaciones Cretácicas Los Pasos y Mataguá de Cuba central", Resúmenes VI jornada Científica del IGA, La Habana, Cuba (inédito).
- **García Rivero, A.E.**, (1995): "Estudio de las propiedades magnéticas de las rocas en un sector de Cuba Central". Tesis para optar por el Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas, inédito, 114 pp.
- **Gose W. & D.K. Swartz**, 1977, "Paleomagnetic Studies of Cretaceous Rocks from Honduras: Tectonic Implications", Central American Geological Congress, Managua, Nicaragua.
- **Gose W. A.**, 1985, "Caribbean tectonics from a paleomagnetic perspective", in The Great American Biotic Interchange, Edited by F.G. Stehli & S. Webb, Plenum 1985.
- **Guja N. H. & S.A. Vincenz**, 1977, "Paleomagnetism of some Late Cretaceous and Miocene igneous rocks on Jamaica", Geophysics J. 57.
- **Mac Donald W. D.**, 1990, "Survey of Caribbean Paleomagnetism", in The Caribbean Region, Dengo G., Edit. Centro de Estudios Geológicos de América Central, 393-404.
- **Meschede M. & Frisch W.**, 1998, "A plate tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate", Tectonophysics v 296: 269-291.
- **Pajón J, M. Iturralde, P. Oropesa & I. Hernández**, 1992, "GEOCHRON. Una Base de Datos Isotópicos de Cuba", Informe de Resultado del IGA, Archivos del Dpto. de Geofísica Aplicada.
- **Pedroso Herrera Ida Inés, M. Campos & J. Pajón**, 1994, "CRONODATA: Base de Datos Isotópicos de República Dominicana y Jamaica", II Congreso Cubano de Geología y Minería, Palacio de Convenciones Heredia, Stgo. de Cuba, Cuba.
- **Pérez Lazo J., M. Fundora, A. García, & C. Cruz**, 1989, "Investigaciones Paleomagnéticas, del Jurásico al Eoceno Medio, en Cuba. Implicaciones Tectónicas", I Congreso Cubano de Geología, PALCO, La Habana, Cuba.
- -----, 1989, "Características paleomagnéticas y petromagnéticas de formaciones sedimentarias del Eoceno Medio Superior cubano", Resúmenes VI jornada Científica del IGA, La Habana, Cuba (inédito).
- **Pérez Lazo J., M. Fundora, A. García & C. Cruz**, 1994, "Resultados paleomagnéticos en formaciones del Cretácico y el Paleógeno en República Dominicana y Cuba", en Resúmenes del II Congreso Cubano de Geología y Minería, Centro de Convenciones Heredia, Stgo. de Cuba, Cuba.



- **Pérez Lazo J., M. Fundora & Ida Inés Pedroso Herrera**, 1994, “ en Memorias I del III Congreso Cubano de Geología y Minería, Ed. CNIG del IGP, PALCO, La Habana, Cuba.
- **Pérez Lazo J., M. Fundora, A. García, V. Kropaček & J. Horaček**, 1995, “Paleomagnetic investigations in Cuba from Late Jurassic to middle Eocene times and tectonic implications”, Acta Universitatis Carolinae Geologica 38 (1994) 3.19 Editum 4.9.1995.
- **Renne P., G. Scott, E. Linares & Ch. W. Hatten**, 1989, “ Paleomagnetic results from Jurassic-Cretaceous rocks of the Zaza Terrane and Pinar del Rio Province”, I Congreso Cubano de Geología, PALCO, La Habana, Cuba.
- **Renne P. R., G. Scott, Sheila K. Doppelhammer, E. Linares and R. Hargraves**, 1991, “Discordant Mid-Cretaceous paleomagnetic Pole from The Zaza Terrane of Central Cuba”, Geophysical research Letters, Vol. 18, No, 3, pp 455-458.
- **Thomas Stefan**, 1995, “Zur Driftgeschichte Karibischer Terranes: Palaomagnetische Untersuchungen auf Hispaniola (Grosse Antillen)”, Tesis para PhD., Universidad de Colonia, Rep. Fed. de Alemania, 1995 (inédito).
- **Van Fossen M.C. & J. C. Channell**, 1989, Paleomagnetic evidence of Tertiary Anticlockwise Rotation in Southwest Puerto Rico”, Geophys. Res. Lett. 16
- **Vincenz S.A., P. Steinhauser & S. N. Dasgupta**, 1973, “Paleomagnetism of Upper Cretaceous ignimbrites on Jamaica”, Z. Geophysics, 39, 727-737.
- **Vincenz S.A. & S.N. Dasgupta**, 1978, “ Paleomagnetic Study of some Cretaceous and Tertiary rocks on Hispaniola” Pageoph, Vol. 116, Birhauser Verlag, Basel.
- **Watkins N. & F. Cambray**, 1970, “ Paleomagnetism of Cretaceous dikes from Jamaica”, Geophys. Journal Royal Astronm. Soc., v 212.



CARACTERIZACION DEL PROCESO DE LIBERACIÓN DE LAS DEFORMACIONES EN LAS PRINCIPALES ZONAS SISMOGENICAS DE CUBA

Tomás J. Chuy Rodríguez

Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Calle 17 No. 61 e/ 4 y 6, Vista Alegre, Santiago de Cuba, CP 90 400, Cuba. C-Elect: chuy@cenaig.ciges.inf.cu

RESUMEN

Se presenta el uso e interpretación de los datos de sismicidad considerando, tanto los terremotos perceptibles y fuertes, como los correspondientes a la sismicidad natural, que generalmente para el caso de las zonas fuente cubanas son de baja energía, para establecer desde el punto de vista de la liberación de las deformaciones, criterios sobre el carácter anómalo o no del comportamiento de la actividad sísmica. Se emplearon para la selección e interpretación, 500 años de datos de sismos perceptibles y 35 de datos instrumentales.

Se utiliza como criterio de formalización espacial – energética de las zonas sismogénicas utilizadas, los correspondientes a las zonas activas descritas metodológicamente bajo criterios sismotectónicos consecuentes con las características regionales en que se ubica el territorio cubano. En consecuencia, para cada una de los sectores activos considerados, se proponen criterios característicos de niveles propios de sismicidad y comportamiento temporal de la liberación de las deformaciones a mediano y largo plazo.

ABSTRACT

The use and interpretation of the seismic data considering the perceptible and strong earthquakes, and those corresponding to the natural activity that generally for the case of the Cuban areas source have low energy, is presented, to establish from the point of view of the strain release, approaches on the anomalous character or not of the behavior of the seismic activity. They were used for the selection and interpretation, 500 years of data of perceptible earthquakes and 35 of instrumental one.

It is used as approach of space - energetic formalization of the used seismogenic zones, those corresponding to the active areas described methodologically under seismotectonic criteria related with the regional characteristics in that the Cuban territory is located. In consequence, for each one of the considered active sectors, levels of characteristic criteria of seismicity and temporal behavior of the strain release to medium and long term, were proposed.

Introducción

Las investigaciones sismotectónicas y de peligrosidad sísmica realizadas hasta la fecha en Cuba (Orbera et al, 1990; Chuy et al, 1992; Cuevas, 1994; González et al, 1994), no han sido lo suficientemente concluyentes como para establecer modelos sísmicos definitivos sobre el comportamiento espacio – temporal de las principales zonas sismogénicas cubanas o considerando un criterio más abarcador, parámetros que posibiliten estimar el comportamiento energético con las características propias de cada una y su nivel de actividad sísmica específica.

No obstante, diversos autores (Karnik, 1971; Shenkova y Karnik, 1974; entre otros) utilizan la energía sísmica liberada en las zonas fuente de las regiones sísmicas, como una medida objetiva del comportamiento de la actividad sísmica y en algunos casos, para establecer



criterios del nivel potencial que esa liberación podría alcanzar en determinadas áreas. Para el archipiélago cubano el propio señalamiento anterior nos hace reducir la evaluación de la energía liberada, al caso de integrar las áreas de ubicación de las principales zonas sismogénicas, sus regiones de contacto y en los que la sismicidad, incluyendo no sólo los perceptibles, sino también los instrumentales, se hayan manifestado.

En particular, se consideraron con un papel preponderante los terremotos significativos (Chuy, 2001) ocurridos en las áreas seleccionadas u otro tipo de actividad sísmica anómala en algún período de su historia conocida. Un primer criterio en esta dirección fue planteado por Chuy (2002) al clasificar por provincias la sismicidad reportada en el territorio nacional, como una forma de puntualizar las diferencias en el comportamiento temporal de las diferentes zonas sismogénicas y de señalar la necesidad de particularizar los niveles de peligrosidad sísmica desde el punto de vista espacial como una vía para alcanzar un planeamiento sostenible del desarrollo. En ese trabajo el autor presenta la liberación de las deformaciones a través de los gráficos de Benioff de algunas de las regiones propuestas, incluyendo la posibilidad de utilizar los desplazamientos cosísmicos (Anagnos y Kiremidjian, 1984) en casos específicos como la región Suroriental.

Criterios de partida considerados

El proceso de liberación de las deformaciones (LD) en las zonas fuente de forma simplificada se puede caracterizar a través de los gráficos de liberación de energía (E), confeccionados mediante la sumatoria de las raíces cuadradas del valor alcanzado por este parámetro, esto es,

$$LD = \sum(E)^{1/2} \quad E \text{ en ergios}$$

Se utilizó la relación clásica (Schenkova y Karnik, 1974)

$$\log E = 11.4 + 1.5 M \quad E \text{ en ergios}$$

Para convertir los valores de magnitud de los terremotos seleccionados de los diferentes catálogos considerados (Alvarez et al, 1999; Chuy, 1999, 2000; SSN, 2002) a energía liberada en cada caso. Los sectores de estudio se relacionan en la **Tabla I**.

Tabla I. Sectores seleccionados de actividad sísmica significativa para los cálculos de liberación de las deformaciones.

| SECTOR | CLAVE | ZONA | |
|-----------|-------|---------------|---------------|
| | | Lat. N | Lon. W |
| Oriente | ORTE | 19.00 – 20.20 | 73.00 – 79.00 |
| Oriente 1 | OTE1 | 19.00 – 20.20 | 75.30 – 77.00 |
| Oriente 2 | OTE2 | 19.00 – 20.20 | 77.00 – 78.50 |
| Cauto | CAUT | 19.90 – 21.00 | 76.70 – 78.30 |
| | | 20.30 – 21.00 | 76.00 – 76.71 |
| | | 20.50 – 21.00 | 75.20 – 76.01 |
| Moa | MOAH | 20.50 – 21.60 | 74.50 – 75.50 |
| Sabana | SABA | 21.00 – 22.00 | 76.00 – 77.50 |
| Trinidad | TRIN | 21.00 – 22.20 | 79.00 – 81.00 |
| Remedios | REME | 22.30 – 24.00 | 78.00 – 81.00 |
| Varadero | VARA | 22.70 – 24.00 | 81.00 – 82.00 |
| Pinar | PINA | 22.00 – 23.30 | 82.50 – 84.20 |



Para la selección de los sectores considerados se tuvieron en cuenta las zonas sismogénicas propuestas en diversos trabajos regionales (Orbera et al, 1990; Chuy et al, 1992; González et al, 1994) integradas por Chuy y Alvarez (1995), las zonas en las que se ha reportado instrumentalmente una mayor actividad sísmica en todo el período considerado (**Figura 1**), las áreas en las que se han propuesto los epicentros de los terremotos significativos (**Figura 2**) desde el punto de vista de sus afectaciones (Chuy, 1999 y 2002) y en consecuencia, en las que se reportan los mayores daños (**Figura 3**).

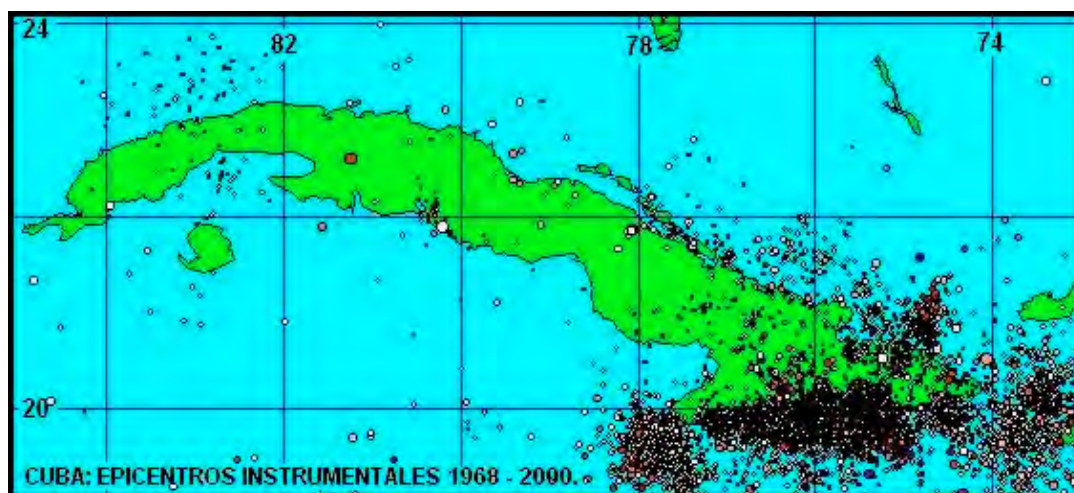


Figura 1. Epicentros de terremotos registrados por las estaciones sismológicas del Servicio Sismológico Nacional del CENAI. Período 1968 – 2000. (Tomado de Chuy, 2002).

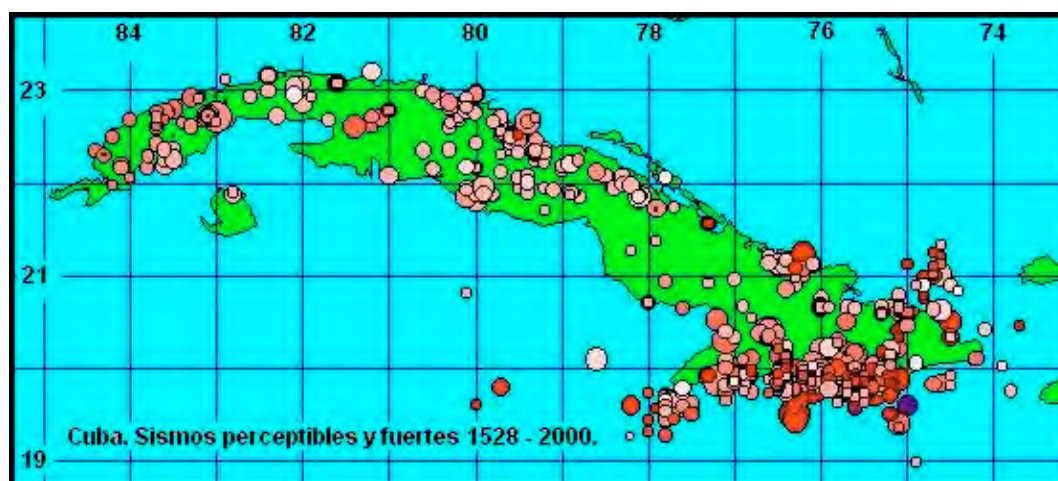


Figura 2. Epicentros de terremotos perceptibles y fuertes reportados en Cuba. Período 1528 – 2000. (Tomado de Chuy, 2002).

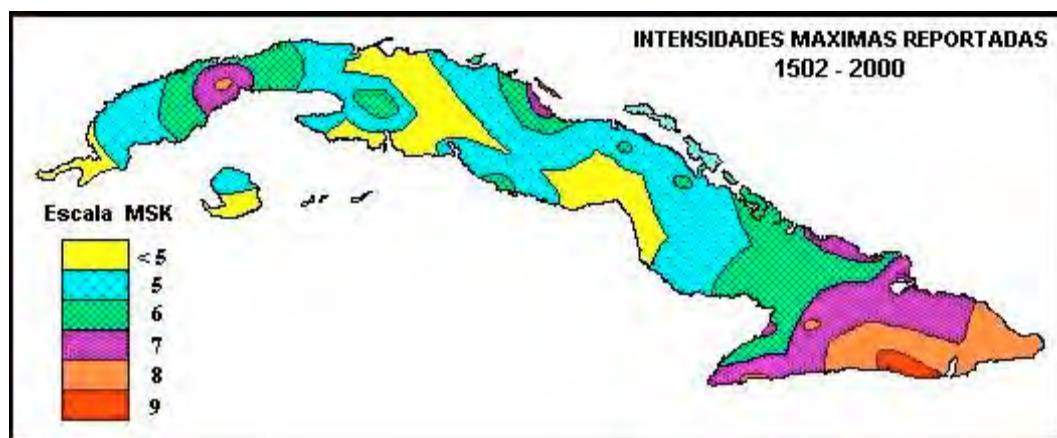


Figura 3. Intensidades máximas reportadas al menos una vez en Cuba. Período 1502 – 2000. (Tomado de Chuy, 2002).

Resultados obtenidos

Se obtuvieron los gráficos de Benioff ($\sum E^{1/2}$) para los sectores considerados en la Tabla I, en los que se insertaron complementariamente los valores de las sumas anuales de $E^{1/2}$ (en ergios) para el período 1502 – 2000. En todos se observa (**Figuras 4 a 12**), que en cada sector la información sufrió diferentes estadios en lo que respecta a su volumen y calidad, en particular en los primeros años considerados, con excepción de la ocurrencia de terremotos muy significativos de intensidades $I \geq 5.0$ MSK que marcaron un incremento de energía liberada en cada uno de ellos.

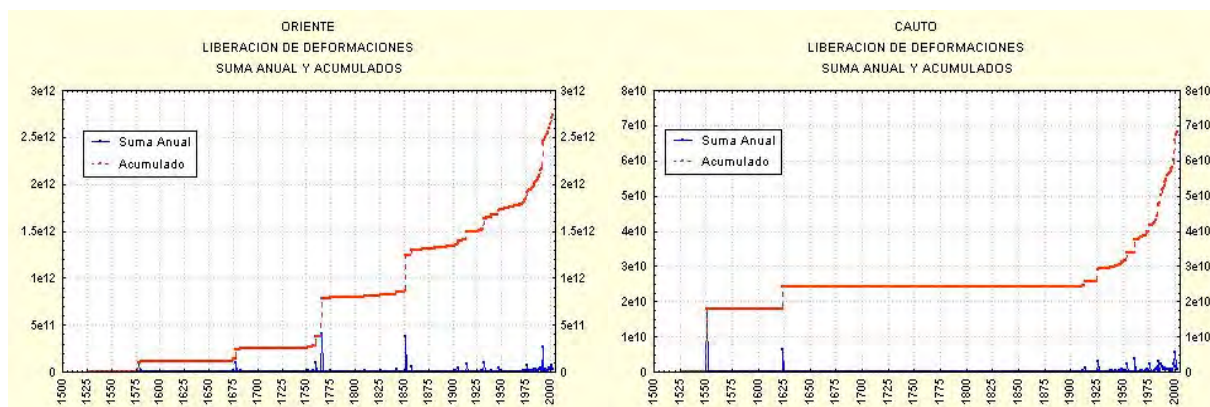


Figura 4 (Izquierda). Esquema de liberación de las deformaciones en el sector Oriente. Valores anuales y acumulados.

Figura 5 (Derecha). Esquema de liberación de las deformaciones en el sector Cauto. Valores anuales y acumulados.

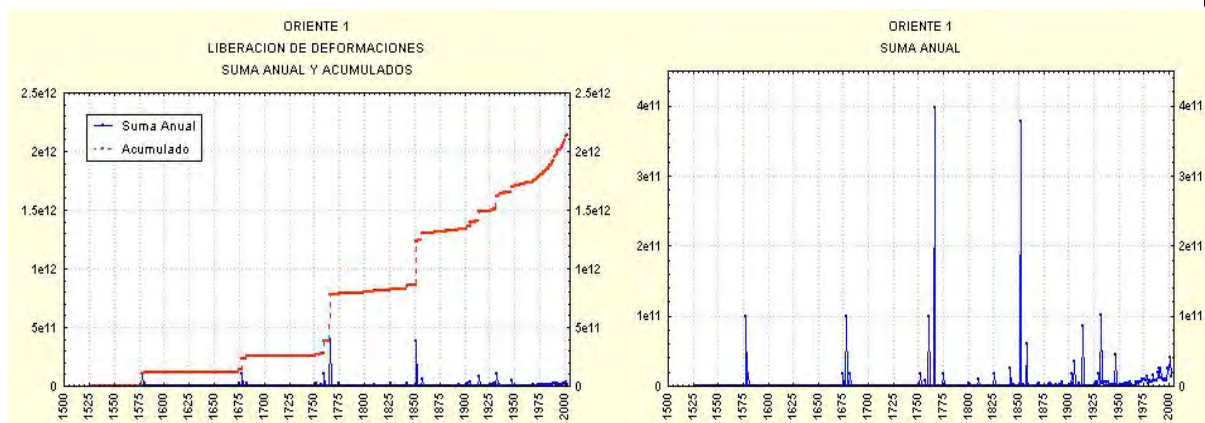


Figura 6. Esquema de liberación de las deformaciones en el sector Oriente 1. Valores anuales y acumulados.

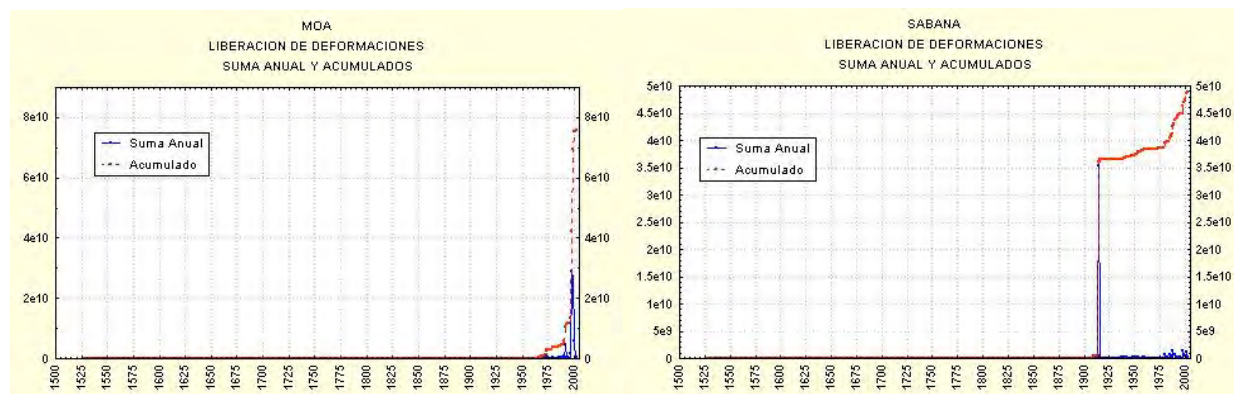


Figura 7 (Izquierda). Esquema de liberación de las deformaciones en el sector Moa. Valores anuales y acumulados.

Figura 8 (Derecha). Esquema de liberación de las deformaciones en el sector Sabana. Valores anuales y acumulados.

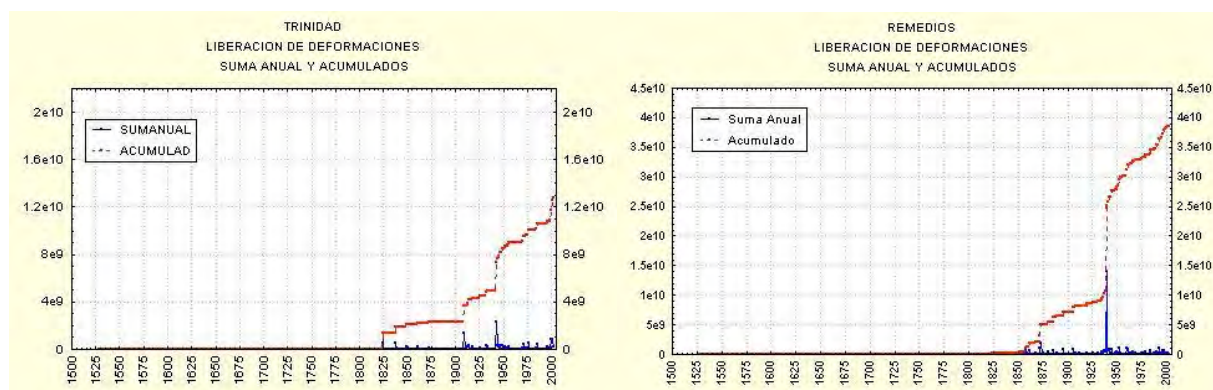


Figura 9 (Izquierda). Esquema de liberación de las deformaciones en el sector Trinidad. Valores anuales y acumulados.

Figura 10 (Derecha). Esquema de liberación de las deformaciones en el sector Remedios. Valores anuales y acumulados.

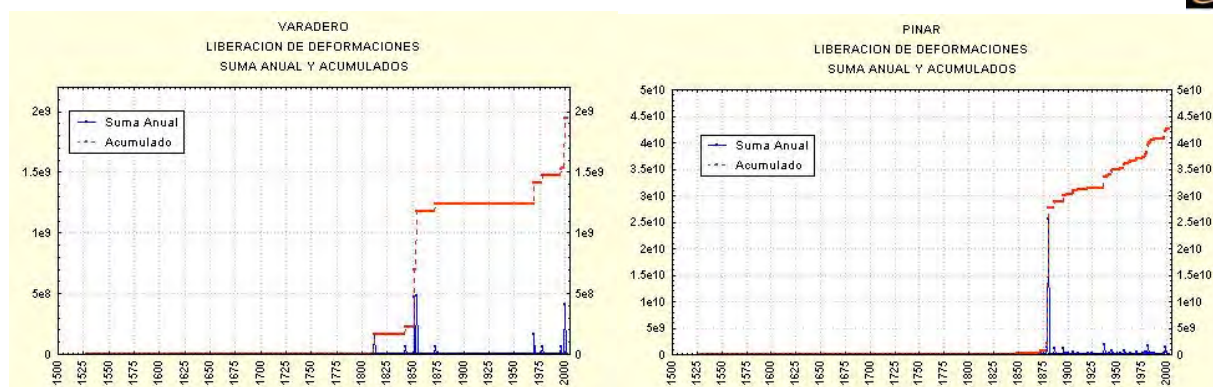


Figura 11 (Izquierda). Esquema liberación de las deformaciones en el sector Varadero. Valores anuales y acumulados.

Figura 12 (Derecha). Esquema liberación de las deformaciones en el sector Pinar. Valores anuales y acumulados.

En la Figura 4 que representa todo el sector de Cuba Suroriental se evidencia un primer salto en el período 1578 – 1580, un segundo en 1675 – 1678, el tercero más grande en 1766 – 1775, el cuarto en 1852, otro en 1932 – 1947 y finalmente en 1992. Con excepción del último, que representa la ocurrencia del terremoto de Cabo Cruz de magnitud Richter 7.0, como continuación del incremento de actividad desde el sismo de Pílon de 1776 (Magnitud $M = 5.7$) en el sector Oriente 2, manifestada en el incremento de la pendiente del gráfico de Benioff, los demás incrementos en la liberación de deformaciones en la estructura Bartlett – Caimán (Oriente) se corresponden a la alta sismicidad que históricamente ha mostrado el sector Oriente 1.

En particular en el sector Oriente1 se reportan 20 sismos de intensidad sísmica $I \geq 7.0$ MSK (Figura 6) cuya contribución se significa en los valores anuales presentados en la Figura 7. Estos picos representan los reportes de sismos de intensidad 7.0, 8.0 y 9.0 de Santiago de Cuba, cuya distribución temporal es casi homogénea. Debemos señalar que la mayor contribución responde a los terremotos de 1766 ($M = 7.6$; $I = 9.0$) y 1852 ($M = 7.3$; $I = 9.0$). Es evidente que antes de 1852, la información de la ocurrencia de sismos de intensidad moderada 5.0 y 6.0, estuvo afectada por las características sociales de esa época y el poco desarrollo de comunidades en ese sector. Sólo después de esa fecha se regulariza la información, que llega a ser más completa a partir de los sismos de Santiago de Cuba de 1932 ($I = 8.0$) y de 1947 ($I = 7.0$), ambos de $M = 6.75$ Richter. La comparación de las curvas de Oriente y Oriente 1, nos indica de que a pesar de la contribución de las réplicas del sismo de 1992 y la propia actividad del sector Oriente 2, la mayor liberación de tensiones en la región Suroriental se debe a la actividad del sector Oriente 1, considerado con razón el de mayor peligrosidad sísmica del país y que a partir de 1970 se nota un incremento de cierta consideración en los niveles de actividad, la cual se sigue monitoreando con regularidad con las estaciones del Servicio Sismológico Nacional del CENAIIS.

Con relación con el sector Cauto (Figura 5) se significa la contribución a la liberación de deformaciones que aportaron los sismos de 1551 ($M = 5.8$) y 1624 ($M = 5.2$), de intensidad 8.0 y 7.0 respectivamente en la ciudad de Bayamo. Sólo después de los terremotos de Manzanillo de 1926 ($M = 5.4$) y Bayamo de 1927 ($M = 3.7$) con intensidades de 7.0 y 5.0 respectivamente, se ha mantenido una regularidad en la adquisición de información, lo que se representa como una pendiente casi estable desde entonces, marcada por incrementos en dos momentos, 1962



($I = 6.0$ en Manzanillo) con un sismo de 4.9 Richter y por supuesto la incidencia de la actividad de Cabo Cruz desde 1992.

En el caso del sector Moa (Figura 7) se significan los años 1973 y 1979 con sismos en su parte Norte, muy cerca estos epicentros de donde ocurrió el terremoto de 1992 de $M = 5.4$ ($I = 6.0$ en Moa) y cuya cantidad de réplicas se significa en que de 2062 sismos computados sólo 129 corresponden al período anterior al 28 de diciembre de 1992. Otro salto lo marca el sismo de Moa de $M = 4.6$ y cuya cercanía a esta ciudad hizo que se produjeran daños de intensidad 6.0 MSK. Por comenzar los reportes en este sector sólo desde 1920 con un sismo en Cayo Mambí de $M = 2.7$, se hace difícil valorar la tendencia de liberación de deformaciones en él.

Un caso semejante al de Moa ocurre en el sector Sabana, cuya actividad empieza a verse en el gráfico después del sismo de Gibara de 1909 que tuvo $M = 3.6$ (Figura 8) y que se hace notable con el terremoto de 1914 ($M = 6.2$) con epicentro en esa propia zona en la que produjo intensidades de 7.0 MSK. Sólo después de 1980 con el incremento del número de estaciones que monitorean el sector, se ha mantenido un valor estable de la pendiente del gráfico de liberación de deformaciones por terremotos de baja energía, marcado ese propio año por el sismo de Puerto Padre de intensidad 4.5 MSK ($M = 3.9$). Se debe señalar que realmente el primer reporte de actividad se remonta a 1852, pero a estos sismos no fue posible evaluarles su valor de intensidad y magnitud, por lo que no se manifiestan en el gráfico.

En el sector Trinidad (Figura 9) se inician los reportes en 1824 con un sismo en la ciudad de ese nombre de $M = 4.3$ que produjo una intensidad de 6.0 en esa localidad, casi seguido por otro en 1838 de $M = 3.8$. La liberación de deformaciones en este sector ha ido incrementándose paulatinamente en el tiempo, marcado por la ocurrencia de los terremotos de $M = 4.3$ (1909) y de 4.6 Richter (1943) que produjeron igualmente intensidades de 6.0 MSK en Trinidad. Son de significar también en ese gráfico los sismos de 1970 y 1971 de las zonas de Sancti Spíritus y Purialito con magnitudes $M = 3.2$ y 3.3 respectivamente, así como el de 1976 que con una magnitud de 3.5 produjo $I = 5.5$ en la zona de La Felicidad en Topes de Collantes. La contribución de una gran cantidad de sismos de baja energía en ese sector se hace notar desde el año 2000.

En la Figura 10 se representa la liberación de las deformaciones en el sector Remedios en el que se observa un comportamiento estable de la pendiente de este parámetro, marcado desde su inicio en 1824 con un sismo de $M = 3.1$ en Sagua la Grande, 1872 y 1873 con terremotos en Remedios de $M = 4.2$ y 4.5 respectivamente que produjeron 5.5 y 6.0 grados MSK de intensidad en esa localidad, hasta el sismo de 1939 que con una $M = 5.6$ produjo intensidades en la zona epicentral de Caibarien – Remedios de 7.0 MSK.

El sector Varadero (Figura 11) presenta poca información temporal sobre la liberación de deformaciones en él. No obstante se destaca la ocurrencia de varios sismos en los años 1812 (Matanzas $M = 3.1$); 1852 y 1854 (ambos de $M = 3.7$) que produjeron en Matanzas 5.0 grados MSK; 1970 de $M = 3.1$ (Matanzas, intensidad $I = 4.0$ MSK) y 2000 (Varadero, $I = 5.0$ MSK) con 5 eventos, de ellos 2 de 2.8 Richter. Debe señalarse que el primer reporte se remonta sin valor de magnitud – intensidad a 1791 y que no se incluyó por estar fuera de la frontera Sur de este sector el terremoto de 1982 de Torriente – Jaguey Grande (Latitud 22.61 Norte, Longitud 81.23 Oeste) que con una magnitud de 5.0 produjo intensidades de 6.0 MSK (7.0 MSK en algunas áreas muy puntuales). En general, con excepción de la actividad de sismos perceptibles se tienen pocos reportes de sismos de baja energía en ese sector.



El primer reporte del sector Pinar (Figura 12) se presenta en 1849 con un sismo de $M = 3.3$ en San Cristóbal. El salto significativo del gráfico se debe al terremoto de San Cristóbal de 1880 ($M = 6.0$) y con posterioridad a él se ha mantenido un pendiente temporal bastante estable, significada muy poco por los sismos ocurridos en 1873 (Ceja de Luna, $M = 3.5$), 1879 (Cajalbana, $M = 4.2$), 1896 (La Palma, $M = 4.2$; $I = 5.0$), 1921 (Caimito – Ceiba del Agua, $M = 3.1$, $I = 4$), 1937 (San Cristóbal, $M = 4.5$, $I = 6.0$), 1978 (La Coloma, Cortés y Santa Lucía varios sismos de baja energía) y finalmente el de 1981 (Alonso de Rojas, $M = 3.7$, $I = 5.0$).

Conclusiones

El análisis de la liberación de las deformaciones permite caracterizar el comportamiento temporal de la actividad sísmica de los sectores donde se han manifestado los terremotos más significativos del archipiélago cubano, con mayor precisión que considerando las características de las manifestaciones espacio - temporales de la sismicidad de esos territorios. Más aún, los valores de las pendientes en cada caso se han ido incrementando con el tiempo en todos los sectores analizados, señalando con ello un incremento actual de la actividad sísmica en cada uno de ellos y además, el incremento de esta actividad por sismos de baja energía.

Los desplazamientos de los valores de liberación de deformaciones están vinculados a la ocurrencia de sismos de magnitudes moderadas y altas en los sectores analizados, dependiendo esta energía de las características sismotectónicas particulares de cada uno, y cuya manifestación debe correlacionarse con incrementos de la actividad neotectónica en cada sector y el comportamiento espacio – temporal de la cantidad de sismos de moderada energía.

Recomendaciones

Continuar el estudio de los sectores señalados utilizando la precisión actual de los epicentros de terremotos registrados, vinculándolos espacialmente a estructuras activas más definidas y complementar esa evaluación con la estimación de los desplazamientos cosísmicos producidos en ellas.

Bibliografía

- Alvarez, J.L., T. J. Chuy, J. García, B. Moreno, H. Alvarez, M. Blanco, O. Expósito, O. González, y A. I. Fernández, 1999. An Earthquake Catalogue of Cuba and Neighboring Areas. IC / IR / 99 / 1 , Internal Report, UNESCO – IAEA – ICTP, Miramare, Trieste.
- Anagnos, T. Y. y A. S. Kiremidjian, 1984. Time Predictable Model. Bul. Seism. Soc. Am., Vol. 74, No. 6. p. 2593 – 2611.
- Chuy, T. J., 1999. Macrosísmica de Cuba y su aplicación en los estimados de Peligrosidad y Microzonación Sísmica. Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas. Fondos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas y del MES. 487 p.
- Chuy, T. J., 2000. Estimados de peligrosidad y microzonación sísmica de Cuba utilizando terremotos perceptibles. En: Sismos perceptibles, Peligro y Vulnerabilidad Sísmica en Cuba. Editorial Academia. ISBN 959-02-0243-8.
- Chuy, T. J., 2001. Macrosísmica de Cuba y su aplicación en los estimados de peligrosidad sísmica. En: Revista Geología y Minería. No. 4.
- Chuy, T. J., 2002. Precisión por zonas de la peligrosidad sísmica de Cuba con fines de su desarrollo económico sostenible. Memorias de la IV Conferencia Latinoamericana de Geofísica y II Congreso Cubana de Geofísica del 2002. En: Nuevas Investigaciones Sismológicas en Cuba.
- Chuy, T. J., J. L. Alvarez, 1995. Mapa de Peligrosidad Sísmica de Cuba con fines de la Norma Sismorresistente Cubana. Reporte de Investigación. Fondos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas y del X Forum Nacional de Ciencia y Técnica.



- Chuy, T.J., J. L. Alvarez, J. A. Zapata, B. E. González et al, 1992. Investigaciones Sismológicas Complejas para el Complejo Hidroenergético Toa-Duaba. Reporte de Investigación. Fondos del CENAI y ENERGOPROYECTO.
- Cuevas, J.L., 1994. Caracterización de las Anomalías de la Gravedad en Cuba Centro Oriental y su utilización en Estudios de Tectónica y Sismicidad (inédito). Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas. Instituto de Geofísica y Astronomía, La Habana, 146 p.
- González, B. E., T. J. Chuy, J. L. Alvarez, M. Rubio et al, 1994. Estudio Sismológico Regional Complejo de Cuba Centro Oriental para el emplazamiento de Objetivos Nucleares. Reporte de Investigación. Fondos del CENAI y del MINBAS.
- Karnik, V.**, 1971. Seismicity of the European Area. Part 2. Praha. Czechoslovak.
- Schenkova, V., V. Karnik, 1974. Comparison of methods of determining the largest possible earthquakes. Scientific Report, Isz. Earth Physics, No. 11.
- Orbera, L., B. E. González, T. J. Chuy et al, 1990. Caracterización Sismológica del Area de Construcción del Centro de Investigaciones Nucleares. Reporte de Investigación. Fondos del CENAI y de la SEAN.
- Servicio Sismológico Nacional de Cuba SSN, 2002. Base de Datos de Terremotos registrados en Cuba. Fondos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas.



ESTRATIGRAFÍA MESOZOICA DE CUBA OCCIDENTAL (CORDILLERA DE GUANIGUANICO) IMPLICACIONES PARA EL SURESTE DEL GOLFO DE MÉXICO.

Jorge L. Cobiella Reguera

Departamento de Geología, Universidad de Pinar del Río. Martí #270, Pinar del Río 20100, Cuba. E-mail: jlcobiella@geo.upr.edu.cu.

RESUMEN

Cuatro dominios paleogeográficos y paleotectónicos están presentes en los cortes mesozoicos cubanos. Al norte se disponen secuencias características de un margen continental, en tanto que al sur de estos se situán diferentes terrenos tectonoestratigráficos. Los mayores afloramientos de los cortes de margen continental se localizan en la Cordillera de Guaniguanico, en Cuba occidental, donde cuatro tipos diferentes de columnas están presentes. Ellos son: 1- Sierra del Rosario/La Esperanza/Alturas de Pizarra, 2- Sierra de los Organos, 3- Pan de Guajaibón y 4- cinturón Cangre. Las ofiolitas y los terrenos de arcos volcánicos cretácicos sobrecorren el paleomargen en el NE de Pinar del Río.

Las secuencias más jóvenes en Guaniguanico, comenzando por el Oxfordiano, son cortes mayormente carbonatados, en tanto que los sedimentos jurásicos más antiguos son deltaicos o continentales. Una discordancia correlacionable con la Discordancia del Cretácico medio está presente. Las capas del Cretácico Superior están casi ausentes. Casi el mismo cuadro está presente en el Golfo de Méjico suroriental, de acuerdo a los datos del DSDP, crucero 77, y varias campañas sísmicas. La similitud en estratigrafía y los vínculos en la evolución geológica, así como su actual yuxtaposición indican que las secciones de Guaniguanico deben formar parte del margen continental de la América del Norte y no constituir un terreno tectonoestratigráfico. Por tanto, los cortes de Guaniguanico y los del SE del Golfo deben formar parte secuencias que han estado yuxtapuestas desde el inicio de su evolución, un hecho muy atractivo para la prospección.

ABSTRACT.

Four paleogeographic and paleotectonic domains are present in the Cuban Mesozoic sections. They are, from north to south: 1- Northern sequences of passive paleomargin type (NPP), 2- The northern ophiolitic belt (NOB), 3- Cretaceous volcanic arcs terrane (KVA), 4- Metamorphic southern sequences of passive paleomargin type (MSPP). The three last are tectonostratigraphic terranes. The largest outcrops of the northern passive paleomargin are developed in the Guaniguanico Cordillera of western Cuba, where four different sections are represented with three subtypes: 1- Sierra del Rosario/La Esperanza/Alturas de Pizarra, 2- Sierra de los Organos, 3- Pan de Guajaibon and 4- Cangre belt. The northern ophiolites and Cretaceous volcanic arcs sections tectonically rest on the Mesozoic paleomargin.

The younger sequences in Guaniguanico, beginning with the Upper Jurassic, are almost always carbonate rocks, meanwhile the lower part (Oxfordian or older) is terrigenous. An unconformity is present that could be correlated with the Mid-Cretaceous Sequence Boundary of the Gulf of Mexico and Florida Straits. Upper Cretaceous beds are very scarce. Almost the same picture is present in the SE Gulf of Mexico, according to DSDP leg 77 and seismic data. The similarities in stratigraphy and geologic history with the Gulf sections, along with their actual relationships testify that the Guaniguanico Mesozoic sections should be part of the passive paleomargin of North America, and not a tectonostratigraphic terrane. Therefore, the Guaniguanico and Gulf of Mexico sections have been juxtaposed from the beginning of their geological history, a very attractive fact for oil exploration.

Introducción

El estudio del paleomargen pasivo de la América del Norte en Cuba es tema de gran atractivo académico y económico. Este último aspecto no sólo por los yacimientos de hidrocarburos descubiertos en él en las últimas décadas (Echevarría et al. 1991) sino por los de minerales



metálicos (Valdés-Nodarse 1997). Hasta dos décadas atrás el conocimiento de este paleomargen se limitaba mayormente a las tierras emergidas, pero las perforaciones realizadas en el SE del Golfo y los datos de varias campañas sísmicas han acrecentado considerablemente nuestro conocimiento de esta depresión y permiten establecer comparaciones entre sus cortes y los presentes en tierra. En esta ponencia se intentará establecer una correlación preliminar entre los datos de superficie en la Cordillera de Guaniguanico y la información publicada de sísmica y de perforaciones a las que en la Zona de Exclusividad Económica de Cuba (ZEE) en el SE del Golfo. Evidentemente, un mejor conocimiento de la estratigrafía, y paleogeografía mesozoicas, permitirá obtener criterios mejor fundamentados para la prospección de nuestras riquezas minerales en tierra y en la ZEE.

En los cortes mesozoicos cubanos se distinguen cuatro dominios paleogeográficos y paleotectónicos (Cobiella-Reguera 1998, 2000), extendidos en fajas que siguen aproximadamente el rumbo de Cuba y que, de norte a sur, son:

- A- Secuencias de un paleomargen pasivo septentrional (PPS) .
- B- El cinturón ofiolítico septentrional (COS).
- C- Terreno de arcos volcánicos cretácicos (TAVK).
- D- Secuencias de un paleomargen pasivo meridional metamorizadas (PPM).

Las secuencias del PPS aparecen en afloramientos discontinuos desde la Cordillera de Guaniguanico, en el occidente, 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.

Cortes de la Cordillera de Guaniguanico (Cuba occidental)

Están desarrollados en las montañas homónimas del occidente cubano, y constituyen el más amplio afloramiento del PPS. Se diferencian cuatro variedades (Fig. 1, 2): (a) cortes de Sierra de los Organos, (b) cortes de Sierra del Rosario-La Esperanza-Alturas de Pizarras (Martínez y Vázquez 1987), (c) cortes del Cinturón Cangre (estos sólo parecen comprender depósitos jurásicos, Pszczolkowski 1999; Somin y Millán 1981), y (d) cortes del Pan de Guajabón (Ponce et al. 1985). Excepto estos últimos, los restantes comienzan con una secuencia terrígena del Jurásico, pre Oxfordiano Superior (formaciones San Cayetano y Arroyo Cangre), de depósitos deltaicos y continentales (Haczewski 1976), cerca de cuyo techo pueden presentarse intercalaciones de mafitas, a veces con espesores significativos (Fm. El Sábalo, Pszczolkowski 1994, Cobiella-Reguera, 1996 a,b). En el Oxfordiano Superior ocurre una transición carbonatado-terrígena hacia la sedimentación mayormente carbonatada que se inicia posiblemente en el Kimmeridgiano. La sedimentación carbonatada con abundante materia orgánica, comprende los sedimentos hasta el Cenomaniano. En contadas localidades de Sierra del Rosario hay capas turonianas (Pszczolkowski 1994, 1999). En esta última región se presentan intercalaciones terrígenas en todo el corte entre el Oxfordiano Superior y el Cenomaniano (formaciones Artemisa, Polier, Santa Teresa y Carmita).

Una gran discordancia, correspondiente a la Mid Cretaceous Sequence Boundary (MCSB) del Golfo de México (Fig. 2, Marton y Buffler 1999), separa estas capas de las sobreyacentes, representadas mayormente por depósitos posiblemente vinculados al límite Cretácico/Terciario, como la Fm. Cacarájicara, en Sierra del Rosario (Pszczolkowski, 1999, Cobiella-Reguera, 2000) y las capas Moncada, en Sierra de los Organos. Las distintas variedades de corte se encuentran en contacto tectónico; los de Sierra de los Organos, que se caracterizan por bancos calcáreos kimmeridgianos y ausencia de intercalaciones terrígenas en el corte carbonatado,



ocupan una posición originalmente más septentrional (Iturralde-Vinent 1997, Cobiella-Reguera 1996b).

Los cortes del Pan de Guajaibón, se diferencian notablemente del resto de las unidades, pues están formados exclusivamente por rocas carbonatadas someras del Albiano-Cenomaniano, con manifestaciones de bauxitas (Ponce et al. 1985).

Las capas de la Cordillera de Guaniguanico están cabalgadas desde el sur por ofiolitas y rocas de arcos volcánicos cretácicos, que afloran en el NE de Pinar del Río y NW de La Habana (Fig. 1).

Sureste del Golfo de México.

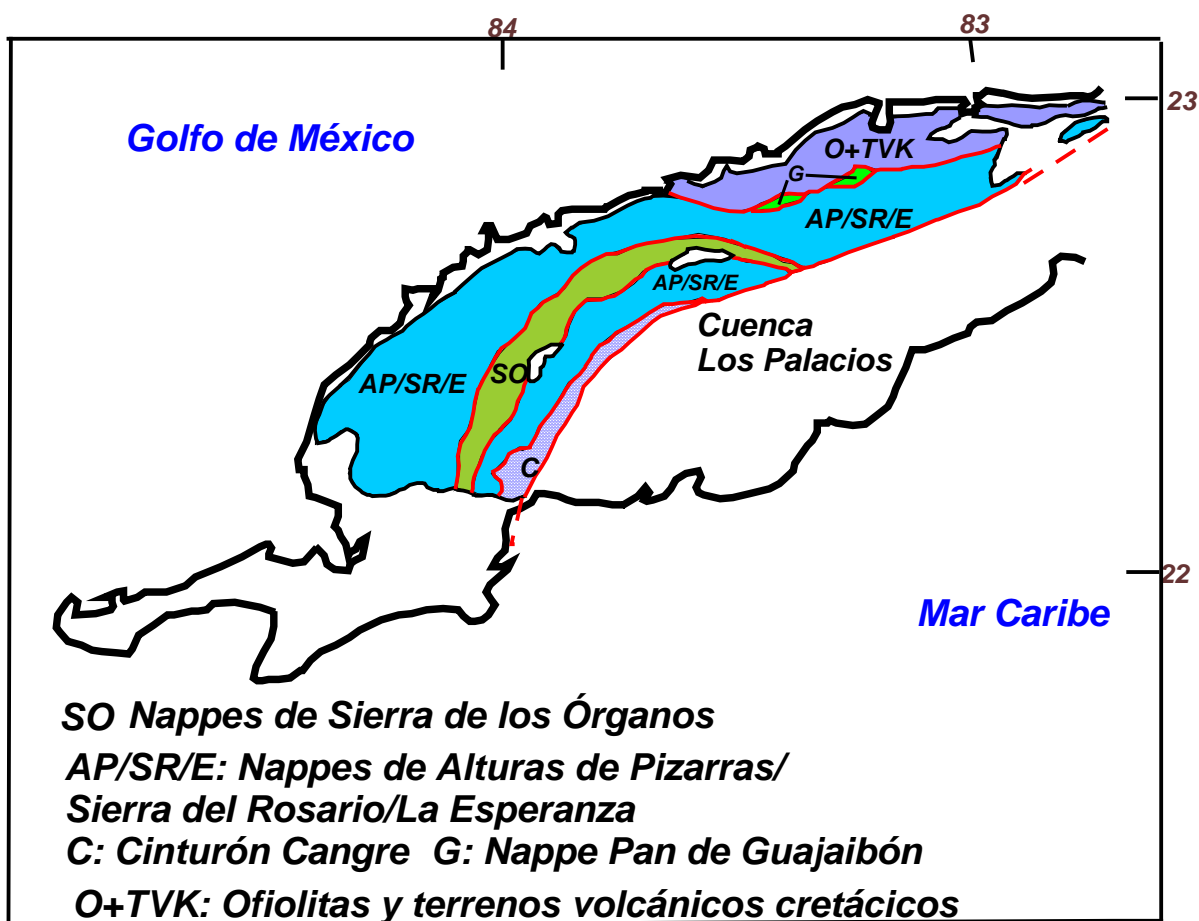


Figura 1. Esquema tectónico de la Cordillera de Guaniguanico y alrededores, mostrando la disposición de los cortes mesozoicos.

Los sedimentos autóctonos mesozoicos y del Paleógeno Inferior del sureste del Golfo de México son sobrecorridos en su borde meridional por los nappes de Cuba occidental. La estratigrafía mesozoica de esta región del Golfo (Fig. 3) guarda, en general, estrechas similitudes con las secciones expuestas en Cuba occidental. Los cortes mesozoicos del Golfo comienzan con sedimentos terrígenos (continentales?) jurásicos?, acumulados en grabens, sobre un basamento metamórfico paleozoico, atravesado localmente por diques de diabasas. Arriba descansan lechos carbonatados de edad Jurásico Superior?, con algunos bancos, sobre los que se disponen sedimentos calcáreos de aguas profundas de edad berriasiana – cenomaniana (Marton y Buffler 1999). Sobre ellos se coloca la discordancia del Cretácico medio

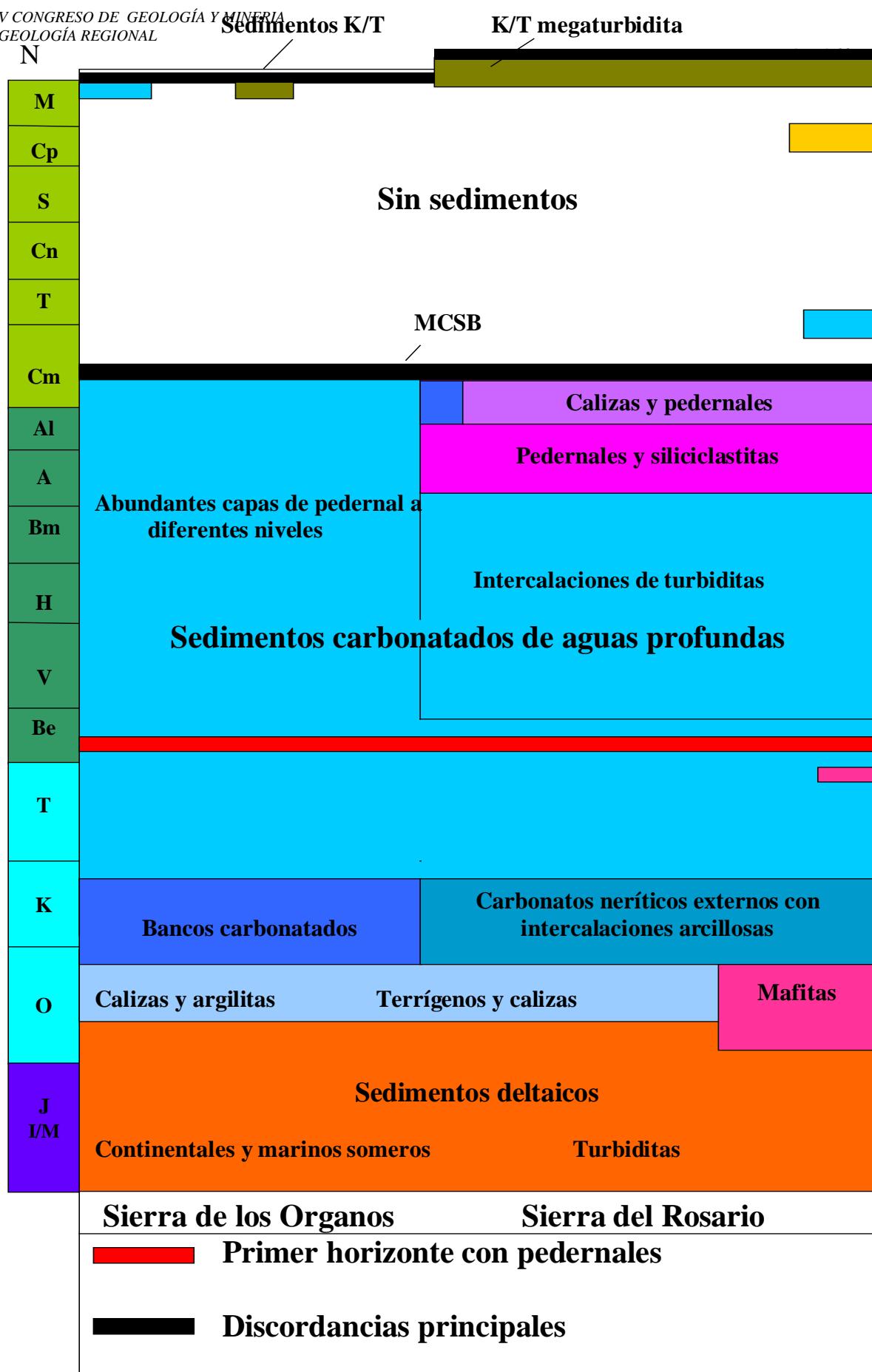


Figura 2. Estratigrafía mesozoica esquemática de la Cordillera

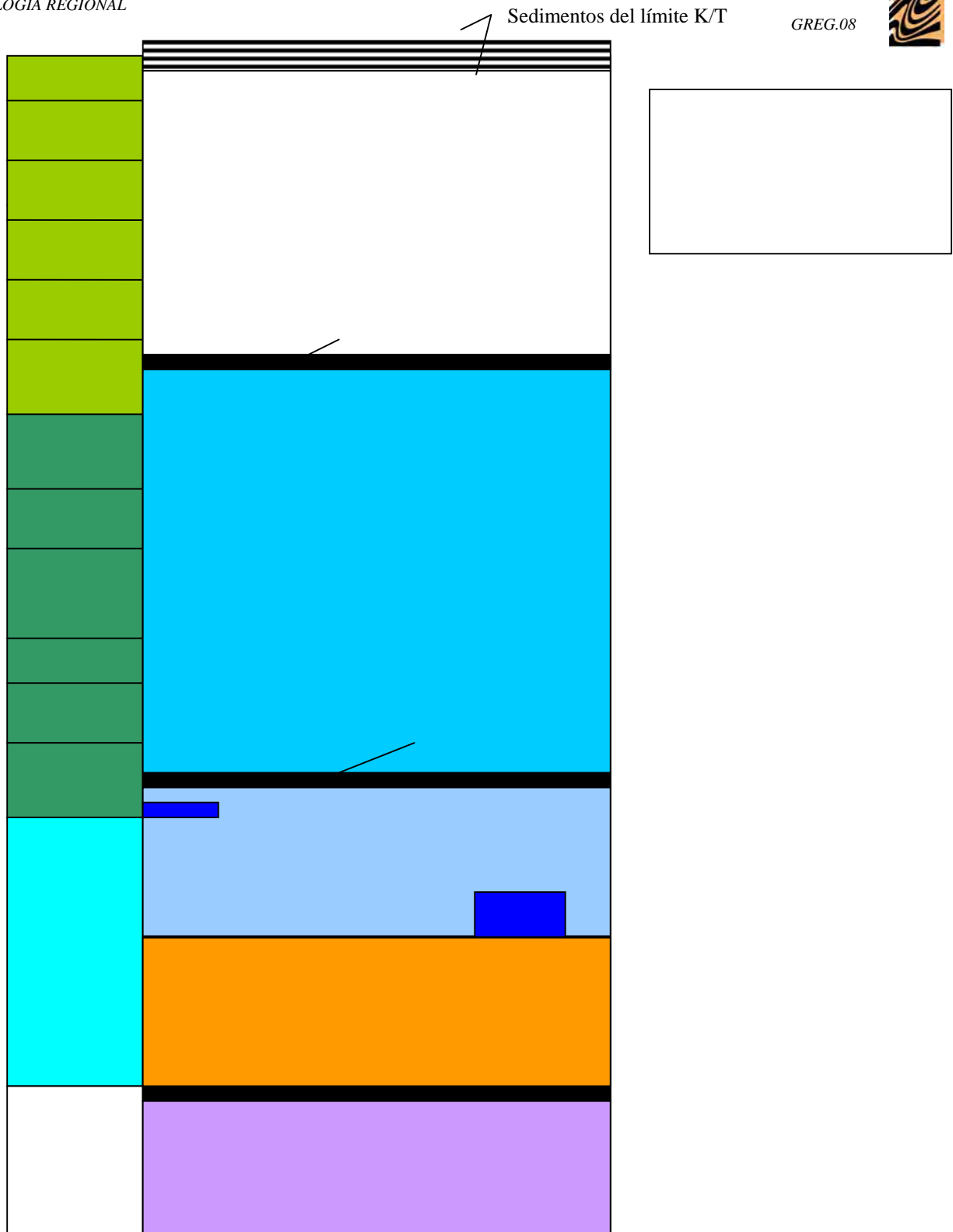


Figura 3. Estratigrafía generalizada del SE del Golfo de México

(MCSB), estando prácticamente ausentes los estratos del Cretácico Superior, con turbiditas del límite K/T registradas en algunos puntos (Alvarez et al. 1992).



Implicaciones regionales

Las estrechas semejanzas entre los distintos cortes de margen continental pasivo mesozoico del norte de Cuba sugieren que, desde el Jurásico Tardío, las diferentes entidades geológico-geográficas que lo componen debieron guardar estrechas relaciones (aunque no deben olvidarse los efectos de los sobrecoorrimientos del Paleoceno Tardío- Eoceno Temprano). En la última década ha tenido cierto reconocimiento la idea de que los cortes de Guaniguanico pertenecen, junto a las secuencias metamórficas de la Isla de la Juventud y el Escambray, a los llamados “terrenos sudoccidentales” debido, esencialmente, a sus similitudes en la estratigrafía jurásica (Iturralde-Vinent 1996, 1997, Pszczolkowski 1999). La posición de los macizos metamórficos de la Isla de la Juventud y Escambray en la estructura geológica de Cuba es muy diferente a la del paleomargen septentrional mesozoico. Las grandes semejanzas en el corte mesozoico de Guaniguanico con el sureste del Golfo de México no permite considerarlos como terrenos tectonoestratigráficos.

Por otra parte, algunos geólogos, si bien consideran que los cortes de la Sierra del Rosario pertenecen a una misma unidad paleotectónica que los del norte de Cuba central, a la que denominan Dominio Las Villas, suponen que las secuencias afloradas en la Sierra de los Organos, se formaron en otra cuenca lejos de la primera, a la que nombran Dominio Pinar (Alvarez Castro et al. 1998). Las notables similitudes en el corte estratigráfico mesozoico entre la Sierra del Rosario y la de los Organos (semejanza que se mantiene hasta el Eoceno Inferior, cuando las secuencias de la primera cabalgan a las segundas) hace poco necesario el acudir a términos como dominios para explicar las diferencias entre la estratigrafía de ambas regiones. La actual disposición y composición de los distintos cortes en el apilamiento tectónico de la Cordillera de Guaniguanico y su dirección de transporte tectónico (sur a norte), permiten realizar una reconstrucción palinástica en que las diferentes unidades se dispondrían en el siguiente orden, de norte a sur:

- A- Sureste del Golfo (autóctono), B- Sierra de los Organos (para autóctono?), C- Cinturón Cangre, Sierra del Rosario/Alturas de Pizarras/Esperanza, D- Pan de Guajaibón, E- Cuenca oceánica Protocaribeña (ofiolitas y terrenos volcánicos cretácicos). La yuxtaposición original de las secciones de Guaniguanico y del SE del Golfo es un hecho de indudable atractivo para la futura prospección de hidrocarburos en el territorio.

En la reconstrucción palinástica regional es necesario tener en cuenta :

- 1- De abajo hacia arriba los nappes de la Cordillera de Guaniguanico se disponen en la siguiente sucesión:
 - a- Nappes de la Sierra de los Organos.
 - b- Nappes de las Alturas de Pizarras del Sur/ Alturas de Pizarras del Norte.
 - c- Cinturón Cangre- Nappes de Sierra del Rosario/Esperanza
 - d- Nappe del Pan de Guajaibon.
 - e- Nappes de ofiolitas y del terreno de arcos volcánicos cretácicos.
- 2- La falla Pinar, que limita por el sur los cortes de Guaniguanico, es posterior a los nappes que cortan las secuencias del paleomargen mesozoico (Gordon et al. 1997). De ahí que los desplazamientos horizontales generados por esta dislocación, no afectan las relaciones espaciales originales entre los cortes de Guaniguanico y los sedimentos autóctonos del SE del Golfo.

A grosso modo, se pueden estimar de manera muy preliminar para cada grupo de nappes, los siguientes desplazamientos horizontales mínimos sobre las unidades infrayacentes (estimados a partir del Mapa Geológico de Cuba 1: 250 000):



- a- Nappes superiores de la Sierra de los Organos: 33 km
- b- Nappes de las Alturas de Pizarras (Norte y Sur): 40 km.
- c- Cinturón Cangre (5km).
- d- Nappes superiores de la Sierra del Rosario/Esperanza: 33 km
- e- Nappe Pan de Guajaibon: 15 km
- f- Nappes de ofiolitas y terrenos volcánicos: 30 km

El ancho (mínimo) de las diferentes entidades paleogeográficas sería:

- g- Sierra de los Organos: 40 km.
- h- Sierra del Rosario/Esperanza/Alturas de Pizarras: 70 km.
- i- Pan de Guajaibon: 2 km.

Bibliografía

- Alvarez Castro, J., R. García Sánchez, R. Segura Soto, S. Valladares Amaro, 1998. „Historia geológica del desarrollo de las rocas del margen continental del dominio Las Villas, basada en la evolución sedimentaria de la paleocuenca“. Memorias I Geología y Minería '98, 20-23, Centro Nacional de Información Geológica, La Habana.
- 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. 1996 b. „Estratigrafía y eventos jurásicos en la cordillera de Guaniguanico, Cuba occidental“. Minería y Geología, v.13(1), 11-25.
- Cobiella-Reguera, J., 2000. „Jurassic and Cretaceous geological history of Cuba“. International Geology Review 42 (7), 594-616.
- Cobiella-Reguera, J., A. Hernández- Escobar, N. Díaz-Díaz, S. Gil-González, 2000. „Estratigrafía y tectónica de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico, Cuba occidental“. Minería y Geología XVII (1).
- Echevarría-Rodríguez, G., G. Hernández-Pérez, J. López-Quintero, J. López-Rivera, R. Rodríguez-Hernández, J. Sánchez-Arango, R. Socorro-Trujillo, R. Tenreiro-Pérez, J. Yparraguirre-Pena. 1991. „Oil and gas exploration in Cuba“. Journal of Petroleum Geology 14 (3), 259-274.
- Gordon, M., P. Mann, D. Cáceres, R. Flores, 1997. „Cenozoic tectonic history of the North America-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.), Ofiolitas y arcos volcánicos de Cuba, 3-35. International Geological Correlation Programme, Project 364. Geological Correlation of Ophiolites and volcanic arcs in the Circumcaribbean Realm, Miami, Florida.
- Iturralde-Vinent, M., 1997. „Introducción a la geología de Cuba“. En: Furrázola-Bermúdez, G., Nuñez Cambra, K. (comp.), Estudios sobre la geología de Cuba, 35-68. Centro Nacional de Información Geológica, La Habana.
- 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, v.XVI(2), 39-45.
- Martínez, D. y Vázquez, M., 1987. „Alturas Pizarrosas del Norte, extremo occidental de la subzona Sierra del Rosario“. Memorias del III Encuentro Científico-Técnico de Geología, 57-71. Sociedad Cubana de Geología, Filial Pinar del Río.
- Marton, G., R. Buffler, 1994. „Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin“. International Geology Review 36, 545-586.
- Pardo, G., 1975. „Geology of Cuba“. En: Nairn, A., Stehli, F. (eds.), The Ocean Basins and Margins, v. 3, New York, Plenum Press, pp. 553-613.
- Ponce, N., Daniliuk, L., Razomsk, O., Dilla, M., Domínguez, A. Y Osipov, V., 1985. „El yacimiento de bauxitas „Pan de Guajaibón“ en la Isla de Cuba“. Revista Tecnológica, v. 15, 51-60.
- Pszczolkowski, A., 1994. „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, Sedimentary Basins of the World, 4, 93-121 (Series Editor: K.J. Hsu), Elsevier, Amsterdam.
- Schlager, W. y Buffler, R., 1984. “Deep Sea Drilling Project Leg 77, southeastern Gulf of Mexico“. Geological Society of America Bulletin, v.95, 226-236.
- Somin, M., G. Millán, 1981. Geología de los complejos metamórficos de Cuba, , Nauka, Moscú [en ruso].
- Valdés-Nodarse, E., 1998. „Pb-Zn “sedex” deposits and their copper stockwork roots, western Cuba“. Mineralium Deposita 33, 560-567.



DETERMINACIÓN DE UN NUEVO MIEMBRO ESTRATIGRÁFICO (MIEMBRO INFERIOR DE LA FORMACIÓN LA CRUZ) EN LA CUENCA DE SANTIAGO DE CUBA.

Angel Medina Batista¹, Gustavo Furrázola Bermúdez².

⁽¹⁾ Empresa Geominera de Oriente, Carretera de Siboney Km 2¹/₂ Alturas de San Juan. Santiago de Cuba. Telefono: (53-22) 641603, 643836. Fax: (53-22) 87130. E-mail: medinab@geom.stg.minbas.cu.

⁽²⁾ Instituto de Geología y Paleontología. Via Blanca y Carretera Central, s/n, San Miguel del Padrón, CP 11 000, Ciudad de la Habana, Cuba. Telef. 55-7232, FAX: 55-7004, E-Mail: igpcnig@ceniai.inf.cu

RESUMEN

Durante los trabajos de levantamiento geólogo geofísico con fines de Riesgo Sísmico realizados en la Cuenca de Santiago de Cuba en el año 1999 con el objetivo de confeccionar un mapa geológico a escala 1:25 000, se obtuvieron nuevos datos sobre las características estratigráficas de la Formación La Cruz.

En la descripción de la Formación La Cruz en el Léxico Estratigráfico solo se incluyen tres miembros y en ninguno de ellos se describen las calizas coralinas biodetríticas que aparecen muy extendidas en la parte sur de la cuenca de Santiago de Cuba, formando una franja ancha, la cual a pesar de haberse estudiado desde el punto de vista paleontológico (Nagy y otros, 1977) no fueron incluidas entre sus miembros.

El hecho que nos llamó la atención fue que en el informe de E. Nagy aparecen 8 muestras tomadas en estas calizas, donde la edad no está suficientemente precisada, pues la misma aparece en la mayoría de las muestras como N₁-N₂, no obstante, la edad que reportan estas muestras, este autor las ubican en el Mioceno, seguramente por su posición estratigráfica, sin embargo esto se estaba prestando a confusión puesto que al parecer solamente estaban descritas calizas coralinas en la Formación Río Maya del Plio-Pleistoceno, siendo referidas por muchos autores a esa unidad, por tanto adoptamos la decisión de realizar muestreos para estudios paleontológicos. Las muestras tomadas están distribuidas en todo el cuerpo de calizas, y las mismas fueron cuidadosamente estudiadas petrográfica y paleontológicamente. Como resultado de dichos estudios, las calizas mas bajas de la Fm. la Cruz, de edad Mioceno inferior, son propuestas aquí como un nuevo miembro de dicha formación y se denominó Miembro El Sardinero.

ABSTRACT

During geological-geophysical mapping with the porpoise of Seismic Risk carried out in the Santiago de Cuba basin, 1999 in order to make a geologic map, scale 1:25 000, we obtained new information about the stratigraphy La Cruz formation.

During field working and consulting the "Lexico Estratigráfico de Cuba" we found that in La Cruz formation are described only 3 members but no one geologist includes in that formation the biodetrític coralline limestones, very abundant in the southern part of Santiago de Cuba forming a wide band, the limestones were sampled by e. Nagy with paleontological purpose, however he not included the limestones like a member of La Cruz formation.

Is interesting that in the Nagy's paper appear 8 samples of those limestones with no clear age, because they have an age N₁-N₂, however in the Nagy's paper the limestones has a Miocene age. This age introduced some confusions, since coralline limestones were only described in Río Maya formation, of that region, and many authors report then with the last name. To clarify this problem we took samples along many sections of the limestones of La Cruz formation that were not well described. Many thin sections were studied by petrologist and paleontologist. As a result of our research, we described the lower limestones of La Cruz formation as a new member named "El Sardinero" of lower Miocene age did.



Introducción.

La toma de muestras petrográficas y paleontológicas durante los trabajos geológicos realizados en la cuenca de Santiago de Cuba permitió complementar la descripción original de la Formación La Cruz, con la nueva descripción del Miembro Sardinero. Para esto se realizó un serio estudio petrográfico y paleontológico de las calizas que afloraban en la parte Sur de la cuenca donde predominan fundamentalmente las rocas de esta unidad. Se tomaron 17 muestras paleontológicas distribuidas en todo el paquete de calizas. Tanto la edad, composición como relaciones estratigráficas corroboraron que se trata de calizas del Mioceno que hasta el momento no habían sido suficientemente estudiadas y que por sus características distintivas pueden ser consideradas como un miembro independiente.

Materiales y métodos

Para estudiar la secuencia estratigráfica de La Formación La Cruz se realizaron descripciones de secciones delgadas de muestras petrográficas y paleontológicas, se consultó el Léxico Estratigráfico actual, así como el mapa litológico de la cuenca por formaciones, el mapa geológico esquemático de la región El Cobre a escala 1:50 000 de Norman y Grechanik, 1970; así como el mapa geológico de la región de Gran Piedra a escala 1:50 000 de G. Kusovkov (1983-1987). Se realizaron itinerarios geológicos, con documentación geológica de afloramientos, muestreos paleontológicos y petrográficos y el estudio de las relaciones estratigráficas dentro de la Fm. La Cruz y con las unidades infra y suprayacentes. Estas observaciones nos dieron los elementos necesarios para proponer el paquete inferior de calizas de la Fm. La Cruz como un nuevo miembro (Fig. 1) quedando la formación constituida de la siguiente manera:

- **Miembro EL Sardinero (N_1^1) (Nuevo Miembro):** Compuesto por calizas coralinas biodetríticas recristalizadas, porosas, de color gris crema, textura biodetrítica microcristalina y microgranoblástica. (Ver Foto)
- **Miembro Quintero (qt) (N_1^2):** Formado por conglomerados polimícticos compuesto por clastos de calizas y volcanitas con matriz margosa o arenítica con cemento calcáreo más o menos desarrollado..
- **Miembro Tejar (tj) (N_1^3 - N_2^{1a}):** Presenta calcarenitas finas de matriz margosa y limolitas de igual carácter, color amarillo castaño.
- **Miembro Santiago (stg) (N_2^{1b}):** Compuesto por argilitas calcáreas limoso-arenosas plásticas con intercalaciones de limonitas polimícticas.

A continuación se ofrece la descripción formal de este nuevo miembro.



Miembro El SARDINERO (esr)

Autor: Medina B, Ángel., G. Furrázola-Bermúdez, 2003

Referencia original: Mapa Geólogo Tectónico 1:25 000 de la cuenca de Santiago de Cuba con fines de Riesgo Sísmico, EGMO de Oriente, 1999, (inédito).

Origen nombre: Proviene del río El Sardinero al este de la ciudad de Santiago de Cuba, provincia de Santiago de Cuba.

Unidad principal: Formación La Cruz.

Área tipo: Faja este de la Bahía de Santiago de Cuba.

HoloEstratotipo: Corte de 5x15 m en un camino a unos 250 m al este de un embalse ubicado al sur del Distrito Urbano Abel Santa María, cercano a la carretera de Siboney al este de la ciudad de Santiago de Cuba, en la provincia de igual nombre.

Coordenadas Lambert: x - 611 900 y - 148 250

Hoja topográfica: Santiago de Cuba, 5076 III.

Distribución geográfica: Se desarrolla en una franja irregular solamente en la parte sur a ambos lados de la ciudad de Santiago de Cuba, provincia de Santiago de Cuba, con un mayor desarrollo en la parte este.

Litología diagnóstica: Calizas coralinas biotriticas recristalizadas porosas color gris crema con textura biotritica microcristalina y microgranoblastica, y una estructura porosa con macrofósiles. En ocasiones se observan intercalaciones de calizas porosas, arcillosas o limosas.

Relaciones estratigráficas: Yace discordantemente sobre el Gr. El Cobre (parte indiferenciada), está cubierto concordantemente por el Mbro. Quintero y discordantemente por el Mbro. Tejar (Fm. La Cruz).

Correlación: No ha sido establecida.

Asociación fosilífera: *Miogypsina sp*, *Lepidocyclina sp*, *Amphistegina spp*, *Miliolidae Soritidae*, *Goborotalia sp*. fragmentos de corales y moluscos (gastropodos y bivalvos) algas articuladas y calcáreas.

Edad: Mioceno Inferior



Ambiente de sedimentación: Parece haberse formado en condiciones de cuencas litorales someras, de bahía o laguna.

Espesor: Hasta 10 m o mayor.

CONCLUSIONES

- De los resultados obtenidos en este trabajo se puede concluir que la formación La Cruz presenta un cuarto miembro de edad Mioceno Inferior que yace discordantemente sobre las rocas del grupo El Cobre (indiferenciado) el cual se propone sea incluido en el Léxico estratigráfico con el nombre de Miembro El Sardinero .

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Guardado Lacaba, Rafael, ISMM de Moa y ,1995..Estudio Ingeniero Geoambiental de la ciudad de Santiago de Cuba como base para la regionalización ingeniero geológica. *Revista de Minería y geología Vol. XII Nro2*.
- Guardado Lacaba, Rafael, 1988. Clasificación de los procesos y fenómenos geológicos que tienen lugar en la ciudad de Santiago de Cuba y sus perspectivas. ISMM de Moa
- Gutiérrez D, Roberto, IGP. 1998.El karst en el archipiélago cubano y la región Caribe –antillana. *Revista Minería y geología Vol. XV Nro 3, ACC, Santiago de Cuba*
- Kusavkov, G. et al, Santiago de Cuba .informe sobre el levantamiento geológico a escala 1:50 000 y Búsquedas acompañantes ejecutadas en el área de la Gran Piedra, al este de Santiago de Cuba. Oficina Nacional de Recursos Minerales, MINBAS. La Habana. (Inédito)
- Medina Batista, Ángel, 1999.Levantamiento geólogo-geofísico de la cuenca de Santiago de Cuba con fines de Riesgo Sísmico a escala 1:25 000.(EGMO, Santiago de Cuba inédito).
- Nagy, E.; Brezsnysanszky, K.; Brito, A.; Coutin, D. P.; formell,f.; Franco,G.L.; Gyarmatti, P.; Jakus, P. y Radocz, G. Y. (1976). Texto Explicativo del Mapa Geológico de la provincia Oriente a escala 1:250 000 levantado y confeccionado por la Brigada Cubano-Húngara entre 1972-1976. Inst. Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba.



| | SISTEMA | SERIE | PISO | SÍMBOLO | COLUMNA | POTENCIA (m) | CARACTERÍSTICAS DE LAS ROCAS |
|------------|-------------|----------------------------|------|-----------------------------------|---------|--------------|--|
| Fm La Cruz | Cuaternario | Holoceno | Sup | alQ ₄ | | ~ 5 | Limo gris y gris parduzco, limos arenosos y arcillas arenosas. |
| | | | Inf | mQ ₄ | | ~ 5 | Depositos marinos, arenas y guijarros de playa y bancos de tormenta. |
| | | Pleistoceno | Sup | Q ₃ crt | | ~ 2 | Formacion Camaroncito: calcarenitas laminares de granos medios a gruesos. |
| | | | | Q ₃ js | | ~10 | Formacion Jaimanitas: calizas biodetríticas masivas. |
| | Neogeno | Plioceno (N ₂) | Inf | N ₂ crt | | 30-80 | Formacion Rio Maya: caliza arrecifales, biodetríticas, biomorfodetríticas. |
| | | | Sup | Q ₁ rm | | | |
| | | Plioceno (N ₂) | Med. | N ₂ ¹ b sta | | ~10 | Miembro Santiago: argilitas calcareas limo arenosas. |
| | | | Inf | N ₂ ³ | | | |
| | | Mioceno (N ₁) | Sup | N ₁ ¹ tj | | ~ 50 | Miembro Tejar: calcarenitas (calizas detríticas, limolitas fosilíferas y conglomerados polimiticos con cemento calcareo. |
| | | | Med. | N ₂ qt | | >15 | Miembro Quintero: conglomerados calcareos de matriz margosa fósilífera. |
| | | | Inf. | N ₁ ¹ esi | | ~10 | Miembro Sardinero: (unidad informal) calizas coralinas, biodetríticas, recrystalizadas y biomorfodetríticas. |

LEYENDA

| | | | | | |
|--|---------------------------------|--|------------------------|--|--------------------|
| | Calizas coralinas biodetríticas | | Limolitas | | Conglomerados |
| | Depósitos marinos | | Limos y Limos arenosos | | |
| | Argilitas | | Calcarenitas | | Calizas detríticas |

Fig. 1 Columna estratigráfica generalizada Neógeno-Cuaternario de la Cuenca Santiago



Foto de afloramiento 96-1b de calizas coralinas del Miembro El Sardinero.



PRINCIPALES DISCORDANCIAS DEL TERCIARIO DE LA CUENCA LOS PALACIOS

Aliena Flores Nieves, José Fernández Carmona, Lourdes Pérez Estrada.

Centro de Investigaciones del Petróleo. Washington # 169, esq. Churruca, Cerro, Ciudad de la Habana,
Cuba. C Elect.: aliena@ceinpet.inf.cu

Abstract

Los Palacios basin is located to the south of the Pinar fault in the southern oil provinces. Some research in different wells in these basins determined the timing for the sedimentation interruption knowing the main unconformity for the Tertiary in these basins. In order to determine the timing for these hiatuses were used Foraminifera Planktonic biozonation (G. Fernández, 1983) and Macroforaminifera biozonation (S. Blanco y J. Fernández, 1985). Those unconformities are found between Oligocene-Eocene ages, in the Eocene and Eocene-Upper Paleocene ages. Every studied well shows the middle Eocene unconformity except the well located easternmost in the basin. It is known that unconformities are useful to be found as oil traps. With these objectives maps were made where the timing of unconformities were located for each age stated and correlation was made. As a result, wedge-shaped areas are found in different directions which could have possible trapping of hydrocarbons making possible there the discovery of very good oil fields.

Resumen

La Cuenca Los Palacios está ubicada al sur de la falla Pinar en la provincia petrolera del sur. Realizando estudios de diferentes pozos en la misma se determinó el tiempo de duración de la interrupción en la sedimentación conociendo así las principales discordancias del periodo Terciario en esta Cuenca. Para determinar el tiempo de duración del hiato en cada pozo se utilizó biozonaciones de acuerdo a foraminíferos planctónicos (G. Fernández, 1983) y de acuerdo a macroforaminíferos (S. Blanco y J. Fernández, 1985). Las discordancias establecidas se encuentran entre las edades Oligoceno-Eoceno, dentro del propio Eoceno y Eoceno-Paleoceno Superior. Todos los pozos estudiados presentan discordancias en el Eoceno Medio excepto el ubicado más al este de la cuenca. Es conocido que las discordancias pueden servir como trampas de petróleo. Con este fin se realizaron mapas donde se ubicó el tiempo de duración de la discordancia para cada edad establecida y se correlacionaron las mismas. En estos se muestran acunamientos en diferentes direcciones lo que posibilitaría el almacenamiento de petróleo pudiéndose desarrollar allí facies reservorios.

Introducción

La cuenca de colapso Los Palacios está ubicada al sur de la falla Pinar en la provincia petrolera del sur, en la cual las rocas características son las ofiolitas sobrecorridas y las secuencias de arco volcánico cubiertas por sedimentos sinorogénicos y postorogénicos (G. Fernández, 1988). Desde el año 1939 se han venido realizando una serie de investigaciones en esta Cuenca con el propósito de aclarar diversos aspectos de la geología de la región contribuyendo de esa forma a aumentar su grado de estudio en relación a su constitución geológica, estratigráfica y



tectónica así como sus posibilidades gasopetrolíferas. Estudios bioestratigráficos fueron realizados por G. Fernández *et al.*, 1985 donde se muestran las asociaciones faunales en el pozo Candelaria 1.

Este trabajo tiene como objetivo establecer las principales discordancias del Terciario en esta Cuenca para así determinar el tiempo de interrupción en la sedimentación. Esto ayuda a determinar límites de secuencias, herramienta básica para la Estratigrafía Secuencial, además de constituir estas discordancias posibles trampas petrolíferas.

En esta área han sido perforados los pozos orientados de oeste a este: Rojas 1, San Diego 1, Baños 2, Baños 1, Palacios 3, Palacios 1, Remedios 1, Candelaria 1 y Las Mangas todos onshore. En la figura 1 se puede apreciar la ubicación de los pozos.

Materiales y Métodos

Se utilizaron los resultados de perforación de estos pozos contenidos en informes bien detallados que se encuentran en la Oficina Nacional de Recursos Minerales o en el Archivo Técnico del CEINPET.

Para determinar las discordancias y el tiempo de duración del hiato en cada pozo se utilizó biozonaciones de acuerdo a Foraminíferos Planctónicos (G. Fernández, 1983) y de acuerdo a Macroforaminíferos (S. Blanco y J. Fernández, 1985). Los datos de las asociaciones faunales permitió establecer a lo largo de todas las perforaciones las biozonaciones presentes y las ausentes indicando estas últimas la no ocurrencia de sedimentación y por consiguiente la discordancia. Para calcular el tiempo de interrupción en la sedimentación se utilizó la carta de Vail, 1986 siguiendo la metodología descrita por Aubry, 1991.

Se realizaron esquemas donde se representó el tiempo de duración de la discordancia para cada Pozo con el objetivo de presenciar posibles acúñamientos, es decir disminución del tiempo de duración del hiatus lo que podría indicar posibles trampas de petróleo.

Resultados y Discusión.

Las Discordancias establecidas se encuentran entre las edades Eoceno-Oligoceno, dentro del propio Eoceno y Paleoceno Superior -Eoceno. Se debe aclarar que en algunos casos el tiempo de duración del hiato es mucho menor solo que no estaba datada específicamente esa biozona y se tomó la edad más próxima a la misma.

Los pozos dentro de la cuenca con discordancias entre el Eoceno-Oligoceno (Tabla I) son:

San Diego 1 (Eoceno Inferior parte alta -Oligoceno Superior) 19 m.a., estando ausente las biozonas de *Globigerina selli*, *Turborotalia cerroazulensis*, *Globigerinatheka semiinvoluta*, *Truncorotaloides rohri*, *Orbulinoides beckmanni*, , *Globigerinatheka kugleri* y *Acarinina bullbrooki*.

Palacios 1A (Eoceno Superior parte baja -Oligoceno Inferior) 1.5 m.a., no presentándose la biozona de *Turborotalia cerroazulensis* solamente.

Palacios 3 presenta la misma discordancia de Palacios 1A

Con discordancias dentro del propio Eoceno tenemos los pozos:

Candelaria 1 (Eoceno Inferior parte alta-Eoceno Medio parte baja superior) 5 m.a., faltando la biozona de *Acarinina bullbrooki*.

Las Mangas (Eoceno Inferior/Medio-Eoceno Superior parte alta) 1.9 m.a., estando ausente la biozona de *Globigerinatheka semiinvoluta*.

Baños 1 (Eoceno Inferior parte alta-Eoceno Superior) 10.4 m.a., faltando todo el Eoceno Medio por tanto la biozona de *Truncorotaloides rohri*, *Orbulinoides beckmanni*, *Globigerinatheka kugleri* y *Acarinina bullbrooki*.



Palacios 1A (Eoceno Medio parte baja inferior-Eoceno Superior parte baja) 10.4 m.a., no presentándose la biozona de *Truncarotaloides rohri*, *Orbulinoides beckmanni*, *Globigerinatheka kugleri*.

Palacios 3 (Eoceno Medio parte baja superior-Eoceno Medio parte alta superior) 2.8 m.a., falta la biozona de *Orbulinoides beckmanni*.

Remedios 1 (Eoceno Inferior parte alta superior -Eoceno Superior) 10.4 m.a., faltando las biozonas del Eoceno Medio completo como en Baños 1. (Eoceno Inferior parte baja -Eoceno Inferior parte alta superior) 2.5 m.a., estando ausente la biozona de *Planorotalites palmerae*.

Y por ultimo solo dos pozos presentaron discordancias entre el Paleoceno Superior-Eoceno:

Baños 1 (Paleoceno Superior-Eoceno Inferior parte alta superior) 5 m.a., faltando la biozona de *Planorotalites palmerae* y *Morozovella formosa*.

Palacios 3 (Paleoceno Superior-Eoceno Medio parte baja superior) 10 m.a., con ausencia de la biozona de *Acarinina bullbrooki*, *Morozovella aragonensis*, *Planorotalites palmerae* y *Morozovella formosa*.

El mayor periodo de tiempo sin deposición esta presente en el pozo San Diego1 entre el Eoceno Inferior y el Oligoceno Superior, 19 m.a. Todas las demás discordancias encontradas en la Cuenca se superponen en parte a la misma. Este pozo es el que se encuentra mas al oeste de todos los estudiados y supone que esta área estuvo mucho más tiempo emergida y no estuvo sometida a repetidas fluctuaciones eustáticas.

Todos los pozos estudiados presentan discordancia en el Eoceno Medio, lo que es evidente por ser este el periodo de mas variación y movimiento debido a la Orogénia cubana, excepto en el pozo Las Mangas, ubicado más al este de la Cuenca. Esto puede estar debido a que la fauna encontrada en este pozo para esta edad no permitió definir la biozona correspondiente por la ausencia de fósiles índices.

Es conocido que las discordancias pueden servir como trampas de petróleo conocidas como trampas estratigráficas. Con este fin se realizaron esquemas donde se ubicó el tiempo de duración de la discordancia para cada edad establecida en cada pozo para determinar acuíferos de las mismas.

Se obtuvo que entre las edades Eoceno-Oligoceno hay acuífero oeste-este hacia la zona correspondiente a Remedios 1 y Palacios 1A y 3, lo que posibilitaría el almacenamiento de petróleo, donde puede ocurrir una truncación y se pudieran desarrollar las mejores facies reservorio de la cuenca (Figura 2). Esto concuerda con lo observado para el Eoceno donde también se observa un estrechamiento en esa zona. En esta edad luego hay un ensanchamiento hacia la región del pozo Candelaria 1, pero después vuelve a estrecharse para el pozo mas al este: Las Mangas (Figura 3). Todo lo contrario ocurre para las edades Paleoceno Superior-Eoceno donde en esta dirección ocurre un ensanchamiento de la discordancia en correspondencia con el intervalo geológico (Figura 4).

El mejor criterio para determinar el timing de un evento eustático regional son discontinuidades asociadas con un corto hiatus como ocurre en los pozos Palacios 1A (1.5 m.a., Eoceno Superior-Oligoceno Inferior), y Las Mangas 1 (1.9 m.a, Eoceno Inferior/Medio-Eoceno Superior parte alta).

Conclusiones

- 3 Se establece por primera vez la determinación de discordancias en esta Cuenca.
- Las principales discordancias del Terciario en esta Cuenca ocurren entre el intervalo Paleoceno Superior- Oligoceno : Eoceno-Oligoceno, dentro del propio Eoceno y Paleoceno Superior -Eoceno.
- El mayor tiempo sin deposición esta presente en el pozo San Diego 1, 19 m.a



- La cuenca en este periodo estuvo sometida a variadas fluctuaciones eustáticas fundamentalmente en el Eoceno Medio debido a la Orogénia Cubana.
- Existen acuíferos oeste-este hacia la zona de los pozos Remedios 1 y Palacios 1A y 3 lo que posibilitaría el almacenamiento de petróleo en esa zona.

Recomendaciones

Realizar este estudio utilizando biozonaciones de acuerdo a nannoplancton calcáreo lo que permitiría precisar mas aún el tiempo de interrupción en la sedimentación.

Referencias Bibliográficas

- Aubry, M. P., 1991, Sequence Stratigraphy: Eustasy or Tectonic Imprint. Journal of Geophysical Research, vol 96, No. B4, P 6647 –6679.
- Blanco, S., J. Fernández, G. Fernández, 1987. Zonación del Paleoceno al Mioceno inferior en Cuba de acuerdo a Macroforaminíferos y su identificación en algunas unidades litoestratigráficas., Serie Geológica No. 3, p. 41 – 53.
- Fernández, G., S. Blanco, 1985. Zonación de Foraminíferos Planctónicos del Paleógeno, Serie Geológica No. 3, p. 41 – 53.
- Fernández , G., J. Fernández, S. Blanco, 1988. Estudio bioestratigráfico y ambiente de sedimentación de los depósitos cortados en el pozo Candelaria 1 de la provincia de Pinar del Río., Serie Geológica No. 2. p 63 – 68.
- Fernández-Carmona, J., 1986, Estratigrafía de la cuenca Los Palacios. Informe en el Archivo Técnico del CEINPET.
- Ordoñez, Martina., Rafaela Jimenez, 1986. Breve estudio de la Cuenca Los Palacios. Informe en el Archivo tecnico del CEINPET.



Figura 1

Figura 1 Mapa de ubicación de los pozos estudiados

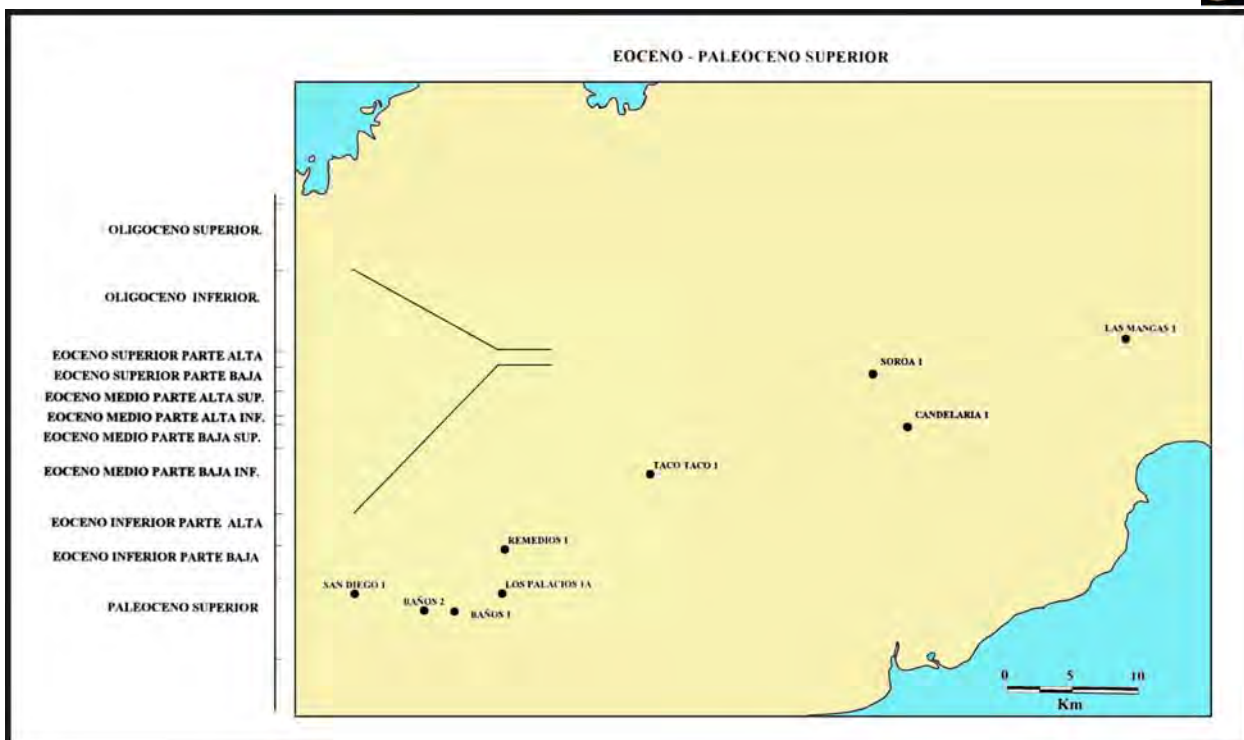


Figura 2 Esquema donde se representan acuñamientos de discordancias entre el Eoceno-Oligoceno.

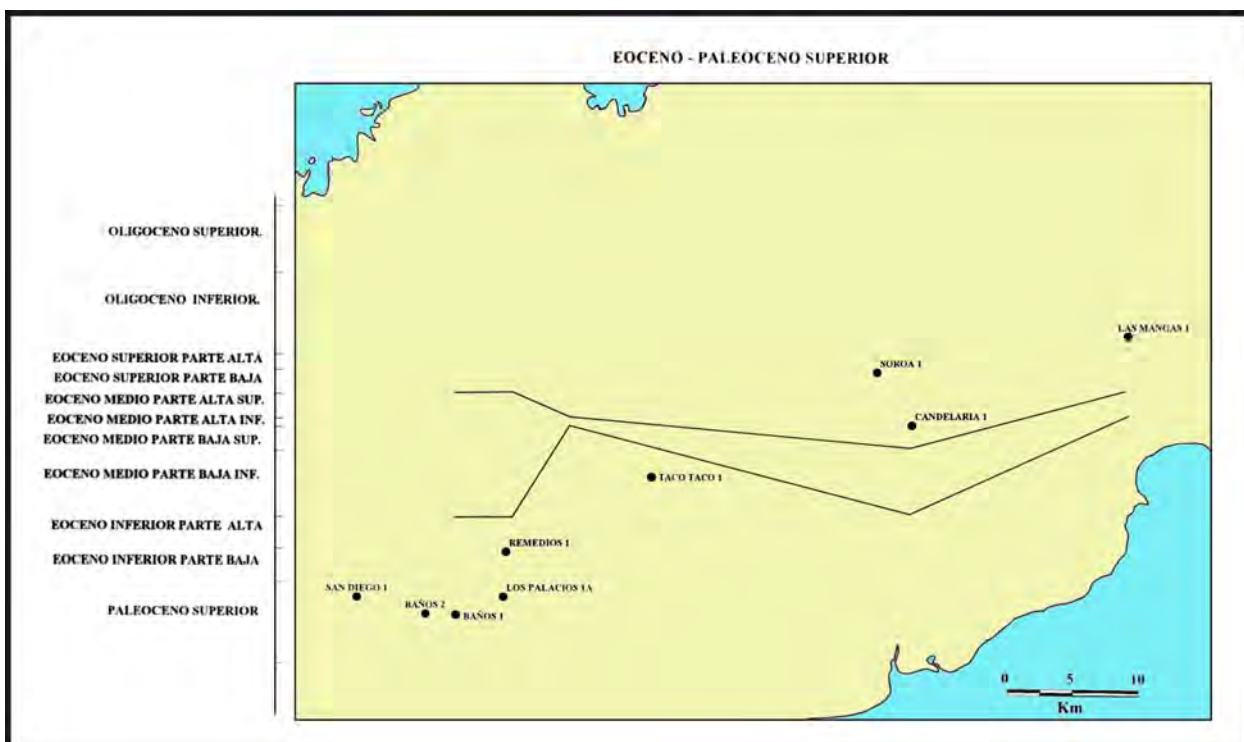


Figura 3 Esquema donde se representan acuñamientos de discordancias dentro del propio Eoceno

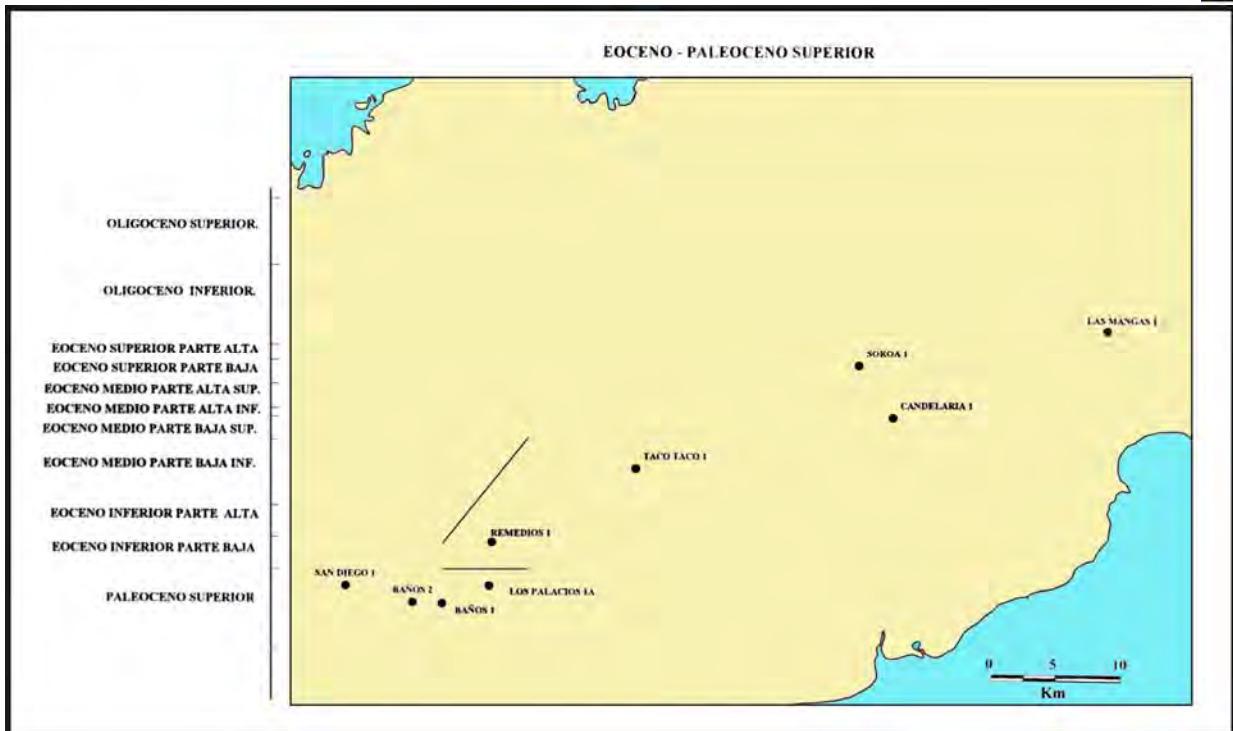
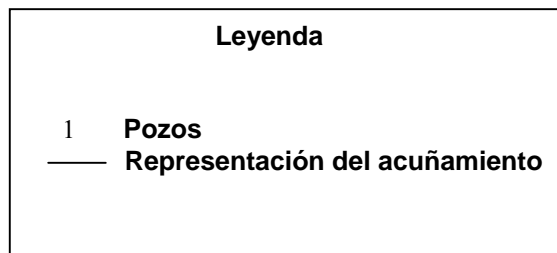


Figura 4 Esquema donde se representan acuífamientos de discordancias entre el Eoceno-Paleoceno Superior.





| Edad | | | Biozonaciones Establecidas para Cuba | | San Diego 1 | Baños 1 | Palacios 1A | Palacios 3 | Remedios 1 | Candelaria 1 | Las Mangas |
|-----------|----------|------------|--|---|------------------------------|---------|-------------|------------|------------|--------------|------------|
| | | | Macroforaminíferos (S. Blanco, J. Fernández, 1985) | Foraminíferos Planctónicos (G. Fernández) | | | | | | | |
| Oligoceno | Superior | | Lepidocyclina undosa (E.) | Miogypsinoides sp. Heterostigina sp. | G. ciperoensis | | | | | | |
| | Inferior | | | Lepidocyclina (L) ss. | G. selli G. ampliapertura | | | | | | |
| Eoceno | Superior | Parte Alta | Asterocyclina minima | Turborotalia cerroazulensis | | | 1.5ma | 1.5ma | | | |
| | | Parte Baja | | Globigerinatheka seminvoluta | | | | | | | 1.9 ma |
| | Medio | Parte Alta | Lepidocyclina (N.) ariana | Truncarotaloides rohri | 19ma | | | | | | |
| | | | Lepidocyclina (N.) pustulosa | Orbulinoides. beckmanni | | | | 2.8 ma | | | |
| | | Parte baja | Lepidocyclina (P.) antillea | Morozovella. lehneri | 10.4 ma | | | | | | |
| | | | Helicostegina dimorpha | Globigerinatheka.ku gleri | | | 10.4 ma | | | | |
| | Inferior | Parte Alta | Eoconuloides wellsi | Morozovella. aragonensis | | | | 10 ma | | | |
| | | Parte Baja | | Planorotalites. palmerae | | | | | 2.5 ma | | |
| Paleoc. | Superior | | | M. formosa M. subbotinae | | | | | | | |
| | | | | Morozovella. velascoensis | | | | | | | |

Tabla I Discordancias y tiempo de duración de la misma en los pozos estudiados



MAPA DE CONTACTOS TECTÓNICOS Y ESTRUCTURAS DEL CARIBE OCCIDENTAL, SEGÚN DATOS GEOFÍSICOS

Lázaro Armando Díaz Larrinaga, José Luis Cuevas Ojeda, Rosa Álvarez Hernández y Bárbara Polo González

Instituto de Geofísica y Astronomía / CITMA Calle 212 No. 2906 e/ 29 y 31, Rpto. La Coronela
Municipio La Lisa, Ciudad de La Habana, Cuba
CP 11 600
ldiaz@iga.cu, lcuevas@iga.cu y bpolo@iga.cu

RESUMEN

En el presente trabajo se realiza una interpretación del campo gravimétrico con el objetivo de contribuir a la evolución geológico tectónica en el área del Caribe. Varios mapas de lineamientos fueron obtenidos usando técnicas de procesamiento digital de imágenes (Sensores remotos). El propósito de estas técnicas fue aumentar la visualización de los patrones lineales en las imágenes. Apoyándonos en el empleo de un conjunto de filtros detectores de bordes entre los que se destacan: Primera y segunda derivadas direccionales, Gradientes Horizontales Máximo, Superposición aditiva de imágenes, Curvatura Tangencial y Filtro de Laplace.

Para tales propósitos se usaron varios programas de cómputo como son el sistema de información geográfica Arc View 3.2 y el Surfer 7.0.

Los resultados obtenidos en la presente investigación son de gran utilidad para la interpretación geológica y tectónica en el área de estudio y en la búsqueda exploración de minerales y petróleo. La metodología empleada resultó ser adecuada, rápida y exitosa para el cumplimiento de tales tareas, a nivel regional.

ABSTRACT

A geophysical interpretation of the gravity field was carried out in order to contribute to tectonic and geological evaluation in the Caribbean area. Several lineaments maps were obtained using digital images processing (Remote Sensing technique).

The purpose of these techniques was enhancement the lineal patrons in the images, leaning on a group of detecting filters of borders such as : First and Second directional derivative, Horizontal Gradients, Tangential curvature, Laplacian filter and Overlapping additive. Several computer programs were used, among them, we can mention: Geographical information System Arc View 3.2 and Surfer 7.0.

The results obtained in this investigation might play an important roll in geological and tectonically interpretation in the Caribbean area and for exploration of mineral and petroleum.

As conclusions the methodology used was adapted, quick and successful for thus task at regional scale.



INTRODUCCION

El área total de investigación se extiende desde los 9^0 hasta los $16,15^0$ de latitud norte y de los 68^0 a los $88,5^0$ de longitud oeste que incluye a Cuba, La Española, Jamaica y la América Central (Nicaragua, Honduras, Costa Rica, Panamá) y el extremo norte de América del Sur (Colombia y Venezuela), así como sus mares adyacentes. Ver figura 1. El mapa de lineamientos tectónicos obtenido en el marco del proyecto de investigación es de gran importancia la determinación adecuada de los parámetros físicos de las estructuras presentes para el conocimiento de la historia geológica que condicionó el Caribe actual y establecer la continuidad de las estructuras.

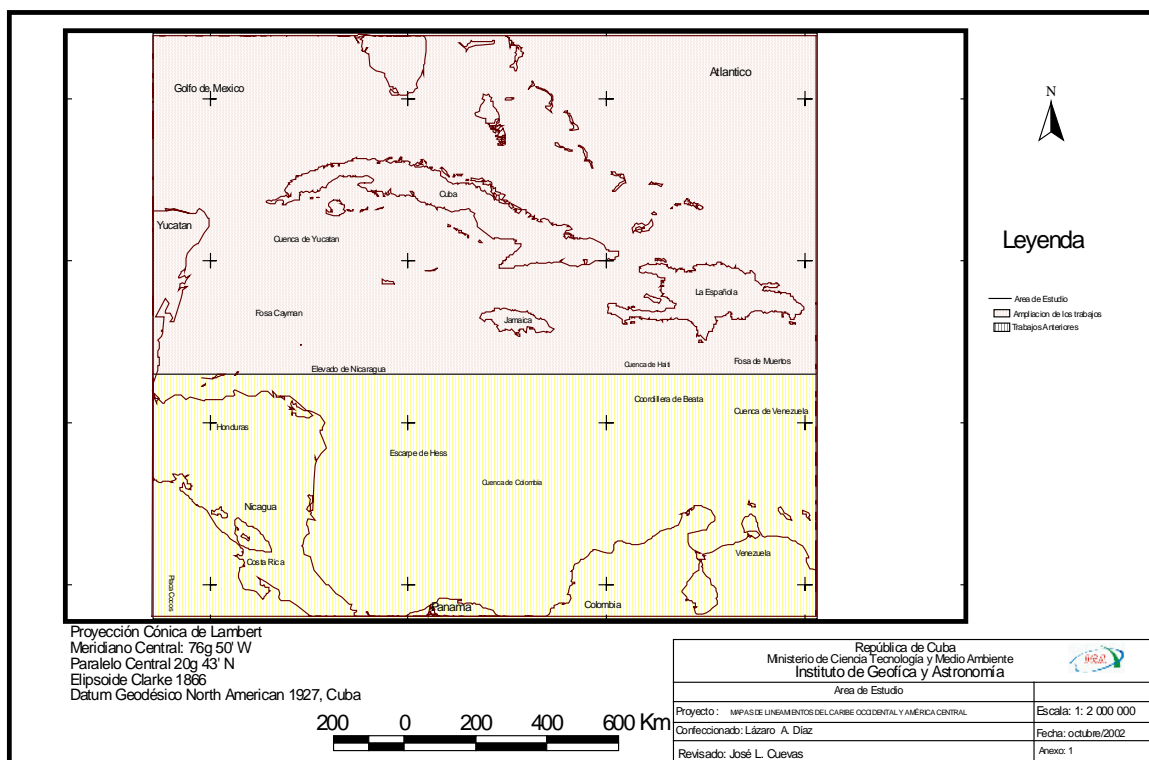


Figura 1 Mapa de Ubicación del área de estudio

Para tal propósito se realizó el completamiento del mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer total (con corrección topográfica hasta 167 km) del Caribe centro occidental hasta los 9^0 de latitud norte y entre los 68^0 y $88,5^0$ de longitud oeste a escala 1:2 000 000. (Modelo digital Base) (Figura 2) y se empleó el modelo digital del mapa magnético, ya elaborado, en cuyo caso no fue posible contar con información del área suplementaria, debido a la no disponibilidad en los Centros Mundiales de datos donde podría existir esta información.

La obtención y combinación de los modelos digitales (Modelo digital Transformado) obtenidos mediante las técnicas de procesamiento digital de imágenes y los sistemas de información geográfica, para el manejo e interpretación visual de la información fue uno de los aspectos positivos en el presente trabajo.

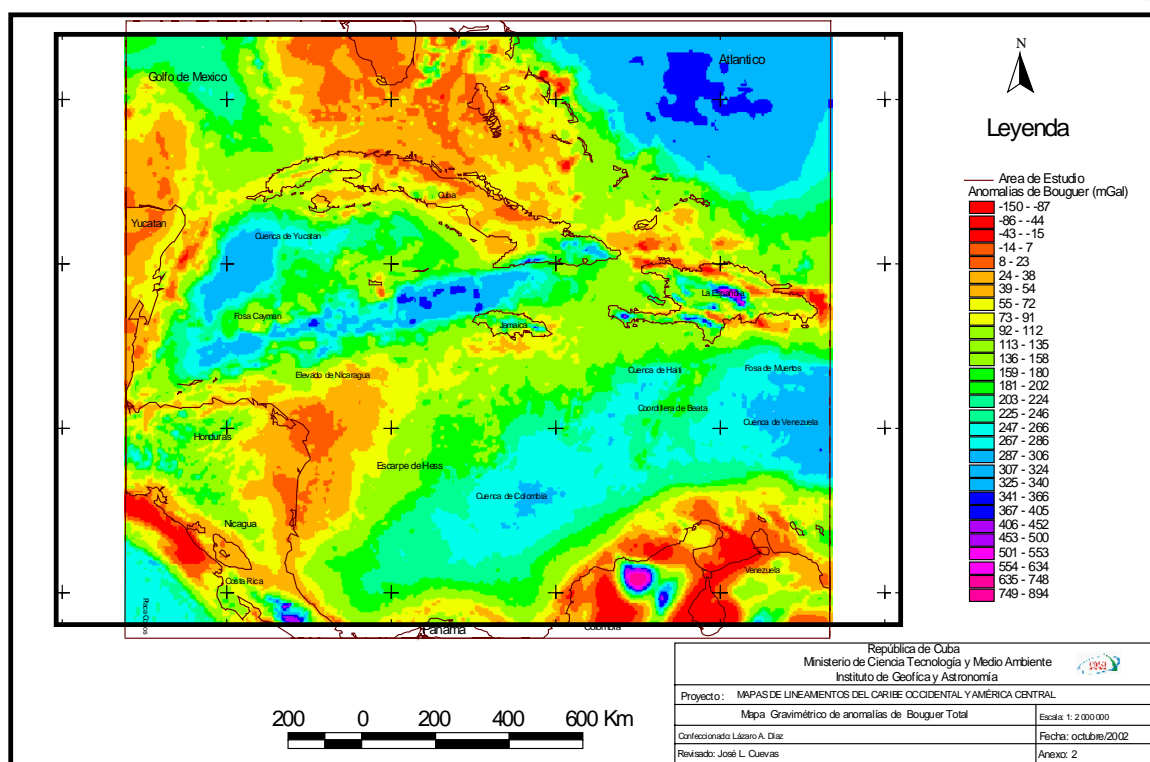


Figura 2. Mapa de anomalías gravimétricas del caribe

MATERIALES y METODOS

Entre los materiales utilizados básicos utilizados para la interpretación se encontraban los mapas magnéticos y de anomalías gravimétricas de Bouguer total, hasta la Zona de Hayford O2 (e.g. 167 km), así como de Aire Libre, que incluyeran al territorio de Cuba y las demás islas de las Antillas Mayores, Carta de las anomalías magnéticas de la Región Caribe-Mexicana 1:500 000, datos de ΔT_a del Territorio de Cuba a escala 1:1 000 000 (Álvarez et. al , 1996) y datos del Levantamiento Marítimo de ΔT_a en los mares que rodean a Cuba (Bajilin et. al, 1975)

Breve descripción teórica de los métodos

El Modelo digital Base Gravimétrico se transformó utilizando un conjunto de filtros detectores de bordes entre los que se destacan:

- Primera y segunda derivadas direccionales (0 – Este, Oeste; 45 – Nordeste, Suroeste y 90 – Norte, Sur)
- Gradientes Horizontales Máximo
- Superposición aditiva de imágenes
- Curvatura Tangencial
- Filtro de Laplace.

Gradiente Horizontal Del Campo; operador similar al cálculo de las pendientes del modelo digital del terreno, donde el valor de la pendiente se reporta en enteros y no en grados. En aquellos puntos donde la



pendiente sea igual a 0, equivale a una superficie horizontal e igual a infinito cuando se aproxima a una pendiente vertical.

2da Derivada Direccional del campo que no es más que la magnitud de cambio de la pendiente a lo largo de en una dirección específica. Las principales direcciones fueron seleccionadas a partir del cálculo del espectro bidimensional de Fourier (Correlograma) donde las diferentes direcciones de anisotropía en la red de datos están asociadas con las principales direcciones de las estructuras geológicas.

Operadores de Bordes y Lineamientos (Laplace y tangencial curvatura) persiguen el objetivo de detectar los contactos y lineamientos del campo bajo estudio que pudieran estar en la imagen de entrada produciéndose una salida donde estos efectos se reforzarían. Los Operadores de lineamientos están dirigidos a la detección de lineamientos de la estructura de un campo potencial mediante cuatro operadores especializados en las direcciones fundamentales: Norte-Sur, Este-Oeste, Noreste-Suroeste y Noroeste-Sureste. Estos filtros operan según una convolución lineal sobre la imagen usando máscaras de 3x3.

Superposición de Imágenes (Señal analítica), aquí mediante un conjunto de algoritmos se realiza el estudio cuantitativo del comportamiento simultáneo entre dos o más imágenes de diferentes parámetros, en este caso de los datos gravimétricos filtrados por las segundas derivadas direccionales. Los cálculos se aplican puntualmente, considerando en cada iteración de cálculo la información del mismo punto en todas las imágenes que intervienen en el proceso. En este caso el algoritmo utilizado fue la suma para unificar todas las direcciones en el análisis, según la expresión siguiente:

$$Sa = \sqrt{(Dg_0)^2 + (Dg_{45})^2 + (Dg_{90})^2}$$

Donde:

Dg_x – Derivada direccional en la dirección x

Para realzar los patrones lineales en las imágenes filtradas, de manera de facilitar el trazado de los lineamientos, fueron empleadas técnicas de mejoramiento del contraste, este ajuste puede ser lineal (linear contrast stretch) o no-lineal.

Estos métodos de representación están implementados en el SIG ArcView y tienen un doble propósito: 1) Para hacer el proceso de interpretación del mapa más fácil y 2) Para resaltar patrones en el área que no son muy evidentes que permite este Sistema de Información Geográfica

En este proceso se utilizaron los siguientes métodos de Clasificación implementados en el SIG ArcView.

Ruptura natural: Resalta los puntos de ruptura entre clases, minimizando la suma de las variaciones dentro de cada una de las clases.

Igual área: Clasifica los polígonos, encontrando los puntos de ruptura para que el área total de los polígonos en cada clase sea el aproximadamente el mismo.

Igual intervalo: Divide el rango de valores del atributo en los subalterno-rangos clasificados según tamaños iguales.

Los mapas de lineamientos obtenidos a partir de las técnicas de filtrado digital de imágenes se recogen en el trabajo, Así como un mapa resumen donde se integran los lineamientos más confiables o sea los que más se repiten al aplicar diferentes filtros detectores de bordes.

El resultado pretende aportar nueva información geofísica, para ser utilizada en el estudio geológico-tectónico del área del Caribe occidental.

Descripción del Campo Gravimétrico en la Región.



La región del Caribe occidental se caracteriza también por un campo de anomalías de Bouguer total, complejo con valores que van desde los -150 mGal hasta los 894 mGal.

El cálculo de las anomalías gravimétricas de Bouguer en las nuevas áreas incluidas en la generalización dieron como resultados en la parte septentrional de Colombia valores que sobrepasan los 865 mGal, en esta zona se calculó un efecto gravitacional del relieve de unos 34,7 mGal que corresponden a una altura de 4463 m sobre el nivel del mar; otro valor alto determinado en la zona de América Central fue en Costa Rica con valores que alcanzan los 495 mGal, con una determinación del efecto gravitacional del relieve de unos 18 mGal, donde existe una altura de 2953 m, esta zona de máximo se extienden en dirección NW. Cuevas et al., 2001

Valores intermedios que alcanzan los 294 mGal se localizan en las cuencas de Colombia y Venezuela. Ambas cuencas están delimitadas por zonas de altos gradientes y divididas en dirección NE por el Elevado de Beata con valores que sobrepasan los 190 mGal.

Valores mínimos se localizan al oeste de Nicaragua con dirección NW y magnitudes del orden de los -50 mGal, Similares valores se localizan entre Venezuela y Colombia pero con dirección N-NE. Cuevas et al., 2003.

Descripción del Campo Magnético Anómalo en la Región.

La región bajo análisis se caracteriza por una compleja distribución del campo geomagnético dónde los valores del mismo varían en el rango de -600 a 1000 nT con una media de -19nT. El espectro direccional del campo permitió determinar las direcciones básicas de las estructuras de la región, estimándose en orden de importancia la dirección ENE-WSW como la más importante, le siguen un máximo de dirección N-S y algunas otras direcciones no preferentes del NW-SW.

Según la distribución de las anomalías se puede dividir el territorio bajo análisis en 4 subregiones. La primera región Bahamas, se extiende desde el E de La Florida hasta el Norte de República Dominicana se caracteriza por un campo heterogéneo de pequeñas e intensas anomalías dónde hay predominio de los valores positivos con una media de 204 nT y un rango entre -400 y 627 nT, que pueden estar asociados a una menor profundidad de las fuentes magnéticas. Las direcciones de estas anomalías están dadas mayoritariamente en la dirección NNW-SSE.

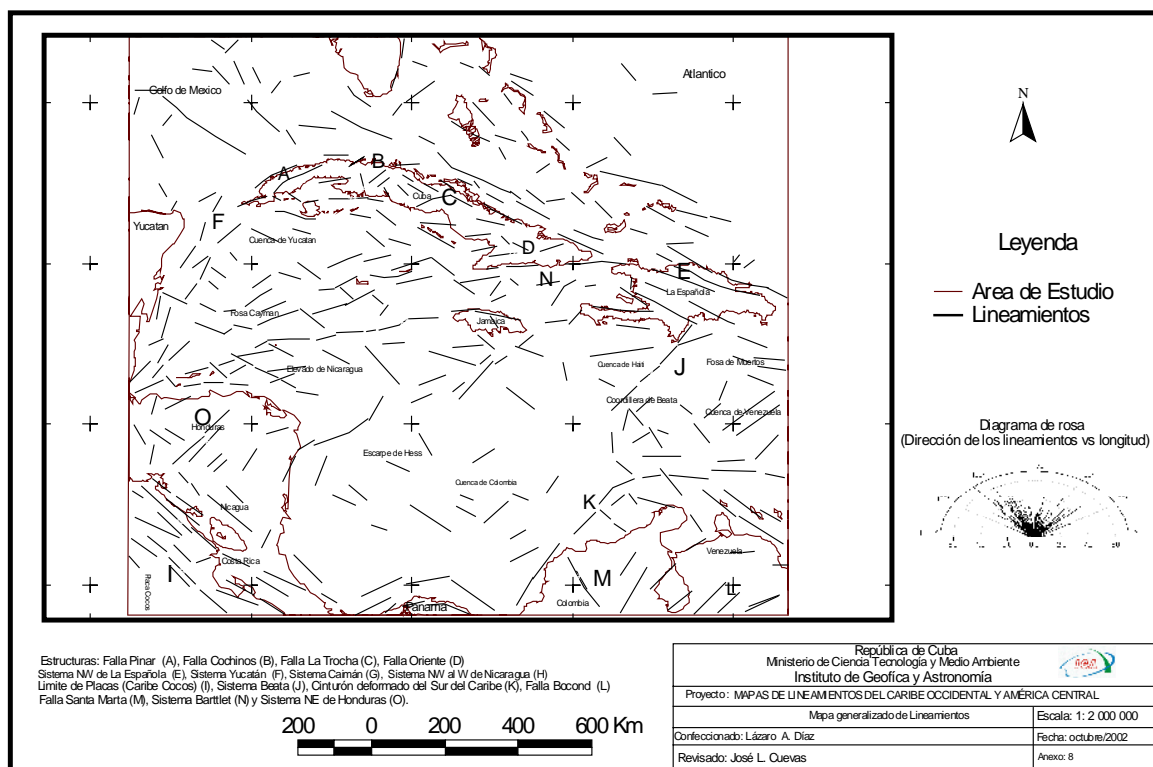
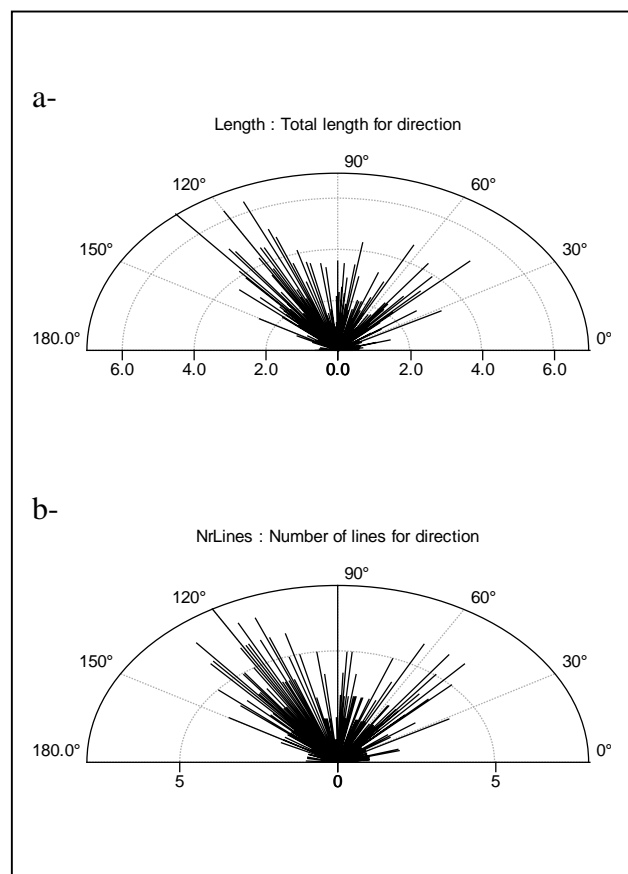


Figura 3. Mapa de lineamientos generalizados

ELABORACIÓN Y DISCUSIÓN DEL MAPA DE LINEAMIENTOS BASADO EN LA INTERPRETACIÓN DEL CAMPO GRAVIMÉTRICO

Para dar cumplimiento al objetivo de este resultado parcial de obtener el completamiento hasta los 9 grados de latitud norte del mapa de lineamientos y ubicación de las principales estructuras obtenido en el proyecto CARMAG. Se siguió la misma metodología ya que en el mismo se demostró la coincidencia que existe entre los espectros direccionales de los campos potenciales en el área de estudio y la dirección de las estructuras principales, lo que valida el alto valor de la información geofísica, para el análisis que se aborda en el trabajo.

Figura 4. Diagramas de rosa del mapa de lineamientos
a- Dirección de los lineamientos vs longitud de los lineamientos)
b- Dirección de los lineamientos vs Numero de lineamientos





En la figura 3 se presenta un mapa resumen donde se recogen los lineamientos por coincidencia. También se muestran los diagramas de rosa para cada uno de los mapas de lineamientos, mostrándose las direcciones predominantes.

Puede apreciarse la presencia de estructuras conocidas tales como: Falla Pinar (A), Falla Cochinos (B), Falla La Trocha (C), Falla Oriente (D), Sistema NW de La Española (E), Sistema Yucatán (F), Sistema Caimán (G), Sistema NW al W de Nicaragua (H), Limite de Placas (Caribe Cocos) (I), Sistema Beata (J), Cinturón deformado del Sur del Caribe (K), Falla Bocond (L), Falla Santa Marta (M), Sistema Bartlett (N) y Sistema NE de Honduras (O).

En la figura 4 se muestran los diagramas de rosas (Dirección vs longitud de los lineamientos) y (Dirección vs Numero de lineamientos), donde puede apreciarse que la dirección N125W es la que mas predomina asociadas al Margen Continental de Plataforma de Bahamas Cuba, Falla Central y Norte de la Española. Otra dirección predominante es la N60E, asociada al Norte Jamaica y los limites de la Microplaca Caimán.

Teniendo en cuenta la distribución espacial de las anomalías de la gravedad se delimitaron varias zonas con igual comportamiento de la gravedad, que desde el punto de vista estructural coincidan con zonas geológicamente cartografiadas, Meschede et al., 1998.

También se delimitaron zonas con máximos y mínimos valores de la gravedad a si como zonas de máximos gradientes de la gravedad. En la tabla que se presenta a continuación se recoge estas zonas con su correspondientes valores medio de las anomalías de la gravedad. En la Figura 5, se muestra el mapa con el comportamiento espacial de estas zonas o regiones al que se le superpusieron los lineamientos. En general existe una buena correspondencia entre las grandes estructuras geológico-tectónicas de la región y la forma y composición del campo Gravimétrico.

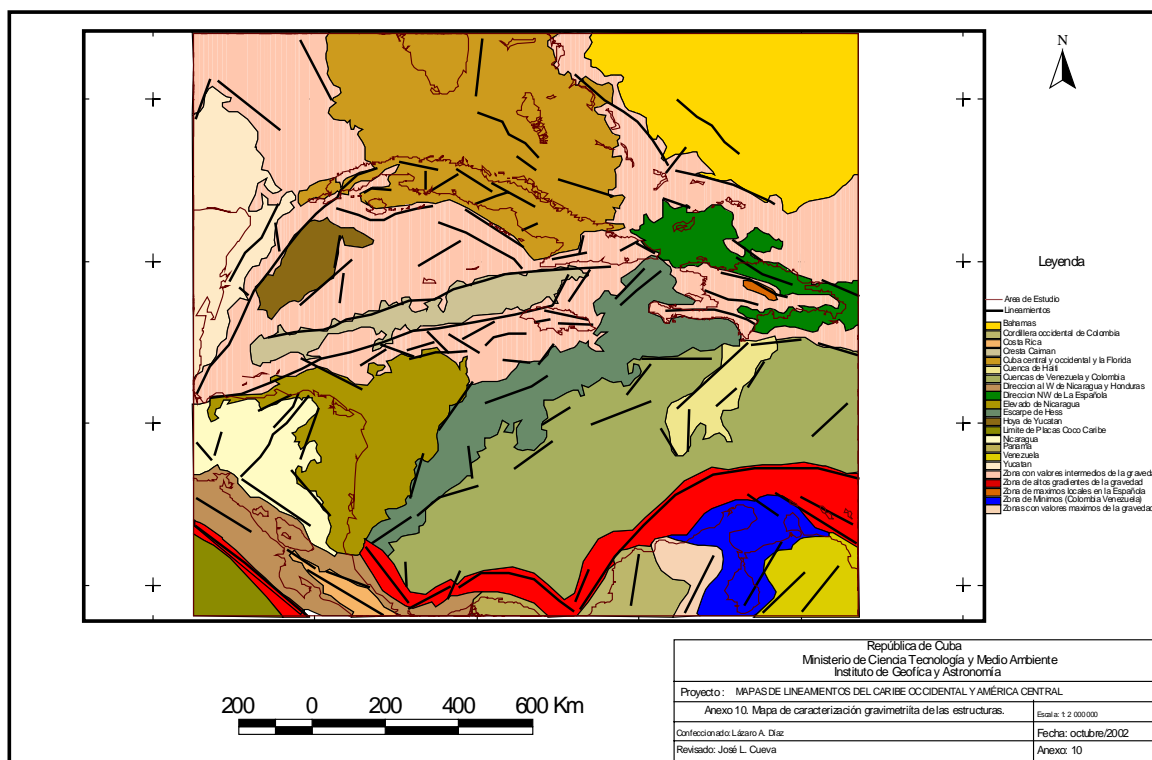


Figura 5. Mapa de caracterización gravimétrica de las Estructuras



Tabla 1. Caracterización gravimétrica de las estructuras de la región según sus valores medios

| NOMBRE | Valores medios de la anomalía de la Gravedad (mGal) |
|--|---|
| Cresta Caimán | 300 |
| Elevado de Nicaragua | 20 |
| Hoya de Yucatán | 320 |
| Plataforma Continental Florida | 15 |
| Zona de altos gradientes de la gravedad | 100 |
| Escarpe de Hess | 130 |
| Yucatán | 40 |
| Nicaragua | 150 |
| Cuenca de Haití | 200 |
| Cuencas de Venezuela y Colombia | 270 |
| Zonas de Mínimos (Colombia Venezuela) | -80 |
| Cordillera occidental de Colombia | 10 |
| Bahamas | 320 |
| Dirección NE de La Española | 80 |
| Zona de máximos locales en la Española | 640 |
| Zona con valores intermedio de la gravedad | 240 |
| Zona de altos gradientes de la gravedad | 220 |
| Zonas de altos gradientes | 250 |
| Dirección al W de Nicaragua y Honduras | 20 |
| Panamá | 170 |
| Zonas con valores máximos de la gravedad | 850 |
| Venezuela | 80 |
| Costa Rica | 300 |
| Limite de Placas Coco y Caribe | 260 |

CONCLUSIONES

- Con este estudio se logró actualizar y ampliar el Mapa de lineamientos hasta los 9^o de latitud norte obtenido en el marco del proyecto de investigación "Caracterización e interpretación de los campos magnético y gravimétricos en el caribe centro occidental" [Alvarez et al., 1999](#).

La utilización de las técnicas de procesamiento de imágenes, (filtrado digital) donde se incluyen los operadores de bordes y lineamientos, la superposición de imágenes (aditivas), así como las segundas derivadas direccionales y los gradientes horizontales, para la determinación de los lineamientos o contactos físicos de las estructuras tectónicas, ha constituido una metodología adecuada, rápida y exitosa para el cumplimiento de tales tareas, a nivel regional.

- El uso del SIG ArcView demostró ser una herramienta eficiente para la síntesis de la información sobre los lineamientos y la preparación de mapas impresos de diferentes escalas, este sistema se seguirá alimentando de nuevos datos geofísicos de nuevos estudios para el desarrollo del proyecto "Contribución al modelo de Evolución Geológica del Caribe occidental según Datos Geofísicos" y poder utilizar una base comparativa más amplia al incluir los resultados paleomagnéticos y sísmicos que se obtuvieron sobre el área



- Se reafirmaron las direcciones estructurales a partir del comportamiento espacial del campo Gravimétrico las que coinciden con las direcciones del Sistema Cubano, Sistema Caimán, Sistema Banao, Límite Oeste Cuenca Yucatán y Transversal a la Hoya de ucatán.
- En la zona de la ampliación, se resaltan muy bien los patrones lineales correspondientes a los lineamientos del Cinturón deformado al norte de América del Sur, el sistema de lineamientos al oeste de Nicaragua y el Elevado de Nicaragua, el Sistema Beata; así como los límites de las cuencas de Colombia, Venezuela y Haití.

BIBLIOGRAFÍA

- Alvarez R., Pérez E, García L., 1996; Construcción e interpretación de los mapas normales y anómalos del campo geomagnético en el territorio de la República de Cuba. (Inédito) Informe Científico Técnico, Inst. Geof. y Astron., ACC, La Habana septiembre 1996.
- Alvarez, R. J. L. Cuevas, L. A. Díaz, E. Pérez y B. Polo (2000): Interpretación integrada de los campos geomagnético y de anomalías de Bouguer total en el caribe centro occidental. . (Inédito) Informe Científico Técnico, Inst. Geof. y Astron., ACC, La Habana septiembre 2000.
- Bajilin M. I., Galvez M., Griassnosvskii R. M., León B., 1974; Informe sobre la mediciones magnéticas en las costas de la isla de Cuba. Archivo IGA, LOIZMIRAN, Leningrado.
- Cuevas, J. L., L. A. Díaz y B. Polo (1999): Nuevos Mapas de Anomalías de Bouguer total y Aire Libre de la Española y Jamaica, escala 1 : 500 000 [inédito], *Reporte de Investigación*, Inst. Geof. y Astron., noviembre, La Habana, 15 pp.
- Cuevas, J. L., L. A. Díaz y B. Polo (1999): Efecto Gravitacional del Relieve en las Antillas mayores hasta la zona de hayford O₂, a escala 1 : 2 000 000 [inédito], *Reporte de Investigación*, Inst. Geof. y Astron., noviembre, La Habana, 12 pp.
- Cuevas, J. L., L. A. Díaz y B. Polo (2000): Regionalización Gravimétrica en el Caribe Centro Occidental (III): Nuevos Mapas de Anomalías de Bouguer Total y Aire Libre, Escala 1:2 000 000. En *Memorias [CD-Rom], III Conferencia Latinoamericana de Geofísica*, 17-20 Oct., Villahermosa, México.
- Cuevas, J. L., L. A. Díaz y B. Polo (2001): MAPAS GENERALIZADOS DE LAS ANOMALIAS GRAVIMETRICAS DEL CARIBE OCCIDENTAL Y AMÉRICA CENTRAL III Conferencia Latinoamericana de Geofísica y IX Simposium de Geofísica y Exposición, Villahermosa, México, CD-Rom Memorias.
- Environmental System Research Institute (1999) ArcView GIS Version 3.2
- Golden Software (1999) Surface Mapping System, Surfer Version 7.000
- Martin Meschede & Wolfgang Frisch (1998). A plate tectonic model for the Mesozoic and early Cenozoic History of the Caribbean plate. Institute of geology, University of Tuebingen, Tuebingen, Germany.
- Sandweel, T. [en línea]. Marine Gravity from Satellite Altimetry [citado 15-02-2002]. Disponible en Internet: <URL: <http://topex.ucsd.edu/sandwell/sandwell.html>>
- Thomas M. Lillesand (1994); Remote sensing and Image Interpretation University of Wisconsin, Madison.



MAPA GEOLOGICO DE LA REGION HABANA-MATANZAS A ESCALA 1:100 000 EN BASE DIGITAL.

García-Delgado, D. E., Delgado-Damas, R., Rojas-Agramonte, Y., Millán-Trujillo, G., Peñalver, L. L., Cabrera, M., Padilla, I., Díaz-Otero, C., Torres-Silva, A. I., Furrázola-Bermúdez, G., Llanes, A. I., Torres, M., Pérez-Aragón, R., Bernal, L., Morales, R.

Instituto de Geología y Paleontología, Vía Blanca y Carretera Central s/n. San Miguel del Padrón. CP 11 000. Ciudad Habana. Cuba. Telf. 55-7232, 98-8404, e-mail: dora@igp.minbas.cu

RESUMEN

Los complejos rocosos de la región corresponden a tres diferentes etapas del desarrollo geológico: preorogénica, orogénica y postorogénica o neoplatafórmica. Durante la etapa orogénica ocurrieron dos fases tectónicas independientes. La primera tuvo lugar durante la consolidación de una geoestructura oceánica eugeoclinal meridional en la parte alta del Cretácico Superior, deformándose conjuntamente los complejos ofiolítico y del arco volcánico. En este tiempo se depositaron las turbiditas de la Fm. Vía Blanca entre el Campaniano Superior y el tope del Maastrichtiano. La consolidación definitiva del eugeoclinal coincidió con el inicio de las cuencas pasivas transportadas desde el comienzo del Paleoceno Inferior. La segunda fase tectónica fue consecuencia de la colisión del eugeoclinal con el paleomargen de las Bahamas durante el Paleoceno Superior - Eoceno Inferior, época en que se formaron las cuencas frontales sobre el paleomargen. A partir del Eoceno Inferior parte alta comenzó la etapa neoplatafórmica con el depósito de las formaciones Perla, Universidad y Nazareno. En ésta ocurrió un gran desmembramiento en bloques del territorio y la génesis o reactivación de fallas de gran extensión.

ABSTRACT

The different rock complexes of the region are related with three stages of geological development: preorogenic, orogenic and postorogenic or neoplatformal stage. During the orogenic stage two tectonic phases have occurred. The first one was related with the consolidation of a southern oceanic eugeoclinal geostructure in the uppermost Cretaceous, juxtaposing and disrupting the ophiolitic and volcanic arc complexes. At this time were deposited the Vía Blanca Fm. turbidites between the Upper Campanian and the top of the Maastrichtian. The final consolidation of the eugeoclinal geostructure recorded the onset of the overlapping piggy back basin at the beginning of the Lower Paleocene. The second tectonic phase occurred by the collision of the eugeoclinal with the Bahamas paleomargin in the Upper Paleocene – Lower Eocene, with a foredeep basin regime developed over the paleomargin. In the uppermost Lower Eocene began the neoplatformal stage with the sedimentation of Perla, Universidad and Nazareno formations. During this stage occurred a block disruption and the generation or reactivation of different long extended faults.

INTRODUCCIÓN

Este mapa constituye el resultado del trabajo de un colectivo de autores, cuyo objetivo fundamental consistió en confeccionar un mapa geológico de la región Habana-Matanzas a escala 1:100 000, actualizado con los resultados más recientes. La información fue procesada utilizando modernas técnicas automatizadas de cartografía geológica. Los principales materiales cartográficos utilizados fueron los mapas topográficos editados por el ICGC en el año 1985, los mapas geológicos realizados por el Instituto de Geología y Paleontología a escala



1:250 000 de las regiones Habana y Matanzas, cuyos materiales primarios existen a escala 1:50 000 y 1:100 000, así como las cartas geológicas de diferentes áreas realizadas para diferentes objetivos, ya sea para la búsqueda de minerales sólidos, metálicos o no metálicos, o para la exploración petrolera. Se realizó la digitalización de todos los mapas geológicos bases, así como la fotointerpretación por hoja a escala 1:100 000. Se confeccionó una base de datos paleontológicos con los resultados de trabajos anteriores y de nuestras propias muestras, a partir de la cual se construyeron los mapas paleontológicos para cada hoja a escala 1:100 000. Además se realizó la interpretación de los datos geofísicos, plasmándose sus resultados en mapas resúmenes de interpretación compleja. A partir de todos estos materiales primarios se realizó el proceso de edición del mapa geológico en AUTOCAD 2000.

CARACTERÍSTICAS GEOLOGICAS DE LAS PROVINCIAS HABANA Y MATANZAS

En las provincias Habana y Matanzas, al igual que en el resto del territorio cubano, se destacan dos niveles estructurales de primer orden: el cinturón plegado y la neoplataforma (Iturralde-Vinent, 1996, 1998). El cinturón plegado abarca las etapas preorogénica y orogénica del desarrollo geológico y la neoplataforma la postorogénica.

La etapa preorogénica comprende desde el Jurásico Superior hasta el Campaniano Inferior y comprende, por una parte, los complejos oceánicos representados por la asociación ofiolítica y el arco volcánico cretácico, y, por la otra, los complejos del paleomargen continental de las Bahamas, que en este territorio conforman las secuencias de Placetas y Camajuaní, en la región nororiental, y el complejo expuesto en el Bloque Martín Mesa, considerado como un representante de la prolongación oriental de la Subzona Rosario (probablemente equivalente de la secuencia de Rosario del Norte).

La etapa orogénica abarca aquí un lapso de tiempo entre el Campaniano Superior y el Eoceno Inferior y constituye dos fases tectónicas independientes que obedecen a distintos procesos (Millán y otros, 1998; Iturralde-Vinent, 1998).

El resultado de la primera fase tectónica fue la consolidación de una geoestructura oceánica meridional de tipo eugeoclinal en la parte alta del Cretácico Superior (Millán y otros, 1998). En esta ocurrió la extinción del arco volcánico en el Campaniano y la yuxtaposición tectónica del mismo con el complejo ofiolítico, motivando las deformaciones conjuntas de ambos complejos y un sobrecorrimiento regional de las vulcanitas sobre las ofiolitas (Albear e Iturralde-Vinent, 1982; Piotrowski, 1986; Piotrowska, 1986). Aquí tuvo lugar el depósito de la Fm. Vía Blanca entre el Campaniano Superior y el tope del Maastrichtiano Superior, cuyo carácter es terrígeno turbidítico y contiene olistolitos de ofiolitas y vulcanitas, encontrándose parcialmente deformada junto con los complejos oceánicos preorogénicos. La conclusión de esta fase coincidió virtualmente con la sedimentación de la Fm. Peñalver como resultado de un evento catastrófico que tuvo lugar en el mismo límite K-T (Takayama y otros 2000). Es probable que la dirección de los movimientos tectónicos relacionados con esta fase haya sido hacia el NE, lo que parece haber sido constatado en la estructura nappe-escamada del Valle Yumurí (Megabloque Matanzas) por Piotrowski (1986).

Los efectos de la primera fase tectónica se manifestaron también en el paleomargen continental de las Bahamas (zonas Placetas y Camajuaní), correspondiendo con el depósito de la formación arcósica Bacunayagua, de edad Campaniano-Maastrichtiano, en la unidad tectónica superior de la Zona Placetas (ver Valladares y otros 1997 a), así como de las megaturbiditas maastrichtianas de la Fm. Amaro (Pszczółkowski 1986) en la Zona Placetas y de la Fm. Lutgarda de igual edad en la Zona Camajuaní (Kantchev y otros, 1978).



Sobre la geoestructura eugeoclinal consolidada se generaron las cuencas pasivas transportadas desde el inicio del Paleoceno Inferior. Estas cuencas finalizaron aquí su desarrollo en el Eoceno Inferior cuando concluyeron los efectos de la segunda fase tectónica y se inició la etapa postorogénica.

La segunda fase tectónica de la etapa orogénica ocurrió debido a la colisión de la geoestructura eugeoclinal (con las cuencas pasivas transportadas a cuesta) con el paleomargen continental de las Bahamas (zonas Placetas y Camajuaní), la cual tuvo lugar entre el Paleoceno Superior y el Eoceno Inferior, dando lugar a la generación de las cuencas frontales con sus respectivos depósitos sobre las zonas Placetas (Fm. Vega Alta) y Camajuaní (Fm. Vega).

A partir del Eoceno Inferior parte alta comenzó en esta región el desarrollo de una cobertura neoplatafórmica, iniciándose así la etapa postorogénica con el depósito de las formaciones Perla, Universidad y Nazareno (Bronnimann y Rigassi 1963 ; Albear e Iturralde, 1982, Piotrowska 1986). En el transcurso de esta etapa ocurrió un intenso desmembramiento en bloques de la región, vinculado con la intensificación de los movimientos oscilatorios propios del desarrollo neoplatafórmico (Iturralde-Vinent 1977). Este tuvo lugar en un lapso de tiempo relativamente amplio (Piotrowska 1986), probablemente durante el transcurso de la sedimentación de las secuencias de los dos pisos principales inferiores de esta etapa (Eoceno Inferior parte alta – Oligoceno Inferior y Oligoceno Superior – Plioceno Inferior). Sin embargo, parece evidente que los depósitos de la parte alta del Mioceno Superior tampoco fueron afectados por este tectonismo (Kovaliov y Zaitsev, 1982). Los complejos preorogénicos y orogénicos se exponen en los núcleos de la mayor parte de los bloques elevados de distintas dimensiones, los cuales ocupan un área total mucho menor que el resto donde afloran los depósitos de los dos pisos estructurales superiores de la neoplataforma cuyos buzamientos nunca superan los 20 grados.

Durante este tectonismo ocurrieron o se reactivaron algunas fallas extensas. La Falla Caimito-Bainoa, destacada por primera vez, se considera como la prolongación oriental de la Falla Pinar. De acuerdo con los resultados de la generalización e interpretación compleja de los datos geofísicos por I. Padilla, la Falla Pinar se pudo trazar hasta las inmediaciones del pueblo Tapaste. Ante la imposibilidad de que tal falla regional se interrumpa abruptamente y desaparezca sin causa aparente o de que seccione al Megabloque Habana sin evidencias geológicas cartográficas, se considera que ésta continua hacia el este siguiendo una dirección W-E franca, bordeando por el sur a los megabloques Habana y Matanzas hasta la misma Falla Hicacos. Según parece, debe pasar por el estrecho espacio que separa al Megabloque Habana del Bloque Mampostón, los cuales tienen tendencias estructurales diferentes, aunque enmascarada por una cobertura de depósitos jóvenes de la neoplatafórmica.

La Falla Hicacos, transcurrente sinistral y de dirección NE, parece haber tenido alrededor de 2 km. de desplazamiento. Las demás fallas sugieren ser todas de muy poco desplazamiento aparente. Se destacan otras dos con dirección NE: la Falla San José de las Lajas, al oeste, destacada aquí por primera vez, y la Falla Colón, al este. La Falla Guanajay, en el extremo occidental y no señalada anteriormente, aparece muy bien expresada en el modelo de elevación digital del territorio, tiene dirección N-NW y está relacionada con un intenso agrietamiento de las rocas en esa misma dirección. La Falla Cochinos, en la parte oriental, tiene una dirección N-NW con predominio de la NW. La Falla La Jía, en la parte occidental, con dirección NW y, poco más al este, aparece otra innominada en esa misma dirección, aunque menos extensa. Con excepción de las tres fallas destacadas primeramente, las otras fueron tomadas de Mossakovskiy y otros (1989), Piotrowska y otros (1981) y Albear e Iturralde-Vinent



(1977), algunas con modificaciones nuestras. Igualmente, las denominaciones de los bloques, que se describirán a continuación, salvo las modificaciones realizadas por nosotros, fueron tomadas de los referidos autores.

En la parte más occidental, formando una prolongación de la Subzona Rosario (secuencia Rosario del Norte), los complejos preorogénicos y orogénicos se orientan con una dirección E-NE, exponiéndose en el denominado Bloque Martín Mesa (Albear e Iturralde-Vinent 1982; Mossakovskiy y otros 1989; Martínez y otros 1991). Aquí aflora la secuencia preorogénica de la Zona Placetas o de Rosario del Norte junto con depósitos de cuenca frontal de colisión (Fm. Manacas), conformando el núcleo de una supuesta antiforma con cierre periclinial hacia el oeste, el cual aparece rodeado o contorneado por vulcanitas cretácicas, ofiolitas y los sedimentos orogénicos de la primera fase que componen la Fm. Vía Blanca. En la parte sur, los complejos rocosos anteriores contactan tectónicamente con la Fm. Capdevila, que corresponde a la secuencia de cuenca pasiva transportada.

Más al oeste aflora el Megabloque Habana donde los pliegues y escamas tectónicas presentan una dirección general W-E. Su núcleo está compuesto por ofiolitas, vulcanitas cretácicas y depósitos de la primera fase orogénica de las formaciones Vía Blanca y Peñalver. En los bordes suroccidental y oriental del megabloque aparecen además imbricaciones del complejo de cuenca pasiva transportada (ver Albear e Iturralde-Vinent, 1982), lo que sugiere que una parte de este complejo, que incluye a los depósitos de la Fm. Capdevila, podría haberse desmembrado en pliegues y escamas durante la segunda fase tectónica. En Pszczolkowski y Flores (1986), se sugirió que la Fm. Mercedes (formación basal paleocénica de la secuencia de cuenca pasiva transportada) fue involucrada en las escamas tectónicas de la región junto con los complejos cretácicos. En la parte sur se destaca una escama de la secuencia de la zona Placetas. Cabe señalar, que en el mismo borde meridional de este megabloque se observa una inflexión de las estructuras plegado-escamadas hacia el W-NW. Justo más al sur, en el llamado Bloque Mampostón, las estructuras de estos complejos adquieren la tendencia cubana dirigida al NW franco. La Falla Caimito-Bainoa debe separar un bloque del otro.

En el Megabloque Matanzas las estructuras plegadas y escamadas compuestas por ofiolitas, vulcanitas y las formaciones Vía Blanca y Peñalver, se orientan en dirección NW franco (Albear e Iturralde-Vinent, 1982; Piotrowski, 1986). Aquí aflora el diapiro yesífero San Adrián formando una escama tectónica independiente, donde el yeso contiene inclusiones de metamorfitas siálicas, presumiblemente premesozoicas (Somin y Millán, 1981). También se destacan pequeñas escamas de calizas de la secuencia de Placetas y arcosas de la Fm. Bacunayagua de la primera fase tectónica, las cuales contienen fragmentos de granitos jurásicos y de mármoles proterozoicos. De acuerdo con Piotrowski (1986), el conjunto escamado de este megabloque conforma tres nappes principales dirigidos hacia el NE. Este autor también consideró que en su núcleo sólo afloran secuencias preorogénicas y orogénicas de la primera fase tectónica. Sin embargo, en el extremo occidental del megabloque aparecen algunos cuerpos del complejo de cuenca pasiva transportada plegados y deformados conjuntamente con las formaciones Vía Blanca y Peñalver (Albear e Iturralde-Vinent, 1982), lo que evidencia que aquí también ocurrieron deformaciones intensas durante la segunda fase tectónica.

En la parte meridional se expone una elevación alargada con dirección W-E, conocida como Anticlinal Bejucal-Madruga-Limonar (Albear e Iturralde-Vinent, 1982; Dobal y otros, 1991). En Mossakovskiy y otros (1989) esta estructura se denominó Bloque Bejucal-Madruga-Limonar, aunque desmembrado en bloques más pequeños. Se considera que esta elevación se compone por varias estructuras. La más occidental es el Bloque o Horst-Anticlinal Bejucal (Bloque Bejucal, según Mossakovskiy y otros 1989) que presenta un cierre periclinial perfecto



en su extremo occidental (Albear e Iturralde-Vinent, 1982; Dobal y otros, 1991). En su núcleo se expone la Fm. Capdevila (cuenca pasiva transportada), con un mayor grado de deformación que sus flancos donde aflora la Fm. Nazareno del piso estructural inferior de la cobertura neoplatafórmica. Justo al este se manifiesta la Depresión Güines, nominada aquí por primera vez, aunque se expresa bien en la carta geológica de Kovaliov y Zaitsev (1982). Esta se trata de una estrecha depresión cuyo eje es transversal y dirigido en dirección N-NW, donde se exponen depósitos miocénicos de la neoplataforma. Luego se manifiesta el Anticlinal Madruga-Cidra, la estructura más prominente de esta elevación, cuyo eje se extiende en dirección E-NE y su núcleo, parcialmente cubierto por depósitos del Mioceno Superior, aparece seccionado por la Falla Hicacos. Este se compone por ofiolitas, vulcanitas cretácicas y las fms. Vía Blanca y Peñalver; todas ellas plegadas y escamadas. La estructura más oriental la llamamos Bloque Coliseo, cuya parte norte también se cubre por depósitos del Mioceno Superior. Este bloque, que se considera aquí como una única estructura elevada elíptica, había sido dividido por Mossakovskiy y otros (1989) en dos bloques diferentes: San Miguel de los Baños y Coliseo.

Los bloques expuestos en la parte nororiental del territorio, en dirección hacia el este contienen cada vez mayor cantidad de escamas de la secuencia preorogénica de la zona Placetas, mezcladas e imbricadas con las ofiolitas, vulcanitas y la fms. Vía Blanca y Peñalver.

En el extremo nororiental se expone el frente de sobrecorrimiento de la Zona Placetas sobre la Zona Camajuaní, el cual puede seguirse hacia el oeste por los datos de las perforaciones petroleras, interrumpiéndose en el mar a la altura de la Bahía de Matanzas (TOTAL, 1992). Entre las escamas de la secuencia de Placetas, se intercala una escama mal expuesta donde se manifiestan bloques de granitos jurásicos, mármoles proterozoicos y diferentes tipos de arcosas (Somin y Millán 1981, Renne y otros 1989, Pszczółkowski y Millán 1992). Bloques y guijarros de rocas de este basamento cristalino también se destacan en el diapiro yesífero de San Adrián y en los depósitos arcóscicos maastrichtianos (Fm. Bacunayagua) que sobreyacen a una de las unidades tectónicas de la secuencia preorogénica de la Zona Placetas. Cabe señalar, que éste se trata del sector más occidental donde se exponen las secuencias de las zonas Placetas y Camajuaní y los depósitos de cuenca frontal, formando escamas imbricadas con dirección noroeste y vergencia hacia el noreste.

Este conjunto rocoso preorogénico y orogénico relacionado con la Zona Placetas aparece cortado en numerosos pozos petroleros por debajo de las ofiolitas, vulcanitas y los depósitos de la Fm. Vía Blanca. Siempre se manifiesta muy deformado y escamado, a veces casi caóticamente, donde la secuencia de la Zona Placetas y las formaciones Amaro (en ocasiones también Bacunayagua) y Vega Alta se disponen en escamas imbricadas unas con otras. Incluso en los pozos más norteños de la parte central del territorio, por debajo de esta serie de escamas se perforó la secuencia de la Zona Camajuaní, formando también escamas imbricadas junto con la Fm. Lutgarda de la primera fase tectónica y la Fm. Vega de la cuenca frontal de colisión (Valladares y otros 1997 a y b).

De acuerdo con la generalización e interpretación compleja de los datos geofísicos por I. Padilla, se considera que los representantes del complejo ofiolítico se destacan en la profundidad por todo el territorio de las provincias Habana y Matanzas hasta la misma costa sur. Por eso se podría interpretar que el eugeoclinal tiene un carácter totalmente alóctono y que la secuencia de la Zona Placetas y los depósitos orogénicos de cuenca frontal subyacen a las ofiolitas a varios kilómetros de profundidad. Cabe señalar, que una consideración similar aparece en el mapa tectónico de Cuba a escala 1: 500,000 de Shein y otros (1985).



CONCLUSIONES

- Durante la etapa orogénica del desarrollo geológico ocurrieron dos fases tectónicas. La primera tuvo lugar durante la consolidación de una geoestructura eugeoclinal en el Campaniano-Maastrichtiano. Luego se inició el desarrollo de las cuencas pasivas transportadas sobre este último a partir del Paleoceno Inferior.
- La segunda fase ocurrió debido a la colisión del eugeoclinal con el paleomargen continental de las Bahamas (zonas Placetas y Camajuani) durante el Paleoceno Superior - Eoceno Inferior, época en que se formaron las cuencas frontales sobre dicho paleomargen.
- La cobertura neoplatafórmica postorogénica comenzó su desarrollo a partir del Eoceno Inferior parte alta con el depósito de las formaciones Perla, Universidad y Nazareno. Aquí ocurrió un tectonismo que causó el desmembramiento del territorio en diferentes bloques y además se generaron o reactivaron diferentes fallas de gran extensión. En sus depósitos se destacaron tres pisos estructurales principales.
- En las estructuras elevadas postorogénicas de la parte central del territorio se manifiestan importantes variaciones faciales y estratigráficas, tanto en las exposiciones del complejo de cuenca pasiva transportada, así como en las del piso inferior de la cobertura neoplatafórmica.

BIBLIOGRAFIA

- Albear, J.F. de, M. Iturralde-Vinent, 1982: Zonación estructuro-facial de las provincias de La Habana. En: Contribución a la Geología de las provincias de La Habana y Ciudad de La Habana, p. 68-76, Edit. Cient. Téc. C. Habana
- Bronnimann, P., D. Rigassi. 1963. Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba and its surroundings. *Eclog. Geol. Helv.* 56(1): 193-430.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1977: Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico de Cuba. Informe Científico Técnico N. 20, 24 pp. ACC.
- Iturralde-Vinent, M. A. 1998: Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. *Acta Geol. Hisp.* V. 33, N. 1-4, P: 9 – 56.
- Kantchev, I., I. Boyanov, A. Goranov, N. Iolkichev, R. Cabrera, M. Kanaziirski, N. Popov, M. Stancheva. 1978 : Geología de la provincia de Las Villas. Resultados de las investigaciones y levantamiento geológico a escala 1: 250,000, realizados durante el periodo 1969 – 1975. Brigada cubano – búlgara - IGP, ACC. (inédito).
- Kovaliov, B., V. Zaitsev. 1982 : Levantamiento geológico 1 : 50,000 Guines – Madruga. ONRM, MINBAS, C. Habana. Inédito.
- Martínez, D., R. Fernández de Lara, R. Pelaez, M. Vázquez, E. Barrios, A. Valido, R. Reinoso, J. Chang, O. Fernández, R. Denis, I. Gomez, I. D. García, S. Gil, D. Pérez, M. Valdivia, R. Nuñez, R. Pérez, 1991: informe sobre los resultados del levantamiento geológico y prospección preliminar a escala 1:50 000 Pinar- Habana. ONRM., MINBAS, Ciudad Habana (inédito).
- Millán, G., C. Pérez, D. García, 1998: El cinturón orogénico en Cuba Central. *GEOMIN 98*, Mem.1, p. 423-426, CNIG. IGP
- Mossakovskiy, A., y otros. 1989: Mapa Tectónico de Cuba a escala 1:500, 000. ACURSS, ACC.
- Piotrowska, K. 1986: Tectónica de la parte central de la provincia de matanzas. *Bull. Pol. Acad. Sci.*, N. 1, p. 3-16.
- Piotrowski, J. 1986: Las unidades de nappes de los valles Yumuri y Caunavaco. *Bull. Pol. Acad. Sci.*, n. 1, p. 29-36.
- Piotrowska, K., A. Pszczolkowski, J. Piotrowski, R. Myczynski, J. Rudnicki, M. Kusniarski, L. Peñalver, G. Franco, N. Pérez, J. F. de Albear, 1981: Texto explicativo para el mapa geológico a escala 1:250 000 de la provincia de Matanzas. Brigada Cubano- Polaca. IGP, MINBAS, Ciudad Habana (inédito).
- Pszczolkowski, A. 1986 : Megacapas del Maastrichtiano de Cuba Occidental y Central . *Bull. Acad. Pol. Sci., ser. sci. Terre*, vol. 34, n.1, p. 81 – 94.



- Pszczółkowski, A., R. Flores. 1986 : Fases tectónicas del Cretácico y el Paleógeno en Cuba Occidental y Central. *Bull. Polish. Acad. Sciences*, Vol. 34, N. 1. , p. 99 – 111.
- Pszczółkowski, A. , G. Millán. 1992: Posición geológica y edad de los granitos de Socorro y La Teja, provincias de Matanzas y Villa Clara. *Ciencias Tierra Espacio*. N. 19, p. 42- 51. ACC.
- Renne, P., J.M. Mattinson, C.W. Hatten, M. L. Somin, T.S. Onstott, G. Millán, E. Linares, (1989): 40Ar – 39Ar and U – Pb evidence for Late Proterozoic (Grenville age) continental crust in North Central Cuba and regional tectonic implications. *Precambrian Research* , Vol. 42, p. 325-341
- Shein, V. S. , y otros, 1985 : Mapa tectónico de Cuba 1 : 500,000 . CIG , MINBAS
- Somin, M.L., G. Millán, 1981 : Geología de los complejos metamórficos de Cuba (en ruso). Edit. Nauka , 219 pp. Moscú.
- Takayama, H., R. Tada, T. Matsui, M.A. Iturralde-Vinent, T. Oji, E. Tajika, S. Kiyokawa, D. García-Delgado, H. Okada, T. Hasegawa, K. Toyoda (2000) : Origin of the Peñalver formation in northwestern Cuba and its relation to K-T boundary impact event. *Sedimentary Geology*. 135 , p. 295-320.
- Valladares, S., R. García, y otros; 1997: Reservorios carbonatados pertenecientes a la U.T.E. Placetas. Etapa I. Archivo técnico del CEINPET, C. Habana.
- Valladares, S., R. García, y otros, 1997: Reservorios carbonatados pertenecientes a la UTE Camajuaní. Etapa 2. CEINPET, Archivo Técnico. C. Habana



CONTRIBUCION DE LOS DATOS PALEOAMBIENTALES A LA EVOLUCION GEOLOGICA DE LA PALEOCUENCA LOS PALACIOS.

***Lourdes M. Pérez Estrada*¹, *José Fernandez Carmona*², *Aliena Flores Nieves*³,
*Oswaldo López Corzo*⁴, *Olga Castro Castiñeira*⁵.**

Centro de Investigación del Petróleo. Washington #169, esq. Churrucá, Cerro, Ciudad de la Habana Cuba.

Email: perezl@ceinpet.cupet.cu¹, josef@ceinpet.cupet.cu²

, aliena@ceinpet.cupet.cu³, ocorzo@ceinpet.cupet.cu⁴, oc@ceinpet.cupet.cu⁵

RESUMEN

Motivado por los trabajos realizados en la Zona Económica Exclusiva de Cuba en el Golfo de México, fue necesario llevar a cabo una revisión exhaustiva de todos los materiales geológicos de los pozos perforados hasta el momento en la cuenca Los Palacios, que incluyen muestras de núcleo y canal, registros geofísicos, e informes de pozos e informes geológicos.

El presente trabajo tiene como objetivo fundamental la interpretación de los datos de los diferentes paleoambientes ocurridos durante el intervalo Cretácico Superior hasta el Mioceno en la cuenca del tipo "piggy back" Los Palacios.

Para este análisis se tomó en cuenta la abundancia y ocurrencia de las especies de foraminíferos bentónicos, que sirven como índices de la paleobatimetría, que como se conoce es la herramienta esencial de la Estratigrafía Secuencial para sedimentos siliciclásticos.

Como resultado de todo el trabajo realizado se pudieron diferenciar las principales superficies de máxima inundación de la cuenca, las secciones condensadas y delimitación de los cortejos sedimentarios. Así como los diferentes cambios biofaciales y litofaciales que ocurrieron en la misma durante este periodo de tiempo.

Por último, en estas rocas se reconocieron los principales facies ricas en materia orgánica y se señalan los niveles mas importantes de rocas, que bien pudieran corresponder a rocas madres en la Cuenca.

ABSTRACT

Motivated for the works carried out in the ZEE right of Cuba in the Gulf of Mexico went necessary to carry out an exhaustive revision of all the geologic materials or the wells perforated until the moment in the basin Los Palacios that include core samples and canal registros formless geofísicos, e of well and geologic reports. The present works has as fundamental objective the interpretation of the data of the different enviroments happened during the interval Late Cretaceous until Miocene in the basin of the type "piggy back" Los Pallacios.

For this analysis we took into account the abundance and ocurrence of the species of benthic foraminifera that serve as indexes of the paleobatymetric that like one knows it is the essentiall tool of the Sequential Stratigraphic for silts siliciclastic.

As a result of the whole carned out work the main surfaces of maximun flood of the basin, the condensed sections and delimitation of the sedimentary retinues could differ. As wellas the different changes of biofacieses and litofacieses that happened in the same one during this period of time.

Lastly in these rock the main rich facieses were reconized in organic matter and the levels are pointed out but important of rock that well coul correspond to rock mother in the basin.

INTRODUCCIÓN



La cuenca Los Palacios está ubicada al sur de la falla Pinar en la provincia petrolera del sur, en la cual las rocas características son las ofiolitas sobrecorridas y las secuencias de arco volcánico cubiertas por sedimentos sinorogénicos y postorogénicos.

En esta área han sido perforados los siguientes pozos: Rojas 1, San Diego 1, Baños 2, Baños 1, Palacios 3, Palacios 1, Remedios 1, Candelaria 1 y Las Mangas 1. En el mapa de la Figura 1 se puede apreciar la distribución de los pozos.



Fig.1 Mapa de ubicación de los pozos en la Cuenca Los Palacios.

En este trabajo mostramos la evolución paleoambiental que tiene La Cuenca Los Palacios basándonos fundamentalmente en los datos batimétricos que nos aportaron los Foraminíferos bentónicos pequeños lo que constituye un nuevo enfoque de los estudios paleoambientales realizados en la Cuenca Los Palacios (**Fernández, G. Y otros 1988.**) Además se determinan nuevos topes y bases de las formaciones así como los cambios litofaciales y biofaciales ocurridos en la cuenca que se observan marcadamente en edades del Cretácico y Mioceno respectivamente. Todos estos datos sirvieron para desarrollar el análisis secuencial de la Cuenca Los Palacios. Dicho análisis a su vez representa una herramienta útil para los trabajos de exploración petrolera en cuencas de tipo "piggy back".

Los resultados de la estratigrafía secuencial permitieron la determinación de las superficies de máxima inundación de la cuenca, las secciones condensadas y la delimitación de los cortejos sedimentarios a partir del Paleoceno hasta el Mioceno.

Por ultimo se diferenciaron las principales facies ricas en materia orgánica las cuales corresponden a edades del Cretácico Superior (Cenomaniano-Turoniano, Campaniano-Maestrichtiano) y rocas mas antiguas correspondientes al Albiano.



MATERIALES Y METODOS

Para la realización de este trabajo se contó con gran cantidad de información donde se utilizaron muestras de canal secciones de núcleos informes de pozos así como registros geofísicos de los diferentes pozos.

Primeramente fueron estudiadas con un intervalo de 10 metros las muestras de drill cuttings de los pozos y las secciones delgadas para el estudio petrográfico y micropaleontológico.

Se estudiaron los registros geofísicos de cada pozo. Con toda la información se establecieron los topes y bases de los diferentes formaciones en cada pozo.

Ya habiendo establecido cada formación se pasó a realizar la evolución geológica de la cuenca y la estratigrafía secuencial.

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

La Cuenca Los Palacios se divide en tres tipos de sedimentos: sedimentos del arco volcánico que abarcan edades desde el Cretácico Inferior Albiano hasta el Cretácico Superior (Campaniano Inferior), sedimentos de la cuenca "piggy back" del Cretácico Superior (Campaniano Superior) al Eoceno Inferior y una cuenca más "tranquila" del Eoceno Medio y Oligo-Mioceno que representan los depósitos postorogénicos. A continuación describiremos como fue la evolución en cada tiempo geológico.

SEDIMENTOS DE LA CUENCA .

Edad Cretácico

Los depósitos correspondientes a este intervalo estratigráfico se alcanzaron en la mayoría de los pozos de la Cuenca de Los Palacios, excepto en los pozos Baños 1 y Palacios 1A. Las rocas más representadas son las de edad Campaniano-Maestrichtiano.

Las secuencias del Cretácico Inferior solo se alcanzaron en los pozos Candelaria y Las Mangas y el Maestrichtiano sólo fue datado en el pozo Las Mangas.

De forma general estos sedimentos están constituidos litológicamente por una mezcla de terrígenos de diversa granulometría con intercalaciones aisladas de carbonatos esencialmente arcillosos, no obstante cuando tenemos en cuenta los datos de cada pozo se observa que existen cambios faciales laterales que van en una dirección aproximada oeste-este por ejemplo en los pozos mas occidentales (Rojas1 y Guanah1) el cretácico se reporta como un aglomerado de tobas efusivos y fragmentos de serpentinita, en la parte centro-occidental (Remedios1 y Palacios 3) se reporta abundancia de rocas arcillosas como argilitas y limolitas y por ultimo en la zona centro-oriental (Candelaria 1) el corte es arenoso-conglomerático con capas de carbonato intercaladas).

Ambiente deposicional del Cretácico.

Sedimentos del Cretácico Inferior Albiano.



La oritocenosis que caracteriza al intervalo está dada por los taxones ***Favusella washitensis*** y ***Hedbergella sp***, así como la presencia de ***Colomisphaera sp***, ***Cadosina sp***, algas, foraminíferos bentónicos pequeños, ***Ticinella breggiensis***, espinas de erizos indican que la sedimentación ocurrió a profundidades menores de 100 metros en una zona nerítica media-externa con aguas cálidas en mares abiertos de salinidad normal (33 – 36 ‰) y temperaturas no tan elevadas.

Sedimentos del Cretácico Superior Cenomaniano – Turoniano.

Esta representado por un predominio de especies de foraminíferos planctónicos donde se destacan ***Rotalipora sp*** además de los géneros ***Hedbergella sp*** y ***Globigerinelloides sp***. La sedimentación ocurrió en un medio nerítico externo inferior a batial superior (mayor de 100 m)

Sedimentos del Cretácico Superior Turoniano – Santoniano.

El complejo faunal se caracteriza por los géneros ***Marginotruncana sp*** y ***Hedbergella sp***, , ***Nodosaria sp***, ***Ceratobulimina sp***, ***Stomiosphaera sp***, radiolarios así como espinas de erizos característicos de un ambiente nerítico externo – batial superior.

Sedimentos del Cretácico Superior Campaniano – Maestrichtiano.

Están caracterizados por una abundante fauna de foraminíferos planctónicos donde predominan los taxones ***Globotruncana sp*** y ***Globotruncanita sp*** además de hallarse géneros tales como ***Hedbergella sp***, ***Globigerinelloides sp*** y ***Heterohelicidae***. También se encuentran foraminíferos bentónicos pequeños ***Gaudryina navarroana***, ***Bolivinoidea sp***, ***Gyroidina sp***, ***Dorothia sp***, ***Palmula sp*** característicos de la zona de pendiente, de forma general la sedimentación ocurrió a profundidades mayores de 200 m en la zona batial superior con profundidades de 200-600m, con aporte de fauna transportada por corrientes turbidíticas (presencia de macroforaminíferos y presencia de corales, rudistas y algas). La temperatura y salinidad fueron normales 15 - 30° C y 33 – 36 ‰ respectivamente.

En el pozo Candelaria 1 Los foraminíferos planctónicos representados en este intervalo comprenden los géneros ***Hedbergella sp***, ***Globigerinelloides sp*** y ***Heterohelicidae***, aunque también se reporta ***Globotruncana sp***. Presenta abundantes macroforaminíferos como son: ***Vaughanina sp***, ***Sulcorbitoides sp***, ***Pseudorbitoides sp*** y también espinas de equinodermos, fragmentos de corales, moluscos, briozoos, fragmentos de algas y Miliólidos, todo lo cual indica una sedimentación entre 100 – 200 m en la zona nerítica externa (pre- arrecifal).

Sedimentos del Cretácico Superior Maestrichtiano.

Solo se determinaron en el pozo Las Mangas 1 la sedimentación ocurrió en la zona batial superior, con aporte de material de zonas neríticas externas donde se presentan mezclas de Camaras de foraminíferos planctónicos, macroforaminíferos (***Pseudorbitoididae***, ***Vaghuana cubensis***, ***Sulcoperculina sp***) y algunos representantes de foraminíferos bentónicos pequeños de la parte alta de la pendiente. La temperatura y salinidad fueron normales 15 - 30° C y 33 – 36 ‰ respectivamente.

Edad Paleógeno.



Comprenden los sedimentos del Paleoceno al Eoceno Superior. Los sedimentos del Paleoceno en la Cuenca se pudieron dividir en dos Paleoceno Superior y Paleoceno Inferior Daniano este ultimo solo se reporto en los pozos Remedios1 y Las Mangas.

El Paleoceno Superior aparece en distintos pozos: Baños 1 , Los Palacios 3 Remedios 1, Candelaria 1, Las Mangas 1 y San Diego 1 .

Los sedimentos del Eoceno Inferior están presente en los pozos: San Diego 1, Baños 1, Remedios 1, Candelaria 1 y de manera indiferenciada, Inferior-Medio en los pozos Las Mangas 1 , Los Palacios 1A .

Los sedimentos del Eoceno Medio están presentes en los pozos Las Palacios 3 , Candelaria 1 y por ultimo los sedimentos del Eoceno Superior los cuales están presentes en los pozos Baños 1, Los Palacios 1A, Los Palacios 3 , Remedios 1, Candelaria 1 , Las Mangas 1.

Litológicamente los sedimentos desde el Paleoceno hasta el Eoceno Medio son sedimentos de tipo clástico.

Ambiente deposicional del Paleogeno.

Sedimentos del Paleoceno Inferior (Daniano).

Caracterizados por una fauna netamente planctónica representada por ***Morozovella pseudobulloides***, ***Morozovella uncinata***, ***Morozovella trinidadensis*** ***Planorotalites elongata***, ***Globigerina daubjergensis*** y ***Globigerina spp.*** La sedimentación ocurrió en un ambiente de mar abierto de plataforma externa inferior con profundidades entre 100-200m, aunque la presencia de ***Planorotalites*** la hace más profunda pudiendo llegar a batial superior. La salinidad era normal y las temperaturas oscilaban entre 16-22⁰ c (.Boersma and Premoli Silva,1991). Las aguas de superficie estaban bien oxigenadas entre tanto las de fondo eran de baja oxigenación careciendo de fauna bentónica (Figura 2)

Sedimentos del Paleoceno Superior.

Al igual que los sedimentos anteriores están representados por fauna planctónica exclusivamente tales como ***Morozovella velascoensis***, ***Morozovella acuta***, ***M. angulata***, ***M. aequa***, ***Planorotalites pseudomenardii*** y ***Globigerina sp.*** La sedimentación ocurrió en un ambiente de mar abierto profundo con condiciones batiales (100-600m), de salinidad normal, la temperatura era cálida (20-30⁰) (Berggren, y otros1988) .Las condiciones de oxigenación se mantuvieron igual que en el Daniano (Figura 2.).

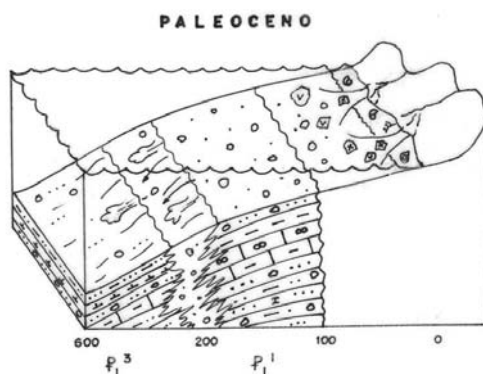


Fig.2 Ambiente de sedimentación durante el Paleoceno.

Sedimentos del Eoceno Inferior.



Tiene gran abundancia de fauna planctónica, *Morozovella aragonensis*, *Morozovella marginodentata*, *Acarinina pentacamerata*, *A. broedermanni*, *Planorotalites palmerae*, *Pseudohastigerina micra* y *Chiloguembelina martini*. La fauna bentónica esta dada por los géneros de *Ranikotalia bermudezi*, *Discociclyna sp* así como *Aragonia sp*, *Anomalina aragonensis* y especies de *Osangularia*. En general el ambiente era de Plataforma externa a batial (100-600m). La temperatura era cálida dado por la presencia de *Morozovella* y *Acarinina* y en algunos lugares llegaron a ser intermedias donde se observa el género *Planorotalites*. La salinidad era normal y las condiciones de oxigenación en superficie pudieron llegar a ser un ambiente de mínimo oxígeno en los pozos San Diego y Candelaria donde se reportan *Pseudohastigerina* y *Chiloguembelina*.

Existe aporte de fauna de la zona nerítica interna (Figura 3).

Sedimentos del Eoceno Medio.

Al igual que el anterior, tiene una abundante fauna planctónica dada por las especies de *Truncorotaloides topilensis*, *T. rohri*, *Morozovella lehneri*, *M. spinulosa*, *M. formosa*, *Acarinina crassaformis* y *Globigerinatheka kugleri*, *G. barri* y una fauna bentónica compuesta por *Lepidocyclina macdonaldi* fundamentalmente así como algunas especies de *Textularia mexicana* y *Nodosaridos*. El ambiente se enmarca dentro de una Plataforma externa con profundidades de 50-200m. Se reportan fragmentos de algas y corales que son de ambientes arrecifales-prearrecifales. La salinidad era normal y el ambiente estaba bien oxigenado (Figura 3).

Sedimentos del Eoceno Superior.

La oritocenosis comprende Foraminíferos planctónicos tales como *Turborotalia cerroazulensis*, *Globigerinatheka semiinvoluta*, *Hantkenina alabamensis*, fauna bentónica representada por *Dyctioconus americanus*, *Operculinoides*, *Rorotalia mexicana*, *Eponides byramensis*, *Pleurostomella palmerae*. Todo ello nos indica un ambiente característico de plataforma externa con profundidades de 50-200m con aporte de aguas someras espigas de equinodermos y algas en los pozos Las Mangas y Candelaria. En estos dos pozos la oxigenación fue baja no ocurriendo así en el resto de los pozos por la gran variedad de fauna planctónica y bentónica existente durante este tiempo (Figura 3).

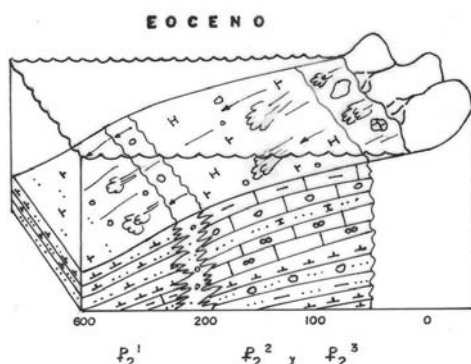


Fig.3 Ambiente de sedimentación durante el Eoceno.

SEDIMENTOS POSTOROGÉNICOS DEL OLIGO-MIOCENO



Sedimentos del Oligoceno

El estudio de la oritocenosis presente en cada pozo en este intervalo así como de su asociación a determinados tipos litológicos permitió diferenciar al Oligoceno (a excepción del San Diego 1) en dos partes, Superior e Inferior.

Sedimentos del Oligoceno Inferior

Está presente en los pozos Baños 1, Los Palacios 1A, Candelaria 1. Estos sedimentos litológicamente están representados por calizas arcillosas y margas fosilíferas.

Ambiente deposicional.

Está representado por una mezcla de fauna pelágica tales como *Chiloguembelina cubensis*, *Globorotalia opima*, *Globigerina* y bentónica dada por *Ceratobulimina alazanensis*, *Dorothia colei*, *Cibicides trinitatensis*, *Gyroidina girardana*, *Vulvulina advena*, *Vulvulina spinosa*. El ambiente es batial superior en la zona de talud con profundidades entre 200-600m corroborado por la existencia de géneros de Foraminíferos Bentónicos tales como *Dorothia* y *Vulvulina*. Existe un aporte de aguas mas someras (Plataforma interna) dada por la presencia en el corte de **macroforaminiferos, algas, moluscos y espinas de equinodermos**, producto de corrientes de turbidez. En general se puede decir que las condiciones de la temperatura y la salinidad debieron ser normales en todo el corte así como la existencia de una oxigenación moderada que llego a baja en los pozos Las Mangas y Candelaria corroborado por la presencia de materia orgánica y mineral diseminado (Figura 4).

Sedimentos del Oligoceno Superior

Está representado en los pozos San Diego 1, Baños 1, Los Palacios 1A, Los Palacios 3, Remedios 1, Candelaria 1, Las Mangas 1. Dentro de esta edad se diferencian dos litofacies:

La parte inferior del Oligoceno Superior: Predominan calizas arcillosas y margas con contenido limoarenoso de cuarzo con materia orgánica.

La parte alta del Oligoceno Superior: Se alternan calizas con contenido arcilloso variable, a menudo arenosas.

Ambiente deposicional.

De manera general el Oligoceno Superior está representado por una mezcla de fauna pelágica del tipo *Globigerina venezuelana*, *Globigerina ouachitaensis*, *Globigerina selli* y fauna bentónica dada por *Heterostegina antillea*, *Lepidocyclina giraudi*, *Siphonina advenia*, *Siphonina tenuicarinata*, *Pararotalia mexicana*, *Bulimina pupoides* y otros. Estos géneros indican un ambiente de plataforma externa entre 50-200m de profundidad, en el pozo Candelaria se observo la presencia de polen y esporas y abundancia de fitoplancton (dinoquistes del tipo corado *Sphaeromorphitae*) que reducen la profundidad a menos de los 200m y además demuestran una alta productividad orgánica (G.Fernández y otros 1988). La temperatura era cálida dada por la presencia del género *Pararotalia*, la salinidad era normal. La mezcla de fauna pelágica y bentónica nos indica un ambiente de moderado a bien oxigenado excepto en el pozo Candelaria donde existió un ambiente reductor (Figura 4).

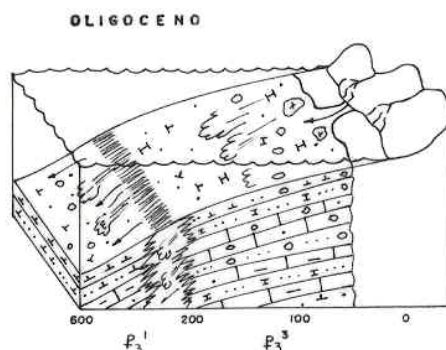


Fig.4 Ambiente de sedimentación durante el Oligoceno.

Edad Neógeno.

Sedimentos del Mioceno Inferior.

Los depósitos del Mioceno Inferior están bien distribuidos en los pozos San Diego 1, Baños 1 Los Palacios 1A), Los Palacios 3), Remedios 1), Candelaria 1, y Las Mangas 1. Litológicamente este intervalo está conformado por calizas arcillosas y margas fosilíferas

Ambiente deposicional.

Se observa una variación biofacial lateral representada por dos paleoambientes que se corresponden con dos formaciones:

1-Ambiente de Plataforma interna con profundidades de 0-50m (Pozos San Diego, Baños 1, Los Palacios 1A y 3, Remedios).

Representado por una fauna bentónica con gran diversidad de Foraminíferos Bentónicos Pequeños tales como *Miliolidos*, *Peneroplis proteus*, *Sorites sp*, *Elphidium discoidale*, *Elphidium sagrai* y Macroforaminíferos (*Heterostegina* y *Miogypsina*). La temperatura está restringida a valores entre 21-31°C el grado de oxigenación era bastante oxigenado dado por la gran diversidad de Foraminíferos Bentónicos Pequeños presentes en estos sedimentos (Figura 5).

2-Ambiente de Plataforma externa con profundidades de 100-200m (Pozos Candelaria y Las Mangas).

Existe un predominio de la fauna pelágica representada por *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides inmaturos*, *Globorotalia siakensis*, *Globorotalia kugleri* y *Globigerina binaiensis*. La fauna bentónica es escasa y está dada por los géneros *Siphonina sp*, *Cibicides americanus*, *Bolivina sp* y otros. El grado de oxigenación en la columna de agua va de bien oxigenado en la superficie a baja oxigenación en el fondo corroborado por la escasez de fauna bentónica. Además se reporta materia orgánica y metálica en el pozo Candelaria lo que confirma la existencia de un ambiente reductor. La temperatura y la salinidad eran normales (15-30°C) y (33-36‰) (Figura 5).



Sedimentos del Mioceno Medio-Superior.

Se reportan solo en el pozo Candelaria 1

Ambiente deposicional.

Intervalo 548-841m:

Estos sedimentos están representados por una fauna exclusivamente bentónica conformada por ***Ammonia beccarii***, ***Peneroplis sp.***, ***Sorites sp.***, ***Quinqueloculina sp.***, ***Marginopora sp.***, ***Nunmmulites sp.***, ***Amphistegina sp.***, así como otros grupos fósiles como **Ostrácodos**, **Moluscos**, **Algas** y **Espinas de equinodermos**. Todo ello nos sugiere un ambiente deposicional característico de aguas someras, de plataforma interna, típico de una zona post-arrecifal con profundidades entre (0-50m). La temperatura oscila entre 15-33°C aunque la presencia de **Miliólidos** la restringe entre 21-31°C. La salinidad es normal a elevada entre 32-36‰. Ambiente de fondo bien oxigenado dado por la abundancia y variedad de la fauna bentónica (Figura 5).

Intervalo 841-1525m:

A partir de 841m comienza a aparecer la fauna pelágica caracterizada por los géneros ***Orbulina bilobata***, ***Globorotalia menardii*** y ***Globigerinoides sacculifer*** que nos indican un aumento en la profundidad, por lo que los ubicamos en un ambiente de Plataforma externa (50-200m) y además con condiciones de mar abierto. La fauna bentónica es menos abundante y diversa, lo que nos sugiere que las aguas eran menos oxigenadas en el fondo existiendo una baja oxigenación durante este período (Figura 5).

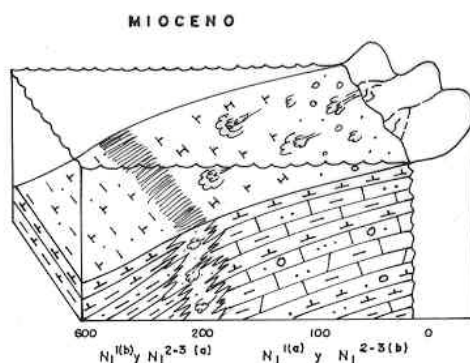


Fig.5 Ambiente de sedimentación durante el Mioceno.

Respecto a los sellos y reservorios de la cuenca en general podemos decir que las posibilidades de reservorio se hallaron entre la edad del Eoceno Inferior y el Oligoceno superior. El sello se halla entre las edades del Paleoceno superior y el Oligoceno Inferior.

Como resultado de la estratigrafía secuencial se determinaron 4 secuencias sensu stricto (J.Fernández trabajo congreso Estratigrafía Secuencial de la Cuenca los Palacios)



CONCLUSIONES

- Las rocas mas antiguas (datadas micropaleontologicamente) en la Cuenca fuero del Cretácico Inferior Albiano en el pozo Las Mangas.
- El corte sedimentario se puede interpretar como una cuenca desarrollada sobre secuencias de arco volcánico, de carácter clástico –carbonatado .
- Durante el cretácico se observan cambios faciales laterales que van en una dirección aproximada oeste-este
- Se determinaron cambios biofaciales laterales dentro del Mioceno Inferior que se corresponden con dos formaciones
- El mayor espesor de la Cuenca Terciaria se determino en los pozos Candelaria y Las Mangas donde el tope del Cretácico se hallo después de 3000m
- Durante todo el periodo de deposición, la cuenca sólo se hizo mas profunda en dos periodos que fueron Cretácico superior y Oligoceno inferior llegando a alcanzar profundidades entre los 200-600m ello pudo corresponder con periodos de transgresiones ocurridas a nivel mundial.

BIBLIOGRAFÍA

- Berggren, W. A., K. G. Miller. 1988. Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology* 34 (4) : 362 – 380.
- Boersma, A., I. P. Silva. 1991. Distribution of Paleogene planctonic foraminifera analogies with the Recent? *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. Elsevier Science Publishers B. V. Amsterdam.p1-77
- Bolli, H. M., J. P. Beckmann, J. B. Saunders, 1994. Bentonitic foraminiferal biostratigraphy of the South Caribbean region.Press Syndicate of the University of Cambridge.USA .p1-307
- Fernández, G., S. Blanco, 1988. Estudio bioestratigráfico y ambiente de sedimentación de los depósitos cortados en el pozo Candelaria 1 de la Provincia de Pinar del Río. *Serie geológica* (2) : 63-68.
- García-Sánchez, R., 1978. Notas sobre la constitución geólogo-estructural de la depresión Los Palacios. *Revista La Minería en Cuba*, 4 (3) : 30-36.
- Melló, M. R., E. A. Koutsoukos, M. B. Hart,S.C.Brassell and J.R. Maxwell1989.Late Cretaceous anoxic events in the Brazilian continental margin.*Org.Geochem*.14 (5) : 529-542.



MORPHOMETRIC EVALUATION OF THE AMERICAN HIPPURITIDS (RUDISTS, CRETACEOUS)

Reinaldo Rojas Consuegra

Museo Nacional de Historia Natural. Obispo No. 61. Plaza de Armas. C. Habana. Cuba. E-mail: vdinvest@mnhnc.inf.cu

ABSTRACT

The rudist Family Hippuritidae is represented by *elevators*, with morphological and functional adaptations that allowed them to flourish in certain Cretaceous environments.

The relationship between height (H) and diameter (D) of the shell is defined here as the Coefficient of Elevation (R), on the basis of which shells can be classified in the following categories (submorphotypes): *High Elevator*, HE ($R > 2$), *Middle-High Elevator*, MHE ($1.9 > R > 1$), *Middle-Low Elevator*, MLE ($0.9 > R > 0.5$) and *Low Elevator* LE ($R < 0.4$). The graphic expression of the R-values, for a set of specimens of a known taxon, clearly reflects its general morphological trend. Therefore, this type of morphometric analysis should provide a new clue for the interpretation of palaeoenvironmental variations, comparison of sedimentation rates, estimation of the morphological evolution of the taxa through the time, and it may be useful for correlation between different area or regions.

Introduction

The rudist Family Hippuritidae (Mollusk: Bivalve) is represented by *elevators* (Skelton and Gili, 1991), with morphological and functional adaptations that allowed them to flourish in certain Cretaceous environments within the Tethys. The lower valve was adapted for upward growth above the sea floor. Its upper valve had a particular system of canals and pores, which, together with the oscules, and the pillars of the lower valve, promoted successful feeding and development of the organism (Skelton, 1978; 1979; 1991).

The present work contains a general evaluation of the morphometric characteristics of the American hippuritids species, and defines forth submorphotypes for the elevators.

Materials and Methods

The database used in the present evaluation was obtained in part from the literature (Alencáster, 1971; Van Dommelen, 1971), and complemented with measurements (height - H and diameter - D of the shells) of the specimens deposited in the rudist collection at the National Museum of Natural History of Cuba.

Classification

The American hippuritids are represented by some taxa (*Praebarrettia*, *Barrettia*, *Parastroma*, *Torreites*, *Vaccinites*, *Hippurites*) that show remarkable morphological variations on the elevator mode (MacGillavry, 1937; Chubb, 1971).

The relationship between height (H) and diameter (D) of the shell is defined here as the Coefficient of Elevation (R), on the basis of which shells can be classified in the following categories (submorphotypes): *High Elevator*, HE ($R > 2$), *Middle-High Elevator*, MHE ($1.9 > R > 1$), *Middle-Low Elevator*, MLE ($0.9 > R > 0.5$) and *Low Elevator* LE ($R < 0.4$). The graphic expression of



the R-values, for a set of specimens of a known taxon, clearly reflects its general morphological trend.

The Coefficient of Elevation depends directly on the height and width reached by the shell, which were influenced by other factors such as the rate of lower valve growth, sedimentation rate, sea-bottom quality, hydrodynamical characteristics of the environment, etc.

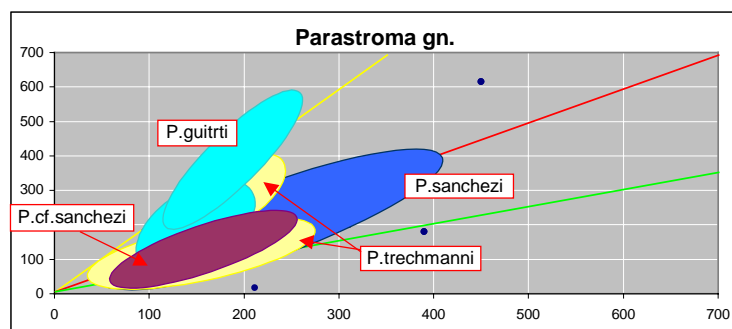
For example, the Campanian *Barrettia monilifera* ($HE=17.4\%$, $MHE=58.7\%$, $MLE=23.9\%$, $LE=0\%$) is very similar to the Santonian *Barrettia coatesi* ($HE=12.8\%$, $MHE=64.1\%$, $MLE=23.1\%$, $LE=0\%$). So although the former species has a much bigger shell size, both species fall within the *Middle-High* to *High Elevator* range. *Barrettia gigas* ($HE=0\%$, $MHE=18.2\%$, $MLE=72.7\%$, $LE=9.1\%$) is very different from the previous two species, because it falls in the *Middle-Low* to *Low Elevator* range.

Discussion

Genera Parastroma

According to the Coefficient of Elevation (R) *Parastroma sanchezi* Duovillé, 1926, is a typical sub-morphotyp of Meddle-Low Elevator (83.3%).

The general height of its shells doesn't overcome its diameter, and in some cases it is inferior halfway its diameter. This sub-morphotyp is characterized by its aspect of very wide low cone. *Parastroma* cf. *sanchezi* belongs to the sub-morphotyp Meddle-Low Elevator (88.9%) also, very similar to the *P. sanchezi*, but with dimensions in general much smaller (50-200 mm). In general, this species possesses near form to a "flying plate", it presents qualitative features (ornamentation) something different from *P. sanchezi*, and it even resembles each other more to *P. trechmanni*.



Parastroma trechmanni Chubb, 1971, shows two clusters, the main grouping classifies this species like a Middle - Low Elevator (57.1%) to Low Elevator (16.7%). The height spreads to be near half of the diameter of the shell, presenting an aspect of wide and low, flat cone. According to this sub-morphotype he resembles each other to *P. sanchezi*.

The second tendency classifies as a sub-morphotyp Middle - High Elevator (26.2%), which differs clearly of the previous of *P. sanchezi* or *P. cf. sanchezi*, and looks like *P. guitarti*.

Parastroma guitarti (Palmer), 1933 is revealed mainly as belonging to the sub-morphotyp Middle - High Elevator (65.4%). It also presents a group of individuals of the sub-morphotype Middle - Low Elevator (23.1%), that could respond to the morphology characteristic of the juvenile stadium.

This species differs clearly of the previous ones, to present a height (up to 500 mm) which have a tendency to be generally bigger (76.9%) that its diameter (250mm). Its form varies from a low cone until columnar - cylindrical very high.

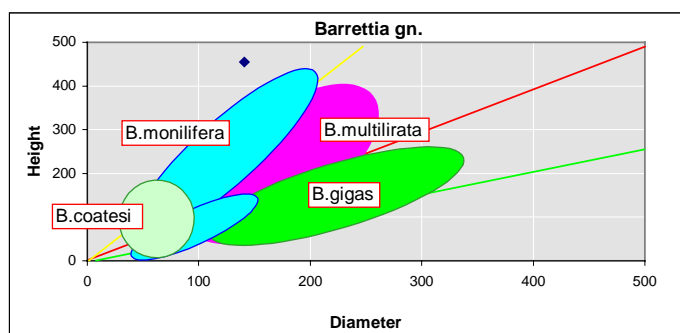


In Parastroma genera they are the species that reach the biggest sizes inside or of the American Hippuritids.

To *P. guitarti* (of Cuba) they could correspond the individuals that form the cluster 2 of the *P. trechmanni* (of Jamaica), because plotted coincidentally in the same morphometric field.

P.cf.sanchezi of Guayos (Cuba) behaves in a very similar way to *P. trechmanni*, and both coincide with the inferior half of the field that *P. sanchezzi* occupies. Of here the following possibilities arise:

1. *P. cf. sanchezzi* is synonymous of *P. trechmanni*, and then this last species is present in Cuba.
 2. *P. trechmanni* is a similar species to *P. sanchezzi* (cluster 1), with which was not compared for the foundation of that taxon (Chubb, 1971), or it is considered a valid species, following Dommelen (1971).
 3. The cluster 2 of *P. trechmanni* coincident partially with *P. guitarti*, that which could indicate the presence of that species in Cuba also.
- The most parsimonious position seems to be, the possibility of the presence shared in both islands (Jamaica and Cuba) of the three species: *P. guitarti*, *P. sanchezzi* and *P. trechmanni*.



Genera Barrettia

The species belonging to the genera Barrettia generally behaves as Middle - High Elevator (43,8%) and Middle - Low Elevator (42,5%). As MLE classifies only one specie: *B. gigas* (72.7%). While other two species are classified as the sub-morphotyp MHE: *B. monilifera* (58.7% and *B. coatesi* (64.1%), but *B. multilirata* also presents partially this

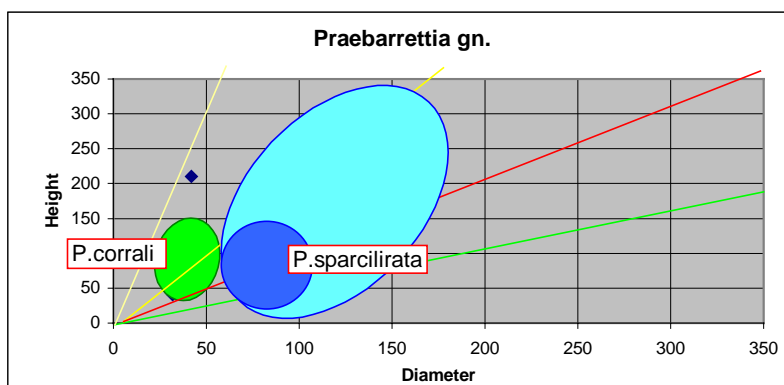
tendency (35.8%).

According to their aspect the species of the genera they are conical (cluster 1) to cylindrical one, high or columnar. While, according to their size they could be reaching gigantic sizes: *B. gigas* (+300 mm of diameter) and *B. monilifera* (+400 mm of high).

Genera Praebarrettia

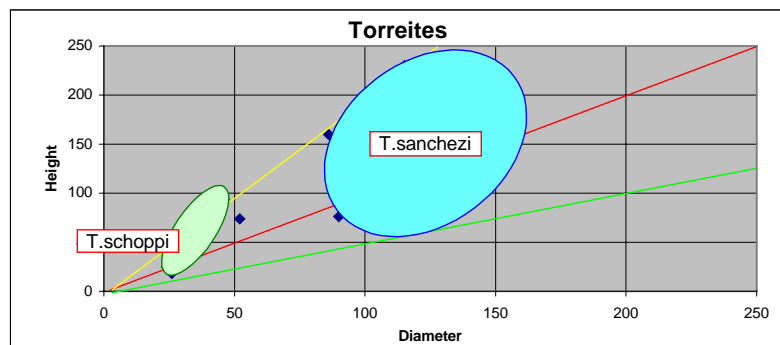
The species of this genera are classified inside the sub-morphotype High Elevator (64.7%) to Meddle - High Elevator (55%), until Middle - Low Elevator (35%).

The species *P. corrali* is of small size. Their height rarely





overcomes the 150 mm, although commonly it overcomes until more than twice its diameter, which doesn't reach the 50 mm. While *P. sparcilirata* presents a general height that reaches up to 300mm, and its width overcomes the 150 mm, evidencing their biggest size.

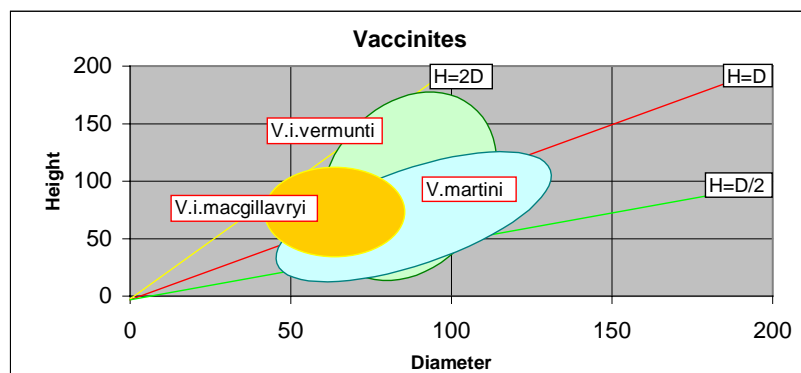


Genera Torreites

This genera contain one of the smallest species of the American Hippuritids (*T. schoppi*, Santonian age).

The species of this genera are manifested inside the sub-morphotype High Elevator (60%) to Middle - High Elevator (75%); and in smaller degree, they

appear as Middle - Low Elevator (18.8%). Their height and width vary thoroughly from less than 50 mm until a maximum 200 mm. For their general aspect they are cylindrical fine, relatively small, until conical medium and lightly conical wide.



Genera Vaccinites

The data on the genera are scarce. This genera is integrated by the smallest species inside the American Hippuritids. In general they belong to the sub-morphotype High Elevator, although their measures are very small ones ($H = 50 - 150$ mm; $D = < 25$ mm).



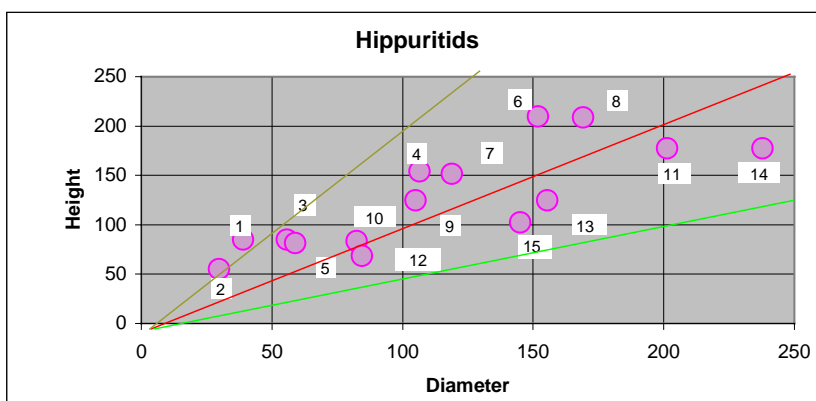
Family Hippuritidae

Among the American Hippuritids, according to the Coefficient of Elevation of the main species that contains, they can be distinguished four submorphotypes (HE, MHE, MLE, LE).

In general, no one genera classifies as a High Elevator, although some species by separate could be classified: *P. guitarti*, *T. schoppi* and *P. corrali*. As Meddle - High Elevator classifies three genera: Barrettia, Praebarrettia and Torreites, while as Middle - Low Elevator appears the other three genera: Parastroma, Barrettia and Vaccinites. Finally, as Low Elevator doesn't classify any genera, needier any specie.

Concluding, the whole family of Hippuritids classifies as Middle - High Elevator in little more than 40%, Middle - Low Elevator among 30 - 40, High Elevator in less than 15%, and Low Elevator in around 10%.

| Specie | Diameter | Height | R | Sub morphotype |
|----------------------------|----------|--------|------|----------------|
| 1. <i>P.corrali</i> | 38.9 | 85.1 | 2.19 | HE |
| 2. <i>T.sanchezi</i> | 29.8 | 55.4 | 1.86 | MHE |
| 3. <i>B.coatesi</i> | 55.6 | 85.2 | 1.53 | MHE |
| 4. <i>B.monilifera</i> | 106.4 | 153.9 | 1.45 | MHE |
| 5. <i>V.i.macgillavryi</i> | 58.8 | 81.7 | 1.39 | MHE |
| 6. <i>P.guitarti</i> | 151.8 | 209.7 | 1.38 | MHE |
| 7. <i>T.tschoppi</i> | 118.9 | 151.6 | 1.28 | MHE |
| 8. <i>B.multilirata</i> | 169.1 | 208.8 | 1.23 | MHE |
| 9. <i>P.sparcilirata</i> | 105 | 125 | 1.19 | MHE |
| 10. <i>V.i.vermunti</i> | 82.3 | 83.4 | 1.01 | MHE |
| 11. <i>B.gigas</i> | 201.2 | 177.5 | 0.88 | MLE |
| 12. <i>V.martini</i> | 84.5 | 68.8 | 0.81 | MLE |
| 13. <i>P.trechmanni</i> | 155.3 | 124.5 | 0.80 | MLE |
| 14. <i>P.sanchezi</i> | 237.7 | 177.3 | 0.75 | MLE |
| 15. <i>P.cf.sanchezi</i> | 145 | 102.2 | 0.70 | MLE |



Interpretation

P. sanchezi specie was adapted to a habitat not very energy one, with relatively high deposition rate but of continuous character, seated in a relatively soft substrate of grainstone-packstone. *P. cf. sanchezi* occupied a habitat not very energy one, of drop deposition rate, of probably grainstone-packstone substrate.

Apparently, *P. trechmanni* contain a mixture of two species, or he manifests two ways of adaptation to different habitats. The individuals belonging to the cluster 1, they seem to have been adapted to a habitat of low energy, it goes down deposition rate and probable relatively soft substrate, formed of fine sands to loams (packstone - wackestone).

The individuals that integrate the cluster 2, were possibly inhabitants of a bottom with a rate of possibly more deposition, with a moderate to high energy.

P. guitarti was inhabited a bottom with discharge deposition rate, with moderate energy to high, because it possesses a very thick and heavy shell that was implanted in a relatively consolidated substrate of burden-sandy (rudstone – grainstone).



The species belong to the genera *Barrettia* occupied an habitat with variable parameters, from relatively low energy until moderate to high, with low deposition rate (*B. coates*, *B. gigas*), until high (*B. monilifera* and *B. multilirata*).

Praebarrettia inhabited an habitat very variable one, so much for their energy as the deposition rate.

The species of the genera *Torreites* inhabited in the grainstone – packstone substrate, with high energy condition, and a low deposition rate.

The species of the *Vaccinites* genera inhabited an habitat of high energy (they formed small clusters), but with low deposition rate, in probable the rudstone – grainstone substrate.

Conclusions

Therefore, this type of morphometric analysis should provide a new clue for the interpretation of palaeoenvironmental variations, comparison of sedimentation rates, estimation of the morphological evolution of the taxa through the time, and it may be useful for correlation between different area or regions.

Reference

- Alencáster, G. 1971. Rudistas del Cretácico Superior de Chiapas. *UNAM Inst. Geol. Paleontol.*, México, (34):1-91.
- Chubb, L. J. 1971. Rudists of Jamaica: *Palaeontographica Americana*, 7 (45):161-257.
- MacGillavry, H.J. 1937. Geology of the province of Camagüey, Cuba, with revisional studies in rudist paleontology. *Geogr. Geol. Mededeel (Utrecht)*. *Phys. Geol. Reeks*, 14:1-169.
- Skelton, P.W. 1979. Gregariousness and Proto-cooperation in Rudists (Bivalvia). *Systematics Association Special*, 11:257-279.
- Skelton, P.W. 1979. The evolution of funtinal design in rudists (Hippuritacea) and its taxonomic implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. B*. 284:305-318.
- Skelton, P.W. 1991. Morphogenetic versus environmental cues for adaptive radiations. In *N. Chmidt-Kittler and K. Vogel* (eds), 375-388.
- Skelton, P.W. & Gili, E. 1991. Palaecological classification of rudist morphotypes. *Proc. 1st Int. Conf. on Rudists (Beograd, 1988)*, *Serbian Geol. Soc., Spec. Publ.*, 2, Beograd.
- Van Wessem, A. 1943). Geology and paleontology of central Camagüey, Cuba. *Geogr. Geol. Mededeel (Utrecht)*, *Phys. Geol. Reeks*, 5:1-91.



NUEVAS CONSIDERACIONES SOBRE LA EDAD DE LA FORMACIÓN VÍA BLANCA.

Consuelo Díaz Otero⁽¹⁾, José Antonio Arz⁽²⁾, Ignacio Arenillas⁽²⁾, Eustoquio Molina⁽²⁾ y Nurys Corona⁽¹⁾

(1) Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca y Línea del Ferrocarril S/N. San Miguel del Padrón. CP-11000. Ciudad de La Habana. Cuba. E-mail: consuelo@igp.minbas.cu; nurys@igp.minbas.cu

(2) Departamento de Geología (Área de Paleontología). Universidad de Zaragoza. 50009. e-mail: josearz@posta.unizar.es; ias@posta.unizar.es; emolina@posta.unizar.es

RESUMEN

En los trabajos realizados por P. Brönnimann y D. Rigassi (1963), en áreas de la Ciudad de la Habana y sus alrededores, se le asignó una edad de Campaniano- Maastrichtiano inferior a la Formación Vía Blanca, mediante un estudio bioestratigráfico basado en foraminíferos. Estos autores tuvieron en cuenta, además, su posición estratigráfica como unidad subyacente a la Formación Peñalver, considerada anteriormente como Maastrichtiano Superior y actualmente relacionada con el evento catastrófico del Límite Cretácico-Terciario en el área del Caribe. (Takayama et al., 2000; Molina et al., 2002)

El estudio de las asociaciones de foraminíferos registradas en la parte superior de la Formación Vía Blanca, en las localidades de Brönnimann y Rigassi (1963), dadas por estos autores como del Maastrichtiano inferior, permitió la identificación de especies de edad exclusivamente Maastrichtiano superior, tales como ***Abathomphalus mayaroensis***, ***Contusotruncana contusa***, ***Pseudoguembelina hariaensis*** y ***Plummerita hantkeninoides***, dentro de los foraminíferos planctónicos, y ***Omphalocyclus macroporus*** y ***Asterorbis cubensis***, dentro de los bentónicos.

Estudios actuales vinculados a las investigaciones del Límite Cretácico-Terciario en Cuba, que se llevan a cabo en colaboración con la Universidad de Zaragoza, permitió la identificación, por vez primera, de ejemplares de ***Plummerita hantkeninoides*** y ***Pseudoguembelina hariaensis***, en la parte superior de la Formación Vía Blanca, hecho especialmente relevante.

Recientemente, Arz y Molina (2000) han propuesto dividir la Biozona de ***Abathomphalus mayaroensis*** (reconocida para Cuba como tope del Maastrichtiano) en tres subzonas: Subzona de ***Abathomphalus mayaroensis***, Subzona de ***Pseudoguembelina hariaensis*** y Subzona de ***Plummerita hantkeninoides***. Se ha calculado que esta última subzona abarca aproximadamente los últimos 200 000 años del Maastrichtiano.

En conclusión, un estudio más preciso de las asociaciones de foraminíferos de la parte superior de la Formación Vía Blanca, permite proponer que dicha formación se extiende hasta el tope del Maastrichtiano superior.

ABSTRACT

Brönnimann y Rigassi (1963) assigned a Campanian-Maastrichtian age to the Vía Blanca Formation based on a foraminiferal biostratigraphic study in the area around Havana City. They took into account their stratigraphic position as underlying unity to the Peñalver Formation, which was considered in the past as Upper Maastrichtian and today as related with the Cretaceous/Tertiary boundary catastrophic event in the Caribe area (Takayama et al., 2000; Molina et al., 2002).

Recently, we have performed a study on the foraminiferal assemblages recorded in the upper part of the Vía Blanca Formation in collaboration with Zaragoza university (Spain) and linked to the investigations about the Cretaceous/Tertiary boundary in Cuba. The study was performed at the same sections studied by Brönnimann y Rigassi (1963). This study allowed us to identify by the first time several Upper Maastrichtian species in the upper part of the Vía Blanca Formation, such as the planktic foraminifera ***Abathomphalus mayaroensis***, ***Pseudoguembelina hariaensis*** and ***Plummerita hantkeninoides***, and the benthic ***Omphalocyclus macroporus*** and ***Asterorbis cubensis***.

These foraminiferal assemblages indicate that the upper part of the Vía Blanca Formation belongs to the ***Plummerita hantkeninoides*** Subzone according to the biozonation of Arz and Molina (2000). These authors proposed to subdivide the ***Abathomphalus mayaroensis*** Biozone (upper part of the Upper



Maastrichtian) in three subzones: ***Abathomphalus mayaroensis*** Subzone, ***Pseudoguembelina hariaensis*** Subzone and ***Plummerita hantkeninoides*** Subzone. It has been estimated that this uppermost subzone encompasses approximately the last 200 000 years of the Maastrichtian. Therefore, the present study has allowed us to suggest that the Vía Blanca Formation spans as far as the top of the Upper Maastrichtian.

Introducción

La formación Vía Blanca fue descrita por Brönnimann y Rigasi (1963) en una amplia área en los alrededores de La Habana, que abarca partes del trayecto de las Avenidas Monumental y Vía Blanca (de la cuál proviene su nombre) así como los poblados de Casa Blanca Cojimar y Guanabacoa. A pesar de que esta formación fue reconocida en un área bastante amplia, los autores antes mencionados no pudieron establecer una localidad tipo, debido a que no observaron el corte completo en ninguno de los afloramientos; fue definida a través de varias localidades donde estaban bien expuestos los distintos niveles de dicha formación.

Esta unidad litoestratigráfica ha sido redescrita por diferentes autores, como De Albear y Iturralde (1977), Piotrowska en Piotrowska et al. (1981), Flórez (1983) y Gil en Linares et al. (1985); aunque sin aportes significativos respecto a la edad, estos autores aportaron valiosos datos sobre su composición litológica y sus afloramientos y definieron diferentes estratotipos que han sido recogidos en el Léxico Estratigráfico de Cuba. Originalmente, la formación Vía Blanca fue subdividida por su litología y edad en los siguientes miembros:

- Campaniano (Miembros Calizas Bacuranao, Conglomerados Bahía y Río Piedras)
- Maastrichtiano inferior (Miembros Calcilutitas, Conglomerado Vía Blanca y Schoolhouse)

Esta subdivisión fue invalidada por Franco et al. (1992) durante los trabajos del Léxico Estratigráfico de Cuba, redefiniendo las localidades-tipo de los mismos como las esta formación.

La Formación Vía Blanca está representada litológicamente por secuencias de tipo flysch compuesta por argilitas, limolitas, areniscas, calcarenitas, calizas detríticas, arcillas y tufitas que se interrumpen en algunas zonas por la aparición de conglomerados polimícticos, de matriz arenosa y arcillo arenosa. En algunas regiones se desarrollan paquetes olitostrómicos policomponentes. Su espesor oscila entre los 500 y 800 m. Estas secuencias afloran también en diferentes regiones de las provincias de Pinar del Río y Matanzas y están representadas por una rica asociación micropaleontológica donde dominan los foraminíferos y radiolarios.

En el presente trabajo, se estudia el contenido micropaleontológico de las diferentes localidades de Brönnimann y Rigasi y de la localidad-tipo de la Formación Peñalver (unidad suprayacente), basándonos fundamentalmente en foraminíferos. Esta revisión permitió estudiar el contacto entre las formaciones Vía Blanca y Peñalver (Fig.1), arrojando importantes datos sobre la edad de ambas.

Materiales y Métodos

Se revisaron todos los cortes de Brönnimann y Rigasi (1963) de la parte alta de la Formación Vía Blanca. Se realizó un muestreo de reconocimiento en la localidad de Avenida Monumental entre Vía Blanca y la Autopista Nacional, tomándose alrededor de 8 muestras, en los últimos 2 m de la formación. Este corte se corresponde precisamente con la localidad-tipo de la



Formación Peñalver, unidad que sobreyace a la Formación Vía Blanca (fig. 1). La parte alta de la Formación Vía Blanca está siendo revisada en colaboración con micropaleontólogos de la Universidad de Zaragoza (España) gracias a las investigaciones que se están realizando actualmente sobre el límite Cretácico-Terciario en Cuba.

Las muestras de rocas deleznales fueron procesadas por el método del levigado, que consiste en disgregar la roca con ayuda de H_2O_2 , lavar el residuo con r detalle morfológico en la identificación de las diferentes especies de foraminíferos planctónicos de 63 y 100 micras y secarlo con un horno a menos de 50°C. Las muestras de rocas duras fueron procesadas por el método de sección delgada. Para la obtención de un mayónico, se utilizó un microscopio electrónico de barrido y fotomicrografías. En el caso de secciones delgadas se utilizó un microscopio de luz transmitida.

Resultados y Discusión

Brönnimann y Rigasi (1963) sugirieron que la parte alta de la Formación Vía Blanca pertenecía al Maastrichtiano inferior. Sin embargo, analizando los conjuntos faunales reportados por ellos en este intervalo estratigráfico, existen claras evidencias de su edad Maastrichtiano superior por la presencia de las siguientes especies índices: *Pseudoguembelina excolata* (Cushman), *Rugoglobigerina macrocephala* Brönnimann, *Rugoglobigerina scotti* Brönnimann y *Gansserina gansseri* (Bolli). Estas especies fueron determinadas en las estaciones Baughman Station 1761 y Sisson Station 203 y en el perfil BR- 1054-1062, y consideradas como pertenecientes al Maastrichtiano inferior (Fig. 2).



El tope de la Formación Vía Blanca en el corte de la Avenida Monumental está constituido litológicamente por un flysch de lutitas, areniscas de diferentes granulometrías, calizas y margas (Fig. 3). En el mismo fue determinada la presencia de *Abathomphalus mayaroensis*, *Pseudoguembelina haraiensis* y *Plummerita hantkeninoides* (Brönnimann), correspondientes a la biozona *Abathomphalus mayaroensis*. *P. hantkeninoides* está considerada como indicadora de los últimos 200 000 años del Maastrichtiano, correspondiente a la subzona del mismo nombre. *Pseudoguembelina haraiensis* ha sido identificada en Cuba por primera vez. Además, *Plummerita hantkeninoides* ha sido identificada también por primera vez en la unidad litoestratigráfica estudiada. Esta última especie fue identificada anteriormente por A. Pszczolkowski (1992) en muestras de pozos de la Formación Cacarajicara, en la provincia de Pinar del Río.

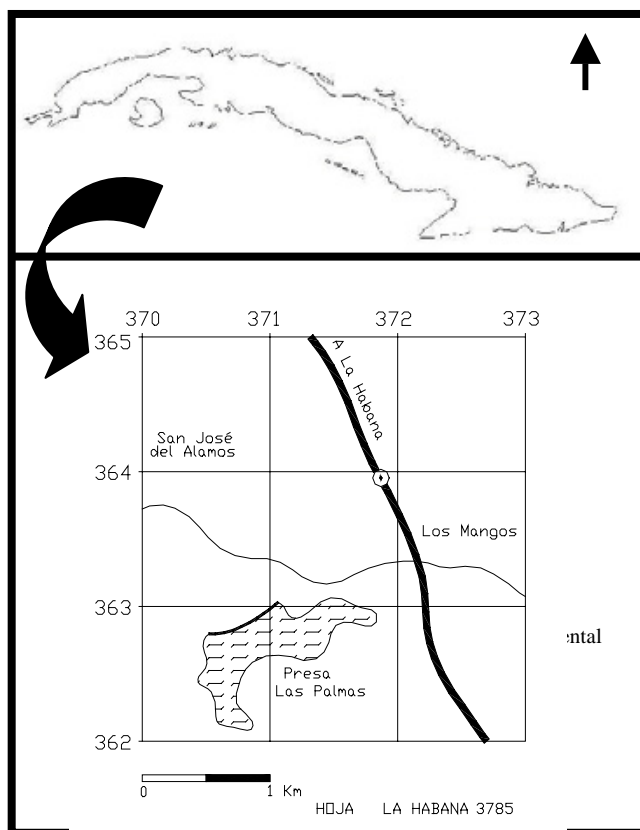


Fig. 3 Localización del corte de la Formación Vía Blanca, en la Avenida Monumental, objeto de reevaluación micropaleontológica.

Contusotruncana contusa es una especie abundantemente representada en la Formación Vía Blanca y ha sido utilizada corrientemente en Cuba como índice del Maastrichtiano superior. Sin embargo, en la actualidad, el límite Campaniano/Maastrichtiano ha sido redefinido por la Comisión Internacional de Estratigrafía, la cual ha aceptado la propuesta de Odin et al. (2001). Se ha decidido situar este límite coincidiendo con los primeros registros de ***Contusotruncana contusa*** y ***Rugoglobigerina scotti***, por lo que la distribución estratigráfica de ***Contusotruncana contusa*** abarca ahora todo el Maastrichtiano. Caron (1985) consideró también a ***C. contusa*** como marcadora de este límite, localizándolo sobre la parte media de la Biozona de ***Gansserina gansseri*** (En Bolli et al., 1985). No obstante, aún cabe la posibilidad de que ***C. contusa***, al igual que las especies de ***Racemiguembelina***, apareciera en Cuba más tardíamente, en el Maastrichtiano superior, aunque esta posibilidad regional debe ser comprobada.

Además de las especies del Maastrichtiano superior la asociación micropaleontológica reportada para esta formación incluye la presencia de:

Foraminíferos planctónicos

***Globotruncanella havanensis*, *Contusotruncana contusa*, *Contusotruncana fornicata*, *Racemiguembelina fruticosa*, *Globotruncanella cf. petaloidea*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncanella stuarti*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana bulloides*, *Globotruncana aegyptiaca*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanella stuartiformis*, *Pseudotextularia elegans* y *Archaeoglobigerina cretacea*.**

Foraminíferos bentónicos

***Omphalocyclus macroporus*, *Historbitoides kozaryi*, *Orbitoides tissoti*, *Orbitoides apiculata*, *Pseudorbitoides israelskyi*, *Orbitocyclina* sp., *Vaughanina cubensis*, *Sulcoperculina dickersoni*, *Sulcoperculina globosa*, *Chubbina cardenasensis*, *Asterorbis cubensis*, *Smoutina bermudezi*, *Accordiella conica*, *Sulcorbitoides pardoii*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Sulcoperculina angulata*, *Pararotalia tuberculifera*.**

Es muy común encontrar esta asociación micropaleontológica abundante redepósito de diferentes edades dentro de Cretácico, como corresponde a secuencias tubidíticas. Las especies más comúnmente reportadas son: ***Marginotruncana marginata*, *Schackoina cenomana*, *Ticinella roberti*, *Rotalipora cushmani*** así como ***Nannoconus* s.l.**



COLUMNA BIOESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN VÍA BLANCA SEGÚN BRONNIMANN Y RIGASI (1963)

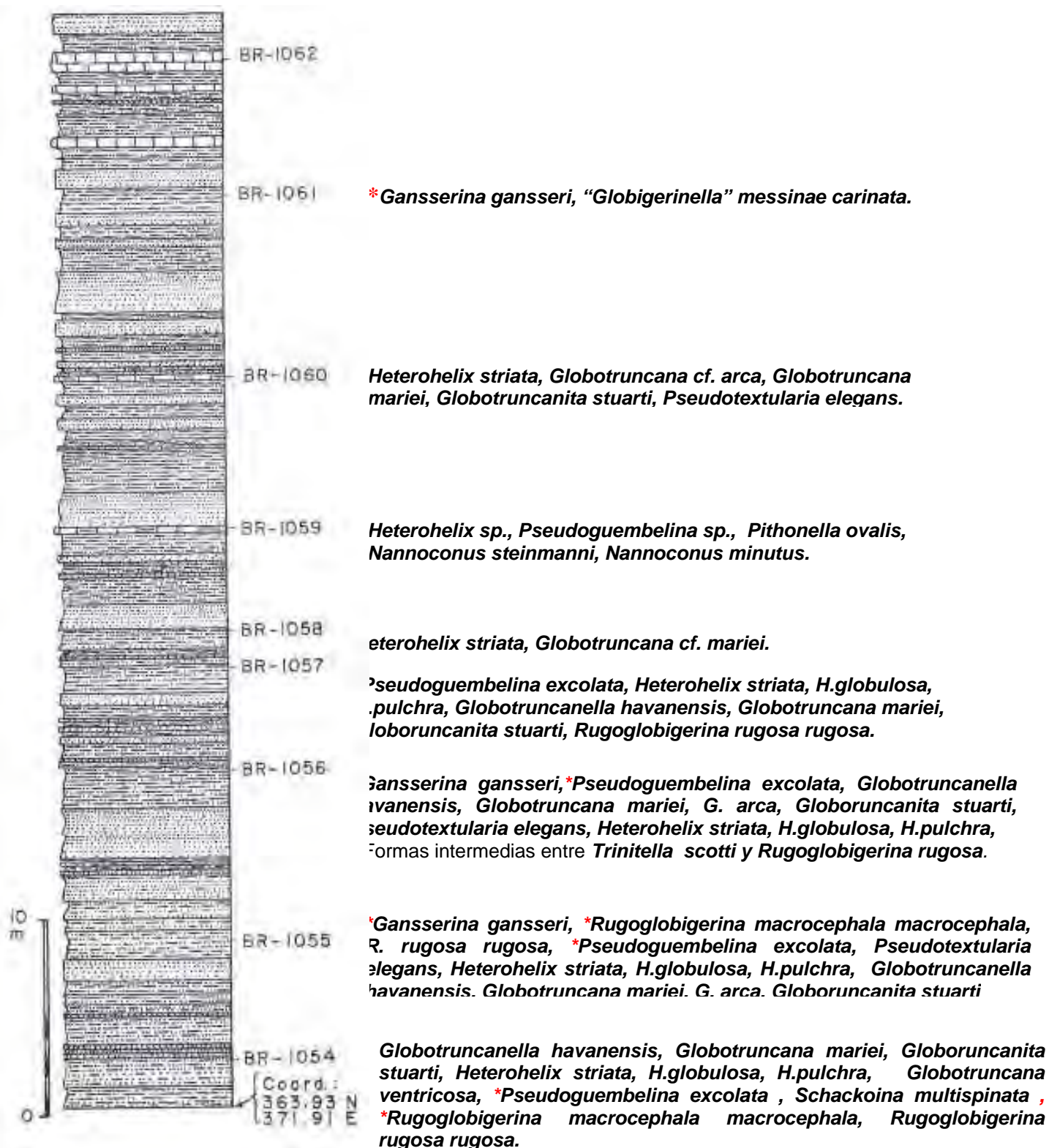


Fig. 2 , Columna de la parte superior de la Formación Vía Blanca, Biozona *Gansserina gansseri*.
(*) especies índices del Maastrichtiano Superior.



Conclusiones

- Se reporta por primera vez para Cuba la presencia de ***Pseudoguembelina hariaensis*** como especie índice del tope del Maastrichtiano.
- Se reporta por primera vez la presencia de ***Plummerita hantkeninoides*** en la Formación Vía Blanca, como especie índice de los 200 000 últimos años del Maastrichtiano.
- Se extiende la edad de la Formación Vía Blanca hasta el Maastrichtiano superior por los nuevos reportes micropaleontológicos, basados fundamentalmente en foraminíferos planctónicos.

Referencias bibliográficas

- Albear, J. F. de, Iturralde, M. A., Carasou, G., Mayo, N. A., Peñalver, L. L., 1977. Memoria explicativa del mapa geológico escala 1: 250 000 de las provincias de La Habana, Inst. Geol. Paleont., Acad. Cienc. Cuba, La Habana (inédito).
- Arz, J.A. y Molina, E., 2002. Bioestratigrafía y cronoestratigrafía con foraminíferos planctónicos del Campaniense superior y Maastrichtiense de latitudes subtropicales y templadas (España, Francia y Tunicia). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*. 224(2): 161-195.
- Bronnimann, P. and Rigassi, D., 1963. Contribution to the Geology and Paleontology of the Area of the City of Havana, Cuba, and its Surroundings. *Eclogae Geol. Helv.*, 56(1): 13-480
- Caron, M. Cretaceous planktic foraminifera en: Bolli et al., 1985. En: *Plankton Stratigraphy*, Cambridge University Press, p 17-86.
- Florez, E., 1983. Radiolarios de algunas formaciones del Cretácico- Paleógeno Inferior de Cuba occidental. *Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 7: 3-36.
- Franco, G. et al., 1992: Léxico Estratigráfico de Cuba. Instituto de Geología y Paleontología. Minbas. La Habana (inédito)
- Linares, E., Osadchy, P., Dohnia, A., Gil, S., García, D., García, L., Zuazo, A., González, R., Bello, V., Brito, A., Villalvilla, L., Eguipko, O., Evdokimov, Y., Fonseca, E., Furrázola, G., Hernández, J., Judoley, C.M., Kondakov, L., Markovskiy, A., Norman, A., Pérez, M., Peñalver, L., Tijomirov, I., Tijomirov, V., Vtulochkin, A., Vergara, F., Zagoskin, A., Zelepuguin, V. 1985. Mapa geológico de la República de Cuba, escala 1: 500 000. Centro de Investigaciones Geológicas. Minist. Indust. Bas., La Habana.
- Molina, E., Arenillas, I., Arz, J. A., Díaz, C., García, D., Meléndez, G. y Rojas, R., 2002. Micropaleontología, Cronoestratigrafía y Sedimentología del límite Cretácico/Terciario en el Noroeste de Cuba. *Geogaceta*, 32: 281-284.
- Nederbragt, A., 1991: Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelidae (Planktic Foraminifera). *Micropaleontology*, 37(4): 329-372.
- Odin, G. S., Arz, J. A., Caron, M., Ion, J. & Molina, E., 2001. Planktonic foraminifera across the Campanian-Maastrichtian boundary at Tercis-les-Bains; Synthetic view and global correlative potential. En: The Campanian-Maastrichtian stage boundary: characterisation at Tercis les Bains (France) and correlation with Europe and other continents. (ODIN G. S, Ed.) IUGS Spec. Publ. (Monograph) ser., 36 and Developments in Palaeontology and Stratigraphy, 19, Elsevier Amsterdam, 379-395.
- Piotrowska, K., Pszczolkowski, A., Piotrowski, J., Myczynski, R., Rudnicki, J., Kusniarski, N., Peñalver, L. L., Franco, G., Pérez, N. Y Albear, J. F. de, 1981. Texto explicativo para el mapa geológico a escala 1: 250 000 de la provincia de Matanzas. Brigada Cubano- Polaca. Inst. Geol. Paleont., Minist. Indust. Bas., La Habana (inédito).
- Pszczolkowski, A., E. Pérez, D. García, 1992. Late Maastrichtian foraminifers, glass fragments and evidences for violent erosion near the K/T boundary in western Cuba. *Resúmenes 13 Conferencia Geológica del Caribe, Pinar del Río, Cuba*.
- Takayama, H., Tada, R., Matsui, T., Iturralde-Vinent, M. A., Oji, T., Tajika, E., Kitokawa, S., García, D., Okada, H., Hasegawa, T. y Toyoda, K. , 2000. Origin of the Peñalver Formation in northwestern of Cuba and its relation to the K/T boundary impact event. *Sedimentary Geology*. 135: 295-320

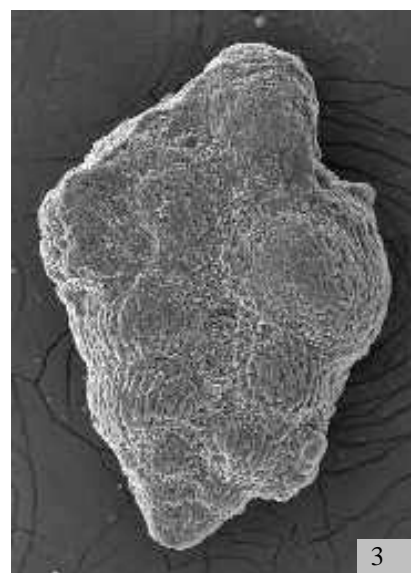
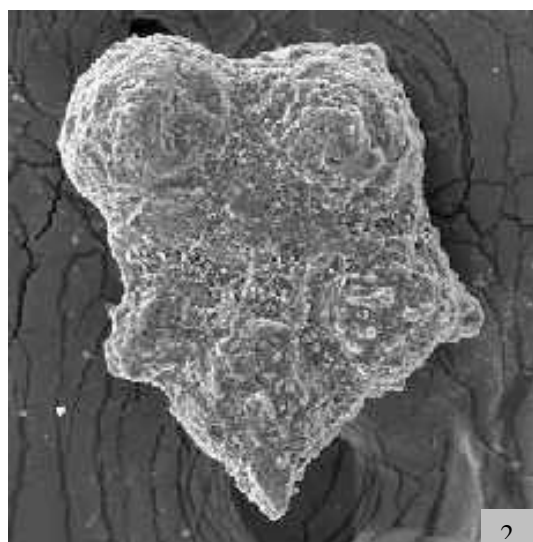
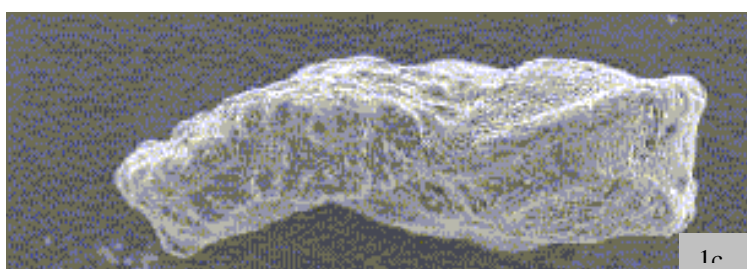
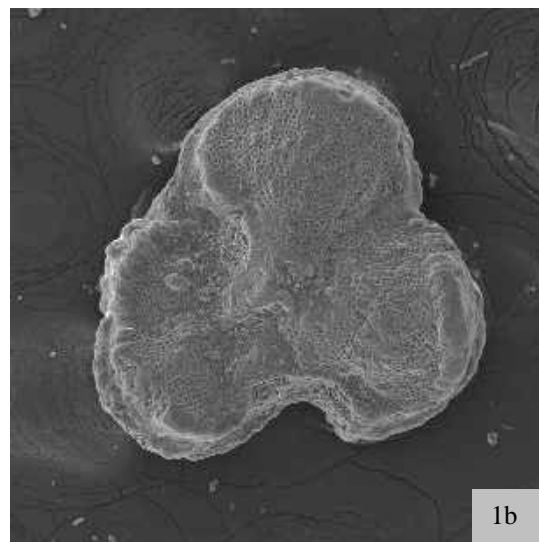
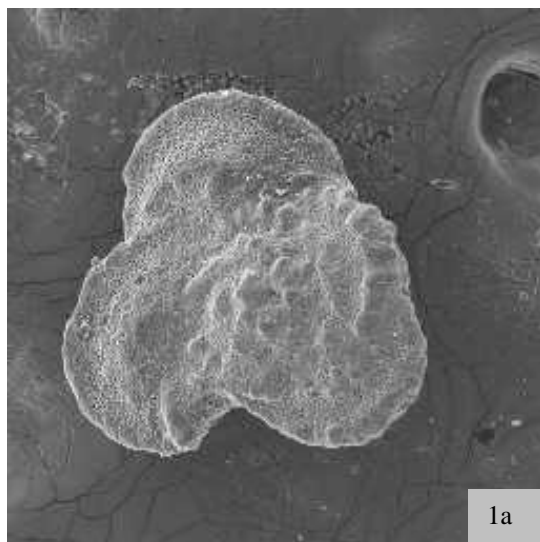


Fig 4. (1) *Abathomphalus mayaroensis* X 170: (1a) vista dorsal, (1b) vista ventral y (1c) vista axial . (2) *Plummerita hantkeninoides* X 250. (3) *Pseudoguembelina hariaensis* X 170.



CARACTERIZACIÓN BIOESTRATIGRÁFICA DE LA FORMACIÓN LA JÍQUIMA

Santa Gil González, Consuelo Díaz Otero y Raisa Delgado Damas

Instituto de Geología y Paleontología, Vía Blanca y Carretera Central s/n. San Miguel del Padrón. CP 11 000. Ciudad Habana. Cuba. Telf. 55-7232, 98-8404, e-mail: igpcnig@ceniai.inf.

RESUMEN

La Formación La Jíquima está caracterizada por sedimentos turbidíticos que cubren discordantemente a rocas del arco volcánico cretácico y del complejo ofiolítico, exponiéndose al noreste de la provincia de Holguín en Cuba Oriental.

Inicialmente a esta unidad le fue asignada una edad Cretácico Superior Campaniano-Maastrichtiano (E. Nagy et al. 1976) dada la presencia del género ***Sulcoperculina*** sp., como único taxón índice.

En la última versión del Léxico Estratigráfico de Cuba (C. Díaz et al., 2000) se reporta microfauna de nannoplancton calcáreo corroborándose la edad anterior mediante especies índices de este grupo taxonómico. Incluyendo además a la ***Globotruncanita stuarti*** como único foraminífero plántonico.

En ninguno de los casos anteriores se reportan especies índices que indiquen el tope del Maastrichtiano.

Basado en el estudio de varias localidades y de un análisis detallado de las muestras se hace un aporte al récord paleontológico de la unidad en muestras de superficie, fundamentalmente en asociaciones de foraminíferos plántonicos que contienen especies que caracterizan el Campaniano-Maastrichtiano Inferior como ***Heterohelix globulosa***, ***Globotruncana bulloides***, ***Globotruncana lapparenti***, ***Globotruncana linneiana***, y aquellas que datan la parte alta del Maastrichtiano Superior como, ***Abathomphalus mayaroensis***, ***Racemiguembelina fructicosa*** y ***Globotruncanita conica*** (biozona ***Abathomphalus mayaroensis-Plummerita hantkeninoides***). Estas últimas permiten extender la edad de la formación hasta el tope del Maastrichtiano Superior.

ABSTRACT

The Jíquima Formation is characterized by turbiditic sediments covering discordantly to the cretácic volcanic arch and to the ophiolite complex rocks, and is exposed at the northeast of the Holguín Province in Eastern Cuba.

Initially E. Nagy (1976) assigned to this unit an Upper Cretaceous Campanian -Maastrichtian age due to presence of the genus ***Sulcoperculina*** sp., as unique index taxon (E. Nagy et al. 1976)

In the last version of the Cuban Stratigraphic Lexique (C. Diaz et al., 2000) a microfauna of calcareous nannoplankton is reported being corroborated the previous age by means of index species of this taxonomic group, also including the ***Globotruncanita stuarti*** like unique planktic foraminifer.

In none of the previous cases are reported index species pointing to the top of the Maastrichtian.

Based from several studied localities and of a detailed analysis a contribution is made to the paleontologic record of the unit in surface samples, fundamentally in planktic foraminifer associations that contain species that characterize the Campanian- Lower Maastrichtian as ***Heterohelix globulosa***,



Globotruncana bulloides*, *Globotruncana lapparenti*, *Globotruncana linneiana, and those that date the Uppermost Maastrichtian as, ***Abathomphalus mayaroensis*, *Racemiguembelina fructicosa* and *Globotruncanita conica* (*Abathomphalus mayaroensis*- *Plummerita hantkeninoides* biozones)**. The last ones allow extending the age of the formation until Upper Maastrichtian top.

INTRODUCCIÓN

La Formación La Jiquima aflora en la parte meridional y central del anticlinorio Holguín Cuba Oriental, (L. Pentelenyi et al., 1988).

Esta unidad fue originalmente descrita por E. Nagy, 1976 como un miembro de areniscas estratificadas de grano fino y medio bien seleccionadas de la Formación Iberia de origen vulcanógeno- sedimentario. La fauna descrita no es abundante y por la presencia del género ***Sulcoperculina* sp.** se le adjudica una edad probable Campaniano-Maastrichtiano.

En los trabajos de levantamiento geológico a escala 1:50 000 en la provincia de Holguín en 1988 se eleva al nivel de formación y es subdividida en dos miembros uno inferior silico-clástico de edad Campaniano- Maastrichtiano y donde predomina la presencia de conglomerados en diferentes niveles, un miembro superior carbonatado denominado Algarrobo compuesto por diferentes tipos de calizas de edad Maastrichtiano.

Los datos de microfauna, así como la caracterización litológica de los miembros, provienen fundamentalmente de datos de pozos donde se describen numerosas especies de nannoplancton calcáreo y también de foraminíferos planctónicos siendo las especies más frecuentes ***Globotruncana arca*, *Radotruncana calcarata* y *Globotruncanita stuarti*.**

En el Léxico Estratigráfico de Cuba es aprobado el rango de formación pero sin subdivisiones, no se hace alusión al autor de la redesccripción ni a la fuente. No se reportan los conglomerados y la secuencia litológica descrita es del tipo de un flysch medial o distal.

En los corte estudiados para la caracterización bioestratigráfica se revela con claridad el carácter turbidítico de la formación razón por la cual aparecen numerosos redepósitos en el contenido fosilífero de las muestras sobre todo en las del Maastrichtiano tope aunque no en todos los casos (DG-637) fueron reportados por el micropaleontólogo (Efecto Signor-Lipps en J. A. Arz et al., 2000).

La ubicación estratigráfica de las muestras en los cortes permite precisar la presencia de las biozonas del Cretácico Superior Maastrichtiano Superior ***Abathomphalus mayaroensis*- *Plummerita hantkeninoides*** con su característica asociación fosilífera

MATERIALES Y MÉTODOS

Se analizaron paleontológicamente 32 muestras tomadas en las siguientes localidades: Naranjo(X=528,150 Y=257,975 4878-I), Río Almirante(X=566, 550 Y=254 550 4978-I), Alcalá(X=566 775 Y=254 450 4978-I), Algarrosa (X=567 675 Y=254 100 4978-I), Taita Roque(X=592 450 Y=259 800 5078-IV), Tacajó(X=592 500 Y=259 600 5078IV), Cerrito(X=595 250 Y=259 800 5078 IV), El Progreso(X=596 350 Y=260 450 5078IV).

Fueron estudiados dos cortes de forma detallada (figs. 1y2) teniéndose en cuenta la posición estratigráfica de las muestras colectadas. Del total de muestras 14 fueron analizadas por el método de sección delgada y 18 por el método de lavado.



La determinación del hémoro de las especies de foraminíferos fue tomada de W.V. Sliter(1989, 1994) y M. Caron (1985). Se utilizó la zonación bioestratigráfica propuesta por Sliter en 1994 en trabajo inédito y publicada en I. Premoli Silva y W. V. Sliter (1995) teniéndose en consideración además la biozona de **Plummerita hantkeninoides** establecida por Ion(1993) para el tope del Maastrichtiano (tabla I) y asumida por J.A.Arz et al.(2000) en sus trabajos sobre el límite Cretácico-Terciario.

CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA

La Formación La Jíquima esta constituida por rocas silicoclástica hasta carbonatadas de carácter turbidítico y cuya fuente de aporte fueron las rocas del arco volcánico cretácico y el complejo ofiolítico sobre los cuales descansan discordantemente.

Es característica en ella la presencia de semiciclos donde las rocas transicionan gradualmente de granulometría gruesa a fina, representada por conglomerados polimícticos, areniscas, limolitas, lutitas margas y calizas arcillosas los cuales se repiten rítmicamente en el corte de la unidad aunque algunas de estas litologías puedan estar ausentes, aveces suelen verse de forma aislada los paquetes de conglomerados. La estratificación puede ser de muy gruesa a masiva a media y fina por lo que en esta unidad esta presente los flysch de tipo proximal, medial y distal. Un ejemplo de este último lo constituye el corte DG-637(Fig. 2)

El corte DG 637 es una secuencia terrígena bien estratificada compuesta por arenisca polimíctica de color pardo de hasta 15 cm de espesor, limolitas polimícticas parduzcas con espesor de hasta 5cm y calizas gris crema, espesor de hasta 10 cm. Todo el corte tiene un carácter flyschoides. También argilitas de color crema-parduzco, polimícticas, con espesores de hasta 3 cm.. El cambio de una granulometría a otra es gradual, no se observan las superficies de estratificación. Hay transición lateral entre los diferentes tipos de litologías

CONTENIDO FOSILÍFERO

Como resultado del estudio micropaleontológico se relacionan los diferentes grupos taxonómicos detectados en las muestras, donde el papel predominante le corresponde a los foraminíferos planctónicos y sobre los cuales conjuntamente con los foraminíferos bentónicos se basa la datación por edad

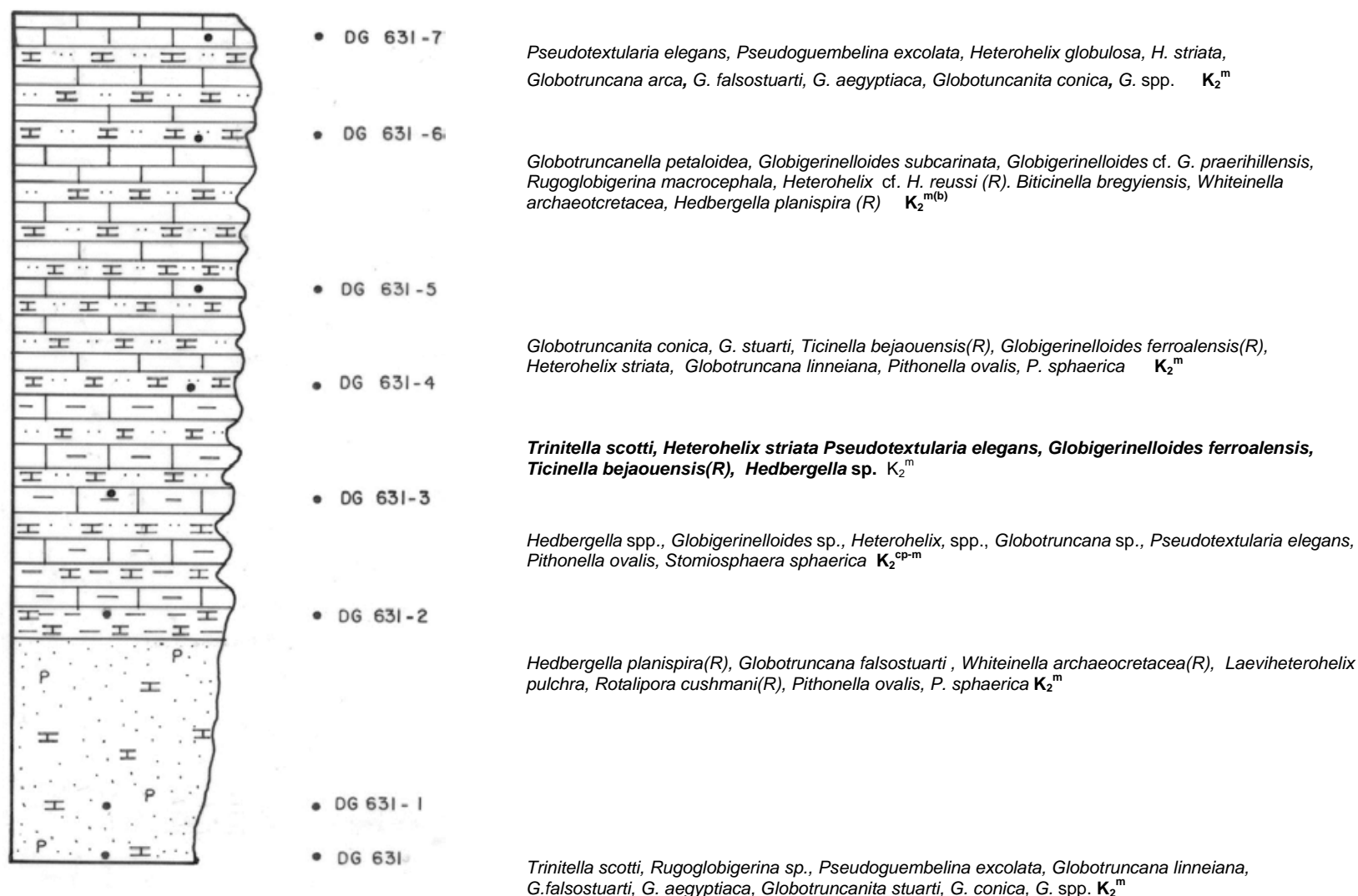
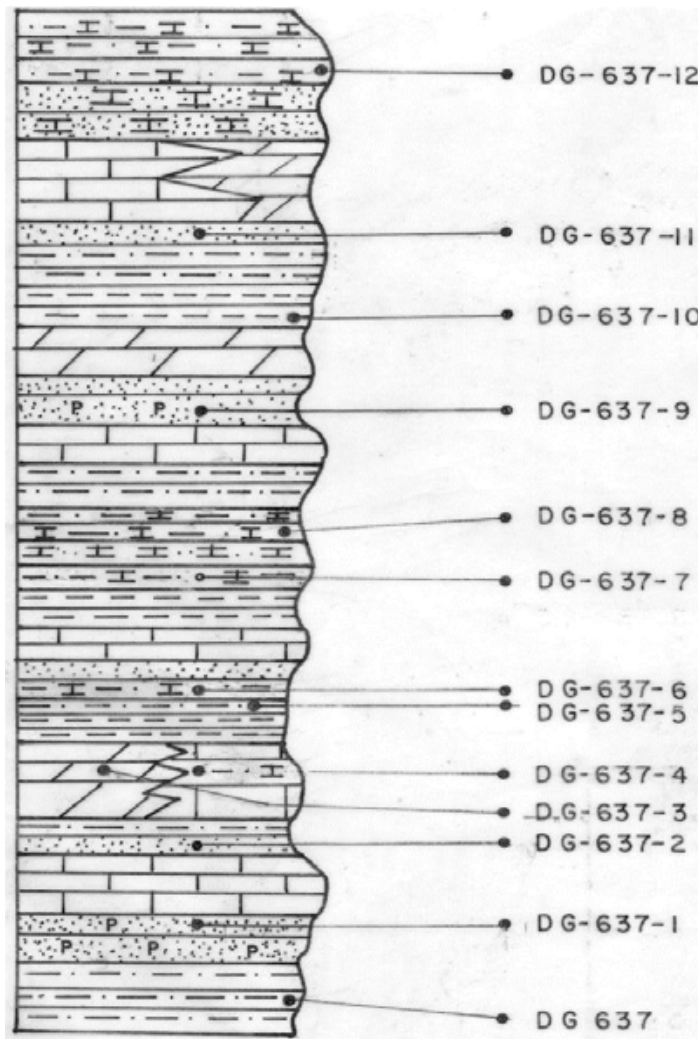


Figura 1. Corte de la Fm La Jíquima a 1 Km al SE del poblado de Taita Roque (X:592 450, Y:259 800 Hoja Top.:5078-II).
Escala 1:200



Foraminíferos. **Indet**

Foraminíferos bentónicos. **Indet**

Pseudotextularia elegans, *Contusotruncana contusa*, *Heterohelix* spp., *Abathomphalus mayaroensis*, *Globotruncana conica*, *Globotruncana linneiana*, *Globotruncana falsostuarti*, *Rugoglobigerina* sp., *Rugotruncana* sp., *Nodosaria* spp., espinas de equinodermos. $K_2^{m(b)}$

Heterohelix globulosa, *H. spp.*, *Abathomphalus mayaroensis*, *Globotruncana conica*, *Globotruncana linneiana*, *G. arca*, *Radotruncana calcarata*(R), *Rugoglobigerina* sp., *Rugotruncana* sp., Foraminíferos bentónicos pequeños. K_2^m

Moldes. **Indet**

Estéril. **Indet**

Moldes escasos de Radiolarios. **Indet**

Heterohelix globulosa, *H. navarroensis*, *H. spp.*, *Globotruncana arca*, *G. lapparenti*, *Contusotruncana fornicata*, *Sulcoperculina dickersoni*, frag. de *Nodosaria*. K_2^{cp-m}

No fósiles. **Indet.**

Heterohelix spp., *Globotruncana arca*, *G. lapparenti*, *Contusotruncana fornicata*. K_2^{cp-m}

Pseudotextularia elegans, *Heterohelix globulosa*, *H. navarroensis*, *Globotruncana arca*, *Globotruncana stuartiformis*, *Contusotruncana fornicata*, *Sulcoperculina dickersoni*. K_2^{cp-m}

Heterohelix globulosa, *Globotruncana arca*, *G. lapparenti*, *Archaeoglobigerina blowi*.

Figura 2. Corte de la Fm La Jíquima a 2 Km al W del poblado El Progreso (X:596 350, Y:260 450 Hoja Top.:4878-IV). Escala1:200



Dentro de los foraminíferos planctónicos abundan notablemente las especies índices del Maastrichtiano sobre todo del Maastrichtiano Superior edad que arrojan los cortes DG-631y DG-637 (Fig.1y2). Dado el carácter turbidítico de estos sedimentos conjuntamente con los taxones índices y fauna acompañante aparecen numerosos redepósitos incluido del Campaniano Superior representados por la especie ***Radotruncana calcarata*** y otros de edades más viejas dentro del propio Cretácico.

La edad Campaniano- Maastrichtiano esta dada por la presencia de géneros y especies índices de foraminíferos bentónicos y algunos foraminíferos planctónicos como ***Globotruncana linneiana***. en cortes aislados no existe una representatividad paleontológica que especifique la edad campaniana y mucho menos que la parte alta de la misma.

Según L. Pentelényi, 1988 Jakus por las determinaciones de nannoplancton calcáreo se puede datar la formación de Campaniano Medio-Superior - Maastrichtiano. Edad que no ha podido corroborarse fielmente para la parte baja de la formación con los resultados obtenidos.

Foraminíferos Planctónicos

Pseudotextularia elegans (Rzehak), ***Contusotruncana fornicata*** (Plummer), ***C. contusa*** (Cushman), ***Abathomphalus mayaroensis*** (Bolli), ***Racemiguembelina fructicosa*** (Egger), ***Heterohelix globulosa*** (Ehrenberg), ***H. navarroensis*** Loeblich, ***H. striata*** (Ehrenberg), ***Laeviheterohelix pulchra*** (Brotzen) fide Nederbragt 1991, ***Pseudoguembelina excolata*** (Cushman), ***Globotruncanita stuartiformis*** (Dalbiez), ***G. stuarti*** (de Lapparent), ***G. cónica*** White, ***G. spp.***, ***Globotruncana arca*** (Cushman), ***G. lapparenti*** Brotzen, ***G. bulloides*** Vogler, ***G. linneiana*** (d'Orbigny), ***G. aegyptiaca*** Nakkady, ***G. falsostuarti*** Sigal, ***G. spp.*** ***Radotruncana calcarata*** (Cushman), ***Globotruncanella petaloidea*** (Gandolfi), ***Rugoglobigerina hexacamerata*** Bronniman, ***R. macrocephala*** Bronnimann, ***R. spp.***, ***Trinitella scotti*** Bronnimann, ***Archaeoglobigerina blowi*** Pessagno, ***Rugotruncana*** sp., ***Globigerinelloides subcarinata*** (Bronnimann), ***G.cf. G. praerihillensis*** Pessagno.

Foraminíferos bentónicos

Sulcoperculina dickersoni (Palmer), ***S. sp.***, ***Pseudorbitoides*** sp., ***Orbitoides*** sp., ***Miliolidae***, ***Alveolinidae***, ***Valvulaminidae***, ***Nodosaria*** sp., Foraminíferos bentónicos pequeños

Radiolarios

Pseudoalophacus floresensis, ***P. velseitigus***, ***Crucella esparetoensis***, ***Crucella*** sp., ***Cryptamphorela sphaerica***, ***Cenosphaera mammilata***, ***Archaeopongopium andersoni***, ***Amphipindax enesseei***, ***Dyctiomitra multicostata***, ***Patellula verteroensis***

Incertae sedis

Pithonella sphaerica

Pithonella ovalis

Otros fósiles

Algas coralinas

Ostrácodos

Redepósitos

Foraminíferos planctónicos

Heterohelix cf.H. reussi (Cushman) Cretácico Superior Turoniano-Santoniano.

Biticinella bregyiensis (Gandolfi) Cretácico Inferior Albiano.

Whiteinella archaeocretacea Pessagno Cretácico Superior Cenomaniano-Turoniano



Hedbergella planispira (Tappan) Cretácico Superior Aptiano Superior-Coniaciano Inferior.
Ticinella bejaouaensis Moullade Cretácico Superior Aptiano Superior-Albiano Inferior.
Globigerinelloides ferrolensis (Moullade) Cretácico Superior Aptiano Superior-Albiano Inferior.
Rotalipora cushmani (Morrow) Cretácico Superior Cenomaniano Superior.
Radotruncana calcarata (Cushman) Cretácico Superior Campaniano Superior

BIOESTRATIGRAFIA

Hasta el momento los estudios anteriores se limitaron a dar un listado fosilífero mas o menos abundante, sin establecer una relación con las unidades bioestratigráficas correspondiente. La ocurrencia frecuente de **Abathomphalus mayaroensis**, **Racemiguembelina fructicosa**, **Contusotruncana contusa**, **Globotruncanita conica**, **Rugoglobigerina macrocephala** indican la presencia de las biozonas de **Abathomphalus mayaroensis** y **Plummerita hantkeninoides** (Fig. 2) pudiendo abarcar también según Sliter, 1994 también la biozona **Contusotruncana contusa-Racemiguembelina fructicosa** (fig 1) todas representativas del Maastrichtiano Superior y compuesta por las siguientes especies:

Abathomphalus mayaroensis(*), **Contusotruncana contusa**(*), **C. fornicata**, **Globotruncanita conica**(*), **G. stuartiformis**, **G. falsostuarti** **Globotruncana aegyptiaca**, **G. linneiana**, **G. arca**, **G. lapparenti**, **Rugotruncana** sp., **Heterohelix globulosa**, **H. navarroensis**, , **Pseudoguembelina excolata**, **Globotruncanella petaloidea**, **Globigerinelloides subcarinatus**, **Globigerinelloides** cf. **G. praerihillensis**, **Rugoglobigerina macrocephala**, **Trinitella scotti**, **Racemiguembelina fructicosa**(*), **Pseudotextularia elegans**, **Laeviheterohelix pulchra**, **Sulcoperculina dickersoni**.

(*)Especies índices del Maastrichtiano Superior.

CONCLUSIONES

- Se corrobora la equivalencia facial y temporal de La Formación La Jíquima con la Formación Vía Blanca de Cuba Occidental, tanto litológicamente como por su contenido faunal.
- Fue enriquecido el reporte paleontológico de foraminíferos planctónicos y bentónicos en muestras de superficie.
- Es establecida con mayor precisión la asociación faunística de las biozonas **Abathomphalus mayaroensis** y **Plummerita hantkeninoides** para el tope del Maastrichtiano.
- No se encontraron especies índices de foraminíferos planctónicos que caractericen el Campaniano Superior o el Maastrichtiano bajo



BIBLIOGRAFÍA

- Arz, J.A., I. Arenillas, E. Molina, R. Sepúlveda, 2000. La estabilidad evolutiva de los foraminíferos planctónicos en el Maastrichtiense Superior y su extinción en al limite Cretacico/Terciario de Caravaca, España. *Revista Geológica de Chile*, 27(1): 27-47.
- Caron M., 1985. Cretaceous planktic foraminifera, en: *Plankton Stratigraphy* (ed.H. M. Bolli, J. B. Saunders y K. Perch-Nielsen) Cambridge University Press, p.17-86.
- Díaz, C et al., 1992. *Lexico Estratigrafico de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología. Ministerio Ind. Básica
- Franco G. L. et al., 1992. *Léxico Estratigráfico de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología, Ministerio Ind. Básica, La Habana (inédito).
- Nagy E., K. Brezsnysanszky, A. Brito, D. Coutin, F. Formell, P. Gyarmati, P. Jakus, GY.Radocz, 1976. Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000.
- Nagy E., Brito A., P. Jakus, P. Gyarmati, K. Brezsnysanszky, G.L. Franco, G.Y., Radocz, N. Pérez, F. Formell, Albear J. F., Torre, A. de la., 1983. *Contribución a la geología de Cuba Oriental*. Editorial Científico Técnica. 273 p.
- Nederbragt A. J., 1991. Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelcidae (planktic foraminifera). *Micropaleontology*, 37(4):329-372.
- Pentelenyi L., E. García Leyva, 1988. Informe sobre los resultados del levantamiento geológico completo y búsqueda acompañante a escala 1:50 000 en el Polígono IV, CAME-Holguín.
- Premoli Silva I. and W.V. Sliter, 1995. Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubio, Italy. *Paleontographia Italica*, 82:1-89.
- Sliter, W.V., 1989. Biostratigraphic Zonation for Cretaceous Planktonic Foraminifers examined in thin section. *Journal of Foraminiferal Research*, 19 (1): 1-19.
- Sliter, W.V., 1994. Cretaceous planktic foraminifers examined in thin section. U.S. Geological Survey, California, USA. (inédito)



| CAMPAÑANO | | | | | | MAASTRICHTIANO | PISO |
|------------------------|-----------------------|--------------------------|------------------------|-----------------------|--------------------------|---------------------|---|
| Dicarinella asymetrico | Globotruncana elevata | Globotruncana ventricosa | Radotruncana calcarata | Globotruncanella hav. | Globotruncana aegyptiaca | Gansserina gansseri | Plummeria hantkaninoides Abathomphalus mayaroensis C. contusa- R. fructicosa Gansserina gansseri |
| ← | | | | | | | <i>Archaeoglobigerina blowi</i> |
| ← | | | | | | | <i>Contusotruncana fornicata</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globotruncana lapparenti</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globotruncana linneiana</i> |
| ← | | | | | | | <i>Heterohelix globulosa</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globigerinelloides prairiehillensis</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globotruncana arca</i> |
| ← | | | | | | | <i>Laeviheterohelix pulchra</i> |
| ← | | | | | | | <i>Heterohelix striata</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globotruncana bulloides</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globigerinelloides subcarinatus</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globotruncanita stuartiformis</i> |
| ← | | | | | | | <i>Pseudotextularia elegans</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globotruncana falsostuarti</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globotruncanita stuarti</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globotruncanella petaloidea</i> |
| ← | | | | | | | <i>Pseudoguembelina excolata</i> |
| ← | | | | | | | <i>Heterohelix navarroensis</i> |
| ← | | | | | | | <i>Rugoglobigerina hexacamerata</i> |
| ← | | | | | | | <i>Rugoglobigerina macrocephala</i> |
| ← | | | | | | | <i>Trinitella scotti</i> |
| ← | | | | | | | <i>Gansserina gansseri</i> |
| ← | | | | | | | <i>Globotruncanita conica</i> |
| ← | | | | | | | <i>Contusotruncana contusa</i> |
| ← | | | | | | | <i>Racemiguembelina fructicosa</i> |
| ← | | | | | | | <i>Abathomphalus mayaroensis</i> |

TablaI. Distribución estratigráfica de la asociación fosilífera de la Formación La Jíquima



LA FAJA CANGRE Y SUS RASGOS METAMÓRFICOS. PINAR DEL RÍO. CUBA.

***Esther M. Cruz Gámez⁽¹⁾; Walter Maresch⁽²⁾; Dámaso Cáceres Govea⁽¹⁾; Natalia Balcázar⁽²⁾
y Krebs Martín⁽²⁾***

⁽¹⁾Universidad de Pinar del Río. Calle Martí No. 270, Pinar del Río, Cuba, CP 20100.

E-mail: ecruz@geo.upr.edu.cu.

⁽²⁾Institut für Mineralogie Ruhr-Universität Bochum, Alemania. E-mail: Walter.v.maresch@ruhr-uni-bochum.de

RESUMEN

La Faja Cangre esta integrada por secuencias del margen continental pasivo de edad Jurásico-Cretácico Inferior, representadas principalmente por los depósitos terrígenos y metaterrígenos de las formaciones San Cayetano y Arroyo Cangre, que hacia la parte alta del corte dan paso a las secuencias carbonatadas metamorizadas de las formaciones Jagua y Guasasa.

Numerosas investigaciones han manifestado el carácter del metamorfismo que afecta una buena parte de estas secuencias, separadas en tres unidades tectónicas: Pino Solo, Mestanza y Cerro de Cabras. Lo han relacionado como un acontecimiento ocasionado por los cabalgamientos, una lineación mineral bajo condiciones de tensión, vinculado a una zona de subducción de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior tardío o también se ha indicado la existencia de dos eventos metamórficos independientes y con características diferentes, uno primario hidrotermal restringido a la Formación Arroyo Cangre y otro superpuesto al anterior relacionado con un acontecimiento anterior o con los inicios de los cabalgamientos y la posterior rotación del máximo stress compresivo.

Se constata la existencia de cuarzo-albita-moscovita-clorita-fengita en metapelitas de la Fm. San Cayetano, cuarzo-albita-fengita-clorita en las metabasitas de la Fm. Jagua, cuarzo-fengita-clorita-actinolita en las metapelitas de la Fm. Arroyo Cangre y glaucófana-hornblenda-albita-cuarzo-epidota-clorita-actinolita-zoicita en los metagabros de la Fm. Arroyo Cangre. Se plantea que las rocas de la Faja Cangre expresan varias facies metamórficas, donde fueron afectadas por relaciones de 550-600°C-<5 Kbar durante la facie transicional esquistos verdes-anfibolitas; por 450 (10⁰C)-aprox. 6 Kb en la facie de los esquistos glaucofánicos (parte baja) y por 450⁰C (10⁰C)-<5 Kbar en su proceso retrogrado.

Al parecer la Faja Cangre evidencia una evolución metamórfica compleja a lo que se le suma las imbricadas relaciones tectónicas de las secuencias debido a las deformaciones durante los eventos tectónicos ocurridos en el Paleoceno Superior-Eoceno Inferior; donde la Formación Arroyo Cangre tiene un mayor grado de metamorfismo que la distingue del resto de las formaciones integrantes de esta faja.

ABSTRACT

Cangre Belts exhibit passive continental margin sequences of age Jurassic-Lower Cretácico age, represented mainly by the terrigenous and metaterrigenous deposits of San Cayetano and Arroyo Cangre formations, a up in the sequence they develop into metamorphosed carbonated sequences of the Jagua and Guasasa formations.

Several authors revealed the character of the metamorphism that affects a great part of these sequences, which have been separated into three tectonic units: Pino Solo, Mestanza and Cerro de Cabra. The metamorphism is thought to be a result of thrusting as a mineral lineation by low tension, linked to Jurassic-low Cretaceous subduction, or the existence of two independent metamorphic events, one primary hidrotermal restricted to the Arroyo Cangre Formation and another superimposed related with the previous event or with the beginnings of thrusting and the later rotation of the maximum compressive stress.

Quartz-albite-muscovite-chlorite-fhengite in metapelites of San Cayetano Fm, quartz-albite-fhengite-chlorite in metabasites of Jagua Fm., quartz-fhengite-chlorite-actinolite in metapelites of Arroyo Cangre



Fm. and glaucophane-hornblende-albite-quartz-epidote-chlorite-actinolite-zoicite in metagabbros of the Arroyo Cangre Fm. are confirmed by the results. Cangre Belt have undergone several metamorphic facies as show by temperature and pressure relationship:

550-600°C-<5 Kbar-----transitional schists green-anfibolites facies

450 (10⁰C)-aprox. 6 Kb----- in the schists glaucophane facie (lowers parts)

450 (10⁰C)-<5 Kbar in its retrogrades process.

Apparently the Cangre Belt evidences a complex metamorphic evolution to what is added the imbricate tectonic relationships of the sequences, due to the deformations during the tectonic events in the Upper Paleocene-Lower Eocene; where the Arroyo Cangre Formation has a higher metamorphic degree that distinguishes it from the rest of the units within Cangre Belt.

Introducción

La Faja Cangre (FC) se localiza en la porción Sur de la Sierra de los Organos (fig. 1). Limita por el Norte con las Alturas de Pizarra del Sur, mientras por el Sur lo hace con la zona estructuro-facial San Diego de los Baños a través de la falla Pinar. Por el Suroeste alcanza las inmediaciones del poblado de Guane bajo los depósitos miocénicos y por el Noreste se acuña contra la falla Pinar en San Diego de los Baños.

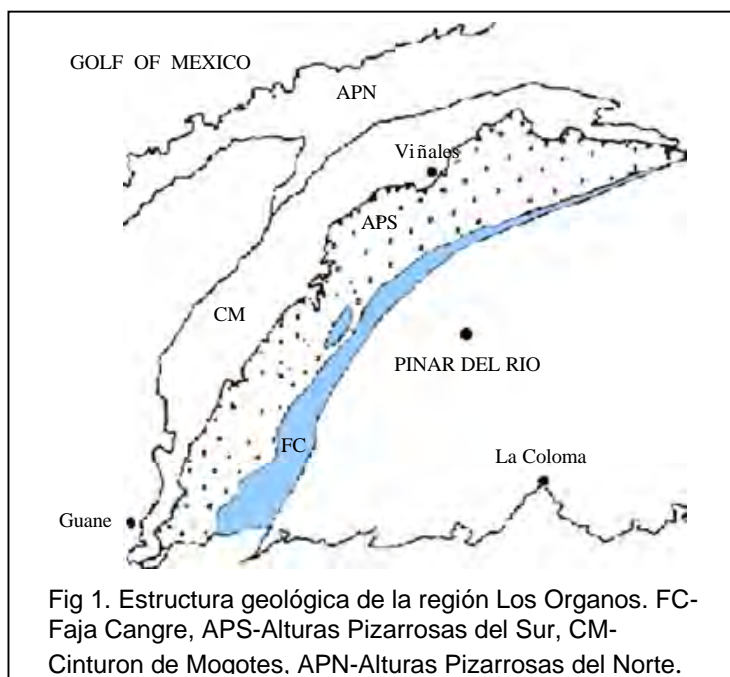


Fig 1. Estructura geológica de la región Los Organos. FC- Faja Cangre, APS-Alturas Pizarrosas del Sur, CM- Cinturon de Moqotes. APN-Alturas Pizarrosas del Norte.

Este cinturón esta integrado por las unidades Pino Solo (PS), Mestanza (M) y Cerro de Cabras (CC), definidas como unidades metamorizadas (Piotrowska, 1972; 1975; Piotrowski y Piotrowska en Pszczolkowski, 1975). Es significativo señalar que el límite Norte de esta faja "Manto Alturas Pizarrosas del Sur" (Pszczolkowski, 1985-1987), está constituido por los depósitos no metamorizados de la Formación San Cayetano (fig.1). Así, las rocas de esta formación aparecen metamorizadas en las unidades Mestanza y Cerro de Cabras, y no metamorizadas en el Manto Alturas Pizarrosas del Sur (APS).

A partir de los trabajos de Hatten (1957), en el que se describen por

primera vez las rocas metamórficas de Pinar del Río relacionadas con algunos cortes de la Formación San Cayetano, se ha venido hablando de los rasgos de este metamorfismo.

Características geológicas de la Faja Cangre.

La región de estudio se caracteriza por el desarrollo de formaciones del Jurásico. Su estructura geológica está representada por mantos cabalgados, y la superposición de diferentes eventos tectónicos con sus implicaciones en las subsiguientes deformaciones plicativas y disyuntivas agudizan su complejidad. Estas rocas al igual que las presentes en otras partes de la Isla de Cuba son originadas durante la fracturación de Pangea y corresponden a secuencias de margen continental (Iturralde-Vinent, 1996; Cobiella-Reguera, 1996). Se ha podido comprobar a



partir del diagrama discriminativo de Pearce y Norry (1979) para los metagabros de la Fm. Arroyo Cangre y las metabasitas de la Fm. Jagua que tienen una tendencia MORB; es decir que el magmatismo vinculado a este margen continental manifestó el mismo carácter durante toda la evolución de la cuenca.

De las tres unidades tectónicas que integran la FC (tabla No I) la unidad Pino Solo es la más representada (fig. 1). Las formaciones geológicas que forman esta faja son:

Tabla No I. Unidades tectónicas y formaciones geológicas que integran la FC.

| Unidad Tectónica | Formación | Edad | Litologías |
|------------------------|---------------|--|--|
| Pino Solo UPS | Arroyo Cangre | Jurásico Inferior?-Jurásico Superior (Oxfordiano Medio) | Metapelitas Metareniscas Metagabros Calizas recristalizadas |
| Mestanza UM | San Cayetano | Jurásico Inferior-Jurásico Superior (Oxfordiano Medio) | Metapelitas Metareniscas Calizas recristalizadas Areniscas |
| | Jagua | Jurásico Superior (Oxfordiano Medio-Superior) | Calizas recristalizadas Metapelitas Metabasitas |
| | Guasasa | Jurásico Superior (Oxfordiano Superior)-Cretácico Inferior (Valanginiano). | Calizas recristalizadas Silicitas |
| Cerro de Cabras UCC | San Cayetano | Jurásico Inferior-Jurásico Superior (Oxfordiano Medio) | Metareniscas Cuarцитas |



Minerales de la Faja Cangre.

Algunos minerales por su naturaleza constituyen indicadores del metamorfismo y en ocasiones permiten esclarecer su relación con determinado evento metamórfico. Seguidamente se describen los minerales presentes en las rocas estudiadas de la Faja Cangre (Tabla No II), a partir de sus rasgos petrográficos y resultados del análisis de Microsonda Electrónica.

Tabla No II. Minerales de la FC según el tipo de litología.

| Tipo de roca | Asociaciones minerales |
|--------------------------------------|--|
| Metapelitas, Metapamitas y Cuarcitas | Cuarzo, Micas blancas, Clorita, Actinolita, Plagioclasa, Esfena. |
| Metacalizas | Calcita, Micas blancas, Cuarzo, Plagioclasas. |
| Metagabros, Metabasitas | Horblenda, Actinolita, Glaucofana, Epidota, Zoisita, Clorita, Esfena, Albita, Cuarzo, Micas blancas. |

Cuarzo: Es el mineral más abundante en la mayoría de las secuencias terrígenas, aunque también aparece por lo general en vetas en los metagabros. Se distinguen varios tipos por su forma y disposición: cristales alargados orientados, cristales empaquetados, cristales que han aparecido a partir de la recrystalización dinámica y material silíceo muy fino (criptocristalino).

Plagioclasa : Este mineral es frecuente en las metapelitas (PMP), las metabasitas (PMB) y en los metagabros (PMG), su contenido de An corresponde en todos los casos a albita y fue calculado por la expresión $An = (3 + Al + Ca - Si - Na) / 4$ de Ernst (1997).

Micas Blancas: Son abundantes en las secuencias metapelíticas. Por su aspecto y microtextura se distinguen: cristales de micas de aspecto clástico, cristales alargados de aspecto lepidoblástico de micas neoformadas y cristales alargados de micas con bordes neoformados.

Para su análisis se han agrupado en tres; las pertenecientes a las metapelitas de aspecto detrítico (WMSD) y las originadas durante el proceso metamórfico (neoformadas, WMNF), así como las micas presentes en las metabasitas (WMNB). Las primeras corresponden a mediciones realizadas fundamentalmente en metapelitas de la Formación San Cayetano, las segundas a Arroyo Cangre y las últimas a metabasitas de la Formación Jagua.

En el diagrama Si-Al manifiestan una tendencia lineal bien marcada de estos valores, lo que indica una sustitución de tipo tschermakítica. Además los valores mayores de Si lo poseen las pertenecientes a WMNF y las WMNB con respecto a las WMSD, éstas últimas con Si alrededor de 3.11 para O_{12} , mientras el Al varía entre 2.5 y 2.9. Se evidencia entonces un proceso metamórfico influido por la presión (Massonne y Schreyer, 1987) para las primeras al incrementar la Si entre 3.29 y 3.37 respectivamente.



Tabla No III. Contenidos de los miembros finales para las micas blancas de las metapelitas y metabasitas de la FC.

| Tipo de Mica | Xms | Xcel | Xpar |
|--------------|------|------|------|
| WMSD | 0.81 | 0.11 | 0.06 |
| WMNF | 0.56 | 0.40 | 0.02 |
| WMMB | 0.53 | 0.45 | 0.01 |

Predomina los contenidos de la moscovita en las WMSD y es significativo el de celedonita en las WMNF y WMMB (tabla No III). Muchos autores señalan que las fengitas son miembros intermedios de la moscovita y la celodona.

Los contenidos de Si para O_{22} varía según: WMSD-6.22, WMNF-6.59 y WMMB-6.75, para Bayley et al. (1979) aquellas micas que posean un contenido en Si > 6.2 (pfu) serán denominadas fengitas, de acuerdo a esto en las metapelitas y metabasitas estudiadas las micas neoformadas presentes tienen tendencias fengíticas. Las WMNF y WMMB tienen este rasgo por lo que se constata su presencia. Las fengitas son las que le otorgan una marcada foliación a las rocas. Las diferencias entre las WMSD con relación a las anteriores esta marcado por conservar éstas su origen detrítico, comunes en la Formación San Cayetano.

Clorita.

Aparece en todas las rocas de la Fm. Arroyo Cangre y en menor proporción en las de la Fm. San Cayetano y Jagua, para su estudio se han considerado las siguientes: CMG-cloritas en metagabbros de la Fm. Arroyo Cangre; CMP-cloritas en metapelitas de la Fm. Arroyo Cangre y CMB-cloritas en metabasitas de la Fm. Jagua.

Este mineral en las metapelitas es común encontrarlo asociada a las micas blancas con texturas de intercrecimiento. En los metagabbros y metabasitas suele estar en agregados irregulares y también en las primeras formando vetas asociadas a albita-cuarzo y actinolita.

Como se observa en la figura 2 las cloritas estudiadas reflejan su protolito al relacionarse $Mg/(Mg+Fe)-Al/(Al+Fe+Mg)$ según Bailey (1988), para las formaciones Arroyo Cangre y Jagua el máfico, y pelítico en las restantes rocas de las formaciones Arroyo Cangre y San Cayetano. También se constató por los diagramas que relacionan $Al_{IV}-1-Mg/(Mg+Fe)$ (Bailey, 1988) que las cloritas presentes en los protolitos máficos se originaron en la facie de los esquistos verdes-anfibolitas y las de los protolitos pelíticos se dieron a altas presiones.

