



LAS TERRAZAS MARINAS DE CUBA Y SU CORRELACIÓN CON ALGUNAS DEL ÁREA CIRCUMCARIBE

Leandro L. Peñalver Hernández⁽¹⁾, Enrique Castellanos Abella⁽¹⁾, Ramón O. Pérez Aragón⁽¹⁾, Ramón Rivada Suárez⁽¹⁾

⁽¹⁾ Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca S/N y Carretera Central, SMP, Ciudad de la Habana, Cuba. e-mail leandro@igp.minbas.cu

RESUMEN

Se describen las terrazas marinas de Habana-Matanzas, Tortuguilla-Imías, en la provincia de Guantánamo, y Maisí, en el extremo este de Cuba, atendiendo a los diferentes niveles existentes, la roca en que se desarrollan, la intensidad de los procesos cárlicos, la conservación de los nichos de abrasión y otras peculiaridades. Específicamente para Maisí se brindan las edades paleomagnéticas obtenidas para las rocas en que se desarrollan las terrazas. Se establece una comparación entre las terrazas estudiadas, donde además de los parámetros señalados se analiza la actividad tectónica intensa y diferenciada que caracterizó esas regiones durante el Cuaternario. Se establece una posible correlación con las terrazas marinas de Barbados, región que se toma como patrón comparativo en toda la zona circumcaribe y donde se reconocen varios niveles que se elevan desde 6 m-19 m (terrazza I) con edad radiométrica de 83 000 años hasta las terrazas más altas, que se elevan hasta 186 m y tienen edad mayor de 250 000 años. Se brindan datos también de Santo Domingo, islas Orchila, La Blanquilla, Curaçao, Bonaire, y otras, estableciendo también correlaciones con Cuba.

ABSTRACT

It is described the marine terraces of Habana-Matanzas and Guantanamo (Tortuguilla-Imias and Maisi) provinces, according to the different existing levels, the rock in which they are developed, the intensity of karsts processes, the notch preservation and other particularities. Specifically for Maisi, the paleomagnetic ages obtained for the rocks in which the terraces are developed are given. It is established a comparison between the studied terraces where, additionally to the previous parameters, the intense and differentiated tectonic activity that was taking place during the Quaternary was analyzed. It is established a possible correlation with the Barbados marines terraces, region that is taken as comparative pattern in all circumcaribe area and where it is recognized various levels that rise up from 6 m-19 m (Terrace I) with radiometric age of 83 000 years to the highest terraces that rise up to 186 m and have more than 250 000 years old. Data about Santo Domingo, Orchila Islands, La Blanquilla, Curacao, Bonaire, and other are given too, establishing the correlation with Cuba.

Introducción

Desde el siglo XIX, diferentes investigadores fijaron su atención en las numerosas terrazas marinas que se observan en diferentes tramos de las costas cubanas, y en relación con esto, varios han sido los trabajos publicados, que ofrecen datos de un inestimable valor. En este trabajo se hace un tímido intento de comparación de las terrazas cubanas y una posible correlación con algunas de las más destacadas del área circumcaribe, basados en la amplia literatura existente en la región. Para el estudio de las terrazas cubanas se contó con el procesamiento de fotografías aéreas y cósmicas de varias generaciones, así como el empleo de mapas topográficos a escala 1:50 000, que permitieron confeccionar perfiles longitudinales en diferentes lugares. Especialmente fueron utilizadas maquetas tridimensionales de diferentes



territorios, obtenidas a partir del procesamiento digital del relieve y la confección del modelo digital del terreno.

Terrazas marinas Habana-Matanzas

En toda Cuba Occidental, la zona donde mejor se exponen las terrazas marinas es precisamente en esta región, donde Shantzer et al. (1975), señalaron que a causa de los movimientos tectónicos son más altas las terrazas. Allí estas gigantescas escaleras ascienden desde el nivel del mar hacia la cima de las colinas que encierran la bahía de Matanzas, (ver figura 1) Ducloz (1963); Shantzer et al. (1975) y más recientemente Pérez et al. (2001), estudiaron estas terrazas y definieron tres niveles, aunque los últimos autores reconocen un cuarto nivel bastante erosionado. La descripción de estas terrazas es la siguiente.

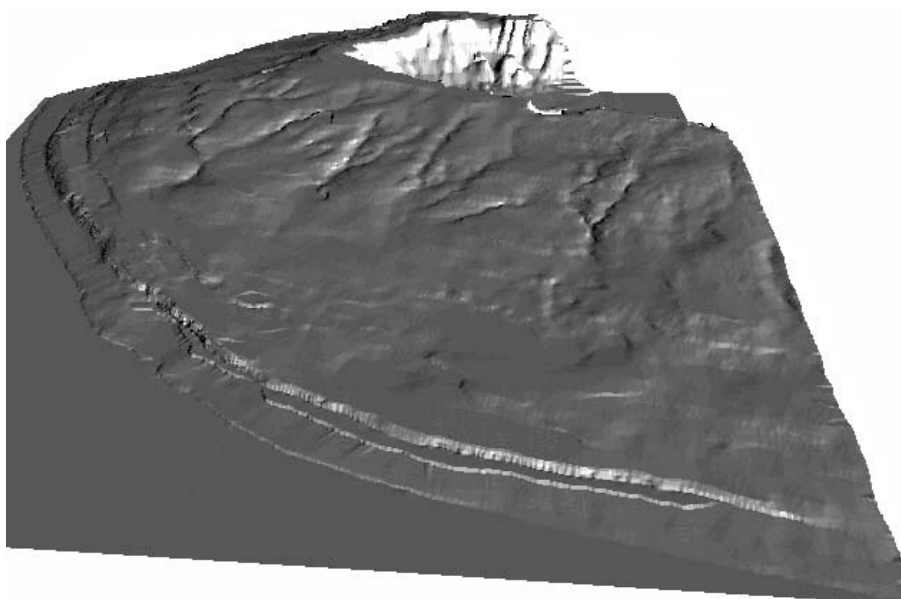


Figura 1. Maqueta tridimensional de la región de Matanzas.

- ♦ **Terrazas de Seboruco (Terrazas I):** la terraza de Seboruco o arrecife levantado como lo definió Ducloz (1963) es el elemento fisiográfico del litoral cubano mejor preservado y el más persistente, alcanzando una altitud que varía entre 6 y 8 m. Esta terraza, a diferencia de las superiores, es la única que es constructiva (acumulativa) y está formada por calizas porosas que contienen numerosos corales en posición de crecimiento, margas muy fosilíferas y algunas veces, calcarenitas. La base de estos depósitos es muy regular, mientras que su parte superior forma un plano ligeramente inclinado hacia el mar. La superficie de ésta banqueta caliza, en su parte exterior está erizada de pequeñas asperezas (diente de perro). Estas rocas fueron descritas como Fm. Jaimanitas por Brodermann (1943) fide Ducloz (1963), su espesor es variable. El criterio más difundido es que alcance 8-10 m. La terraza de Seboruco en la región de Matanzas forma una estrecha banda costera que varía generalmente entre 100 y 500 m de amplitud, pero que localmente puede aumentar, la altitud alcanzada por su borde interno varía entre 5 y 10 m. Vista a distancia ella parece horizontal. Con frecuencia está limitada hacia el mar por un acantilado de 1 a 6 m de alto, cuya base es batida por las olas. Existe generalmente al pie de este acantilado, un nicho de unos 50 cm de alto por 40 cm de profundidad debida a la erosión química y que corresponde a la zona de fluctuación media de las mareas. El borde interno de la terraza está marcado por el acantilado de la Terraza de Yucayo, la cual tiene una altura de 16 m y



cuya base está en algunos lugares cortada por una solapa de abrasión o surcada por grutas marinas. Sobre la terraza se desarrollan camellones de tormentas holocénicos.

- ♦ **Terrazas de Yucayo (Terraza II):** se denomina así a una terraza estrecha pero marcadamente bien definida y cuya altitud media en la región que bordea la bahía de Matanzas es de 30 m. Ella está limitada hacia el mar por un acantilado vertical de 6 a 14 m que presenta en algunos lugares, en su base, grutas marinas indicando que, durante una época no muy lejana, ella fue batida por las olas como lo son en la actualidad los arrecifes coralinos a lo largo de la costa de Matanzas. Este acantilado se extiende desde Versalles hasta alrededor del promontorio de Punta Uvero Alto y de allí hasta Punta Guanós, a lo largo de una distancia de 18 km. En la región al este de Versalles, el borde externo de la terraza es de 24 m, mientras que su borde interno es de 30 m. Las rocas que constituyen ésta terraza son calizas coralinas, conchíferas y algales, duras, masivas, recrystalizadas, con una edad Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior, e incluidas en la Fm. Vedado.
- ♦ **Terraza de La Rayonera (Terraza III):** ella se puede seguir a lo largo de una distancia de 20 km, desde Versalles hasta Punta Guanós, siguiendo el promontorio que forma la costa occidental de la bahía de Matanzas. Ella está limitada hacia el mar en la región que se extiende desde Versalles hasta Punta Uvero Alto por un acantilado vertical de 6 a 9 m. el margen interior de la terraza está marcado por un talud de inclinación moderado, excepto en la región de Tejeiro, donde existe un pequeño acantilado. En esta terraza se desarrolla fuertemente el carso, observándose grandes dolinas y cuevas de origen freato-fluviales (fig. 2). En la región de Matanzas cerca de la Rayonera, el borde externo de la terraza está a una altitud de 39 m mientras que su borde interno está alrededor de 51 m, por consiguiente está afectada en esta región por un buzamiento hacia el mar de 3-4°. Las rocas de esta terraza pertenecen también a la Fm. Vedado.

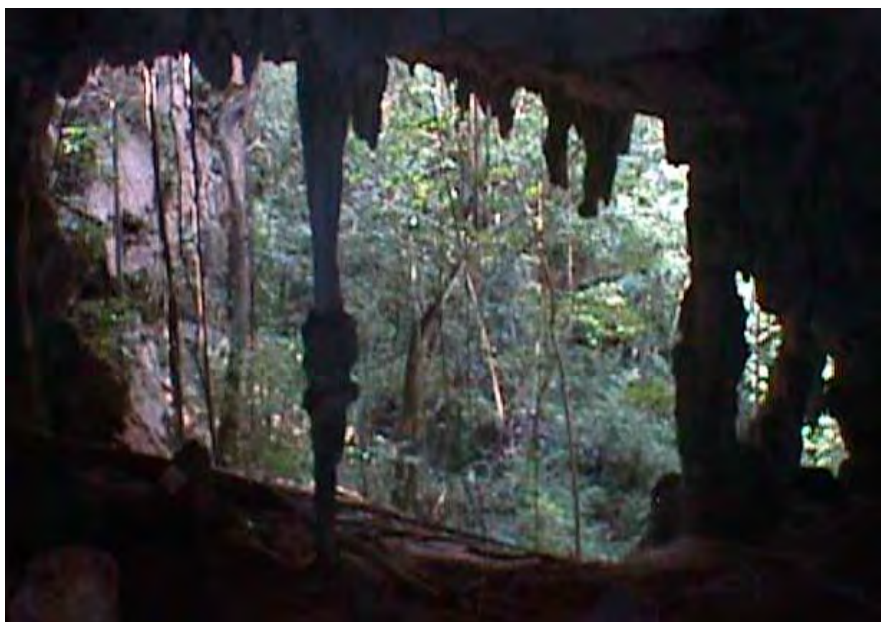


Figura 2. Cuevas freato-fluviales dentro de la terraza La Rayonera. (Terraza III)

- ♦ **Terraza San José (Terraza IV):** Las observaciones de campo, así como la interpretación de las imágenes aéreas inducen a pensar que en algunas zonas, topográficamente más



elevadas que las que se relacionan con la Terraza III, se observan vestigios de lo que fue otra terraza, muy erosionada en la actualidad y que debe corresponder, siguiendo el orden numérico, a la Terraza IV. Las características geológicas de las rocas que conforman los remanentes de este nivel, son muy semejantes a las de las terrazas II y III, ya que se trata también de rocas de la Fm. Vedado; con un diente de perro muy agudo, con un buen desarrollo de otros fenómenos cárlicos como son las casimbas y dolinas. Las alturas en que se encuentra ésta terraza oscilan entre 50 y 75 m sobre el nivel del mar. La escarpa que debe separar esta terraza de la superficie más elevada, no siempre puede distinguirse con nitidez. En ocasiones se presenta como un escalón de alrededor de 5.0 m de altura, otras veces el ascenso es gradual y es imposible hablar de una escarpa propiamente dicha.

Terrazas marinas Tortuguilla-Imías: en este tramo de la costa sureste de Cuba, se reconocen hasta cinco niveles de terrazas, los que localmente tienen diferentes reflejos, debido a la fuerte actividad tectónica, que ha elevado intensamente este bloque, aunque de manera diferenciada. Así, en algunos sectores de este tramo costero se distinguen tres niveles, en otros cuatro y en algunos cinco. En general, los niveles I, II y III se desarrollan en rocas de la Fm. Jaimanitas, que consisten aquí de calizas órgano detríticas, coralinas, localmente coquinoides, bastante cementadas, poco recristalizadas, de color blanco amarillento a crema, masivas, a veces con intercalaciones de calcarenitas. En algunos perfiles se notó un fuerte enriquecimiento con gravas de rocas magmáticas y metamórficas bien aplanadas y pulidas. Estas gravas, que a veces alcanzan hasta varios centímetros de grosor llegan, inclusive, hasta el nivel III de terraza y evidentemente fueron arrastradas hasta aquí por las corrientes fluviales existentes en la zona. Ese es el caso del perfil de río Yacabo, donde alcanzan más de 140 m sobre el nivel del mar. En otros perfiles de terrazas, como Imías, Yacabo o Bate-Bate, este último inmediatamente al oeste de San Antonio del Sur, la altura a que llega la Fm. Jaimanitas es de alrededor de 100-120 m y en esos casos solo abarca el I y II nivel de terraza marina. Los niveles de terrazas IV y V se desarrollan con más frecuencia en rocas de la Fm. Río Maya, constituídas por calizas biohémicas algaceas y coralinas, muy duras, de matriz micrítica, frecuentemente aporcelanadas conteniendo corales en posición de crecimiento y fragmentarios, así como moldes y valvas de moluscos, todos muy recristalizados. Las calizas se encuentran generalmente dolomitizadas y tienen color blanco amarillento y rosáceo y también poseen mucha grava fina y mediana de rocas magmáticas y metamórficas de coloración verdosa. Como regla, se pudo establecer que en la medida en que se avanza hacia el este, en la dirección de Maisí, estas calizas arrecifales constituyen los niveles de terraza II, III, IV y V, como ocurre en las inmediaciones de la desembocadura del río Caleta, donde esos cuatro niveles señalados se desarrollan en un tramo extraordinariamente corto de sólo 200 m. Las gravas disminuyen sensiblemente. Aunque pocas veces se observan nichos de abrasión en la región, en el zócalo de la terraza III en el área de Bate Bate, se pudo distinguir el mismo. En ese talud sobre el nicho se puede distinguir un conglomerado fuertemente cementado, con mucha grava de 1 cm de longitud, que aquí constituye la base de la Fm. Río Maya. El espesor de la capa es algo mayor de 1 m y el material cementante intemperiza y a veces constituye un suelo rojizo. La altura de ese nivel es de aproximadamente 100 m. Una peculiaridad que llama la atención es la poca notoriedad de las solapas o nichos de abrasión, muy típicas en Habana-Matanzas (ver fig. 3) y en otras regiones de Cuba como la Península de Guanacahabibes. Igualmente tienen poco desarrollo aquí los fenómenos cárlicos del tipo cuevas y cavernas, muy difundidos en los alrededores de Matanzas.



Figura 3. Solapa de abrasión en la escarpa principal de la terraza de Yucayo. Matanzas

Debe significarse que en el tramo comprendido entre Tortuguilla y Macambo, las terrazas marinas se encuentran en elevaciones costeras aisladas de la zona interior. Estas elevaciones son de longitud variable dependiendo de la desembocadura de los ríos que las cortan. Tres elevaciones costeras son distinguidas. La primera entre El Naranjo y Bahía de Baitiquirí, la segunda entre Baitiquirí y la Bahía de Sabanalamar (Loma Los Aposentos) y la última entre ésta y Macambo. Todas se encuentran alineadas desde el SE al NW en tres alineamientos SW-NE. El tope de las elevaciones costeras está cubierto por una capa más resistente que retiene la actividad erosiva. Se observan allí formas cársicas. La altura máxima de las elevaciones es variable y la composición litológica es diferente ya que la vertiente norte está cubierta por completo por la Fm. Maquey, mientras que en la parte sur están las terrazas marinas, desarrolladas en las formaciones Río Maya y Jaimanitas. Precisamente sobre esta última se desarrollan las terrazas bajas. Los depósitos de estas terrazas bajas actúan como un “anillo” a las elevaciones costeras y se elevan 5-10 m sobre el nivel del mar. En la fig. 4 se observa la maqueta de todo el sureste de Cuba.



Figura 4. Maqueta tridimensional de la región de Tortuguilla-Imías y Maisí.



Terrazas Marinas de Maisí: Según del Busto (1975), las terrazas están bien manifestadas solo en aquellos lugares donde ellas se desarrollan en calizas. Este autor y posteriormente otros más, han notado que las terrazas meridionales son muy estrechas, mientras que las del norte son mucho más amplias. Las de Maisí, que en ese sentido están algo más hacia el este, también son amplias. Del Busto *op. cit.* observó 19 terrazas marinas en Maisí, morfológicamente bien manifestadas. En ellas se puede observar la superficie, el borde claro y la escarpa abrupta hacia la terraza inferior. Al parecer, incluyó aquí escalones de terrazas, intermedios. Al mismo tiempo, sobre la base de la fijación del borde interno de las terrazas determinó siete líneas costeras, las que señaló que estaban muy bien manifestadas morfológicamente. Algunas de éstas líneas costeras no se encuentran en todo el litoral. Las características generales de las mismas son las siguientes (desde la más antigua a la más joven).

La séptima línea de costa, que es la más antigua, se conserva en forma de escarpa abrasiva muy destruida, baja, con 10-15 m de altitud. Ella se distingue a la altura de 210-250 m sobre el nivel del mar. La sexta línea costera alcanza alturas de 165-420 m, aunque en algunos perfiles la misma varía localmente. A ella corresponde una escarpa abrasiva de hasta 40-50 m de altitud. La quinta línea se distingue entre 130-180 m, aunque localmente puede llegar a 400 m, la escarpa abrasiva alcanza aquí 60 m de altitud. La cuarta línea costera se conserva sólo en las partes centrales, con alturas de 90-140 m. La tercera línea de costa se manifiesta muy bien desde los 35, a veces 55 m, hasta los 120 m. Tiene una diferencia de altura de 85 m. La segunda línea de costa se conserva sólo frente a Maisí, ubicándose entre 25 y 60 m de altura. La primera línea de costa bordea todo el litoral. Generalmente se ubica entre 15 y 40 m de altura. En general, las alturas de casi todas las líneas de costa varían de una localidad a otra, por lo que los valores anteriormente señalados son aproximados. Aquí, al parecer, no se incluyó la Terraza de Seboruco o Terraza I de otros esquemas. En 1984, J. Pérez Lazo realizó trabajos en la zona, confeccionando la primera escala paleomagnética para el Cuaternario. Se muestrearon los diferentes niveles de terrazas marinas, desde el Faro de la Punta de Maisí hasta los alrededores de la Máquina. De ese trabajo se destacan las edades que se obtuvieron para las rocas que conforman las terrazas. Estas edades fueron:

Nivel de Terraza	Formación geológica	Edad Paleomagnética
Terraza I Maisí	Jaimanitas	105 000 años
Terraza II Maisí	Jaimanitas?	180 000-200 000
Terraza III Maisí	Río Maya	800 000-900 000
Terraza IV Maisí	Río Maya	1000 000-2 100 000
Terraza V Maisí	Río Maya	> 3 360 000
Terraza VI Maisí (parte alta)	Río Maya	2 600 000-3 000 000
Terraza VI Maisí (parte baja)	Río Maya	> 4 000 000

Aunque las edades de las rocas no reflejan las edades de las terrazas marinas, la primera de ellas en el caso de Cuba, si refleja exactamente la edad del depósito y de la terraza, ya que la misma es acumulativa y erosiva. En esta roca apareció el evento de Blake, el cual ha sido detectado en muchas regiones del mundo. En Maisí apareció en los 2-3 m de altitud, en plena Terraza de Seboruco (Terraza I). Por tanto, se puede considerar que ese fechado es aproximadamente la edad que tiene la Fm. Jaimanitas, que conforma ese nivel de terraza.



Comparación entre las terrazas marinas cubanas

Aunque cada terraza marina es, regionalmente, un fenómeno independiente, algunos rasgos son comunes en la formación de las mismas y, al mismo tiempo, algunos procesos sinsedimentarios y postsedimentarios, difieren localmente, aumentando o disminuyendo su intensidad. Aquí se pretende establecer una comparación preliminar entre los rasgos más **conspicuos** de las terrazas, que pueden servir para que en un futuro se profundicen estos estudios. La primera característica, común a todas las terrazas cubanas, es la existencia de un nivel I de terraza (Seboruco), que se encuentra presente en todas las terrazas, no sólo en las seleccionadas para su estudio, sino también en Guanahacabibes, parte sur del macizo de Guamuaya y región de Cabo Cruz- Pílon. Las rocas que constituyen esta Terraza I corresponden a la Fm. Jaimanitas. En este sentido, como ya se señaló, existen regiones donde estas calizas coralinas se elevan considerablemente y constituyen el segundo e inclusive el tercer nivel de terrazas marinas. En esos lugares, indudablemente, la tectónica cuaternaria fue muy intensa y diferenciada, inclusive en una misma zona geográfica. Los niveles superiores de terrazas, **llámense** II, III y IV en Habana- Matanzas ó III, IV, V, VI, VII y VIII en Maisí y otras localidades, se desarrollan en rocas de las formaciones Vedado y Río Maya, ambas muy parecidas litológicamente y de edad Plioceno Superior- Pleistoceno Inferior. En general, puede señalarse que los movimientos tectónicos cuaternarios fueron mucho más intensos en Cuba Oriental que en Cuba Centro-Occidental. Las terrazas en esta última región no sobrepasan los 100 m, mientras en la primera región exceden los 400 m. paralelo a ello, en la zona oriental los movimientos fueron diferenciados y el número de terrazas varía de una localidad a otra. También en **esta** área se pueden establecer una notable diferenciación entre las terrazas meridionales del extremo este de Cuba, muy numerosas y estrechas y las de la parte norte, igualmente numerosas, pero muy amplias, con una pendiente mucho menor. Aunque prácticamente no se han mencionado en este trabajo, pues por su importancia y vínculos con las terrazas marinas merecen un trabajo especial, los depósitos holocénicos y en ocasiones del Pleistoceno Superior parte alta (Wisconsin Medio), se distribuyen diferentemente en cada región. Puede señalarse que solamente es común al primer nivel de terrazas (Seboruco) la existencia de los camellones de tormentas holocénicos desarrollados sobre calizas coralinas, aunque la altura de esta terraza varía regionalmente. Generalmente constituyen colinas alargadas varios cientos de metros que alcanzan la altura de 5 m y a veces más, poseyendo un ancho de 40- 60 m. Frecuentemente se separan de la línea costera actual unos 30 m. Algunos autores los han vinculado con la Transgresión Flandriana, ocurrida 5000 años A.P., aunque no necesariamente debe verse así. Además de estos camellones de tormentas, en Cuba Oriental se distribuyen también sobre las calizas coralinas que ocupan la terraza baja costera (Seboruco), depósitos de color rojizo, con grandes corales redepositados y bloques de la propia Fm. Jaimanitas infrayacente, frecuentemente enriquecidos con una enorme cantidad de gravas finas y medianas de rocas locales magmáticas y metamórficas. Los procesos gravitacionales también se comportan diferentemente en una y otra región. En Cuba Oriental ellos son mucho más intensos, borrando en ocasiones rasgos externos de las terrazas. En esa región, tanto en las calizas de la Fm. Jaimanitas, como en la Fm. Río Maya, hay una notable cantidad de gravas, redondeadas y subredondeadas, bastantes pulidas, de rocas metamórficas y magmáticas procedente de la región inmediatamente al norte. Estas gravas aparecen empotradas en las calizas coralinas y deben llegar a esas zonas costeras no sólo a través de corrientes fluviales, sino también motivadas por la erosión laminar que normalmente se produce de las partes elevadas a las zonas llanas que la rodean. La actividad de la erosión cársica, por otra parte, tiene características propias. Aunque en todas las regiones de Cuba el desarrollo del diente de perro (lapiez) es semejante en las calizas de la Fm. Jaimanitas y es semejante en las calizas de la Fm. Río Maya, sin embargo otros procesos cársicos son muy diferentes. Así, en las terrazas Habana- Matanzas hay un desarrollo mucho mayor que en otras terrazas, de la



formación de cuevas y cavernas, las que adquieren grandes dimensiones, así como de casimbas y dolinas. También a las terrazas Habana-Matanzas, corresponde una mejor formación y conservación de los nichos o solapas de abrasión, en comparación con las restantes terrazas estudiadas.

Edad y Correlación de las Terrazas Marinas

Kartashov et al. (1981) establecieron que en las calizas coralinas de la Fm. Jaimanitas, que forman la terraza de Seboruco o Terraza I en Cuba, el nivel de transformaciones epigenéticas, dada la poca edad que tienen las mismas, es mínimo, y se mantiene la aragonita como el mineral preponderante en las rocas. Schubert (1982) determinó, en las calizas de la primera terraza en República Dominicana, las que se encuentran a la altura de 3- 6 m, mas de un 95 % de aragonita, mediante los análisis de Rayos X. Es decir, se está hablando comparativamente de la misma terraza y las mismas rocas. Estas rocas en República Dominicana fueron datadas en 125 000 y en 131 000 años. Como ya se señaló, todos los autores que han trabajado en relación con estas calizas de la Fm. Jaimanitas (Ducloz 1963, Shantzer et al. 1976, Kartashov et al. 1981, Peñalver et al; 2000 y otros más), las consideraron de edad Sangamoniana teniendo en cuenta el extraordinario parecido litológico que tiene con la que se distribuyen en la costa sureste de la Florida, pero además, por la posición geomorfológica y estratigráfica que ocupan y por la similitud de las especies de corales vivientes que contienen. Aunque en este momento aún no se poseen los resultados de un muestreo realizado en la costa norte de Habana-Matanzas en los corales de estas calizas, teniendo en cuenta lo antes señalado, pero además considerando el hallazgo del episodio paleomagnético de Blake en estas rocas, no solamente en la Terraza I de Maisí, sino en varios puntos del litoral cubano en rocas de la Fm. Jaimanitas, se puede considerar que la edad de esta terraza es Sangamon, por lo que se puede correlacionar con la terraza Barbados III, la cual se encuentra ampliamente distribuida en el sur del Mar Caribe y constituye, también, la Terraza I de la Blanquilla, la terraza marina de la isla Orchila, la Terraza Inferior (Lower Terrace) de Aruba, Curazao y Bonaire y la Terraza I de Jamaica, además de la Terraza I en República Dominicana. La edad promedio que se estimó para Barbados III fue de 125 000, lo que se comprobó, también radiométricamente en todas las mencionadas islas del Caribe, con edades similares. Mas complicado resulta establecer una comparación con las restantes terrazas. La isla Barbados se puede considerar como un área de levantamientos tectónicos durante el Pleistoceno. La interacción de la tectónica de levantamiento y las fluctuaciones glacioeustáticas del nivel del mar dieron como resultado la formación de un complejo de terrazas coralinas. Cada terraza individual representa un arrecife levantado. Así se formaron las terrazas marinas en Cuba, solo que en algunas regiones, como toda la costa sur de la región oriental o la zona de Maisí, el ascenso de los diferentes niveles de terrazas fue mucho mayor. Si en Barbados se habla para la Terraza III de alturas que oscilan entre 33 y 57 m, en Tortuguilla-Imías el ascenso fue mucho mayor y se puede hablar de 180 m. Por tanto, esta terraza Barbado III en Cuba alcanza diferentes alturas que van desde 3-8 m en Cuba Occidental y Central, hasta las alturas antes señaladas para el sureste de Cuba. En cambio, la Terraza Barbados I, con alturas que van desde 6,0 hasta 19.5 m y con 82 000 años de antigüedad y la Terraza Barbados II, con alturas entre 6.0 y 21.0 m y con edad de 105 000 años A.P., pueden ser correlacionables, según Schubert, (1982) con las terrazas submarinas conocidas en la costa norte de Curazao, a -5 -10 m y de -32 a -40 m, lo mismo ocurrió con las terrazas submarinas en Jamaica. En Cuba, pudieran ser correlacionadas con algunas de las terrazas submarinas de la costa norte Habana- Matanzas, donde se han reportado niveles a -1 m; entre -2 y -6 m; entre -10 y -17 m y entre -20 y -55 m. En la región de Tortuguilla-Imías, como ya se señaló, existen por lo menos dos niveles de terrazas marinas por debajo de la Terraza III, los que tienen altura de 120- 140 m en el perfil de Macambo y de 60 a 100 m en los perfiles de Imías y Yacabo. Estas terrazas pudieran ser el equivalente de las terrazas de Barbados II y



Barbados I, respectivamente. Sin embargo para comprobar esta suposición, se requiere de investigaciones detalladas, las que pudieran realizarse en esta zona. De ser así esta sería la única isla del Caribe conocida, con secuencias de terrazas subaéreas correlacionables con las primeras dos de Barbados. Este hecho se vincularía a los fuertes movimientos tectónicos de ascenso a que estuvieron sometidos los bloques del sur y sureste de la región, sobretodo a partir del Pleistoceno Superior, en lo que se coincide con Kartashov et al (1981), que estableció ascensos de hasta 700 m para el Bloque Moa-Baracoa durante ese intervalo. Otra cuestión, mucho más compleja, significa correlacionar los niveles superiores de terrazas marinas en el área circumcaribe. Las terrazas modelos, es decir, las de Barbados, reportan un cuarto nivel a aproximadamente 43.5 m y con edad de 190 000 años A.P, mientras que la Terraza V con 66,0 m de elevación reportó 215 000 años. Otras terrazas se reportaron a 51.0 m, 72.0 m y 91.0 m de altitud, con edades semejantes a la Terraza V de 220 000 y 230 000 años. Finalmente, se reconoce en esa isla varias terrazas más elevadas, a altitudes de 81 m, 105 m, 162 m y 186 m, con edades superiores a los 250 000 años cada una. Lamentablemente no se pueden establecer correlaciones con Cuba en estos niveles superiores de terrazas, aunque probablemente haya una coincidencia en el tipo de caliza en que se desarrollan las mismas, en algunas islas del caribe. Resultan interesante las observaciones realizadas por I. P. Kartashov et al. (1981) y Schubert (1982), sobre las características de las rocas que constituyen algunas de estas terrazas altas en el área. Por ejemplo, en Cuba, los primeros autores notaron que en las calizas coralinas se observa una completa transformación hipergénica de la aragonita, la que pasa a calcita. Algunas porciones de las rocas, no distinguidas ni por su aspecto exterior, ni por las características de su estructura organógena, están formadas por calcita magnesial en asociación con protodolomita o dolomita. Schubert (1982) arribó a resultados semejantes en República Dominicana. En calidad de material auxiliar pueden ser utilizadas las edades paleomagnéticas indicadas para Maisí.

Conclusiones

Se observa una disminución de la intensidad de los procesos cársicos en las terrazas marinas de los Cuba desde el oeste hacia el este, mientras que en esa misma dirección aumentan los procesos gravitacionales. La actividad tectónica cuaternaria fue mucho más intensa en Cuba Oriental, donde las terrazas marinas se elevan hasta alrededor de 400 m, mientras en Occidente no rebasan los 100 m. Sobre la base de toda la información brindada, en el trabajo, que abarcó las características litológicas, petrográficas, mineralógicas, paleomagnéticas, etc., de las rocas que conforman las terrazas marinas, se pudo establecer una correlación tentativa entre la terraza Barbado III y la Terraza de Seboruco (Terraza I) en Cuba.

Bibliografía

- Busto, R. del, 1975: Las terrazas marinas de Maisí. *Ciencias Serie 7 Geografía*. Centro de Información Científica y Técnica. Universidad de La Habana.
- Castellanos Abella, E., 2000: Design of a GIS- based system for landslide hazard management San Antonio del Sur, Cuba, case de study. International Institute for Aerospace Survey and Earth Sciences (ITC) (Tesis de Maestría). Archivo del Instituto de Geología y Paleontología.
- Ducloz, Ch., 1963: Estudio geomorfológico de la región de Matanzas. Cuba. Arch. Sci
- Kartashov, I. P., Cherniajoski, A. G. y Peñalver, L. L., 1981: El Antropógeno de Cuba. *Edit. Nauka. Moscú*. Vol. 356: p 1- 145. (en Ruso).
- Mesolella, K. J., Matthews, R. K., Brooker, W. S., Thuober, D. L., 1969: The astronomical theory of climatic change: Barbados data. *The Journal of Geology. The University of Chicago Press. Chicago*. Vol. 77 Número 3.



- Peñalver, L.L., Cabrera, M., 1998: Características geológicas de las terrazas marinas del tramo Yateritas-La Magueyera, en el sureste de Cuba. Memorias I del III Congreso cubano de Geología y Minería. La Habana.
- Pérez Aragón, R. O., Peñalver, L. L., Triff, J. y Rivada, R., 2001: Nuevos datos sobre la geomorfología de las terrazas marinas de la región Habana- Matanzas. Memorias del IV Congreso cubano de Geología y Minería. La Habana.
- Pérez Lazo, J., 1986: Escala paleomagnética condicional para los depósitos del intervalo Plioceno-Cuaternario de Cuba. Tesis para la obtención del Grado de Doctor en Ciencias Manuscrito ISPJAE. La Habana.
- Schubert, C., 1982: Investigaciones sobre el Cuaternario de la República Dominicana. Inédito. Centro de Ecología. Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas.
- Shantzer, E. V., Petrov, O. M. y Franco, G. L., 1976: Sobre las formaciones costeras del Holoceno en Cuba las terrazas Pleistocénicas de la región Habana- Matanzas y los sedimentos vinculados con ellas. *Serie Geológica Acad. Cienc. Cuba. La Habana*. Número 21



CONTRIBUCION A LA ESTRATIGRAFIA DE LA FORMACION JAIMANITAS Y SU RELACION ESTRATIGRAFICA CON LAS DEMAS FORMACIONES DEL PLEISTOCENO SUPERIOR

Miguel Cabrera y Leandro L. Peñalver

*Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca y Carretera Central
Ciudad de La Habana, 11000.Cuba. Fax : (537) 55 70 04. E-mail miguel@igp.minbas.cu. Inf. cu.*

RESUMEN

Las investigaciones realizadas por los autores de este trabajo sobre los depósitos cuaternarios de Cuba han permitido establecer que la Fm. Jaimanitas está formada por un alto número de facies, por lo que no es práctico dividirla en miembros. Se pueden diferenciar dos grupos de depósitos con edades comprobadas por métodos radiométricos, donde los más antiguos tienen entre 130 000 y 82 000 años, que corresponden a la denominada Fm. Jaimanitas y los más jóvenes, con unos 20 000 y 30 000 años que pertenecen a la Fm. La Cabaña. La Fm. Jaimanitas pudiera ser correlacionable con las formaciones terrígenas, Jamaica, Cauto y Camacho. Estas unidades, que son las más antiguas dentro del Pleistoceno Superior, corresponden al Pleistoceno Superior Temprano; mientras que las formaciones La Cabaña, Playa Santa Fe, Guillermo, Salado y Sigüanea, que sobreyacen a la Fm. Jaimanitas se relacionan al Pleistoceno Superior Tardío y parecen vincularse con la edad de 20 000- 30 000 años. El relieve carstico; así como la presencia de sedimentos arcillosos carbonáticos de color rojo y de otras formaciones sobre la superficie de los depósitos de la Fm. Jaimanitas, indican que durante la gran transgresión wisconsiniana ocurrieron ciclos regresivos y transgresivos de menor magnitud.

ABSTRACT

The investigations carried out by the authors on the Cuban quaternary deposits have allowed to settle down that the Jaimanitas Fm. is formed by a high number of facies and is not practical to divide it in members. Two groups of deposits can differ with their ages checked by radiometric methods. The oldest have among 130 000 and 82 000 years and correspond to the nominated as Jaimanitas Fm. and, the youngest, with about 20 000 to 30 000 year ages belong to the La Cabaña Fm. The Jaimanitas Fm. could be correlated with the terrigenous Jamaica and Camacho formations. These units are the oldest of the Upper Pleistocene and correspond to the Early Upper Pleistocene; while the La Cabaña, Playa Santa Fe, Guillermo and Sigüanea formations that overlay upon the Jaimanitas Fm. are related to the Late Upper Pleistocene and seem to be linked with the 20 000 - 30 000 year ages. The karstic relief, besides the presence of a red color calcareous clay and other formations over the Jaimanitas Fm. deposits, indicate that during the great wisconsinian transgression occurred several regressive and transgressive minor cycles.

Introducción

Existe una serie de depósitos cartománticos festoneando al archipiélago cubano, incluyendo el zócalo rocoso de su plataforma marina insular, que siempre han sido adjudicados al Pleistoceno Superior y han sido descritos de varias formas por diferentes autores, por ejemplo: Aglomeran calcareo de los cayos (Humboldt, 1826), Coastal limestone (parte) (Taber, 1934), Fm. Jaimanitas (Bröderman y Bermúdez, 1940), Gr. Jaimanitas (parte) (Kartashov *et al.*, 1981), Marianao group (parte) (Brönimann y Rigassi, 1963), Fm. Jaimanitas (Ducloz, 1963), Ramón formation (Kozary, 1957), Sabinal formation (Kozary, 1956a), Seboruco formation (Schuchert, 1935), Yuraguano formation (Kozary, 1956b) Fm. Jaimanitas (Shantzer *et al.*, (1976), Fm. Jaimanitas con dos miembros (primera versión del Léxico Estratigráfico de Cuba, 1991). Entre los datos más interesantes se encuentran los de Ducloz en 1963, mediante su correlación con depósitos del sureste de los Estados Unidos y los de Shantzer *et al.*, (1976) e Ionin *et al.*, (1977), mediante determinaciones radiométricas en diferentes partes del territorio cubano. Con los resultados



obtenidos en recientes estudios de campo realizados por los autores se hacen en este trabajo algunas contribuciones importantes sobre los mencionados depósitos. También se incluyen resultados que los mismos habían obtenido desde que se realizaron las investigaciones para la primera versión del Léxico Estratigráfico de Cuba en el año 1991, pero que aun no han sido publicado.

Materiales y métodos

Mediante la realización de investigaciones contempladas en el Programa Nacional sobre Cambios Climáticos y Evolución del Medio Ambiente, dirigido por la Agencia de Ciencia y Tecnología y en el tema de Investigación y Desarrollo para la actualización del Léxico Estratigráfico de Cuba, bajo la dirección del Instituto de Geología y Palentología, se han realizado numerosas observaciones de campo a través de todo el territorio nacional durante más de cinco años, tanto en muestras de superficie, como en testigos de perforación.

La datación de los depósitos y por consiguiente el establecimiento de su relación estratigráfica se basa en criterios de relación estratigráfica, geomorfológicos y paleoclimáticos. Esto se debe a que con ellos ocurre algo similar a lo que sucede con otros muchos depósitos del Cuaternario en Cuba, que su datación no se puede realizar con ayuda de los estudios paleontológicos, los cuales representan uno de los aspectos más importantes en la datación y correlación de los depósitos sedimentarios. Las faunas de foraminíferos y otros microfósiles, que tan útiles resultan en los intervalos geológicos más antiguos, no son, en general, apropiados para los estudios de los depósitos cuaternarios, donde sus facies representativas, propias de mares someros, contienen apenas especies planctónicas, mientras que las bentónicas no constituyen índices para los distintos horizontes estratigráficos implicados.

Discusión

Las observaciones de campo realizadas por los autores de este trabajo coinciden con las de Brönnimann y Rigassi, (1963), Kartashov *et al.*, (1981), y Shantzer *et al.*, (1976), entre otros, en cuanto a que los depósitos calcáreos denominados Formación o Grupo Jaimanitas, no tienen una edad única. Kartashov *et al.* (1981) distinguen dos paquetes separados por una evidente discordancia estratigráfica; así como por la diferencia en el grado de litificación y en cierta medida por su composición, que denominaron Jaimanitas Inferior y Jaimanitas Superior. Por otra parte Shantzer *et al.*, (1976), basado en la relación Io/U^{234} determinaron edades de 20 000 - 30 000 y 80 000 años. Ionin *et al.*, (1977), utilizando determinaciones de C^{14} obtuvieron edades de 20 000-30 000 años. Dunaev e Ionin (1975) estimaron hasta 100 000- 130 000 años de edad.

Bröderman y Bermúdez en 1940 y Ducloz en 1963, mediante su correlación con depósitos del sureste de los Estados Unidos y con ayuda de determinaciones radiométricas (Shantzer *et al.*, 1976), supusieron que la misma se corresponde con el último interglacial (Sangamon). Shantzer y sus colaboradores agregaron que también existían aquí depósitos mucho más jóvenes, que corresponden al Wisconsin.

La coincidencia de distintos autores en cuanto a la existencia de diferentes edades dentro de estos depósitos es precisamente lo que no admite considerar que los mismos constituyen una formación o un grupo, o sea, que deben ser diferentes unidades que marcan eventos diferentes en su acumulación. También hay coincidencia en cuanto a que existen varios y significativos cambios litofaciales y biofaciales en estos depósitos. Dos de estos cambios faciales fueron separados en miembros (Tortuguilla y Punta Monje) en la primera versión del Léxico Estratigráfico de Cuba (1991), pero se podían haber separado probablemente hasta una decena de miembros. No parece ser práctico considerar una división en miembros dentro de



estos depósitos, pues serían muy numerosos y en muchos casos, difícil de separar y mucho menos cartografiar, por su poca extensión.

A luz de los nuevos datos, la relación estratigráfica de la Fm. Jaimanitas con las demás formaciones difiere en cierta medida de la propuesta por Kartashov *et al.*, (1981) y de la propuesta por la primera versión del Léxico Estratigráfico de Cuba (1991).

Resultados

Lo que en este caso se considera Fm. Jaimanitas puede estar compuesta, indistintamente, por calizas biodetríticas masivas y muy fosilíferas, calizas biohémicas, biocalcarenitas de granulometría variable, biocalciruditas de matriz arenítica, calcarenitas arcillosas. En todos los casos puede existir contenido de material terrígeno en forma de gravas, arenas y cantos; así como fragmentos de calizas preexistentes, oolitos y pseudoolitos. El color predominante es de blacuzco a crema, pero puede variar en dependencia de la presencia de impurezas en la matriz y en el cemento, fundamentalmente. Por ejemplo, en calizas biodetríticas y calciruditas con matriz carbonático-limonítica el color es algo rojizo. Generalmente las rocas aparecen carstificadas. Entre las formas carsticas se encuentran lapiez ("diente de perro") y bolsones carsticos, ocasionalmente rellenos por una fina mezcla carbonático - arcilloso-ferruginosa de color rojo ladrillo. También pueden presentar en superficie un casquete recristalizado de 1 a 2 m de espesor, por debajo del cual, en ocasiones, la roca aparece desintegrada, convertida en un material terroso. El espesor promedio del corte en general es de 8-10 m. El aragonito es el mineral que predomina.

Esta formación no posee fósiles índices, pero contiene una gran cantidad de fauna en buen estado de conservación e inclusive con el brillo nácar en superficie y restos del color original. Según reporte de Franco (1976) los fósiles más abundantes son: *Strombus gigas* (de facies lagunar abierta), *Citatarium pica* (de facies intertidal). Abundan también los corales *Siderastrea radiana* y *S. sideria* (biozona de *Siderastrea*) y *Montastrea annularis*, *M. cavernosa*, *Acropora cervicornis*, *Diploria labyrinthiformis*, *D. strigosa* y *D. gyrosa* (biozona *Montastrea annularis*). Las biozonas coralinas son las predominantes. Otros fósiles abundantes son:

Moluscos – *Antigona listeri*, *Argopecten exasperatus*, *A. gibbus*, *Arca occidentalis*, *A. umbonata*, *Astraea americana*, *A. longispina*, *Barbatia barbata*, *Bulla occidentalis*, *Cerithium floridensis*, *C. litteratum*, *Cardium muricatum*, *Codakia orbicularis*, *Columbella mercatoria*, *Conusmus*, *Cyphoma gibbosa*, *Cypraea cineras*, *C. exathema*, *Cypraea cassis testiculus*, *Chama macerophylla*, *Chione cancellata*, *Laevicardium laevigatum*, *Lima scabra*, *L. tenera*, *Litophaga antillarum*, *L. bisulcata*, *Loripinus chrys estemus*, *Lucina pennsylvanica*, *Macoma constricta*, *Melongena melongena*, *Murex pomum*, *Mytilus exustus*, *Nassarius vivex*, *Natica canrena*, *Nerita peloronta*, *N. versicolor*, *Oliva reticularis*, *Ostrea frons*, *O. rhysophora*, *Pecten ziczac*, *Plicatula gibbosa*, *Polinices lactea*, *Spondylus americanus*, *Strombus pugilis*, *Tectarius muricatus*, *T. ziczac*, *Tellina alternata*, *T. fausta*, *T. interrupta*, *T. magna*, *T. radiata*, *Trigonocardium medium*, *Turbo castaneus*, *Xancus angulatus* y *Xenophora conchyliophora*. Corales– *Acropora palmata*, *Agaricia agaricites*, *Clodocera arbuscula*, *Favia fragum*, *Manicina areolata*, *Porites astreoides*, *P. porites*, *Solenastrea bournoni*, *S. Hyades* y *Stephanocoenia intersepta*. Equinoides – *Clipeaster rosaceus*, *C. subdepressus* y *Echinometra lucunter*. Microfósiles – *Ammonia beccarii*, *Amphistegina gibbosa*, *Archaias angulatus*, *A. compressus*, *Bolivina alata*, *B. cubana*, *Buliminella elegantissima*, *Clavulina tricarinata*, *Elphidium lanieri*, *E. sagrum*, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia menardii*, *Liebusella intermedia*, *Peneroplis proteus*, *Quinqueloculina candeiana*, *Q. linneiana*, *Q. seminula* y *Q. tricarinata*.



En su ambiente de sedimentación predominaron las facies de playa, postarrecifal y arrecifal. Pero éstas pueden variar debido a la existencia de una amplia gama de ecosistemas, con características de las costas y las fuentes de aporte de material terrígeno propia de cada caso, ya que esta formación circunda el archipiélago cubano, incluyendo el zócalo rocoso de su plataforma marina. El mar poseía condiciones climáticas similares a las actuales y probablemente tuviera circundado por manglares en zonas costeras bajas, que no permitía, en la mayoría de los casos, el acarreo de material terrígeno hacia el mar. En algunas zonas costeras levantadas, como por ejemplo, en la región sureste del país sus depósitos son producto de episodios de desarrollo de los arrecifes coralinos, que alternaron con episodios cortos de abundante aporte de material terrígeno en un ambiente de rápida cementación, como suele ocurrir en la zona intermareal en presencia de abundancia de carbonatos en condiciones tropicales. Es evidente que aquí hubo, además, una dinámica de las aguas muy activa, la cual permitió mantener una actividad tal de los ecosistemas como para que se depositaran materiales terrígenos sin afectar el desarrollo de los arrecifes coralinos.

Estos depósitos circundan el archipiélago cubano, sin embargo lo hacen a través de una faja discontinua, ya que en los sectores con costas de sumersión éstos no afloran, mientras que en algunos sectores con costas de emersión están ausentes. Su anchura en el territorio emergido es variable y puede exceder los primeros centenares de metros en algunos lugares. Esta discontinuidad se debe a la diferenciación de los movimientos neotectónicos ascendentes, que alcanzaron una intensidad significativa durante el Pleistoceno, acentuando la división en bloques del territorio, con diferentes niveles de posición hipsométrica y separados por fallas, en muchas de las cuales son perpendiculares a la línea costera. Estos movimientos rápidos y con carácter periódico, en algunos casos, provocaron el desarrollo de superficies acumulativo-abrasivas aterrazadas y abruptos acantilados, con alturas que varían desde algunos metros hasta más de 220 m en zonas surestes del país. Según las investigaciones realizadas por Shantzer *et al.*, (1975), el origen de la terraza pleistocénica más baja no obedece a un control tectónico, sino a un control glacioeustático. Ellos fundamentan esta hipótesis en la poca variabilidad a través del país del escalón y la escarpa de esta terraza.

Sobre la base de la relación estratigráfica de los depósitos que en la actualidad se le han adjudicado a la Fm. Jaimanitas (Léxico Estratigráfico de Cuba, 1991, 2001; Cabrera y Peñalver, 2001), con otras formaciones del Cuaternario y de determinaciones radiométricas (Shantzer *et al.*, 1976 y Ionin *et al.*, 1977), se considera que su edad corresponde al Pleistoceno Superior Temprano (Fig.1) (interglacial Sangamon, ocurrido hace 130 000 años). Tentativamente esta consideración había sido hecha por Ducloz en 1963. Los depósitos más jóvenes, que habían sido denominado Jaimanitas Superior (Kartashov *et al.*, 1981) se relacionan con la Fm. La Cabaña, compuesta por Biocalciruditas de matriz calcarenítica margosa, formadas principalmente por nódulos de algas y fragmentos de moluscos y corales y ocasionalmente de calizas biohémicas. En ocasiones se desagrega, dando lugar a un material calcáreo untuoso, pulverulento, con el aspecto de la creta. Las calciruditas pasan, a veces, a calcarenitas margosas y margas arenáceas; así como a calizas y calcarenitas conchíferas menos consolidadas y con un débil rellenamiento de las cámaras de las conchas. Coloración blanca, gris-blancuzca y amarillenta. Por lo visto su origen se relaciona con algún evento transgresivo, ocurrido dentro de la transgresión del Wisconsin hace 20 000- 30 000 años (Pleistoceno Superior Tardío).

En algunos casos, como en el sur de la Sierra Maestra la Fm. La Cabaña sobreyace la Fm. Salado. La Fm. Salado también parece relacionarse con otro evento transgresivo aún más joven. Las demás formaciones que suprayacen a la Fm. Jaimanitas (Playa Santa Fe, Guillermo y Siguanea) deben relacionarse con el Pleistoceno Superior Tardío, pero debido a su local



distribución y a que no aparecen superpuestas, no es posible determinar la relación estratigráfica existente entre las mismas. En el corte geológico del área tipo de la Fm. Santa Fe (corte de 10 x 2000 m en el lado sur de la carretera La Habana- Mariel, en la Loma Taoro, entre la salida occidental de Playa Santa Fe y la parte este del río Santa Ana), ésta cubre discordantemente a través de un paleosuelo a la Fm. Jaimanitas, mostrando su menor edad, lo mismo se observa con la Fm. Salado, la cual puede encontrarse sobre Jaimanitas o sobre La Cabaña. Los depósitos de la Fm. Jaimanitas yacen discordantemente sobre las formaciones, Grande, Güines, La Cruz, Mícaro, Río Maya, Vázquez, Vedado, Versalles, Guanabo, los grupos Nipe (formaciones Júcaro y Río Jagüeyes), Remedios y la unidad informal calciruditas Feliz. Todos los depósitos que la cubren lo hacen de manera discordante. Las formaciones Jamaica, Camacho y Cauto parecen ser sincrónicas con la Fm. Jaimanitas en lugar de ser más jóvenes como se había considerado con anterioridad (Kartashov *et al.*, 1981).

EDAD			FORMACIONES CARBONATICAS	FORMACIONES TERRIGENAS
PLEISTOCENO SUPERIOR	TARDIO	PLEISTOCENO SECO	PLAYA SANTA FE LA CABAÑA GUILLERMO	SIGUANEA
	TEMPRANO		JAIMANITAS	CAMACHO JAMAICA CAUTO
			SALADO	

FIG. 1. DISTRIBUCION ESTRATIGRAFICA DE LAS FORMACIONES DEL PLEISTOCENO SUPERIOR EN CUBA



La Fm. Jaimanitas ha sido correlacionada con las formaciones Palmico, Anastasia, Calizas Key Largo y Oolita Miami, todas del Pleistoceno de la costa atlántica de Norteamérica (Léxico Estratigráfico de Cuba, 1991) y es probable que se pueda correlacionar con otros depósitos calcáreos de áreas vecinas, como es el caso de uno de los estadios isotópicos establecidos por Hearty (1998) en la isla Eleuthera, Bahamas, pero esto requiere de investigaciones más minuciosas y con carácter regional.

Conclusiones

- La Fm. Jaimanitas es un conjunto de rocas calcáreas de origen biogénico, que en ocasiones contienen fragmentos de rocas magmáticas, calizas más antiguas y arenas de origen químico en forma de oolitos y pseudoolitos. Dentro de tal conjunto predominan las facies arrecifal, postarrecifal y de playas. Este complejo facial no es práctico dividirlo en miembros porque serían numerosos y en su mayoría muy locales.
- Tal y como se refleja en trabajos precedentes, los depósitos que tradicionalmente se habían denominado Fm. Jaimanitas están representados por dos paquetes de diferentes edades y que por tanto no deben ser incluido en una única unidad. Los depósitos más antiguos tienen entre 130 000 y 82 000 años, que corresponden a la denominada Fm. Jaimanitas y los más jóvenes, con unos 20 000 y 30 000 años pertenecen a la Fm. La Cabaña, que es a la unidad que por sus características estratigráficas más se asemejan.
- Con la Fm. Jaimanitas parecen ser correlacionables las formaciones terrígenas Cauto, Jamaica y Camacho. Estas tres unidades, que son las más antiguas dentro del Pleistoceno Superior, corresponden al Pleistoceno Superior Temprano, mientras que las formaciones La Cabaña, Playa Santa Fe, Guillermo, Salado y Sigüanea, que sobreyacen a la Fm. Jaimanitas se relacionan al Pleistoceno Superior Tardío y parecen vincularse con la edad de 20 000- 30 000 años.
- El relieve carstico, la presencia de sedimentos arcillosos carbonáticos de color rojo y de otras formaciones sobre la superficie de los depósitos de la Fm. Jaimanitas, con horizontes de paleosuelos incluidos en la Fm. Playa Santa Fe, indican que durante la gran regresión wisconsiana (Pleistoceno Superior Tardío) ocurrieron ciclos regresivos y transgresivos de menor magnitud. No se puede precisar con exactitud el número ocurrido de estos eventos, sin embargo el carácter regional de la distribución de los depósitos de las formaciones Salado y La Cabaña indica que ocurrieron por lo menos dos transgresiones y dos regresiones. La ubicación de estas formaciones en sectores costeros con un relieve deprimido y su limitada extensión tierra adentro atestiguan la pequeña magnitud de las transgresiones.
- El mar en el cual se depositaron las diferentes facies de la Fm. Jaimanitas poseía condiciones ecológicas similares a las actuales y probablemente se encontraba circundado por manglares en zonas costeras bajas, que no permitían en la mayoría de los casos el acarreo de material terrígeno hacia el mar, una excepción lo constituyen los depósitos de la parte

Bibliografía

- Brödermann, J., Bermúdez, P. J. 1940. Contribución al mapa geológico de la provincia de La Habana. Inédito. ONRM. MINBAS. La Habana
- Cabrera, M., Peñalver, L. L. 2001. Contribución a la Estratigrafía de los Depósitos Cuaternarios de Cuba. Rev. C & G. SEG. EQUA. GEOFORMA. Ediciones. España : 15 (3-4), 37-49



- Ducloz, C (1963). Etude géomorphologique de la région de Matanzas, Cuba (avec une contribution a l'étude des dépôts quaternaires de la zone Habana - Matanzas). Inédito. Arch. Sci. , Soc. Phys. Hist. Nat. Genève:16(2): 351 - 402.
- Dunaev, N.N., Ionin, A. C. (1975). Estructura geológica del *shelf* de Cuba y sus movimientos verticales modernos. Rev. Estructura del shelf de las regiones tropicales de los océanos. Inst. Oceanol. Acad. Cienc. URSS: 36-21.
- Bronnimann, P., Rigassi, D. 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.
- Franco, G. L.. En: Nagy, E., Brezsnianszky, K., Brito, A., Coutin, D., Formell, F., Gyarmati, P., Jakus, P. , Radocz, J. Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000. Inédito. Inst. Geol. Paleont. MINBAS. La Habana.
- Humboldt, A. Von. 1826. Voyage aux regions equinoxiales du Nouveau Continent fait in 1799, 1800, 1801, 1802, 1803 et 1804. Gide. Paris : 2: 229 – 231.
- Hearty, P. J. 1998. The geology of Eleuthera Island, Bahamas: a rosetta stone of Quaternary stratigraphy and sea-level history. Quaternary Science Reviews. Nassau, Bahamas: 17,333-335.
- Ionin, A. S., Medvedev, V. S., Pavlidis, Y. A., Dunaev, N.N., Avello, O. 1976. Estructura geológica de la plataforma submarina de Cuba. En: I. P. Kartashov, Sedimentación y formación del relieve en Cuba en el Cuaternario. "Nauka". Moscú: 81 - 106.
- Ionin, A.S., Y. A. Pavlidis. , O. Avello. 1977. Geología de la plataforma marina insular de Cuba. Edit. "Nauka". Moscú : 215 p.
- Kartashov, I. P., Cherniajovski, A., Peñalver, L. L. 1981. El Antropógeno de Cuba. "Nauka". Moscú :147
- Kozary, M. T. 1956a. Reconnaissance geology of the central Cauto plain. ONRM. MINBAS. La Habana (inédito).
- . 1956b. Reconocimiento geológico de Holguín - Puerto Padre. Inédito. ONRM. MINBAS. La Habana.
- . 1957. Stratigraphy of the eastern Cauto plain. Inédito. ONRM. MINBAS. La Habana
- Léxico Estratigráfico de Cuba .1991 y 2001. Inédito. Inst. Geol. y Paleont.
- Shantzer, E. V., Petrov, O. M., Franco, G. L. 1975. Sobre las formaciones costeras del Holoceno en Cuba, las terrazas pleistocénicas de la región Habana - Matanzas y los sedimentos vinculados a ellas. Inst. Geol. Paleont. Acad. Cienc. Cuba. Serie Geol. La Habana: 21: 1 - 26.
- . 1976. Sobre las terrazas costeras de Cuba y sus depósitos asociados. En: I. P. Kartashov. Sedimentación y formación del relieve de Cuba en el Cuaternario. "Nauka". Moscú : 34 -79
- Taber, S. 1934. Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Bartlett Trough. Geol. Soc. America Bull. EE UU: 45:567 - 619.
- Schuchert, C. 1935. Historical geology of the Antillean -Caribbean Region of the Bordering the Mexico and the Caribbean Sea, Cuba. Wiley and Sons, Inc. New York: 1 - 811.



SOBRE LA EXISTENCIA DE LA FORMACIÓN CAMACHO EN LA LLANURA SUR DE PINAR DEL RÍO

Leandro Luis Peñalver⁽¹⁾, José A. Alonso, ⁽²⁾, Andrés Rodríguez García ⁽³⁾, Roberto Pérez Pupo, ⁽³⁾ Fidel Cruz Dávila ⁽³⁾.

⁽¹⁾Instituto de Geología y Paleontología Vía Blanca y Línea del Ferrocarril. San Miguel del Padrón. Ciudad de la Habana. Cuba. CP. 11000. [E-mail:Leandro@igp.minbas.cu](mailto:Leandro@igp.minbas.cu).

⁽²⁾Centro Investigaciones para la Industria Minero-Metalúrgica. Arroyo Naranjo. Ciudad de la Habana. Cuba. [e-mail:Cipimm@ip.mimbases.cu](mailto:Cipimm@ip.mimbases.cu)

⁽³⁾Empresa Minera Habana-Matanzas

RESUMEN

Sobre la base de estudio de más de 12 perforaciones realizadas en la zona de San Pedro, a unos 22 km al suroeste de Artemisa, en el extremo oriental de la llanura sur de Pinar del Río, se señala la existencia de la Formación Camacho en esa región.

Se describen macroscópicamente los depósitos de tres de las perforaciones y se ofrecen las características mineralógicas de las fracciones gruesa y arcillosa de varias muestras de los horizontes superiores. Se comparan con los datos brindados por Karstashov et al., (1981) para esta formación en otras regiones de Cuba. y se confirma la edad Pleistoceno Superior Tardío para dicha formación, recalándose que la misma se depositó durante una de las grandes transgresiones glacioeustáticas del nivel del mar ocurridas en ese intervalo.

Se resuelve un problema de primera importancia en los mapas geológicos actuales de la provincia de Pinar del Río, en que aparecían cartografiados depósitos inominados, representados por la sigla amQ3-4, los que se pueden correlacionar con la Formación Camacho.

ABSTRACT

Based on the study of 12 boreholes in San Pedro zone, 22 km SW of Artemisa, in western part of Pinar del Río south plains, it was reported the Camacho formation in that region. Deposits of 3 holes are described macroscopically and mineralogical characteristics of the coarse and clay fraction of the upper horizons are given. The results are compared with those of Kartashov et al. (1981) given to this formation in different regions of Cuba. The upper late Pleistocene to the formation is confirmed and was sedimented during one of the glacioeustatic transgressions of sea level occurs in that interval.

An important problem of geologic map of Pinar del Río province is resolved, since the map shows some deposits like "nameless", represented by the symbol amQ3-4, comparable with the Camacho formation.

Introducción

Durante los años 2000-2001, se realizaron trabajos de prospección en la zona de San Pedro, a unos 22 km al suroeste de Artemisa, por parte de la Expedición de Trabajos Geológicos Habana-Matanzas de la Unión Geominera, con el objetivo de buscar arcillas semirefractarias en esta región.

A tales efectos se realizaron 13 perforaciones para pozos de muestreo en dicha zona, los que permitieron, sobre la base del análisis e interpretación de sus materiales, confeccionar la columna geológica de los primeros 10.0 m en el sentido vertical y concluir señalando la existencia de tres ciclos transgresivos en el extremo oriental de la Llanura meridional de Pinar del Río.



Estos ciclos se pueden correlacionar con las grandes transgresiones glacioeustáticas del nivel del mar, las que se conoce que dejaron sus depósitos en diferentes llanuras de Cuba.

Materiales y Métodos

Para la realización de este trabajo se confeccionaron las columnas litológicas de todos los pozos perforados seleccionando las tres que figuran en el trabajo, se muestrearon y enviaron al laboratorio todas las muestras de todos los intervalos en que el material se podía asociar, macroscópicamente, con la Formación Camacho. El resultado de los análisis mineralógicos (fracciones gruesas) fue obtenido en el Departamento de Mineralogía y Petrografía del IGP, mientras que los análisis de arcillas fueron realizadas en el CIPIMM con las siguientes características:

Los termogramas ATD, ATG y TGD se determinan en un derivatografo MOM 1500 Q. Se emplean crisoles de cerámica tamaño mediano; (- AL2 O3 calcinada como material de referencia; atmósfera del horno dinámica, termopares Pt/Pt (Rh-10^{0/0}); sistema de registro X: Y; sensibilidad de los canales: ATD: 250 MV; TG: 500 MV; TGD: 1 Mv; tiempo de medición: 100 minutos; velocidad de papel: 2.5 mm/min; peso de muestra: entre 450 y 600 mg; velocidad de calentamiento: 100 c/min.

La determinación cuantitativa de montmorillonita se realiza con el empleo de dos variantes de análisis térmico: Termogravimetría (TG) y Termogravimetría Derivada (TGD) mediante el cálculo de la pérdida de peso del endoeffecto de agua estructural del mineral en el intervalo de temperatura entre 400 y 700 0C, utilizando la expresión de mínimos cuadrados propuesta por Alonso y Vega (1990) que plantea:

% P. Peso (OH)= $5,2 \cdot 10^{-3} C + 3 \cdot 10^{-3}$, donde $r = 0.99998$ y ----C es la concentración en %.

Los contenidos del oxihidróxido goethita se calculan por la expresión planteada por González et al. (1984): % P. Peso (OH) = $9,8 \cdot 10^{-3} C + 0.2$.

Características litológicas de la Formación Camacho

De las tres unidades litoestratigráficas reconocidas en los testigos de los pozos, la que resulta de mayor interés es la que ocupa la parte superior del corte y que, al parecer, se puede correlacionar con la Formación Camacho de Cuba Central.

Las otras dos unidades (formaciones Guevara y Guane) son bastante comunes en la llanura sur de Pinar del Río y en este trabajo tienen menos interés.

I.P. Kartashov et al. (1976) describieron la Formación Camacho la que fue ampliada y completada con datos mineralógicos en 1981 por los mismos autores. De las descripciones originales queda claro que la formación está constituida por arcillas y arenas arcillosas de color gris-verdoso, gris oscuro y pardo, a veces con gravas y guijarros pequeños, poseen una estratificación horizontal no clara, contienen pequeñas concreciones ferromangánicas, nódulos carbonatados de color gris, que a veces forman horizontes de poco espesor en la parte basal de los sedimentos y en algunas regiones cristales y drusas de yeso. Esta última característica, es decir, la existencia de cristales y drusas de yeso fue observada por L.L.



Peñalver en los trabajos de confección del Mapa Geológico de La Habana a escala 1:250 000 muy próximo a la zona de San Pedro, a unos 8 km al este de dicha localidad. Las restantes características son frecuentes en casi todos los pozos estudiados para este trabajo.

El material clástico de los depósitos de la Formación Camacho tiene composición polimíctica. En la fracción areno-limosa se detecta la presencia de cuarzo, plagioclasa, anfíboles, biotita, piroxenos, a veces se encuentran concreciones ferruginosas redondeadas del tamaño de los guijarros.

El material arcilloso de la formación tiene textura fibrosa embrollada. En su composición predominan las esmectitas. Con mucha frecuencia en las arcillas de la Formación Camacho se encuentran segregaciones de cristales finos de calcita, los que pudieran esconder esqueletos de algas calcáreas.

Las alteraciones secundarias de los depósitos de la Formación Camacho que están relacionadas con la intemperización y formación del suelo, llevan a la formación del suelo negro compacto, que en la zona de estudio a veces se torna gris, verde grisáceo o carmelita, con su espesor variable entre 30 y 50 cm.

Las transformaciones de los minerales arcillosos son insignificantes, ellos mantienen inalterables las esmectitas, y son un indicativo de que las condiciones subareales posteriores a la sedimentación de la formación, fueron relativamente secas, semejantes a las existentes hoy día.

El espesor de ésta formación es de alrededor de 2-3 m, lo que queda evidenciado por los datos de los pozos de referencia, de los que se seleccionaron tres para la fig. 1.

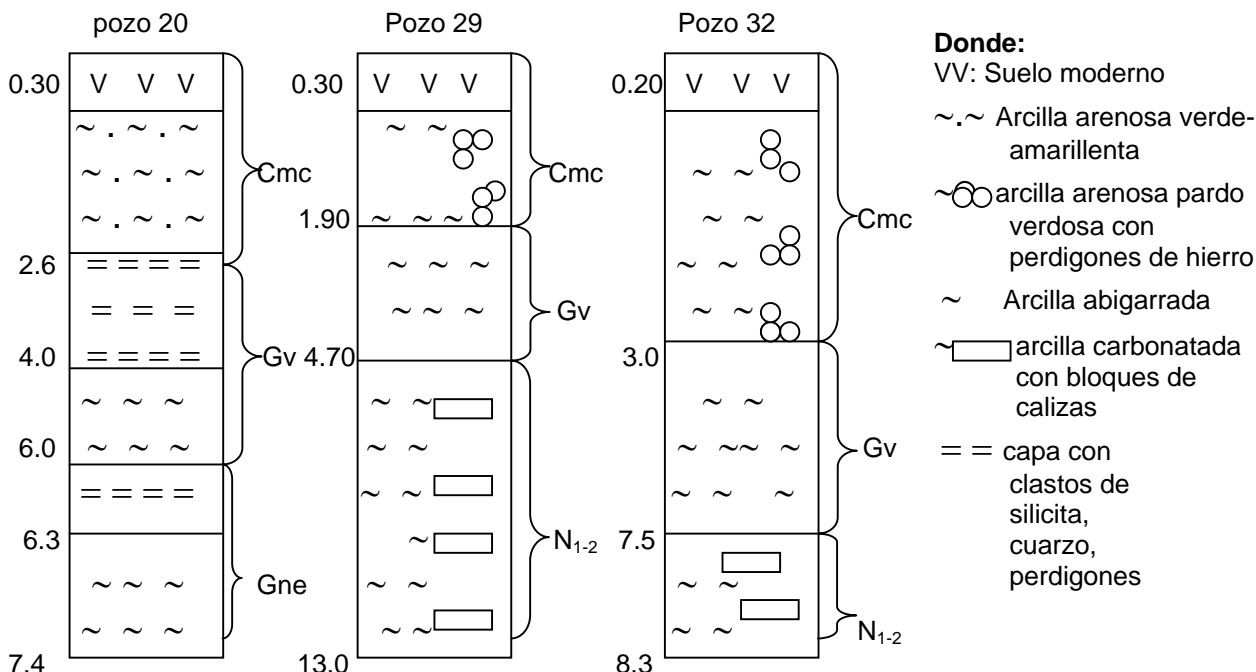


Fig. 1 Algunas de las columnas de pozos más representativas de la zona de San Pedro, al suroeste de Artemisa.



La Formación Camacho constituye llanuras costeras bajas, que se hallan bordeadas en la zona costera por depósitos de manglares. En la región de San Pedro específicamente sobreyacen a las secuencias abigarradas de la Formación Guevara y su altura es inferior a los 14 m sobre el nivel del mar.

En la zona de San Pedro, el estudio por análisis térmico se aplicó a las muestras 24-8, 27-5, 29-44 y 31-35, en su fracción < 0.063 mm. Los resultados de la evaluación termoanalítica de las muestras objeto de estudio presentan las siguientes particularidades, según criterios de Mackenzie (1970) e Ivanova (1974). En los termogramas ATD, DTG y TG se detectan los endoeftos de la arcilla esmectítica, en este caso montmorillonita, rica en iones de Fe⁺⁺⁺ y de cationes intercambiables bivalentes (calcio⁺⁺, magnesio⁺⁺) a temperatura de los picos endotérmicos 140, 200, 530°C (ver fig. 2); el exoefto de la transformación estructural y formación de una nueva fase del mineral a 890°C. Se aprecia, además, el efecto endotérmico de pérdida de agua estructural del oxihidróxido de Fe (goethita) y en la muestra 29-44 un endoefto a 700°C por pérdida de CO₂ de la calcita.

En la tabla I se puede observar el contenido de arcillas esmectíticas (del tipo montmorillonita) y minerales accesorios detectados por TG-TGD en las muestras estudiadas.

Tabla I Contenido de arcillas en diferentes muestras

Mineral	Muestras			
	24-8	27-5	29-44	31-35
% montmorillonita	78	47	62	87
% Goethita	10	11	14	13
% Calcita	-	-	2	-

Por otra parte, la tabla II, elaborada también con muestras provenientes de la zona de San Pedro, nos ofrece el contenido de minerales en su fracción gruesa a diferentes granulometrías, donde se distinguen para la parte superior de los pozos señalados, hasta profundidades nunca mayores de 3 m, los siguientes minerales.

Como se puede apreciar del análisis de la tabla II, los principales minerales subordinados a las esmectitas son: limonita, óxidos e hidróxidos de hierro, cuarzo, plagioclasas, carbonatos manchados de hierro, materia orgánica, minerales de manganeso y magnetita. De forma subordinada se distingue piritita, goethita, mica, minerales del grupo de la serpentina, ilmenita, rutilo. Las determinaciones fueron realizadas por Evelio Lisabet y Walkiria Suárez, ambos del IGP. Esto se avala con los datos geomorfológicos existentes, así como con los datos estratigráficos.

Una particular importancia tiene el hecho de poder establecer la existencia de la Formación Camacho en esta zona, ya que la presencia de depósitos innominados de edad Q₃₋₄ en una gran parte de la Llanura sur de Pinar del Río, que incluían la zona de San Pedro, e inclusive algunas porciones de la costa norte de esa misma provincia, había sido señalada por los geólogos de Pinar del Río que trabajaron en los polígonos CAME que abarcaron este territorio. Quedaba la duda ya que en la actualidad no se habían podido observar afloramientos naturales o artificiales que atestiguaran dicha presencia. Ahora se puede afirmar que, efectivamente, la Llanura sur de Pinar del Río fue afectada parcialmente por la transgresión que depositó los sedimentos de la Formación Camacho, de mucha menor duración y extensión que las transgresiones precedentes, que depositaron los sedimentos de la Formación Guane y



posteriormente de la Formación Guevara, con lo que queda claro que las zonas cartografiadas como amQ₃₋₄ en diferentes mapas geológicos provinciales, corresponden a la Formación Camacho, sobre la base de los materiales antes señalados y las descripciones mineralógicas de los mismos. Al mismo tiempo, se pueden reconocer en el extremo occidental de la provincia de Pinar del Río depósitos de arenas de cuarzo de diferente granulometría y colores claros, que parecen corresponder a una facies de la transgresión que depositó a la Formación Camacho, en cuyo caso se correlacionarían con la Formación Siguanea.

De esta manera, con el reconocimiento de la Formación Camacho en Pinar del Río se amplía el nivel de conocimiento acerca de la historia del desarrollo geológico de la provincia durante el Cenozoico Tardío y se reconoce la existencia de estos depósitos por primera vez, en la llanuras de la parte sur de Cuba Occidental.

Conclusiones

1. Se reconoce por primera vez la existencia de la Formación Camacho en las llanuras del sur de Cuba Occidental.
2. Se resuelve un problema de importancia práctica al extender los depósitos de la Formación Camacho a la llanura sur de Pinar del Río y con ellos relacionar los antiguos depósitos aluvio-marinos jóvenes (amQ₃₋₄).
3. Con estos depósitos de la Formación Camacho (y su equivalente de arenas cuarzosas de la Formación Siguanea), se completa la historia del desarrollo geológico de la provincia de Pinar del Río durante el Cuaternario, sin hiatus estratigráfico.

Bibliografía

- Alonso J.A., N. Vega 1990. Análisis termogravimétrico cuantitativo de montmorillonita en arcillas. La Habana. Memorias evento Quimindustria. pág. 132-134.
- Barrios E., J.C., Marrero, A.A. Portuondo, R. Núñez, R. Placeres 1988. Informe Levantamiento geológico a escala 1:100 000 y búsqueda acompañante. La Habana. Inédito. Archivos Ofic. Nac. Rec. Min.
- González C., N. Vega, J.A. Alonso 1984. Análisis cuantitativo de goethita en lateritas. La Habana. Serie geológica No.2. MIMBAS.
- Ivanova V.P. et al. 1974. Análisis térmico de rocas y minerales. Editorial Nedra. 399 pp.
- Kartashov I.P., A.G. Cherniajoski, L.L. Peñalver 1981. El antropógeno de Cuba Moscú. Editorial. Nauka. Vol. 356. 145 pp.
- Kartashov I.P., N.A. Mayo, A.G. Cherniajoski, L.L. Peñalver 1976. Algunas formaciones geológicas del sistema Cuaternario reconocidas recientemente. La Habana. Serie Geológica. N° 26 ACC.
- Mackenzie R. 1970. Análisis Térmico Diferencial. Editorial. Academic Press. vol. 1. Cap. 16-20. Pág. 463-607.
- Martínez D., R Fernández de Lara, et al. 1991: informe sobre los resultados del levantamiento geológico y prospección a escala 1:50 000 Pinar-Habana. La Habana. Inédito. Inv. No. 171. Instituto Geológico y Paleontología.



Fig. 2 Análisis térmico de la muestra 31-35

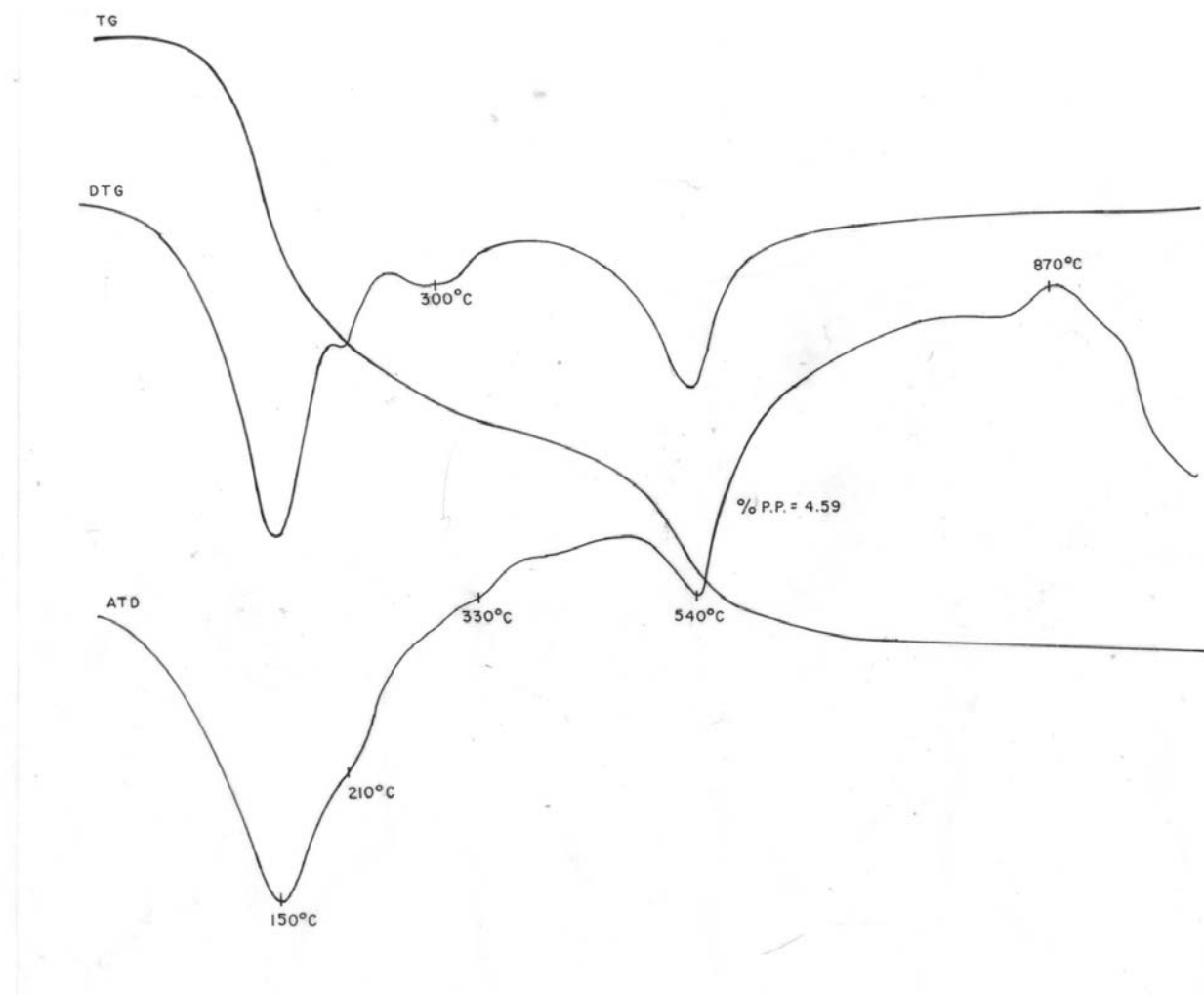




Tabla II Minerales detectados en diferentes fracciones

Minerales	Muestras												
	21-17	21-18	22-13	23-12	24-7	24-8	27-52	29-44	29-45	30-39	31-25	31-36	32-31
Goethita			X			X							
Limonita	X	X	X		X	X	X	X	X	X	X	X	X
Cuarzo	X			X		X	X		X		X	X	X
Plagioclasa		X	X	X	X	X	X					X	X
Materia orgánica			X		X	X		X		X			
Cuarzo algo sucio		X			X	X							
Oxidoehi- dróxido de hierro	X	X	X	X	X		X		X		X	X	
Minerales de Manganeseo		X					X		X		X		X
Rutilo	X												
Ilmenita	X												
Carbonato manchado de hierro	X		X				X	X	X	X	X	X	
Magnetita				X				X	X	X			X
Mineral de grupo serpentina				X									
Mica							X						
pirita							X	X	X				X



CONSIDERACIONES ACERCA DE ALGUNOS AMBIENTES MARINOS LITORALES DEL CUATERNARIO EN EL OCCIDENTE DE CUBA Y SUS IMPLICACIONES ESTRATIGRÁFICAS.

Roberto Denis Valle⁽¹⁾, Leandro L. Peñalver⁽²⁾, Miguel Cabrera⁽²⁾, Carlos Pérez Pérez⁽²⁾, Carlos Díaz Guanche⁽³⁾.

(1) Empresa Geominera Pinar del Río. Brigada Geológica de Pinar del Río. Martí No.141. CP 20100.

(2) Instituto de Geología y Paleontología del MINBAS. Ciudad de La Habana.

(3) Delegación Provincial CITMA. Pinar del Río.

RESUMEN

La reconstrucción, sobre evidencias actuales, de paisajes y condiciones ambientales, sobre todo de las correspondientes a edades geológicas que aunque pretéritas son consideradas recientes, contribuye a esclarecer los detalles sobre la evolución geológica y geográfica en general de una región, con sus distintas implicaciones.

En el presente trabajo se proponen posibles modelos de la morfología y los procesos dinámicos para algunos tramos de la línea costera que existió durante el Pleistoceno - Holoceno en localidades pertenecientes al territorio de la actual provincia de Pinar del Río.

Se exponen evidencias de dos tipos de costas muy específicos: una alta, abrasiva, pero con notable actividad acumulativa, vinculada a la presencia de importantes corrientes marinas, a mecanismos de formación en condiciones submarinas y emersión paulatina de barras paralitorales, presente en las localidades de Cortés y Cabo de San Antonio, Península de Guanahacabibes y otra baja, cenagosa, con lagunas y manglares, donde tuvo lugar la acumulación de grandes cantidades de materia orgánica, cuyos restos pueden observarse en la localidad de Santa María, ubicada en la llanura sur (fluvio - marina) de Pinar del Río.

Del análisis (todavía inconcluso) de los materiales obtenidos y de las observaciones realizadas, pudieran derivarse algunas conclusiones que implicarían cambios en el uso de las unidades lito - estratigráficas y en los esquemas evolutivos de la región.

ABSTRACT

The reconstruction, on current evidences, of landscapes and environmental conditions, mainly of those corresponding to geologic ages that although past they are considered recent, it contributes to clarify the details on the geologic and geographical evolution in general of a region, with their different implications.

Presently work intends possible models of the morphology and the dynamic processes for some tracts of the coastal line that it existed during the Pleistocene - Holocene in places belonging to the territory of the current county of Pinar del Río.

Evidences of two very specific types of costs are exposed: a discharge, abrasive, but with remarkable accumulative activity, linked to the presence of important marine currents, to formation mechanisms in submarine conditions and gradual emersion of off - shore bars , present in the locations of Cortés and Cabo de San Antonio, Peninsula of Guanahacabibes and another drop, muddy, with lagoons and swamps, where was the accumulation of big quantities of organic matter whose remains can be observed in Santa María lagoon, located in the south plain (fluvio - marine) of Pinar del Río.

Of the analysis can to derive some conclusions that imply changes in the use of the stratigrafics units and in the evolutionary models of the region.

Introducción

La posición y configuración de cualquier línea costera es el resultado de la conjugación de múltiples factores que van desde los procesos directamente relacionados con la dinámica del



litoral y el modelado costero local (la abrasión, la erosión, el transporte y deposición de sedimentos por el oleaje, las mareas, así como por las corrientes marinas y fluviales) hasta procesos regionales con implicaciones de mayor alcance territorial como son las oscilaciones del nivel del mar, los cambios climáticos y los movimientos neotectónicos. Existen además otros procesos como los biogénicos (desarrollo de arrecifes coralinos, de áreas pantanosas, turberas o fajas de manglares) que son una consecuencia de las características del litoral, pero que a su vez influyen notablemente en la conformación del mismo.

Partiendo de estas aseveraciones es posible hacer el análisis inverso, es decir: las características morfológicas de una costa pueden brindar información valiosa relacionada con la historia del desarrollo geográfico y geológico de la región colindante, especialmente en lo correspondiente a las etapas más recientes de dicha evolución, transcurridas en el período Cuaternario.

En el presente trabajo, valiéndonos de esta óptica se expresan consideraciones sobre la evolución geológica de Cuba Occidental, fundamentalmente durante el Pleistoceno y sobre la distribución geográfica e interrelaciones de algunas unidades lito – estratigráficas, vinculadas a dos modelos de costas distintos: una alta, abrasiva, pero con notable actividad acumulativa, relacionada con la presencia de importantes corrientes marinas y con mecanismos de formación en condiciones submarinas y emersión paulatina de barras paralitorales, presente en las localidades de Cortés y Cabo de San Antonio, Península de Guanahacabibes y otra baja, cenagosa, con lagunas y manglares, donde tuvo lugar la acumulación de grandes cantidades de materia orgánica, para la cual se toma como ejemplo la localidad de Santa María.

Materiales y métodos

Lo que se expondrá se fundamenta en la distribución de secuencias del Cuaternario no consideradas de manera individual en los trabajos regionales efectuados en el territorio, las condiciones de deposición establecidas para las mismas; las características geológico - estructurales de la región; las geomorfológicas, evidenciadas en los tipos y formas del relieve presentes; la ubicación geográfica actual de elementos de la flora y la fauna; la ocurrencia de eventos geológicos y climáticos regionales; para lo cual se toma como fuente los estudios e investigaciones realizados durante años por diferentes especialistas y colectivos, así como las observaciones de campo e interpretación de los autores.

Se analizarán dos tipos de localidades: las ubicadas en la Península de Guanahacabibes, en las inmediaciones de la línea costera actual y la correspondiente a la Laguna de Santa María, ubicada en la llanura sur de Pinar del Río, a más de una decena de kilómetros del litoral contemporáneo, pero que los autores consideran que formó parte del paisaje costero del Pleistoceno Inferior o Medio.

Resultados

Península de Guanahacabibes

Está conformada por una llanura marina, cársica, estrecha y alargada en dirección este – oeste, flanqueada al sur por costas altas, abrasivas, mayormente acantiladas y al norte por una costa baja, cenagosa, cubierta por manglares.

En su extremo occidental (Cabo de San Antonio), donde finaliza la costa sur, pero dentro de los límites de la misma, se observa un conjunto de barras emergidas litificadas, paralelas entre si y



con respecto al litoral, apareciendo el espacio entre unas y otras ocupado por depresiones cenagosas. Alcanzan una altura de hasta 8 metros desde la base a la cresta y su superficie se encuentra labrada por los agentes y procesos cársicos. Litológicamente se componen de calcarenitas y biocalcarenitas que presentan estratificación laminar, a veces inclinada, coloración blanco – grisácea, blanco – amarillenta hasta rosácea.

De acuerdo a su morfología, estructura y disposición en relación con el entorno geográfico, el mecanismo de formación de este tipo de barras parece ser análogo al descrito en libros de texto y la literatura afín para los cordones litorales, las flechas y restingas. Ocurre en condiciones submarinas, a poca profundidad, cerca del litoral y paralelo al mismo. Los materiales derivados de la abrasión del territorio emergido, los restos detríticos de la fauna marina y los posibles aportes aluviales (en este caso provenientes del área occidental del Golfo de Batabanó y a juzgar por distintos factores, poco significativos) tras sufrir procesos de desgaste y selección son transportados por la acción de las corrientes provenientes del este y por el movimiento de deriva que se origina como consecuencia de la refracción, (que es la tendencia de una ola frontal a cambiar su dirección original, a medida que se acerca al litoral, adoptando una disposición de su cresta paralela al trazado del litoral) y depositados principalmente en los puntos en los que la línea de la costa cambia de dirección abruptamente o cualquier otro donde haya un entorno de menor energía, conformando así un camellón que incrementa paulatinamente su espesor y también su longitud mediante sucesivas adiciones de materiales en su extremo. Otro proceso que ocurre paralelamente es la litificación, mediante la cual estos sedimentos se van consolidando por la acción de los distintos mecanismos de la diagénesis, principalmente compactación y cementación, convirtiéndose en calcarenitas.

Una particularidad de estas formaciones acumulativas, muy visible en este caso, es que con frecuencia se curvan, de manera que la parte convexa queda situada en dirección al mar. Esto ocurre por que las olas que se abaten perpendicularmente (sobre todo durante eventos atmosféricos de alguna magnitud) extraen material del lado externo y lo hacen rodar sobre el lado interno, además por la tendencia de las olas oblicuas a girar en redondo cuando se aproximan al extremo del camellón.

Cuando las barras emergen sobre la superficie marina, ya sea por el aumento considerable del espesor, por movimientos neotectónicos o por la conjunción de ambos factores, conforman entre ellas y la costa original un área lagunar cerrada o con circulación restringida, que posee sus propias particularidades sedimentológicas, físicas, químicas y biológicas. La misma por colmatación y aumento de la evaporación se transforma paulatinamente en manglar, pantano y tierra firme. Evidencias acerca de este ciclo que se repite con la emersión de cada barra, las encontramos en la disposición de la vegetación situada entre las barras más cercanas al litoral actual, denominadas del Faro y de La Sorda (manglar) y entre esta última y los restos de barras más alejadas de la costa y más antiguas (pantano) lo cual da idea del orden cronológico en que se produjeron las emersiones. (Fig. 1). También se observan voladizos de marea en el flanco externo cada barra que prueban la existencia de antiguas costas.

Un cuadro análogo se observa en las cercanías del poblado de Cortés, en el extremo opuesto (este) de la Península de Guanahacabibes, donde se pueden apreciar, al menos, dos generaciones de barras fósiles paralelas: una externa, con reflejo en el relieve y litología similar a las descritas anteriormente, aunque recristalizada, visible en las localidades de Cortés (punto de observación Q – 116), La Pedrera (Q – 108) y Loma de Lázaro (Q – 105) y otra barra interna, ya erosionada, donde afloran calcarenitas de grano más grueso en los puntos de observación Q – 114 y Q – 124. Entre ambas generaciones de barras quedaron atrapados relictos de manglar sin ninguna vinculación espacial con la costa actual, todo lo cual se refleja en la figura



2, anexa a este trabajo. En la gráfica puede apreciarse también la generación más joven de barras, conformadas por depósitos aún no litificados, representada por la flecha que con dirección sur – norte obstruye la desembocadura del río Cuyaguaje y por la restinga que casi cierra la Albufera de Cortés.

Laguna de Santa María

En la llanura sur de Pinar del Río puede apreciarse en imágenes cósmicas un conjunto de lagunas, con alineación sublatitudinal SO – NE, de modo paralelo, a grandes rasgos, a la línea actual de costa, sólo que a una distancia de más de 12 km de la misma y por encima de los 20 metros sobre el nivel del mar. En la porción más occidental de esta estructura, a unos 5 kilómetros al este del poblado de San Luis se ubica la Laguna de Santa María, donde se aprecian los siguientes hechos:

- Espesores de varios metros de turba.
- Es particularmente notable la presencia de restos de mangles en el material turbáceo.
- Presencia de ejemplares de peces de la especie conocida vulgarmente por Sábalo.

Discusión

Las barras de la Península de Guanahacabibes ha sido reportadas por diferentes investigadores con distintas interpretaciones:

Como parte de los trabajos realizados en todo el territorio nacional a finales de la década del 60, el investigador de la antigua Unión Soviética V. P. Zenkovich, describió las formaciones acumulativas presentes en el área del Cabo de San Antonio, tanto emergidas como sumergidas, aunque sin detallar los mecanismos que les dieron origen y considerando las primeras como eolianitas, criterio que no justifican las observaciones de campo ni las características geográficas del área. Nuñez Jiménez, Stelcl, Panos y Albear (1970) las consideran parte de un sistema de barras mayor que, según su opinión, conforma toda la península y les atribuyen una edad posiblemente pliocénica.

G. L. Franco en visitas de trabajo al área, realizadas de conjunto con el Departamento de Geografía del Instituto Superior Pedagógico de Pinar del Río a finales de los años 80, correlacionó estos depósitos con la Formación Cayo Piedras, criterio adoptado por Denis y Díaz (1993) y Denis (en Martínez y otros, 1994). Por su parte los principales trabajos de cartografía geológica en el área (mapas a escala 1: 500 000 y 1: 250 000) incluyen las barras del Cabo de San Antonio en lo que se consideró en ese momento Grupo Jaimanitas.

Enmarcar estas secuencias en una u otra unidad litoestratigráfica presenta varias dificultades, entre ellas el hecho de que los autores de la Formación Cayo Piedras (G. L. Franco y A. de la Torre, 1980) describen los componentes litológicos de la misma como calcarenitas y biocalcarenitas oolíticas y pseudoolíticas, lo cual no fue corroborado por las observaciones de campo que sirven de base al presente trabajo, además en la localidad no existen las condiciones necesarias para la formación de oolitas u ooides, compuestos de capas concéntricas de carbonato o de cristales en forma de agujas dispuestas radialmente alrededor de un núcleo de cuarzo o de carbonato, lo cual ocurre cuando la partícula es arrastrada en vaivén en aguas cálidas agitadas por las olas, pero que requiere, entre otros factores además de las altas concentraciones de carbonato, la confluencia de aguas frías (provenientes de profundidades notables) con las aguas cálidas mencionadas y un área nerítica de expansión con las dimensiones necesarias para que tenga lugar el proceso, premisa, esta última, que no se cumple en este caso.



En los territorios relativamente aledaños de los que pudiera ser acarreado este tipo de sedimento, es decir el Golfo de Batabanó, se ha reportado la acumulación de arenas oolíticas sólo en la parte sureste (Avello y Pavlidis, 1986) y aunque siguiendo el curso de la corriente oceánica que proveniente del Mar Caribe atraviesa el Golfo de Batabanó, el Cabo de San Antonio quedaría dentro de esa trayectoria, es poco probable su traslado hasta allí, más aún cuando en la zona occidental de ese golfo, mucho más cercana y también en la ruta de las corrientes, no se reportan oolitas y si una influencia notable de materiales terrígenos aportados por los numerosos ríos de la llanura sur de Pinar del Río.

Existen también diferencias con la Formación Jaimanitas por las particularidades de su génesis, por la presencia casi exclusiva de una sola variedad litológica (independientemente de que en Jaimanitas también se reporten calcarenitas, pero sin constituir la variedad litológica fundamental). Por otra parte sus relaciones estratigráficas tampoco aparecen claras en los sectores descritos, ya que en ocasiones parece yacer sobre la Formación Vedado en un escalón geomorfológico más elevado que la primera terraza marina o de seboruco, donde aparece Jaimanitas y en otras sobre la propia Jaimanitas o incluso sobre una barra similar más antigua.

La Laguna de Santa María, ubicada a unos 13 km. al sur de la ciudad de Pinar del Río, que sirve de base para explicar el otro modelo de litoral, pudiera constituir parte de los restos de una antigua línea costera muy semejante a la actual, baja, cenagosa, con desarrollo de manglares y abundancia de lagunas. En este criterio influyen no sólo su alineamiento con otras lagunas en la dirección ya expresada, sino algunas otras evidencias:

- Es conocido que en este tipo de ambiente proliferan diversas especies vegetales y que el cambio brusco de la salinidad, por la confluencia de agua dulce y salada, provoca la muerte de gran cantidad de macro y micro – organismos, todo lo cual aporta cantidades notables de materia orgánica, que unida a la actividad vital de la vegetación de mangles propicia la formación de turberas.
- En la composición de la turba que se extrae de esta laguna hay un alto contenido de restos de mangle, que es un tipo de vegetación que necesita para su desarrollo la presencia de agua salobre, propia de estas costas.
- El Sábalo es una especie marina que habita en aguas saladas o salobres pero siempre en comunicación con el mar y su existencia en esta laguna sin que se pueda asegurar su introducción por el Hombre, sugiere la posibilidad de que haya quedado atrapada en este embalse al retirarse la línea litoral, como resultado de oscilaciones del nivel del mar, variaciones de la configuración de la costa por desarrollo de deltas o alguna otra causa o evento.

En cuanto a la edad es necesario señalar que esta localidad se ubica en una de las unidades geomorfológicas o tipos de relieve diferenciados en Barrios y otros, 1988: la terraza fluvio – marina del Pleistoceno Superior, en un área donde, para esos autores, aflora la Formación Guevara de edad Pleistoceno Inferior a Medio, aunque otros criterios señalan a la Formación Guane del Plioceno al Pleistoceno Inferior. En todo caso la datación, tanto por criterios geomorfológicos como geológicos arroja una edad anterior al Holocen.

Como se expresa en el Resumen y se deduce del texto en general, los resultados de este trabajo no son aún definitivos y esperamos para un futuro próximo contar con los datos, entre otros, de análisis indicadores de la edad de estas turbas y de las descripciones petrográficas de las calcarenitas, lo cual aclararía más los aspectos que se debaten.



Conclusiones

En diferentes puntos de la Península de Guanahacabibes se localizan formaciones acumulativas con la configuración de barras litificadas, paralelas entre sí y a la línea de la costa, que evidencian la importancia y magnitud de esta modalidad de los procesos de acumulación que a juzgar por lo observado se han prolongado durante gran parte del Cuaternario. También apuntan a la ocurrencia de movimientos neotectónicos y el descenso del nivel del mar.

Estas secuencias, (salvando diferencias que deben ser aclaradas) pudieran ser correlacionadas con la Formación Cayo Piedras (G. L. Franco y A. de la Torre, 1980), lo que implicaría la re - aprobación de esta unidad lito – estratigráfica, actualmente invalidada por la Comisión Nacional del Léxico Estratigráfico., en caso contrario debe establecerse su posición dentro de la Formación Jaimanitas o incluso proponerse una nueva unidad.

La posible presencia de turbas de origen costero vinculadas a los restos de una antigua línea litoral, en la actualidad a más de 12 km. tierra adentro y por encima de los 20 metros sobre el nivel del mar, supondría o bien la presencia de turbas con una antigüedad mucho mayor que la reportada hasta ahora, o bien el alcance de la última transgresión marina más allá de lo aceptado hasta el momento.

Referencias Bibliográficas

- Avello, O. y Y. A. Pavlidis, 1986: Sedimentos de la plataforma cubana. Golfo de Batabanó. *Reporte de Investigación IGP*, 7: 1 – 42.
- Barrios, E. y otros, 1988: Levantamiento Geológico y Búsqueda Acompañante a escala 1 : 100 000 del centro – sur de la provincia de Pinar del Río. Emp. Geo – Min. de Pinar del Río, ONRM.
- Denis, R. y C. Díaz, 1993: Características geológicas y geomorfológicas de la Península de Guanahacabibes. Dirección Provincial de Planificación Física Pinar del Río.
- Martínez, D. y otros, 1994: Informe sobre la Generalización del Mapa Geológico del Occidente de Cuba a escala 1 : 100 000. Emp. Geo – Min. de Pinar del Río, ONRM.
- Núñez Jiménez, A., O. Stelcl, V. Panos y J. F. Albear, 1970: La llanura costera occidental de Pinar del Río. *Acad. Ciencias de Cuba, serie Espeleología y Carsología*, 19: 3 – 113.
- Zenkovich, V. P., 1969: Encuadramiento arrecifal de Cuba (en ruso). *Acad. Cien. URSS. Serie geograf.*, 2: 81 – 89.

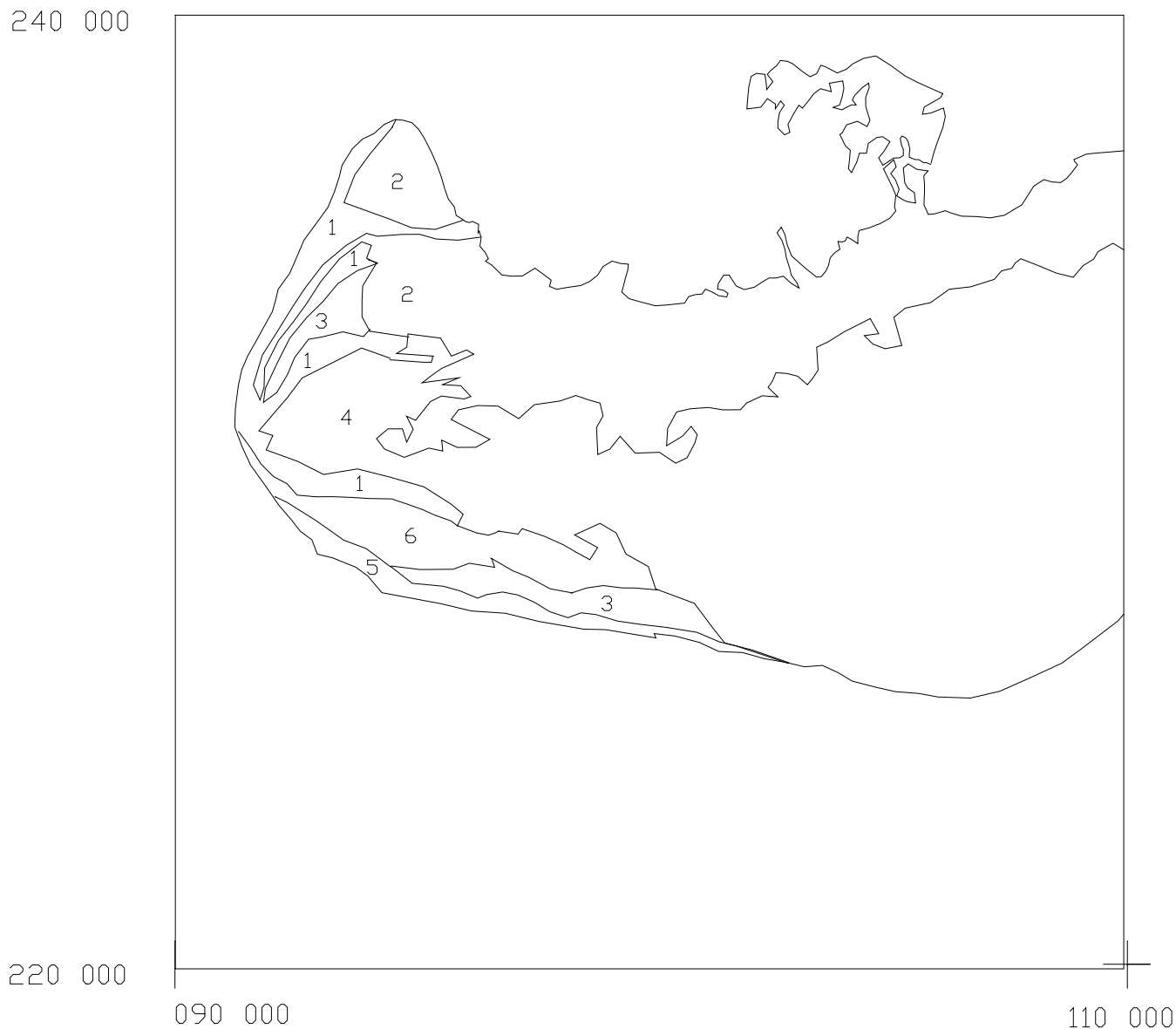


Figura No. 1: Sistema de Barras Paralitorales del Cabo de San Antonio.

- 1.- Barras litificadas. 2. - Manglar 3. - Pantano
- 4.- Calizas arrecifales de la Formación Vedado (N2 - Q1).
- 5.- Depósitos holocénicos de playa, no consolidados.
- 6.- Calizas arrecifales del Pleistoceno Superior (Formación Jaimanitas).

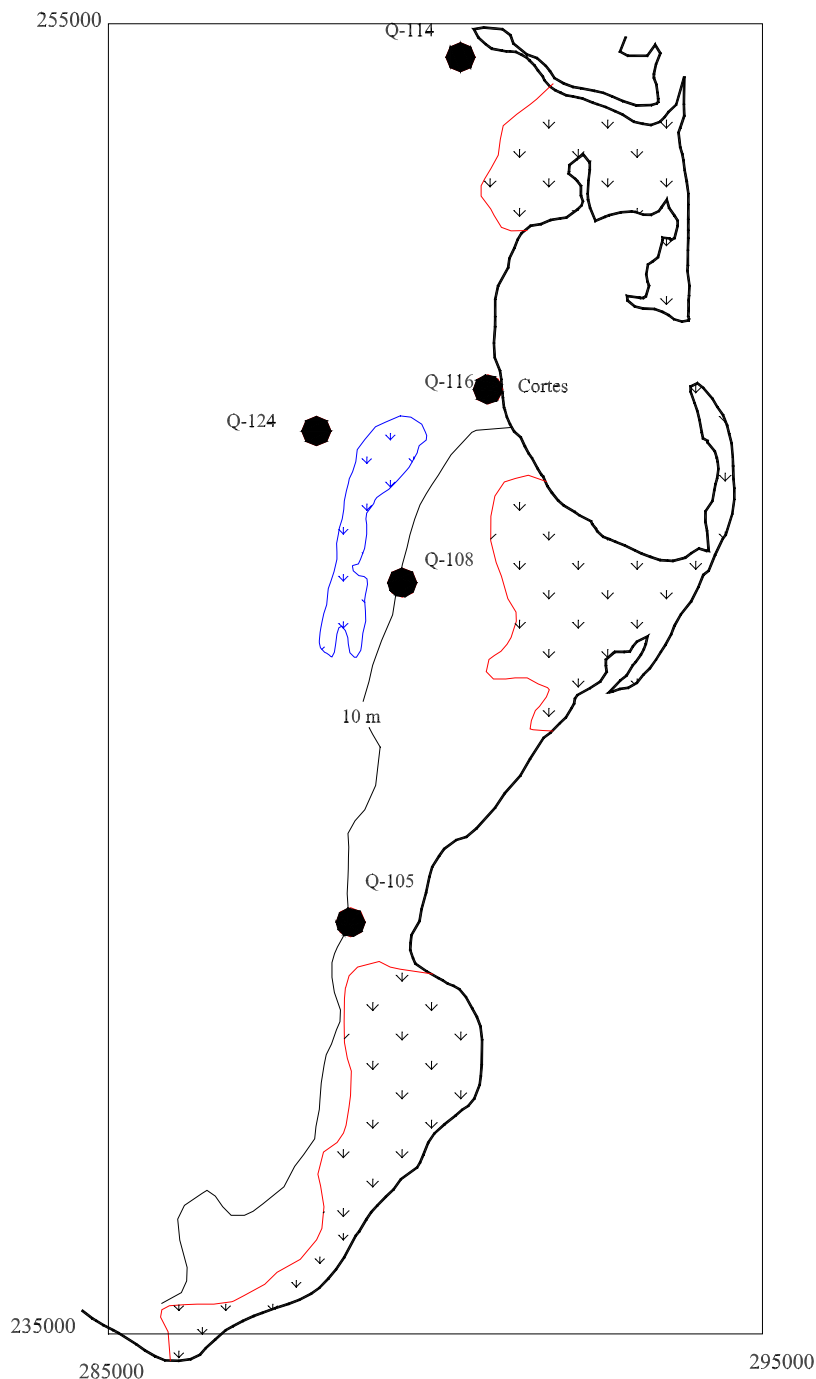


Figura No. 2: Relación espacial entre los afloramientos de calcarenita correspondientes a barras fósiles y la vegetación de manglar en el área de Cortés. Nótese la alineación entre los puntos Q - 105, Q - 108 y Q - 116 (primera barra) relacionados con la curva de nivel de 10 metros y entre los puntos Q - 114 y Q - 124 (segunda barra).



DEPOSITOS PLIOCUATERNARIOS AL SUR DE LA SIERRA MAESTRA

Miguel Cabrera Castellanos¹, Dora E. Garcia Delgado¹, Yamirka Rojas Agramonte¹, Carmen Reyes Pérez², Zulima Rivera Alvarez²

(1) Instituto de Geología y Paleontología, Vía Blanca y Calzada de Guines, San Miguel del Padrón, 11 000, Ciudad Habana, E-mail: miguel@igp.minbas.cu

(2) Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas. Santiago de Cuba.

RESUMEN

Se presenta una nueva cartografía y descripción de los depósitos pliocuaternarios existentes en el sector costero comprendido entre el oeste de playa Aguadores y el río Sigua, en la parte suroriental de las montañas de la Sierra Maestra, destacándose las siguientes particularidades:

-Las formaciones carbonáticas Río Maya y Vedado presentan abundancia de material terrígeno que en la primera de ellas puede formar hasta conglomerados polimícticos.

-En la Fm. La Cabaña predominan unas areniscas calcáreas estratificadas y bien cementadas con material terrígeno, a diferencia de otras regiones donde son características las biocalciruditas masivas.

-En los depósitos de la Fm. Salado pueden predominar las areniscas masivas bien cementadas y carstificadas, mientras que en otras partes del territorio dominan las brechas con matriz arcillosa.

-Es frecuente la presencia de rocas de playa holocénicas formadas por cantos, gravas y arenas provenientes de los territorios vecinos emergidos y reelaboradas por el mar.

-Los voladizos de marea formados en las calizas de la Fm. Río Maya con frecuencia aparecen rellenos por depósitos más jóvenes de las formaciones Jaimanitas, Salado y La Cabaña.

-Aquí predominó una dinámica de las aguas muy activa durante el Pleistoceno, la cual permitió mantener el desarrollo de organismos marinos productores de calcio y la acumulación de material terrígeno. Este proceso ocurrió bajo la acción de movimientos tectónicos diferenciales muy rápidos y de carácter periódico, que produjeron hasta cuatro superficies aterrazadas y acantilados.

-Se distinguen cuatro etapas de paleoestrés: extensión N-S, compresión NE-SW a N-S, compresión NW-SE NE-SW y compresión ENE-WSW a E-W.

ABSTRACT

In this paper is carried out the mapping and a new description of the coastal quaternary deposits from the southeastern part of the Sierra Maestra mountains (from western area of Playa Aguadores to Sigua river), resalting the following particularities:

-In the calcareous deposits of Río Maya and Vedado formations is abundant a terrigenous material which can be up to polymictic conglomerates in Río Maya formation.

-In La Cabaña Fm. predominate a well bedded and consolidated calcareous sandstone very different from the other outcrops or this formation characterized by massive biocalcirudites.

-In Salado formation can prevail a massive and well consolidated carsiphied sandstones, contrary to other regions where predominate breccias with a clayish matrix.

-It is frequent the occurrence of holocenic beach rocks, constituted by clast, gravels and sands coming from the emerge territory and reworked by the sea.

-The tide projecting formed in the Río Maya Fm. limestones appear filled by younger deposits of the Jaimanitas, Salado and La Cabaña formations.

-In this territory prevailed a very active water dynamic during the Pleistocene, whose allowed to maintain the development of marine organism that produce calcium and the acumulation of terrigenous sediments. This process occurred by the action of very rapid differential tectonic movements with a periodic character, which produced up to four terraced surface and cliffs.

-Four stages of paleoestrés are remarked: N-S extension, NE-SW to N-S compression, NW-SE to NE-SW compression, and ENE-WSW to E-W compression.



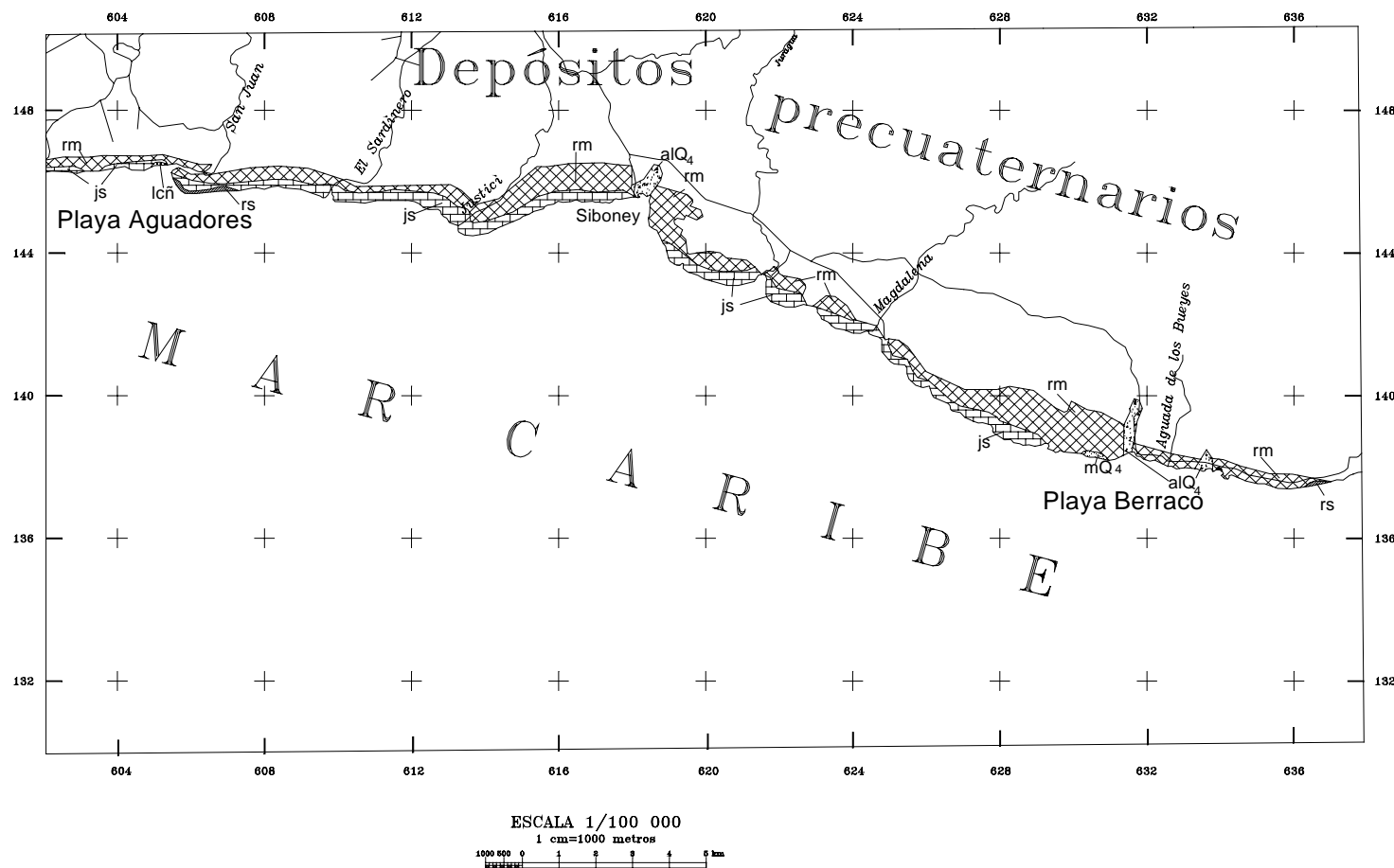
INTRODUCCION

En el sector comprendido entre el oeste de playa Aguadores y el río Sigua, al sur de la Sierra Maestra (Fig. 1), se estudiaron recientemente los depósitos pliocuaternarios aquí existentes para verificar los resultados obtenidos en trabajos precedentes (Nagy *et al*, 1976), donde habían sido reconocidas solamente dos unidades litoestratigráficas: Fm. Jaimanitas y Fm. Río Maya. Se pudo establecer que en realidad aquí afloran de manera bien clara, además de estas unidades, las formaciones Salado y La Cabaña. También están expuestos depósitos holocénicos innominados. En este trabajo aparecen redescritos y descritos todos los depósitos existentes, incluyendo, además de sus características estratigráficas, las características morfológicas y evolutivas. También se hace referencia a las principales etapas de paleostress detectadas mediante mediciones de las direcciones de fallas y fracturas y el estudio de su morfología.

CARACTERISICAS GENERALES DE LOS DEPOSITOS Y SU HISTORIA

Los depósitos más antiguos correspondientes al Cuaternario en este territorio pertenecen a la **Fm. Río Maya**, del Plioceno Superior- Pleistoceno Inferior. Está constituida por calizas biohémicas algáceas, coralinas y micríticas muy duras, de matriz micrítica, frecuentemente aporcelanadas, conteniendo corales en posición de crecimiento o sus fragmentos; así como subordinadamente moldes y valvas de moluscos, todos recrystalizados, siendo abundante el coral *Acropora prolifera*. El contenido de arcilla es muy variable. Contienen abundantes clastos de material terrígeno provenientes de rocas de las zonas vecinas, que se encontraban emergidas durante su Fm. su granulometría varía entre arenas y cantos. En ocasiones existen intercalaciones de conglomerados polimícticos de granulometría variable y cemento calcáreo que parecen ser rocas de playa (*beachs rock*). Las superficies de las calizas están fuertemente carstificadas y fracturadas. Las fracturas son propias de todos los depósitos pliocuaternarios de esta región. El mineral predominante es la calcita. El color es blanco, amarillento, rosado o grisáceo.

Esta formación constituye depósitos típicos del complejo arrecifal. Contiene los siguientes fósiles índices: corales: *Acropora prolifera*, *Diploria sarassotana*, *Montastrea cf. limbata*. Moluscos: *Nodipecten ex gr. nunezi*, *Spondylus americanus cf. giganteus*. Sobreyace formaciones precuaternarias y su corte superior puede ser erosivo o estar cubierta discordantemente por las formaciones Jaimanitas, La Cabaña o Salado. Su espesor puede alcanzar hasta aproximadamente 80 m. Sus depósitos son producto de episodios de desarrollo de los arrecifes coralinos, que alternaron con episodios de abundante aporte de material terrígeno en un ambiente de rápida cementación, como suele ocurrir en la zona intermareal en presencia de abundancia de carbonatos en condiciones tropicales. Es evidente que aquí hubo una dinámica de las aguas muy activa, la cual permitió mantener una actividad tal del ecosistema como para que se depositaran esas enormes potencias de carbonato de calcio a través de los corales, gorgonias, madréporas, esponjas y otros organismos marinos que aportan estructuras calcáreas.



LEYENDA

	mQ ₄ - Depósitos holocénicos marinos		rs - Formación Salado
	alQ ₄ - Depósitos holocénicos aluviales		jm - Formación Jaimanitas
	lcñ - Formación La Cabaña		rm - Formación Río Maya

Fig.1. Mapa de los depósitos pliocuaternarios al sur den la Sierra Maestra



El proceso de acumulación ocurrió bajo la acción de etapas de movimientos tectónicos ascendentes muy rápidos y con carácter periódico, produciéndose de esa forma hasta cuatro superficies acumulativo-abrasivas aterrazadas de origen biogénico. La correlación de estas superficies se hace difícil, ya que la velocidad de ascenso se diferenció en los distintos bloques. En la fase final los movimientos tuvieron un carácter continuo y en muchas partes su velocidad disminuyó, lo cual permitió la formación de nichos o voladizos de marea en las paredes verticales de los acantilados, como es el caso del oeste de playa Aguadores (Fig.2, coordenadas: x= 60 22 24; y= 14 65 45 y Fig. 3, coordenadas: x= 60 46 37; y= 14 62 56). Muchos de estos nichos aparecen rellenos por depósitos más jóvenes. Los nichos y las terrazas son característicos para muchos lugares de la Isla de Cuba, donde están presentes las rocas de esta formación. y la de su equivalente carbonático, la Fm. Vedado.

Fm. Jaimanitas. Esta formación, según el Léxico Estratigráfico de Cuba corresponde al Pleistoceno Superior Temprano (interglacial Sangamon) (versión de los años 1992 y 2000). Está constituida por calizas biodetríticas masivas, generalmente carstificadas, muy fosilíferas, conteniendo principalmente conchas bien preservadas, corales de especies actuales y ocasionalmente biohermos. Las cavidades cársticas aparecen, al igual que en otras partes del archipiélago cubano, rellenas, a veces, por una fina mezcla carbonático - arcilloso- ferruginosa, de color rojo ladrillo. La misma constituye una concentración del contenido arcilloso y ferruginoso de las calizas de esta propia formación, mediante su descalcificación. Las calizas pasan a biocalcarenitas de granulometría variable, masivas o de estratificación mediana a gruesa, muy fosilíferas, medianamente cementadas, con abundantes fósiles bien preservados de especies marinas actuales. Entre los moluscos predominan géneros de aguas someras y fondos arenosos. Todo parece indicar que esta variación facial fue lo que en el levantamiento geológico de la provincia de Oriente a escala 1:250 000 fue nominado como Mbro. Punta Monje, de la Fm. Jaimanitas (Franco. En: Nagy *et al*, 1976) y en la primera versión del Léxico Estratigráfico de Cuba, (1992) y que fue desestimado en su segunda versión (año 2000). En general, el corte contiene fragmentos de los diferentes tipos de rocas de los territorios vecinos, que en ocasiones llegan a predominar. Es frecuente encontrar variaciones faciales, pero predominan las facies de playa, postarrecifal y arrecifal. La cementación es variable y en su superficie presenta un casquete recristalizado de evaporita y caliche combinados. La coloración predominante es blancuzca, rosácea o amarillenta. En las biocalcarenitas la matriz puede ser de color rojizo. Las condiciones dinámicas de las aguas en su ambiente de Fm. fueron similares a las de la Fm. Río Maya.

En ocasiones estos depósitos se pueden observar nichos de marea rellenos por depósitos de las formaciones La Cabaña y El Salado. Lo más común es encontrarlos aterrazados. Ellos ocupan la primera terraza pleistocénica, la cual se extiende en varios tramos de la costa (Fig.1). Donde está ausente es debido la altura de los bloques constituidos por la Fm. Río Maya, que tienen una altura tal que no pudo ser superada por el máximo nivel alcanzado por el mar del Sangamon. Esta terraza tiene una altura predominante aproximada entre 3 y 8 m y un ancho máximo hasta de 1,5 km, aproximadamente. Aparece limitada interiormente por una escarpa de 5-6 m de altura de las calizas de la Fm. Río Maya. Tanto la altura de la terraza, como la de la escarpa son poco variables, al igual que en las demás regiones de Cuba, lo que en opinión de Shantzer *et al* (1975) demuestra la no afectación por procesos tectónicos durante su formación, o sea, que su origen se relaciona principalmente con el aumento del nivel del mar durante el Sangamon y por tanto la Fm. de la misma obedece a un control glacial y no tectónico. Esta terraza se encuentra emplazada sobre calizas de la Fm. Río Maya y está discordantemente cubierta por depósitos de las formaciones La Cabaña y Salado, en sus partes más bajas, tales como las ensenadas, las caletas y las desembocaduras de los ríos. Pueden aparecer sectores cubiertos por depósitos holocénicos, formando rocas de playa. En sus zonas



más anchas está cubierta por camellones de tormenta formados por arenas, gravas y bloques provenientes de la Fm. Jaimanitas, que alcanzan una altura entre 3 y 5 m. Los mismos se depositaron durante el Optimo Climático de la última transgresión, es decir, de la Flandriana, el cual se estima que ocurrió hace unos 5 mil años antes del presente (AP), cuando el nivel del mar se encontraba por encima del actual, probablemente a unos 2—3 m. El corte superior puede ser erosivo o abrasivo.

Fm. La Cabaña. Los depósitos de esta formación están representados por biocalciruditas finas de matriz calcarenítica margosa, por lo general muy cementadas, formadas, principalmente, por nódulos de algas y fragmentos de moluscos y corales, y ocasionalmente de calizas biohémicas. Las calciruditas pasan, a veces, a calcarenitas polimíctica o biocalcarenitas laminares de estratificación lenticular e inclinada, con intercalaciones de gravelitas y conglomerados polimícticos (principalmente volcanitas), cuyo material clástico, bien redondeado, se haya de igual modo dentro de las calcarenitas. La coloración blanca, gris-blancuzca y amarillenta. El cemento y la matriz son arcilloso-calcáreos de contacto o de relleno. Alcanza un espesor máximo de 6 m, aunque el espesor más común es de 2-3 m. Yace discordantemente sobre las formaciones Jaimanitas o Río Maya. Su corte superior puede ser erosivo, abrasivo y también puede estar cubierto discordantemente por los depósitos de la Fm. Salado. La discordancia se define por el menor grado de litificación que presenta Salado con respecto a La Cabaña y al brusco cambio facial (Fig. 4, coordenadas x= 60 21 99; y= 14 63 32). También aparece cubierto por rocas de playa del Holoceno, que se expresan muy bien en dos puntos del sector investigado: 1- coordenadas x= 60 54 86; y= 14 62 08 y 2-coordenadas . x= 60 49 90; y= 14 65 43 Constituyen depósitos de facies intertidal, entre los que se encuentran las rocas de playa La yacencia de esta formación sobre la superficie carstificada de la Fm. Jaimanitas permiten relacionarla cronológicamente con la parte más alta del Pleistoceno, o sea, del Pleistoceno Superior Tardío.

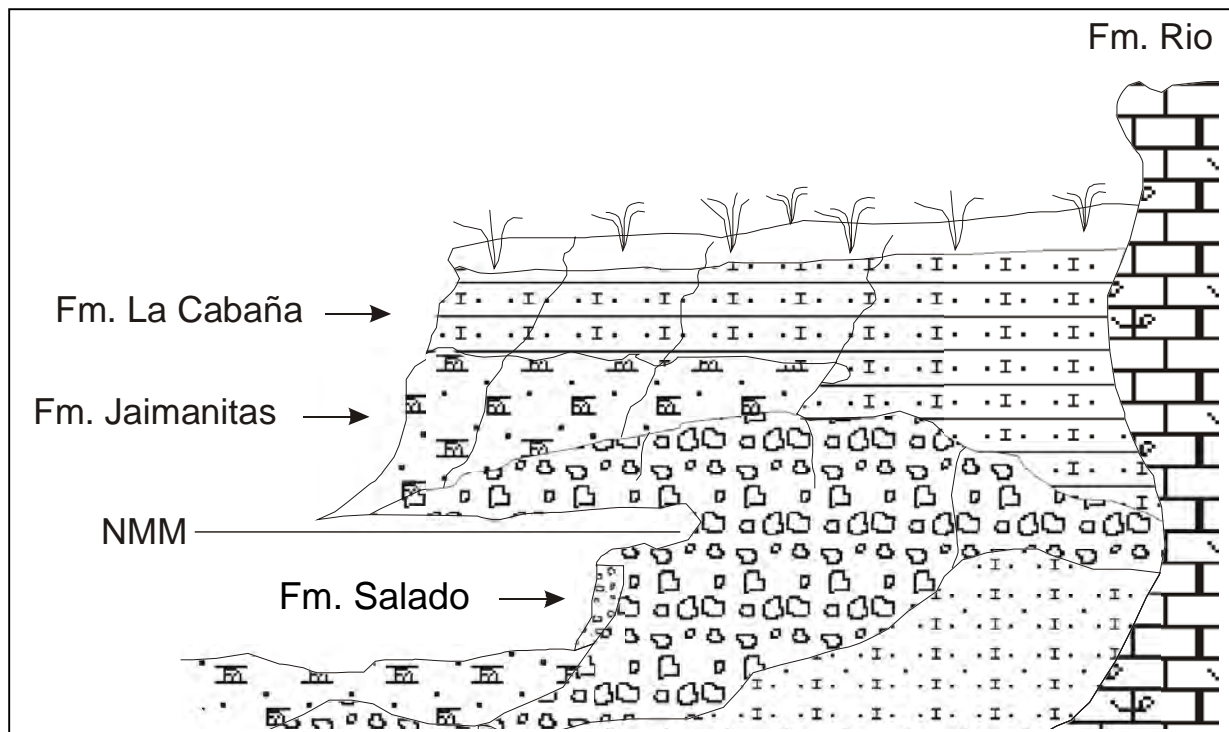


Fig. 2. Nicho de marea en calizas de la Fm. Río Maya relleno por depósitos de las formaciones Jaimanitas, La Cabaña y Salado



Fm. Salado. Los depósitos de esta formación están compuestos por arcillas calcáreas y calcarenitas arcillosas con fragmentos de calizas, corales, ripios conchíferos, predominantemente de *Strombus gigas* y moluscos terrestres. Coloración rojiza. Forma a veces cubiertas carbonáticas y brechas cársticas bien cementadas de tipo *hard ground*, que incluyen fragmentos de calizas, corales, huesos, conchas de moluscos marinos y terrestres. En este caso la superficie puede estar carstificada y la coloración puede ser grisácea como sucede en algunas partes al oeste de playa Berraco. El corte alcanza un espesor máximo de 3 m y puede estar yaciendo indistintamente sobre las formaciones Río Maya, Jaimanitas y La Cabaña (Figs.2, 3 y 4). El corte superior puede ser erosivo, abrasivo o puede estar cubierto por suelos y depósitos aluviales. El ambiente de deposición fue considerado inicialmente por Kartashov *et al*, 1981, como facies de playa, al describir su área tipo en Playa de Salado, al oeste de la Ciudad de La Habana. Sin embargo, aquí no se observan características de depósitos de playa y lo que ha existido una zona intertidal donde se mezclan sedimentos marinos y terrestres. Tampoco parece ser que existiera una etapa de intensa erosión, como afirmaran estos propios autores, ya que no existen materiales terrígenos de granulometría gruesa, más bien parece ser que lo que existió fue una etapa de intensa meteorización y de abrasión, ya que contiene abundante material grueso de origen marino y arcilloso de color rojizo. Esta formación al igual que la Fm. La Cabaña corresponde al Pleistoceno Superior Tardío. Ambas representan ciclos transgresivos dentro de la gran regresión del Wisconsin, tal y como se evidencia en otras partes del archipiélago cubano. Durante los mismos, el nivel del mar se elevó algunos metros por encima del actual y las condiciones climáticas cambiaron, aumentando las temperaturas y la humedad. Esto permitió la precipitación del carbonato de calcio presente en los depósitos, sin embargo el cambio no fue lo suficiente para la existencia de un ecosistema apropiado para la recolonización de los corales, que habían migrado hacia al Atlántico Sur. Ellos lograron regresar y reinstalarse, solo durante la regresión Flandriana, en el Holoceno.

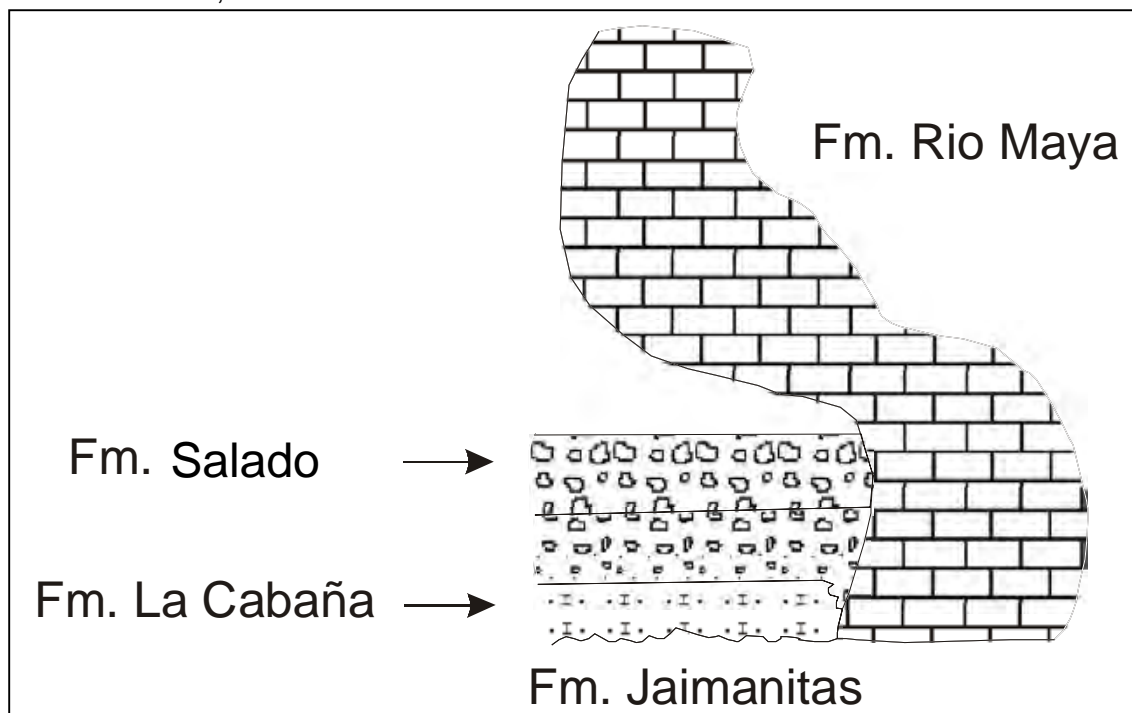


Fig.3. Nichos de marea en depósitos de las formaciones Jaimanitas y La Cabaña rellenos por depósitos de la Fm. Salado



Depósitos innominados. Estos depósitos corresponden al Holoceno y no abundan, debido a que no existe un relieve apropiado que le permita su acumulación. Por su lugar de origen se dividen en terrestres y marinos. Los terrestres son aluvios acumulados en las pocas porciones deprimidas existentes del relieve, como son los valles fluviales, los cuales aparecen cartografiado por Nagy y sus colaboradores (1976), como Fm. Río Macío, pero desde que se aprobó la primera versión del Léxico Estratigráfico de Cuba (1992) se consideraron como depósitos innominados. En tierras emergidas también tenemos depósitos biogénicos originados en los manglares, que se encuentran en los alrededores de las bahías, fundamentalmente.

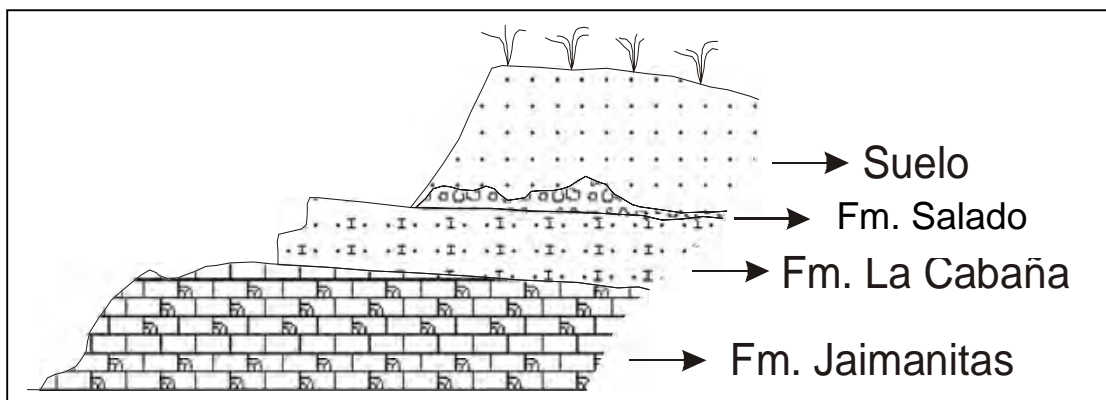


Fig. 4. Relaciones estratigráficas de los depósitos de la Fm. La Cabaña con los depósitos infrayacentes y suprayacentes.

Los depósitos marinos están representados por cantos, gravas y arenas de playa, compuestos, fundamentalmente, por fragmentos de rocas, transportados desde tierras emergidas y reelaborados por el mar, mediante el oleaje y las corrientes. Depósitos marinos son también las arenas, gravas y bloques (huracanolitos), que conforman los camellones de tormenta. Estos sedimentos fueron arrancados de la Fm. Jaimanitas por el embate del mar en condiciones tormentosas. Los depósitos marinos holocénicos más atractivos, por su morfología, en esta zona son, sin duda alguna, las rocas de playa. Las mismas se componen de cantos, gravas y arenas provenientes de los territorios vecinos emergidos y reelaborados por el mar. Están fuertemente cementados por carbonato de calcio. Constituyen una sucesión de capas finas o estratos (3-5 cm), con 10-15° de inclinación hacia al mar. Generalmente tienen forma de arco o abanico. Se ubican en zonas donde existe un gran abasto de material terrígeno, como en playa Aguadores y al oeste de playa Berraco. En el primer sitio la forma de arco se hace más evidente debido a la existencia de corrientes laterales producidas por la refracción de las olas en dirección perpendicular a la línea de costa. En esto, también influye la morfología de la costa, determinada por la existencia de una ensenada.

Con frecuencia, el término roca de playa se relaciona con depósitos recientes cementados. Pero pueden encontrarse horizontes más antiguos dentro del Cuaternario, como en la Fm. Río Maya. Las mismas han atraído la atención de muchos investigadores en el mundo por la morfología y la alta velocidad de cementación. Pueden formarse en territorios húmedos y cálidos, pero son típicas de zonas áridas, con abundancia de carbonato de calcio. Se forman específicamente en zonas de oleaje débil, pero constante y de salpicadura de las olas. En Cuba fueron descritas por primera vez por Ionin y sus colaboradores en 1997 en las costas del sur de las provincias orientales. También se pueden observar en algunos cayos del Archipiélago Sabana-Camagüey. La composición del material grueso varía en dependencia de la fuente de aporte, pudiendo ser incluso coralinas o conchíferas.



La cronología relativa de las estructuras y por tanto las condiciones de paleoestress fueron deducidas de las observaciones realizadas en varios afloramientos claves donde estructuras superpuestas fueron medidas, indicando la existencia de varios eventos. Estas relaciones permitieron la separación de diferentes etapas de deformaciones computadas en alrededor de 30 afloramientos. Se distinguieron 4 etapas de deformación en el área (D1 – D4):

D1- Extensión N-S. Esta etapa está asociada principalmente con rasgos extensionales, (venas rellenas calcita); D2- Compresión NE-SW a N-S. En esta etapa se generaron fallas dextrales y sinistralas de desplazamiento por el rumbo. Venas rellenas de calcita, que también se formaron durante este evento; D 3- compresión NW-SE. Esta deformación es definida por fallas dextrales de desplazamiento por el rumbo; así como “*conjugate Mohr shear*” y fallas inversas. Como consecuencia de esta compresión se formaron venas extensionales orientadas en la dirección NE-SW y D 4, Compresión ENE-WSW a E-W. Esta deformación dio lugar a la reactivación de fallas sinistralas de desplazamiento por el rumbo. Asociados a esta etapa se encontraron rasgos extensionales de dirección N-S.

Aunque la compresión de dirección E-W fue la responsable de la deformación final registrada en los depósitos pliocuaternarios de esta área, un régimen transpresional domina la región y es documentado por los mecanismos focales de terremotos calculados al sur de la Sierra Maestra (Calais *et al.* , 1998; Moreno *et al.* , 2002).



CONCLUSIONES

Los depósitos pliocuaternarios existentes en esta zona no siempre es posible cartografiarlo a escalas pequeñas o medias ya que se encuentran ubicados en una estrecha faja costera, que además, en muchos lugares están intensamente abrasionadas y erosionadas. Sin embargo están muy bien expuestos desde el punto de vista de su relación estratigráfica. Esto ha permitido confirmar la hipótesis de que los depósitos de las formaciones La Cabaña y Salado corresponden al Pleistoceno Superior Tardío y que se formaron durante dos ciclos transgresivos ocurridos durante la transgresión del Wisconsin.

Otro aspecto de gran importancia que merece un estudio más detallado de estos depósitos es el claro reflejo en los mismos de las direcciones de los movimientos tectónicos durante el Pliocuaternario. Ellos reflejan con claridad la gran actividad existente en la falla Oriente.

Desde el punto de vista de la estratigrafía, la neotectónica y la paleogeografía, esta región constituye un excelente polígono de estudio para los depósitos pliocuaternarios aquí existentes, ya que son parte de depósitos de esta edad que tienen una distribución regional en el país y parece ser que es aquí donde mejor expuestos están.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Calais, E., Perrot, J., Mercier de Lépinay, B., 1998. Strike-slip tectonics and seismicity along the northern Caribbean plate boundary from Cuba to Hispaniola. In: Dolan, J.F., and Mann, P., eds. , Active Strike-Slip and Collisional Tectonics of the Northern Caribbean Plate Boundary Zone. Geol. Soc. America Spec. Paper. EE UU: 326: 125-141.
- Ionin, A.S., Pavlidis, Y. A., Abello O., 1977. Geología de la plataforma marina insular de Cuba. "Nauka". Moscú : 207 p.
- Kartashov, I. P., Cherniajovski, A. G., Peñalver, L.L., 1981. El Cuaternario en Cuba. "Nauka". Moscú: 356: 145 p.
- Léxico Estratigráfico de Cuba (1992 y 2000). (Inéditos). Inst. Geol. Paleont. La Habana.
- Moreno, B., Grandison, M., Atakan, K., 2002. Crustal velocity model along the southern Cuban margin: implications for the tectonic regime at an active plate boundary. Geophys. J. Int. , 151: 632-645.
- Nagy, E., Brezsnysky, K., Brito, A., Coutin, D., Formell, F., Franco, G., Gyarmati, P., Jakus, P., Radocz, Gy., 1976. Texto explicativo del mapa geológico de la provincia de Oriente a escala 1: 250 000, levantado y confeccionado por la Brigada Cubano- Húngara entre 1972 y 1976. (Manuscrito). Inst. Geol. Pal. , Acad. Cien. Cuba. La Habana.
- Shantzer, E.V., O.M. Petrov. , G.L.Franco., 1975. Sobre las formaciones costeras del Holoceno en Cuba, Las terrazas pleistocénicas de la región Habana - Matanzas y los sedimentos vinculados a ellas. Ser. Geolog. Acad. Cien. Cuba. La Habana: 21:26 p.



PALEOREGISTROS NATURALES ISOTÓPICOS, PALEOMAGNETICOS Y EDAFICOS, INDICADORES DE CAMBIOS CLIMÁTICOS EN CUBA OCCIDENTAL DURANTE EL CUATERNARIO

Jesús M. Pajón¹, Ida Pedroso², Manuel Fundora³, Efren Jaimez⁴

^{1,2,3,4} Instituto de Geofísica y Astronomía. Calle 212 No. 2906, e/n 29 y 31, La Coronela, La Lisa, C. Habana, Cuba. CP: 11 600. (Email: jpajon@iga.cu; ida@iga.cu; mfundora@iga.cu; ejaimiez@iga.cu)

RESUMEN

El clima de la Tierra nunca ha sido estable (Markgraf, 2001). Según el modelo conceptual de Markgraf, "El clima (al igual que el paleoclima) ha variado en todas las escalas de tiempo y continuara variando en el futuro, independientemente de cuanto pueda afectarlo la actividad humana. La extensión de los registros instrumentales del clima, es insuficiente para entender totalmente la variabilidad natural del clima, de manera que, las causas del cambio climático y los paleoregistros naturales y registros históricos deben ser evaluados". La hipótesis de partida de este trabajo, consiste en considerar la ocurrencia de una amplia variabilidad climática en el pasado geológico del Cuaternario de Cuba.

Se presenta, por primera vez para Cuba, una curva de paleotemperaturas desde hace 15 330 años, encontrándose una amplia variabilidad climática y una tendencia general al calentamiento hasta el presente. A partir de estudios isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$, ^{14}C) en espeleotemas, se reafirma la ocurrencia de una diferencia de temperaturas de 8-9 °C entre el Último Máximo Glacial y el Presente Interglacial, para un sector del área kárstica de montaña de la sierra de los Órganos en Cuba Occidental, confirmándose la influencia de la extensión y magnitud de los enfriamientos continentales ocurridos en el período glacial, sobre los ecosistemas de la franja tropical-subtropical y en especial sobre la mitad Occidental de Cuba. Se comprobó la ocurrencia, de un Calentamiento Climático Abrupto (cuya fase inicial fue datada en $11\,520 \pm 50$ años A.P.), que provocó un aumento de las temperaturas entre 6-8 °C, el cual tuvo lugar en apenas 2000 años.

A partir de la aplicación de las técnicas del magnetismo ambiental, en formaciones carbonatadas y eólicas del Pleistoceno Superior en el Occidente de Cuba, se encontró un comportamiento del clima oscilante, para el afloramiento Santa Fe, durante el Pleistoceno Superior, que va desde un ambiente húmedo y cálido durante la formación de las calcarenitas Jaimanitas (Interglacial Sangamón), pasando por una disminución de la temperatura, que facilita la formación del Paleosuelo, hasta resecaamiento y formación de las eolianitas de Playa Santa Fe (Glacial Wisconsin). El estudio de las propiedades magnéticas de los sedimentos terrígenos de los depósitos Guevara y Villaroja, así como los sedimentos cuaternarios depositados en galerías subterráneas del Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, en el karst de la Sierra de San Carlos, pone de manifiesto la ocurrencia de oscilaciones climáticas en las áreas de estudio.

El alto grado de evolución fersialítica de gran parte de los suelos desarrollados en valles y ensenadas de sectores de montaña de la Sierra de los Organos, indica la existencia de un régimen de máximo intemperismo tropical, probablemente desde y a partir del Interglacial de Sangamon, lo que evidencia desde el punto de vista edáfico, que las regiones de montaña estudiadas han estado sujetas de forma continua a un régimen hiperpluvioso. El estudio de los suelos de sectores de la llanura ondulada del norte de Pinar del Río, sugiere que, a pesar de haber sido estos afectados también por bruscas oscilaciones paleoclimáticas, han conservado mayores niveles de humedad en relación con sus homólogos del Oriente de Cuba, los cuales parecen haber estado sometidos por tiempo más prolongado a un paleorégimen hídrico de tipo árido.

ABSTRACT

The Earth's climate has never been stable (Markgraf, 2001). According the Markgraf paleoclimatic conceptual model "Climate (and paleoclimate) has varied on all time scales and will continue to vary in



the future, irrespective of the extent to which human activities will affect it. The length of the instrumental climate record, however, is insufficient to fully understand natural climate variability, and the causes of climate change, natural paleorecords and historic records need to be assessed". The occurrence of a high climatic variability in the geological past of the Cuaternary in Cuba is the initial hypothesis of this paper. For the first time from Cuba, a paleotemperature curve from 15 330 years B.P. is presented and a sustained increase in temperatures since the LGM towards the present, although there is climatic variability indicated within the overall trend. Isotopic studies ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $^{234}\text{U}/^{230}\text{Th}$, ^{14}C) in speleothems reveals a difference of temperatures of 8-10 °C, between the maximum and minimum values of $\delta^{18}\text{O}$, that suggests a warming period since $14\,960 \pm 50$ years B.P. until $4\,540 \pm 40$ years B.P., and reveals the influence of the extension and magnitude of the continental cooling that happened during the Last Maximum Glacial over the ecosystems of the tropical-subtropical strip. The detection of a sudden climatic warming that occurred in the beginning of the Holocene, whose initial step was dated by ^{14}C in $11\,520 \pm 50$ years B.P., indicate an increase of temperatures between 6-8 °C, which took place in around 2000 years.

From the application of environmental magnetism techniques, in eolic and carbonate formations of Upper Pleistocene in western Cuba, a fluctuating behavior of climate was found for the Santa Fe location, according a wet and hot environment during the Jaimanitas calcarenites (Interglacial Sangamon), through a decrease in temperature, facilitating the paleosoil formation, until the formation of Playa Santa Fe eolianites (Glacial Wisconsin). The study of magnetic properties of the Guevara and Villaroja deposits, as well as, the quaternary sediments located in underground galleries of the Majaguas-Cantera Cavernary System, Sierra de San Carlos karstic massif, suggest the occurrence of climatic oscillations in the studied areas.

Soils with a high degree of fersialithic evolution, developed in valleys and "ensenadas" in mountain sectors of Sierra de los Organos, since the Last Maximum Glacial (Wisconsin Glaciation) represent the highest degree of pedologic evolution, under conditions of tropical weathering. From the edaphic point of view this evidence suggests that the studied region had been continuously under a hyperrainfall regime, with the least rain at present. Soils of the Pinar del Rio plain wavy affected by paleoclimatic oscillation, preserve high degrees of humidity, related with their homologous in eastern Cuba, which like to have been more time under hydric paleoregimen of aridic type.

Introducción

La hipótesis de partida de este trabajo, consiste en considerar la ocurrencia de una amplia variabilidad climática en el pasado geológico cuaternario de Cuba, lo cual ha tenido lugar en las más diversas escalas de tiempo. Esta variabilidad climática también ha tenido lugar en los tiempos históricos y abarca los tiempos contemporáneos. El clima de la Tierra nunca ha sido estable. El clima ha variado en todas las escalas de tiempo y continuara variando en el futuro, independientemente de cuanto pueda afectarlo la actividad humana. La extensión de los registros instrumentales del clima, son insuficientes para entender totalmente la variabilidad natural del clima, de manera que, las causas del cambio climático y los paleoregistros naturales deben ser evaluados.

Los resultados presentados han sido obtenidos en el marco de los proyectos de investigación "Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa (Fase I)", desarrollado durante el período 1998-1999 y "Reconstrucción Paleoclimática y Paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba Occidental (Fase II)" desarrollado en el período 2000-2001, los cuales se insertan en el Subprograma Variabilidad del Clima y Cambio Climático del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano (Pajón et al, 2002). En el ámbito internacional, ambos proyectos tienen conexión con el Proyecto Internacional Cambios Globales en el Pasado (Proyecto Polo-Ecuador-Polo 1: Paleoclima de las Américas) (PEP-I/PAGES), del Programa IGBP. Estos Proyectos multidisciplinarios, integradores e interdisciplinarios estudian aspectos relacionados con la reconstrucción



paleoclimática y paleoambiental de sectores, fundamentalmente de montaña, del Occidente de Cuba. Los resultados obtenidos aportan una importante información de referencia a las investigaciones geodinámicas, meteorológicas y climatológicas, y al mismo tiempo contribuyen al establecimiento de políticas efectivas sobre los Cambios Climáticos en nuestro país, y su incidencia en la planificación de un desarrollo sostenible de la sociedad y la preservación del medio ambiente y la biodiversidad.

En su conjunto, estos resultados refuerzan la tesis de fuerte y multidimensional cambio climático para Cuba en el pasado (en oposición a hipótesis que subvaloran estos procesos); demuestran que, sin desdeñar la acción antrópica, el Cambio Climático para el período y área estudiados, ha estado afectado fundamentalmente por fenómenos asociados a las variaciones naturales del planeta y crean antecedentes imprescindibles para aproximarse a pronósticos de las modificaciones climáticas esperadas a partir de procesos de evolución natural.

Se aplican un conjunto de técnicas clásicas y de avanzada sobre análisis de isótopos estables y dataciones isotópicas, técnicas para el estudio de las propiedades magnéticas de las rocas y el magnetismo ambiental, así como métodos analíticos químico-físicos clásicos para el estudio de suelos y los procesos efáticos.

Materiales y Metodos

Una estalagmita de 42 cm de altura (CDANAS-01) extraída de la cueva Dos Anas en la sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba, fue estudiada mediante isótopos estables de oxígeno y carbono, así como dataciones isotópicas por ^{14}C . Las determinaciones isotópicas fueron realizadas de forma duplicada; un grupo de muestras fue analizado en el Laboratorio de Isótopos Estables del Departamento de Geología y Geofísica en la Universidad de Edimburgo, mientras que el segundo fue analizado en el Laboratorio de Espectrometría de Masa para Isótopos Estables del Departamento de Geología de la Universidad de la Florida, donde además se efectuaron dataciones isotópicas por ^{14}C .

El tratamiento físico-experimental de las propiedades magnéticas volumétricas de las rocas y sedimentos cuaternarios estudiados se llevó a cabo en el Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de las Rocas del Istituto Nazionale di Geofisica di Roma, Italia. En estas instalaciones fueron medidos otros parámetros magnéticos sensitivos a la concentración, tamaño del grano y la mineralización magnética, entre ellos: la susceptibilidad magnética natural (K) y por unidad de masa (χ) así como su dependencia para campos bajos y para campos altos (χ_h), la dependencia de esta propiedad con la frecuencia (χ_{fd}), y con la temperatura, [$\chi(T)$], las componentes de la Magnetización Remanente Natural. También fueron determinadas otras propiedades del ciclo de histéresis, como son: la magnetización de saturación (M_s), la magnetización remanente de saturación (M_{rs}), la fuerza coercitiva (B_c) y la remanencia de la coercitividad (B_{cr}).

Para el estudio del grado de evolución pedológica y diagnóstico de los diferentes tipos de suelos de los alrededores de la Sierra de San Carlos, así como los suelos Pardos distribuidos por debajo de la isoyeta de los 1200 mm / año en la zona comprendida entre Playa Morrillo, Bahía Honda, Provincia de Pinar del Río y Bahía del Mariel, Provincia Habana, se realizaron un total de 13 calicatas, 18 caracterizaciones morfológicas de campo y un número no determinado de comprobaciones con barrena de suelos. Las técnicas empleadas para el análisis químico de las muestras fueron:



pH: Método Potenciométrico, acidez de cambio: Método de Sokolov, acidez hidrolítica: Método de Kappen, modificado por el Instituto de Suelos. carbonatos: Método Gasométrico. cationes cambiabiles: Método de Shutchabell. El análisis de composición granulométrica fue realizado en el Laboratorio de Química y Geología de la Empresa GeoCuba, Estudios Marinos

Resultados y Discusión

Las características geológicas, geomorfológicas, hidrogeológicas y climatológicas de las áreas de estudio pueden verse en detalle en Pajón et al., (1999, 2001, 2002), Jaimez et al., (2000) y Pedroso et al., (2001 a,b,c).

Análisis de Isótopos de Oxígeno

Pajón et al., (1999, 2001, 2002), estudiaron mediante isótopos estables de oxígeno y carbono, así como dataciones isotópicas por ^{14}C , una estalagmita de 42 cm de altura (CDANAS-01) extraída de la cueva Dos Anas en la sierra de San Carlos, a partir de cuyos resultados se obtuvieron inferencias sobre el comportamiento paleoclimático del sector de montaña estudiado, desde el Último Máximo Glacial hasta el Presente.

En la Figura 1 se presenta la variación del $\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB) (curva a: Escocia LAB. y, curva b: Florida, USA) con la altura (mm) en la estalagmita estudiada de la cueva Dos Anas, referida a las dataciones mediante ^{14}C para los puntos muestreados (1-9). Se observa una magnífica relación entre los resultados obtenidos por los dos laboratorios que estudiaron las muestras, lo cual pone de manifiesto la excelencia del trabajo analítico en ambos casos. Ambos registros muestran una considerable variabilidad isotópica, con dos períodos o cronos bien diferenciados; un período que refleja condiciones frías (15 830 – 11 520 años A.P.) dado por los valores de oxígeno isotópicamente más altos, y un período más cálido (11 520 – 4 500 años A.P.) con valores isotópicamente más ligeros en la composición de oxígeno (Pajón et al, 2001).

La composición isotópica del oxígeno de la estalagmita cambia en el tiempo hacia valores isotópicamente más ligeros, desde la muestra 1 (más vieja) hacia la muestra 9 (más joven) (ver Tabla 1), apreciándose un cambio muy notable entre las muestras 6 y 7. La tendencia general en el comportamiento del $\delta^{18}\text{O}$, indica un evidente calentamiento desde hace 15 330 años A.P. hasta el presente, aunque otros factores tales como cambios en la composición isotópica del agua, la abundancia hídrica y las condiciones locales de la cavidad, pueden también jugar un rol importante en la composición isotópica de las capas de calcita en la estalagmita. Teniendo en cuenta que el cambio en la composición isotópica se debe, en gran medida, a la temperatura, la magnitud del cambio en el caso estudiado tiene un valor medio de 9.5 °C, para una relación de 0.21 permil/°C.

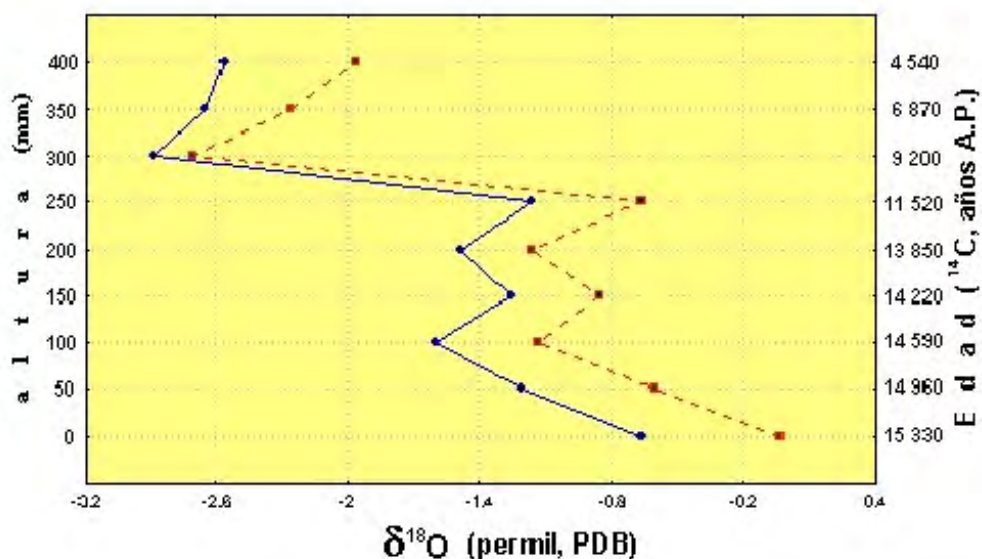


Figura 1. Composición isotópica de oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$ - ‰ PDB) de la estalagmita CDANAS-01 de la cueva Dos Anas, referidas a la altura (mm) y las dataciones ^{14}C de los puntos muestreados (1-9), según los resultados de los Laboratorios de Escocia (rayas continuas) y Florida (rayas discontinuas) (Pajón et al, 2001).

Determinación de las paleotemperaturas isotópicas.

En la Tabla I, se presentan los resultados de los valores de paleotemperaturas obtenidas a partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ de las muestras 1-9 tomadas en la estalagmita CDANAS-01 de la cueva Dos Anas, así como los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$ tomados como referencia. Nótese el incremento sostenido de los valores de paleotemperaturas, desde la muestra 1 hacia la muestra 9 (Pajón et al, 2002).

Según algunas estimaciones generales (Vivas, 1992) la temperatura durante los períodos glaciales, en relación con la actual, cambió mucho más en las latitudes medias que en las bajas, y a escala mundial el rango de fluctuación no debió ser mayor de 7 °C.

Por su parte, Kelly (1981) argumenta que 18 000 años atrás, cuando el Último Máximo Glacial, el nivel del mar estaba al menos 85 m más abajo que hoy y la corriente del Golfo fluía hacia el Este, a través del Atlántico y se dirigía a la Península Ibérica, la temperatura oceánica en el Atlántico Norte alrededor de las latitudes 40-50° N era 12° a 18° menor, y en ciertas áreas del Pacífico Norte 6° a 10° C también inferior (Vivas, 1992). Por otra parte, los estudios sobre el contenido de CH_4 y el $\delta^{15}\text{N}$ en muestras de aire atrapadas en núcleos de hielo de la estación GISP 2 en Groenlandia indican, que durante el Younger Dryas la temperatura en esa región fue 15 ± 3 °C más fría que en el presente (Severinghaus et al., 1998).



Tabla I. Resultados de los valores de paleotemperaturas obtenidas a partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ de las muestras 1-9 tomadas en la estalagmita CDANAS-01 de la cueva Dos Anas y los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{agua}}$ tomados como referencia. Los valores de P_T calculados son referidos a las dataciones ^{14}C y las alturas correspondientes en la estalagmita (Pajón et al, 2002).

M.	ALT. (mm)	Edad $\pm 1\sigma$ ^{14}C (años) Florida LAB	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) Scotland LAB	$\delta^{18}\text{O}_a$		$\delta^{18}\text{O}$ (‰) Florida LAB	$\delta^{18}\text{O}_a$	
				-2,62	-3,26		-2,62	-3,26
				$T(^{\circ})$	$T(^{\circ})$		$T(^{\circ})$	$T(^{\circ})$
1	0	15 330	-0.668	9.2	6.9	-0.03	6.9	4.7
2	50	14 960	-1.212	11.2	8.5	-0.61	9.0	6.7
3	100	14 590	-1.602	12.7	10.3	-1.14	10.9	8.6
4	150	14 220	-1.260	11.4	9.2	-0.86	9.4	7.5
5	200	13 850	-1.489	12.3	9.9	-1.17	11.1	8.7
6	250	11 520	-1.168	11.1	8.7	-0.67	9.0	6.9
7	300	9 200	-2.892	18.0	15.4	-2.71	17.3	14.6
8	350	6 870	-2.651	17.0	14.3	-2.26	15.4	12.8
9	400	4 540	-2.570	16.7	14.1	-1.96	14.1	11.3

Se puede resumir, que los registros de paleotemperaturas a partir de unos $15\,330 \pm 50$ años A.P., obtenidos del estudio de la composición isotópica de oxígeno en un conjunto de muestras de la espeleotema, indican que el clima en el área kárstica de montaña de la Sierra de los Órganos (Cuba Occidental, provincia Pinar del Río (200-300 m de altitud s.n.m.) fue entre 8-10 $^{\circ}\text{C}$ más frío durante el Último Máximo Glacial que el Presente. Los resultados encontrados están en concordancia con lo planteado por Stute et al., (1995) sobre un relativo enfriamiento uniforme de Las Américas entre los 40° S y los 40° N. Además, los valores de P_T obtenidos son consistentes con los registros de polen, las reconstrucciones de las líneas de nieves, las relaciones Sr/Ca y los registros de $\delta^{18}\text{O}$ en corales, para las áreas de estudio cercanas.

Los resultados anteriores, de forma integrada, confirman que las áreas tropicales y subtropicales en Las Américas, están caracterizadas por una sensibilidad a los cambios de temperatura experimentados en el pasado, comparables con los encontrados en las altas latitudes.

En la figura 2 se presenta la curva de paleotemperaturas (P_T) isotópicas desde el Último Máximo Glacial hasta el presente, obtenida a partir de los valores del $\delta^{18}\text{O}_{\text{calcita}}$ en las muestras 1-9 tomadas en la estalagmita CDANAS-01 de la cueva Dos Anas. Los puntos están referenciados respecto a las edades absolutas ^{14}C , los valores de las alturas (mm) de la estalagmita, y el punto 0 en el eje de Edad representa la temperatura media del área de estudio durante el período 1978-1998. En sentido general la curva de paleotemperaturas presentan un carácter polimodal, y una tendencia al aumento de las temperaturas desde el Último Máximo Glacial hasta el presente. La tendencia general al aumento en las paleotemperaturas se ve reforzada a partir del punto 6 (11 520 años A.P.), que representa el período de inicio del cambio climático abrupto (calentamiento) ocurrido a principios del Holoceno. La curva se ajusta a los registros reportados internacionalmente para regiones tropicales y subtropicales, los cuales reflejan la influencia de los períodos glaciares sobre la faja intertropical estudiada.

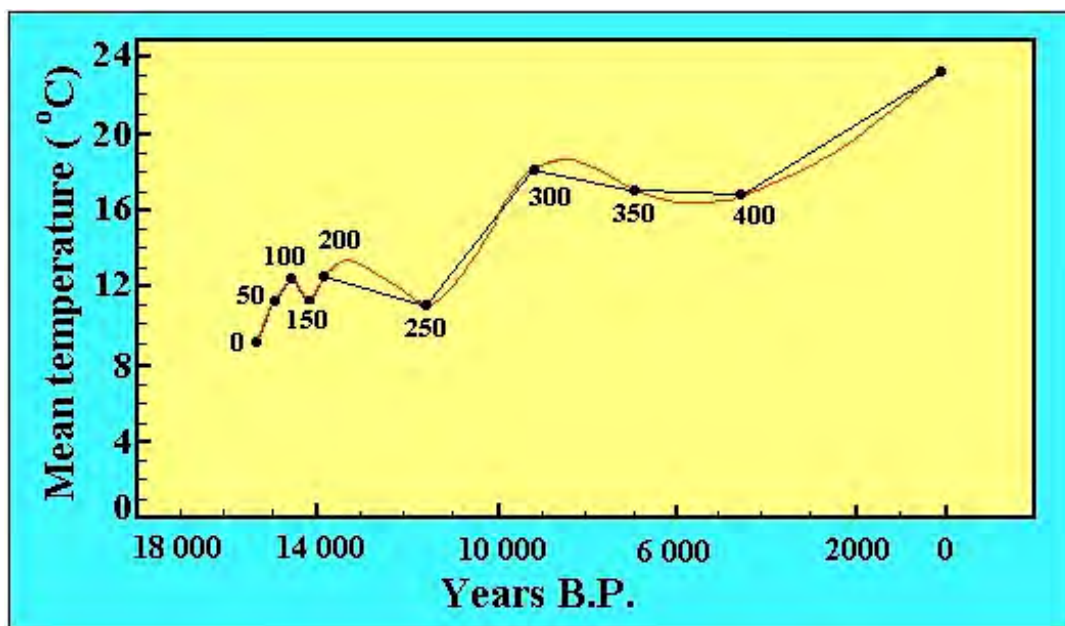


Figura 2. Curva de paleotemperaturas isotópicas desde el Último Máximo Glacial (UMG) obtenidas a partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en muestras de calcita de la estalagmita CDANAS-01 (Pajón et al., 1999).

Estudio de las propiedades magnéticas en rocas y sedimentos cuaternarios

El registro de variación espacio-temporal de las propiedades magnéticas de los sedimentos terrígenos de la secuencia de depósitos Guevara y Villaroja sugiere una alternancia de cambios climáticos durante el Pleistoceno, que pudiera estar en correspondencia con los diferentes períodos glaciales e interglaciales que caracterizaron el Cuaternario (Pedroso et al., 2001 b).

En la figura 3 se puede observar que los parámetros dependientes de la concentración, como son la susceptibilidad Magnética (Susc/m) y la magnetización de saturación (Ms/m), normalizados por unidad de masa m (Sagnotti et al., 1998) (Tauxe, 1998) poseen un patrón de variación similar. Se manifiestan oscilaciones de los parámetros a través de la secuencia muestreada, con valores máximos de concentración en los intervalos correspondientes a la Formación Villaroja, en las alturas de 100 y 160 cm..

Los resultados del estudio de las propiedades magnéticas volumétricas de las rocas y de la mineralogía magnética en las formaciones Playa Santa Fe y Jaimanitas, así como del Paleosuelo que las separa, revelan una alternancia entre zonas de alta y baja concentración de minerales ferrimagnéticos. Aunque la magnetita (Fe_3O_4) es el principal portador de la magnetización a todo lo largo de la secuencia, la estratigrafía de las principales propiedades magnéticas refleja una zonación clara en la concentración magnética, su mineralogía y granulometría (Pedroso et al., 2001 a).

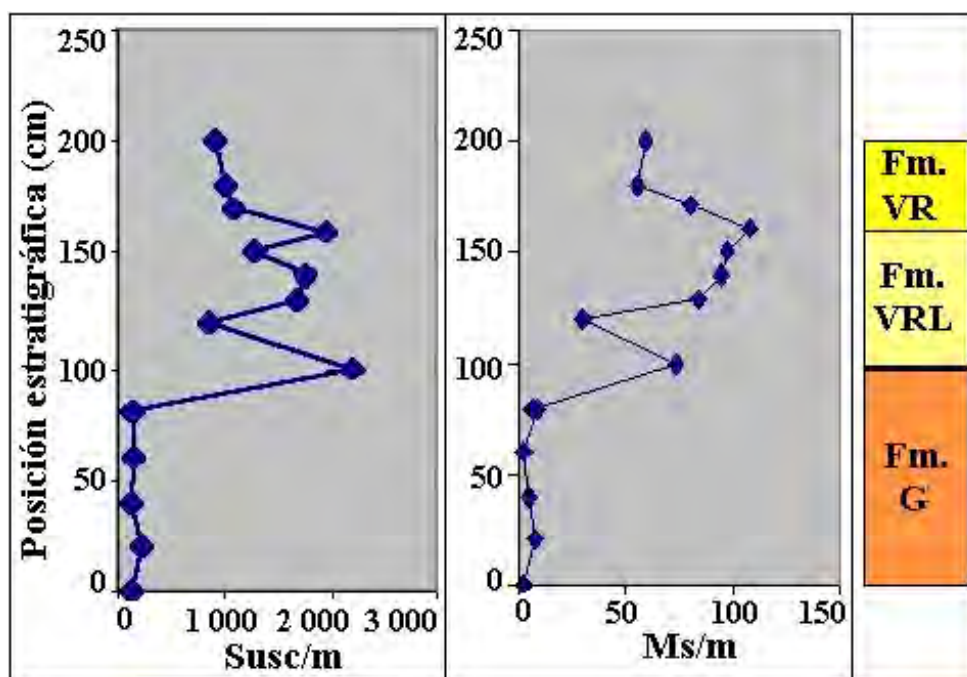


Figura 3. Estratigrafía de las propiedades magnéticas volumétricas de las Rocas. Susc/m: Susceptibilidad Magnética. Ms/m: Magnetización de Saturación. (Fm. VR: Formación Villarroja; Fm. VRL: Formación Villarroja (La Lisa); Fm. G: Formación Guevara) (Pedroso et al., 2001).

La interpretación multiparamétrica de los resultados del magnetismo ambiental sugieren un comportamiento del clima pasando de templado durante la formación de la Fm. Jaimanitas (Interglacial Sangamón) a un incremento de la humedad y la temperatura, durante la formación del paleosuelo con formación de maghemita (tránsito al Glacial Wisconsin) y de nuevo un resacamiento durante la formación de la Fm. Playa Santa Fe (Glacial Wisconsin).

Estudio de los procesos edáficos

A partir del levantamiento a escala 1:50 000 y evaluación de los suelos de los alrededores de la Sierra de San Carlos, y del Mapa de Suelos a escala 1: 70 000, actualizado según la Nueva Versión de Clasificación de los Suelos de Cuba, 1994, se estudiaron las condiciones edafoclimáticas de formación de estos, obteniéndose algunas evidencias sobre el régimen paleoclimático existente en el área, desde el momento de inicio de la formación de los suelos hasta el presente (Jaimez et al., 2000).

Los suelos del agrupamiento Alíticos, ocupan el segundo lugar jerárquico en cuanto a su distribución, en los valles fluvio-cársicos de los alrededores de la Sierra de San Carlos (29, 75 %), sólo superados por los Fluvisoles, los cuales tienen un origen en correspondencia con las condiciones geomorfológicas e hidrológicas de la región (47, 82 %). Estos suelos representan el máximo grado de evolución pedológica en las condiciones de intemperismo tropical (Alitización), correspondiéndose con el orden de los *Ultisoles* según la 7ma Aproximación Norteamericana (Soil Survey Staff, 1990). Los mismos, ocupan el 38,26 % del total de los suelos de la Ensenada de Bordallo, donde se han formado "in situ" sobre las cotas de 100 y 145 m. a partir de materiales de la formación Ensenada Grande (subyacente) y de cortezas de intemperismo antigua de origen deluvial.



Su evolución, es una consecuencia de la combinación de factores pedogenéticos, en particular del material de origen derivado de esquistos y pizarras cuarcíticas, y de un régimen de máximo intemperismo tropical, probablemente desde y a partir del interglacial de Sangamón hasta el Actual, lo que sugiere junto a otras evidencias físicas (hidrogeológicas, geomorfológicas, etc.), que esta región debió tener lluvias mucho más intensas en el pasado reciente que en el período actual. La existencia de suelos de grado de evolución Fersialítica, incluso ya a nivel de fondo de valle en la Ensenada de Bordallo (2 do nivel de terraza fluvial) formados al parecer, a partir del último máximo glacial (glaciación de Wisconsin en Norteamérica) evidencia desde el punto de vista edáfico que la región de estudio ha estado sujeta de forma continua a un régimen hiperpluvioso, cuyo período menos lluvioso al parecer, es el Período Actual.

El análisis de varios perfiles de suelos Pardos de la región occidental de Cuba que han conservado relictos edáficos, permite comprobar que en estos casos los nódulos de carbonatos secundarios comienzan a aparecer generalmente a partir de los 60 – 100 cm de profundidad, (por debajo del horizonte B Siálico) mientras que en otros casos los carbonatos secundarios en forma de nódulos suaves de aproximadamente 0.5 cm aparecen ya desde el inicio del horizonte B (entre los 18 - 20 cm). No se observan sin embargo en el perfil de estos suelos Pardos del Occidente de Cuba, otras neoformaciones carbonatadas que son típicas de las condiciones de paleoaridez – glacial para la región oriental, tales como son los pseudomicelios, y corazas de carbonatos secundarios (caliche).

Esta diferencia en la distribución de carbonatos secundarios entre los perfiles de suelos Pardos de la Cuba Occidental y Oriental, obliga a establecer un enfoque diferenciado del problema de las condiciones paleoclimáticas de formación de estos suelos en ambas macrorregiones del territorio nacional, por cuanto los restantes factores de formación (Clima Actual, Geología, Relieve, Tiempo de Formación, Materia Orgánica) resultan similares.

Es posible que los suelos de la parte occidental de Cuba, a pesar de haber sido afectados también por bruscas oscilaciones paleoclimáticas (períodos húmedos y períodos secos), hayan podido no obstante conservar mayores niveles de humedad en relación con sus homólogos del Oriente de Cuba, los cuales parecen haber estado sometidos por tiempo más prolongado a un paleorégimen hídrico del tipo **arídico**, donde la humedad en la Sección de Control de Humedad del Suelo, nunca alcanza o supera los 90 días consecutivos (de acuerdo a la clasificación de regímenes hídricos para suelos: SOIL SURVEY STAFF, 1990).

El estudio de relictos edáficos en forma de nódulos suaves de carbonatos secundarios, en suelos de sectores claves de la llanura ondulada norte de Pinar del Río, sugiere que, a pesar de haber sido éstos afectados también por bruscas oscilaciones paleoclimáticas (períodos húmedos y períodos secos), los mismos han conservado mayores niveles de humedad en relación con sus homólogos del Oriente de Cuba, los cuales poseen mayor desarrollo de carbonatos secundarios (pseudomicelios, corazas) y por tanto parecen haber estado sometidos por tiempo más prolongado a un paleorégimen hídrico del tipo arídico. El alto grado de evolución de gran parte de los suelos desarrollados en los valles y ensenadas de sectores de montaña de la Sierra de los Organos, indica la existencia de un régimen de máximo intemperismo tropical, probablemente desde y a partir del Interglacial de Sangamón, lo que evidencia desde el punto de vista edáfico, que la región ha estado sujeta de forma continua a un régimen hiperpluvioso.



Conclusiones

- A partir del Análisis de Isótopos Estables de Oxígeno y Carbono en muestras de las bandas de crecimiento de una estalagmita datada mediante ^{14}C , se encontró una diferencia de temperaturas entre 8-10 °C (para una relación de 0.21 permil/°C), desde hace 15 330 años (Ultimo Máximo Glacial) hasta el Presente, lo cual pone de manifiesto la influencia de la extensión y magnitud de los enfriamientos continentales sobre los ecosistemas de la frontera tropical-intertropical. Estos resultados están en concordancia con los más recientes reportes internacionales.
- Las curvas de Paleotemperaturas (P_T) isotópicas obtenidas a partir de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras estudiadas, presentan un carácter polimodal y una tendencia sostenida al aumento de las temperaturas desde el Ultimo Máximo Glacial hasta el presente, destacándose además una relativa variabilidad climática dentro de la tendencia observada.
- A partir del estudio del $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras estudiadas se detectó el inicio del Cambio Climático Abrupto ocurrido a principios del Holoceno, el cual tuvo una fuerte repercusión en el área de montaña estudiada. El Calentamiento Abrupto tuvo su fase inicial aproximadamente hace 11 520 años A.P. y su fase evolutiva dura hasta el presente, a cuya tendencia al aumento se superpone la tendencia al aumento de las temperaturas debido a las Emisiones de Gases cuyos efectos se conocen como Efecto Invernadero o Greenhouse.
- A partir de la aplicación de las técnicas del magnetismo ambiental en el desciframiento de la mineralogía magnética de formaciones carbonatadas y eólicas del Pleistoceno Superior en el Occidente de Cuba se encontró un comportamiento del clima oscilante, para el afloramiento Santa Fe, durante el Pleistoceno Superior (< 100 Ka), que va desde un ambiente húmedo y cálido durante la formación de las calcarenitas Jaimanitas (Interglacial Sangamón), pasando por una disminución de la temperatura, que facilita la oxidación de la magnetita a maghemita y formación del Paleosuelo, hasta resecamiento y formación de las eolianitas de Playa Santa Fe (Glacial Wisconsin).
- El registro de variación (espacio - temporal) de las propiedades magnéticas de los sedimentos terrígenos de la secuencia formada por los depósitos Guevara y Villaroja sugiere una alternancia de cambios climáticos durante el Pleistoceno. Durante periodos de glaciación los datos indican un clima más seco, mientras en periodos interglaciales, las variaciones en los minerales magnéticos se corresponden con un clima predominantemente húmedo. La Formación Villaroja presenta las condiciones climáticas según los resultados obtenidos de un clima mucho más seco y cálido que la Formación Guevara, por esto no puede pertenecer al mismo supuesto Pleistoceno húmedo que la Formación Guevara, como sugieren Kartashov et al , 1976.
- El alto grado de evolución de gran parte de los suelos desarrollados en los valles y ensenadas de sectores de montaña de la Sierra de los Organos, indica la existencia de un régimen de máximo intemperismo tropical, probablemente desde y a partir del Interglacial de Sangamon, lo que evidencia desde el punto de vista edáfico, que la región ha estado sujeta de forma continua a un régimen hiperpluvioso.
- El estudio de los suelos de sectores de la llanura ondulada del norte de Pinar del Río, sugiere que, a pesar de haber sido estos afectados también por bruscas oscilaciones paleoclimáticas (períodos húmedos y períodos secos), han conservado mayores niveles de humedad en relación con sus homólogos del Oriente de Cuba, los cuales parecen haber estado sometidos por tiempo más prolongado a un paleorégimen hídrico del tipo arídico.



Bibliografía

- **Jaimez, E., Pajón, J.M., Hernández, I., Macle, J., y de Huelves, J., 2000:** Aplicación de la Tecnología Digital a la Cartografía de Suelos en los Alrededores de la Sierra de San Carlos, Pinar del Río, Cuba. Memorias de GeoInfo 2000 (V Taller Internacional de Informática y Geociencias). ISSN 1028-8961, 11 pp. La Habana, Cuba.
- **Kelly, P.M., 1981:** Climate and Climatic Change. En: The Cambridge Encyclopedia of Earth Sciences. Editor D.S. Smith. Crown. Pub. Cambridge University Press, pp. 297-310.
- **Pajón, J.M., Hernández, I., Macle, J., Molerio, L.L., Flores, E., García, G., Otero, V., González, Z., Guerra, M.O., Leal, R., y Geler, T., 1999:** Capítulo 5.1. "Estudio del Comportamiento de las Paleoprecipitaciones y Paleotemperaturas para Cuba Occidental en los últimos 125 000 años A.P. Aplicación a los modelos de pronóstico climático". En: Monografía "Proyecto Paleoclima del Cuaternario Cubano: Una Caracterización Cuantitativa". Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano, pp. 47-77.
- **Pajón, J.M., Hernández, I., Macle, J., y Ortega, F., 2001:** Periods of Wet Climate in Cuba: Evaluation of Expression in Karst of Sierra de San Carlos. Book "Interhemispheric Climate Linkages (Present and Past Interhemispheric Climate Linkages in the Americas and their Societal Effects)". Chapter Long-Term Climate Variability. Academic Press, pp. 217-226.
- **Pajón, J.M., Curtis, J., Tudhope, S., Metcalfe, S., Brenner, M., Grimm, E., Guilderson, T., and Chilcott, C., 2002:** Isotope Records from a Stalagmite from Dos Anas Cave in Pinar del Rio Province, Cuba. Palaeoclimatic Implications. En preparación.
- **Pedroso, I., Sagnotti, L., Fundora, M., Peñalver, L., 2001a:** Caracterización de las propiedades magnéticas de algunas formaciones carbonáticas y eólicas del Pleistoceno Superior en la Habana. Implicaciones paleoclimáticas. Cap. 3.2. En: Monografía "Proyecto Preconstrucción Paleoclimática y Paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba Occidental". Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano, pp. 68-78.
- **Pedroso, I., Sagnotti, L., Fundora, M., 2001b:** Evidencias de cambios climáticos durante el Pleistoceno Cubano, deducidos del registro de propiedades magnéticas de sedimentos terrígenos. Cap. 3.3. En: Monografía "Proyecto Preconstrucción Paleoclimática y Paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba Occidental". Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano, pp. 79-88.
- **Pedroso, I., Pajón, J., Fundora, M., Sagnotti, L., 2001c:** Magnetismo ambiental en sedimentos cuaternarios del Sistema Cavernario Majaguas-Cantera, Pinar del Río. Cap. 3.5. En: Monografía "Proyecto Preconstrucción Paleoclimática y Paleoambiental del Pleistoceno Tardío-Holoceno para Cuba Occidental". Banco de Proyectos del Programa Nacional de Cambios Globales y la Evolución del Medio Ambiente Cubano, pp. 89-98.
- **Sagnotti L, Florindo F, Wilson G.S., Roberts A.P, Verosub K. L. (1998):** Environmental Magnetism of Lower miocene Strada from the CRP-1 Core, Mc Murdo Sound, Antarctica. Terra Antarctica 5: 661-667
- **Stacey F. And S.K. Baverjee, (1974):** The physical principles of Rock Magnetism, ELSEVIER, Netherlands.
- **Tauxe Lisa, (1998):** Paleomagnetic Principles and Practice, Modern Approach in Geophysics, Vol. 17, KluwerAcademic Publishers, 293 pp.
- **Severinghaus, J.P., Sowers, T., Brook, E.J., Alley, R.B., and Bender, M.L., 1998:** Timing of Abrupt Climate Change at the end of the Younger Dryas Interval from Thermally Fractionated Gases in Polar Ice. Nature, 8 January 1998, Vol. 391, pp. 141-146.



- **Stute, M., Forster, M, Frischkom, H., Serejo, A., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S., and Bonani, G., 1995:** Cooling of Tropical Brazil (5 °C) During the Last Glacial Maximum. *Science*, 21 July 1995, Vol. 269, pp. 379-383.
- **Vivas, L., 1992:** El Cuaternario. Universidad de los Andes. Consejo de Publicaciones. Mérida-Venezuela, 266 pp.



ENSAYO SOBRE LA PALEOGEOGRAFÍA DEL CUATERNARIO DE CUBA

Manuel A. Iturralde-Vinent,

Museo Nacional de Historia Natural, Obispo no. 61, Plaza de Armas 10100, La Habana Vieja, Cuba.
Iturralde@mnhnc.inf.cu

RESUMEN

La paleogeografía del Plioceno-Cuaternario de Cuba está fuertemente influida por los cambios climáticos que afectaron la temperatura ambiente y las precipitaciones. Estos cambios climáticos de carácter cíclico estuvieron asociados a variaciones del nivel del mar, que hace 20-25 ka alcanzó hasta -120 metros por debajo del nivel actual, y hace unos 120 ka una altura ligeramente por encima del nivel actual. Sin embargo, se ha determinado que el factor principal de formación y transformación del relieve son los movimientos neotectónicos y la erosión, que a pesar de presentar distintas tendencias en el territorio de Cuba, por sobre todo dominaron los movimientos de ascenso del terreno desde el Mioceno Superior. Estos cambios del relieve se manifestaron de tal manera que en hace unos 20-25 ka Cuba alcanzó un área expuesta de unos 180 000 km², en tanto que en otras llegó a reducirse a una serie de islas y pequeños archipiélagos separados entre sí por llanuras periódicamente inundadas y mares someros. De este proceso resulta que el contorno del archipiélago cubano actual tuvo su origen en los últimos 7 000 años, y sigue modificándose. Estas variaciones de la geografía debieron determinar etapas de agrupación de las biotas terrestres en las presentes áreas montañosas, separadas por etapas de colonización de las tierras bajas y dispersión de las biotas. La falta de suficientes dataciones de las biotas terrestres cubanas del Cuaternario impiden perfeccionar el análisis de la biogeografía y poner a prueba el modelo anterior.

ABSTRACT

The Pliocene-Quaternary paleogeography of Cuba is strongly determined by the cyclic climatic changes which influenced the mean temperature and rain fall. These changes were associated with variations of the mean sea level, which 20-25 ka ago fall to -120 meters below the mean present-day position, and 120 ka ago rose slightly above present day level. Nevertheless, it has been found that the main factor in the formation and transformation of the relieve are the neotectonic movements and the erosion, which – despite local variations in rate and direction- have been identified that uplift dominated since the Late Miocene. These transformation of the relieve took place in such a way that 20-25 ka ago Cuba reached nearly 180 000 km², the largest exposed area within the time frame into consideration; while in other times was reduced to small archipelagos and islands, separated by shallow seas and periodically inundated low plains. In the last 7 ka this paleogeographic evolution produced the present day configuration of the territory, a process that is still active today. As a consequence, there were times when the terrestrial biota was concentrated in the topographic highs (present day mountain areas), but there were also times when the biota had the opportunity for dispersion and colonization of low lands (mostly present day plains and shelf). Insufficient amount of adequate dating of the Pliocene-Quaternary terrestrial fossil do not allow the accurate identification of these events in the fossil record.

Contribución al proyecto IGCP 433 “Caribbean Plate Tectonics”

Palabras claves: Cuba, Pliocene-Quaternary, paleogeography, biogeography



Introducción

En Cuba se han llevado a cabo numerosas investigaciones de la geología del Plioceno-Cuaternario, tanto desde el punto de vista estratigráfico como geomorfológico, tectónico y edafológico (Acevedo, 1981; Bresznyánsky, et al., 1983; Ducloz, 1963; Iturralde-Vinent, 1969a; 1969b; Iturralde-Vinent y Castellanos, 1998; Kartashov et al., 1976; 1981; Mayo, 1970; Núñez Jiménez, 1967; Pushcharovski et al., 1988; Peñalver et al., 1997, 1998; Shantzer et al. 1977). Importantes contribuciones a la paleogeografía son los trabajos de Ionin et al. (1977), Biosca et al. (1978), Iturralde-Vinent (1969a, 1969b, 1978, 1982, 1998); Kartashov et al. (1981); y Nuevo Atlas Nacional de Cuba (1989), que han contribuido al mejor conocimiento del paleoclima y la evolución del relieve del territorio. También se han llevado a cabo investigaciones paleontológicas de las biotas terrestres, que constituyen referencias útiles durante el estudio del Cuaternario (Acevedo y Arredondo, 1982; White y MacPhee, 2001). En este ensayo sobre la paleogeografía del Plioceno-Cuaternario de Cuba se presentan tres mapas, uno para el Plioceno-Pleistoceno temprano (1.5-2.0 Ma), otro para el Pleistoceno Superior sensu lato (~120-130 ka) y otro para el Pleistoceno Superior tardío (~20-25 ka). No se presenta un mapa para el Pleistoceno Inferior debido a que la base estratigráfica no se considera adecuada.

Estratigrafía

Las investigaciones sobre la estratigrafía del Plioceno-Cuaternario en Cuba tienen una larga tradición desde finales del siglo XIX, y son muchos los trabajos recientes que además de compilar los conocimientos previos aportan nuevos datos (Albear e Iturralde-Vinent, 1985; Bresznyánsky, et al., 1983; Franco, 1983a, 1983b; Ionin et al., 1976; Iturralde-Vinent, 1969b; Iturralde-Vinent y Castellanos, 1998; Kartashov et al., 1976, 1981; Pushcharovski et al., 1988; Peñalver 1982; Peñalver et al., 1982a, 1982b, 1997, 1998; Shantzer et al. 1977). A pesar de esto, no se puede afirmar que el conocimiento de la estratigrafía del Plioceno-Cuaternario sea satisfactorio.

Las investigaciones arriba mencionadas han permitido definir y cartografiar un gran número de formaciones litoestratigráficas y depósitos no formalizados, cuyo orden de superposición está bien establecido. Sin embargo, el problema principal es que no se conoce, sino a manera de estimados: a) la verdadera edad de las formaciones en el sentido geocronológico, b) el lapso de tiempo que abarca cada depósito o unidad litoestratigráfica, c) la duración de los hiatos erosivo-denudativos. Sólo las formaciones del Plioceno o Plioceno-Pleistoceno Inferior se han podido distinguir sobre la base de datos paleontológicos relativamente confiables (Iturralde-Vinent, 1969a, 1969b; Iturralde-Vinent y Morales, 1973; Peñalver et al., 1982a, 1982b).

Sin embargo el problema es aun más complejo, pues la mayoría de los autores no definen qué entienden por Plioceno, Pleistoceno y sus divisiones, y Holoceno. Por ejemplo, Ducloz (1963) utilizó como escala de referencia, durante sus investigaciones en la costa norte de Matanzas, las glaciaciones e interglaciales, un método que se considera completamente correcto. Posteriormente Kartashov et al. (1981) subdividieron el Pleistoceno de una manera muy peculiar en dos niveles, una inferior "húmedo" y otro superior "seco", con un límite a los 700 000 años, lo cual ha sido fuertemente criticado (Acevedo, 1983; Ortega, 1983; Ortega y Zhuravliova, 1983). El caso es que generalmente la posición de los límites Plioceno-Cuaternario, Pleistoceno-Holoceno, y las subdivisiones del Pleistoceno se han seleccionado de manera convencional, coincidente con algún cambio en la litología del corte, la posición estratigráfica o altitud de los depósitos o superficies (Ducloz, 1963; Bresznyánsky, et al., 1983;



Franco, 1983a, 1983b; Peñalver et al., 1982a; 1982b; 1997; 1998), dando lugar a una multitud de interpretaciones muy discutibles. Cuando se leen con detalle las discusiones sobre la designación de un corte de rocas a una u otra formación, o sobre su edad (vea Kartashov et al., 1976; 1981; Peñalver et al., 1982a; 1982b; 1997), se evidencia que hay muchos criterios subjetivos involucrados en la toma de posiciones, y que a menudo consideraciones de tipo litológicas han prevalecido, cuando la litología no es más que reflejo del ambiente y no de la edad. También se han fechado muchas formaciones sobre la base de sus faunas de moluscos, foraminíferos bentónicos y corales, cuya presencia en un depósito depende más de las condiciones ambientales que de la antigüedad.

En el caso de las rocas y depósitos de origen no marino la cuestión es aún más compleja, pues su edad se basa a menudo en criterios subjetivos, como el grado y tipo de intemperismo (Kartashov et al., 1976; 1981), o en la posición relativa respecto a una formación marina, también mal fechada (Peñalver, 1982). Dataciones de edad absoluta (C^{14}) sólo se han reportado de la Formación Jaimanitas (131 ka según Peñalver et al., 1997) y de algunas turbas de la península de Zapata (que sobreyacen unas calizas que se asignan a la Formación Jaimanitas), y cuya antigüedad llega a los 18 ka (Ducloz, 1963). El problema principal radica pues en la escasez de fechados de edad absoluta y la falta de sistematicidad de las pocas que existen.

Otro aspecto que necesita revisión es la nomenclatura estratigráfica, pues algunos autores han descrito unidades "nuevas", colocando en sinonimia otras bien descritas en la literatura. Ejemplo es la Formación Manguito caracterizada como una saprolita de caliza (corteza de intemperismo) por Iturralde-Vinent (1967), que se incluyó posteriormente dentro del contenido de la Formación Villaroja sobre la base de que ambas son de origen marino (Kartashov et al., 1976; 1981), o sea, porque Iturralde-Vinent (1967) se había equivocado al interpretar el origen de Manguito. Sin embargo, después que Acevedo (1983), Ortega y Zhuravliova (1983) y Dzulynsky et al. (1984) demostraron que Villaroja son un complejo de depósitos terrestres y principalmente suelos, habría que reconsiderar el status de las Formaciones Villaroja y Manguito. El hecho es que las formaciones no se ponen en sinonimia por que se esté o no de acuerdo con la génesis del depósito. Otro mal ejemplo es la Formación Ensenada (Acevedo y Gutiérrez, 1974), que se coloca en sinonimia con la Formación Guane porque aparentemente algunos cortes de Ensenada son cortezas de intemperismo (Kartashov et al., 1976; 1981). Aquí el problema principal radica en que se ha asignado categoría formacional (Kartashov et al., 1976; 1981), a depósitos que por su naturaleza presentan variaciones faciales desde aluvios hasta detritos de talud y suelos (Acevedo y Gutiérrez, 1974), y al error metodológico de no discutir la validez de las unidades estratigráficas sobre la base del estudio de su sección tipo.

Tomando en cuenta que la duración del Cuaternario se define actualmente entre 1.75-1.81 millones de años (Remane, 2000), y que en Cuba faltan suficientes dataciones adecuadas de las rocas y depósitos, es difícil elaborar mapas paleogeográficos detallados para el Pleistoceno. Por eso en este ensayo se presentan sólo tres mapas, uno para el Plioceno-Pleistoceno Temprano (~ 1.5-2.0 Ma), otro para el Pleistoceno Superior sensu lato (130-120 ka), y otro para el Pleistoceno Superior tardío (25-20 ka) (Figs. 4, 5 y 6).



Conceptos Generales sobre la Paleogeografía

La extensión y conectividad entre los elementos del relieve emergido durante el Plioceno-Cuaternario han estado controlados por dos factores principales, los movimientos del terreno (neotectónica) y las oscilaciones del nivel del mar (curva del nivel eustático). Ambos procesos tienen lugar independientes uno de otro en las áreas alejadas de los casquetes polares, como el Caribe. La combinación de ambos procesos produce, en definitiva, un nivel dado de exposición de los terrenos, cuya extensión es una función del tiempo. Esto se debe a que pueden tener lugar varios escenarios. Primer escenario, cuando el nivel del mar baja al tiempo que los movimientos neotectónicos tienen carácter ascendente, y en consecuencia, las tierras alcanzan su máxima exposición. Segundo escenario, cuando el nivel del mar sube al tiempo que los movimientos neotectónicos son descendentes, y en consecuencia, las tierras alcanzan un mínimo de exposición o desaparecen. Tercer escenario, cuando los movimientos del nivel del mar y de los terrenos son de la misma polaridad, en cuyo caso los cambios que se observan en el grado de exposición de los terrenos son limitados. Cuarto escenario, cuando los movimientos neotectónicos tienen una polaridad definida durante un largo periodo de tiempo, y las oscilaciones del nivel del mar se reflejan como etapas de aceleración o desaceleración del proceso de transformación de la paleogeografía.

En los márgenes continentales pasivos, que constituyen regiones relativamente estables desde el punto de vista neotectónico, ha sido posible eliminar el efecto de los movimientos del terreno y desarrollar los modelos de las oscilaciones eustáticas del nivel del mar, pero también se han utilizado métodos indirectos, como la determinación de los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ en las conchas de los foraminíferos bentónicos oceánicos (Fig. 1).

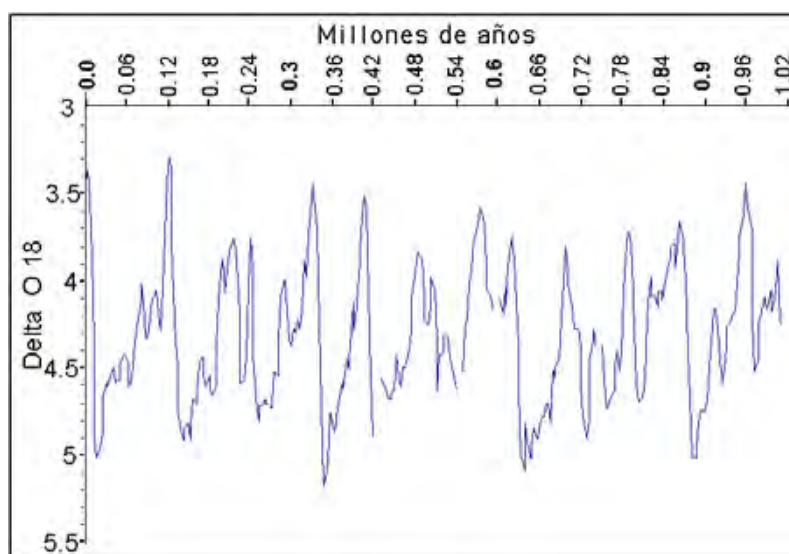


Figura 1. Gráfico del comportamiento del contenido de $\delta^{18}\text{O}$ vs tiempo (Millones de años) en testas de foraminíferos bentónicos oceánicos, compilado a partir de determinaciones individuales en distintos océanos del mundo. Tomado de Karner et al. (2002). Los picos positivos representan máximos de clima cálido (deshielos polares) y los picos negativos máximos de clima frío (glaciaciones polares).

En general se considera que existe una relación directa entre el clima, los contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ en las conchas de los foraminíferos, y el nivel del mar. Las glaciaciones son etapas de crecimiento de los hielos polares cuando las temperaturas son más frías y bajos los contenidos



de $\delta^{18}\text{O}$ en las conchas de los foraminíferos. Entonces ocurren los niveles más bajos del mar y en las zonas tropicales dominan periodos secos (máximo de aridez). Por el contrario, a las etapas de deshielo o interglaciales corresponden temperaturas más cálidas, altos contenidos de $\delta^{18}\text{O}$ en las conchas de los foraminíferos, la elevación del nivel del mar, y periodos pluviosos en las zonas tropicales (Ortega y Zhuravliova, 1983).

En los últimos 850 ka han tenido lugar varios ciclos climáticos glaciales/interglaciales con un periodo aproximado de unos 100 ka y otro menor superpuesto de unos 41 ka (Karner et al., 2002). El último máximo glacial tuvo lugar hace unos 20-25 ka, cuando se ha determinado que el nivel del mar descendió a -120 m (Ducloz, 1963; Lambert and Chappell, 2001).

Los cambios del clima durante el Cuaternario en Cuba se han definido como varios ciclos pluviales y secos intercalados, con la peculiaridad de que durante los periodos pluviales las precipitaciones elevan el nivel de base local y determinan la formación de amplias zonas periódicamente inundadas (Mayo, 1970, Acevedo, 1983, Ortega, 1983, Ortega y Zhuravliova, 1983, Pajón et al., 2001).

Durante las investigaciones sobre la tectónica de Cuba durante el Terciario Superior Iturralde-Vinent (1978) identificó la ocurrencia de movimientos oscilatorios del terreno de varias frecuencias simultáneas, del orden de los millones de años, de los miles de años, y de cientos de años. Sin embargo, este autor no tuvo en cuenta las oscilaciones del nivel del mar, de modo que dichos ciclos lo más probable es que sean la resultante de los movimientos eustáticos y neotectónicos combinados. En este sentido, las investigaciones geodésicas de nivelaciones sucesivas realizadas en décadas pasadas, aunque no se pueden considerar suficientemente precisas dado los estándares actuales de mediciones satelitales, ofrecen una idea de la velocidad de los movimientos del terreno en Cuba. Por este método se han determinado valores extremos de 12-15 mm/a en Cuba oriental, y velocidades entre los 1 y 4 mm/a para toda Cuba, como se observa en la Tabla 1.

Tabla 1. Velocidades de los movimientos verticales en Cuba determinadas según métodos geodésicos de nivelaciones reiteradas (Liliemberg et al., 1984). Note que en Cuba centro occidental la velocidad máxima alcanza 4 mm/a, en tanto que en Cuba oriental llega al valor extremo de 12-15 mm/a. Estas cifras sugieren que los terrenos orientales de Cuba tienen una mayor actividad que el resto del territorio, lo cual se explica por su pertenencia a la zona del límite entre las placas de Norteamérica y del Caribe (Iturralde-Vinent, 1978; 1998).

Localidad	Velocidad (mm/a)
Sierra de los Organos	0.5
Alturas La Habana-Matanzas	0.5-0.8
Lomas de Santa Clara	1.0-3.0
Alturas de Minas y Altagracia	0.5-2.0
Llanura sur de Pinar del Río	2.0-4.0
Llanura sur de La Habana	0.5-2.0



Llanura norte de Las Villas	2.0-3.0
Depresión del Cauto	7.0-8.0
Depresión de Santiago de Cuba	1.0-3.0
Sierra Maestra oriental	12.0-15.0
Sierra Maestra occidental	1.0-3.0

Estos valores nos permiten realizar unos cálculos simples, para obtener una idea del papel que juega el componente neotectónico con respecto al componente eustático. Por ejemplo, si una zona A se hubiera mantenido elevándose a la velocidad de 15 mm/a y una zona B a razón de 3 mm/a, se puede estimar que hace 20-25 ka A estaría situada a 375 y B a 75 metros respectivamente, por encima del nivel original; y hace 1.008 Ma (millones de años) A se pudiera encontrar a 15 120 y B a 3 024 metros respectivamente, por encima del nivel original. En el paisaje cubano, ni terrestre en general, existen accidentes del terreno de 15 km de alto, lo que indica que hay otros agentes que modulan el relieve (la erosión), y que los movimientos del terreno no son unidireccionales ni mantienen una velocidad de 15 mm/a de manera estable.

En cuanto al nivel del mar, las curvas desarrolladas en las áreas cercanas a Cuba sugieren que hace 8 000 años el nivel del mar estaba situado a unos 7-8 metros por debajo del nivel actual, y hace unos 20-25 ka a unos -120 metros por debajo del nivel actual (Fig. 2, Lambeck and Chappell, 2001). Si este movimiento del nivel del mar hubiera ocurrido de manera sostenida, la velocidad promedio sería de 4.8 mm/a, más rápida que el promedio del movimiento del terreno en Cuba (1-3 mm/a). Sin embargo, en las zonas tectónicamente activas como Cuba oriental, las oscilaciones eustáticas del nivel del mar ocurren con una frecuencia mayor que los cambios en la polaridad de los movimientos del terreno, por eso el factor principal de la formación del relieve son los movimientos del terreno, y las oscilaciones del nivel del mar sólo han modulado la velocidad con que tiene lugar la ampliación o reducción de las tierras emergidas. Este hecho se observa bien en las áreas costeras de levantamiento sostenido.

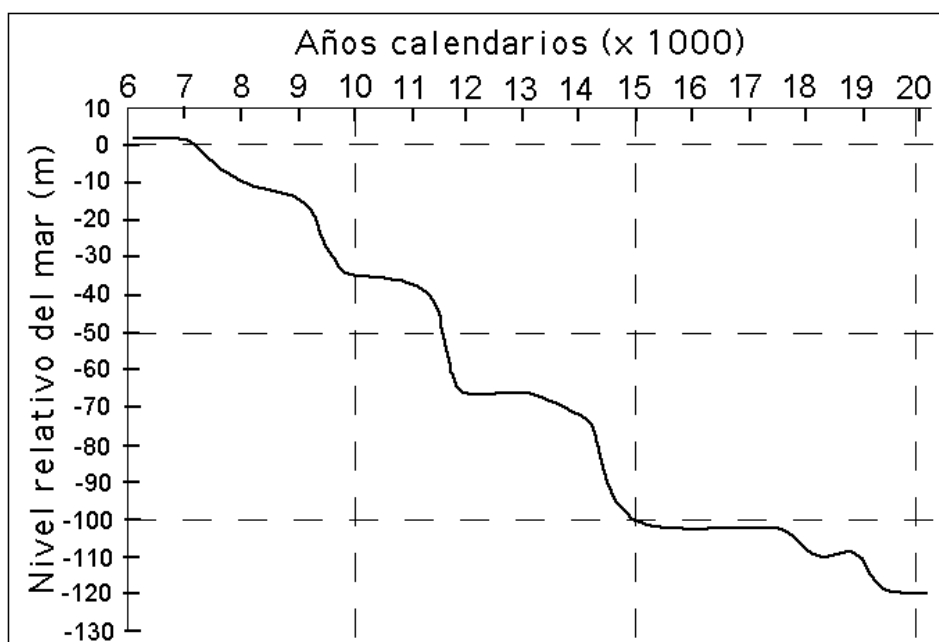


Figura 2a. Gráficos del comportamiento del nivel del mar según Liu y Milliman (2002). Observe que los ascensos del nivel ocurren sostenidamente desde hace 20-25 ka, pero que se intercalan etapas de ascenso rápido con otras de ascenso lento (plataformas). En particular es de destacar la etapa de ascenso lento correspondiente a los últimos 7-8 ka (Holoceno).

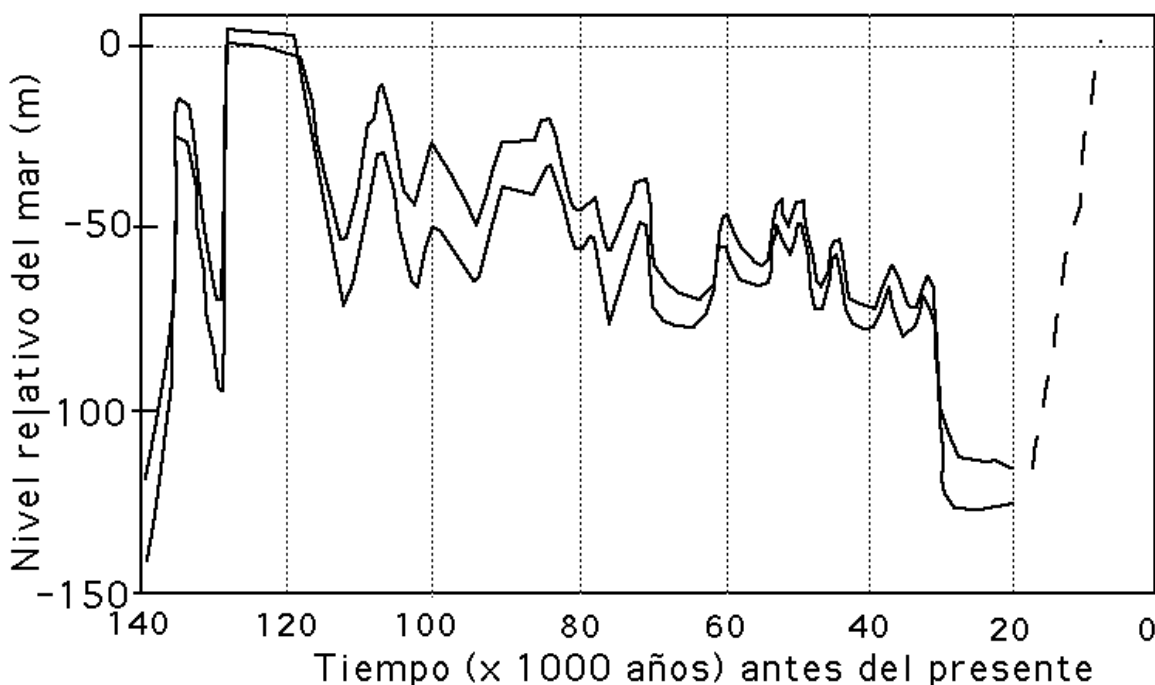


Figura 2b. Gráficos del comportamiento del nivel del mar de acuerdo con Lambeck y Chappell (2001). Observe que hace 130-120 ka el nivel del mar estuvo por encima del actual, y hace unos 25- 20 ka el nivel del mar descendió hasta -120 metros respecto del nivel actual. Se



destaca también el hecho de que entre 120 y 30 ka el nivel del mar estuvo oscilando pero sin alcanzar ninguno de los dos extremos antes mencionados.

En la Tabla 2 se han compilado las alturas y la cantidad de terrazas marinas que se han identificado en el norte de Matanzas, en Cabo Cruz y en la Punta de Maisí. La cantidad de terrazas emergidas medidas en Matanzas (4), en Cabo Cruz (11) y en Maisí (14) son un reflejo claro de la velocidad de los movimientos neotectónicos. La terraza más alta de Matanzas alcanza unos 51 metros, y en Maisí hasta 430 metros. Si se estima que las terrazas más altas tienen aproximadamente la misma edad, entonces el número de terrazas en Maisí y su altitud son una prueba de que la región oriental de Cuba se ha venido levantando con mayor velocidad durante el Cuaternario (Iturralde-Vinent, 1978), ya que el nivel del mar no puede haber cambiado a distinta velocidad en Cuba sudoriental y noroccidental. El número de terrazas emergidas en las costas acantiladas de Cuba generalmente oscila entre 2 y 4, y sus alturas raramente superan los 50 metros, indicando que la velocidad de los movimientos neotectónicos fuera de las zonas montañosas de Cuba oriental es más moderada. Esto se corrobora mediante los datos de las nivelaciones geodésicas reiteradas cuyo valor máximo fuera de Cuba sudoriental es de 4 mm/a (Tabla 1). Esto sugiere que, excluyendo la zona sudoriental, las variaciones del nivel del mar y los movimientos del terreno ocurren a velocidades semejantes.

Tabla 2. Altitud de algunas terrazas marinas de Cuba

Terrazas marinas de Matanzas según Ducloz (1963):

Terraza	Altitud en metros	Edad
1. Rayonera	25 a 51	Plioceno?
2. Yucayo	15 a 33	Pleistoceno Inferior
3. Puerto	~16	Pleistoceno Inferior Glaciación de Illinois
4. Seboruco	~8	Intergracial Sangamon
5. Submarina 1	-1	
6. Submarina 2	-2 a -6	
7. Submarina 3	-10 a -17	Wisconsin
8. Submarina 4	-20 a -55	Wisconsin (-120 m)

Terrazas de Cabo Cruz según Bresznyanszky et al. (1983)

Terraza	Altitud en metros	Substrato rocoso
XI	260-270	
X	180-240	
VII-XI	170	Calizas Fm Maya
VI	130-140	Calizas Fm Maya



V	~	Calizas Fm Maya
IV	60-70	Calizas Fm Maya
II –III	~	
I	10-20	Fm Jaimanitas

Terrazas marinas de Maisí según Díaz et al. (1991)

Terraza	Altitud en metros	
	Sector 1, Dos Hermanas	Sector 2, Río Seco
XIV	410-430	
XIII	350-380	
XII	260-290	
XI	260-270	180-189
X	230-250	176-178
IX	180-210	157-165
VIII	130-150	143-147
VII	80-100	109-122
VI	40-60	81-86
V		74
IV		48-50
III		40-44
II		15-17
I		0-6

Con respecto a las distintas velocidades y tendencias de los movimientos neotectónicos es importante tener en cuenta la estructura en bloques de Cuba, bloques cuya historia recoge las tendencias seculares. Iturralde-Vinent (1978, 1998) ha definido la existencia de dos tipos de estos bloques para el periodo de tiempo transcurrido desde el Eoceno Superior (Fig. 3). Los bloques hórsticos son aquellos que durante el periodo indicado, han mantenido una tendencia al levantamiento, de modo que en ellos los espesores de las rocas sedimentarias jóvenes son limitados y en consecuencia aflora extensamente el substrato más antiguo (pre Eoceno Superior). Con estos bloques coinciden las áreas montañosas. Los bloques grabens se caracterizan por haber mantenido una tendencia al descenso, de modo que en ellos se encuentran potentes espesores de sedimentos jóvenes, y el relieve actual es llano a suavemente ondulado.

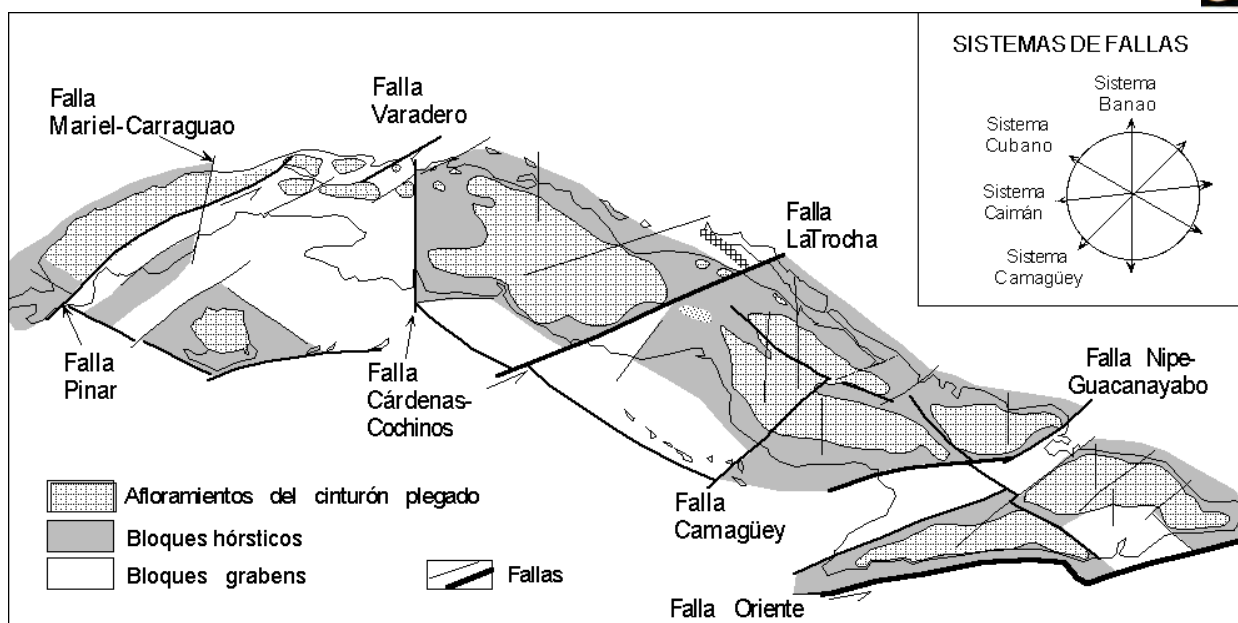


Figura 3. Mapa de la estructura en bloques de Cuba en el Terciario Superior (bloques neotectónicos), simplificada de Iturralde-Vinent (1978, 1998). Los bloques hórsticos son aquellos que han mantenido una tendencia al levantamiento desde el Eoceno Superior, en tanto que los bloques grabens han sostenido una tendencia contraria.

De aquí se reafirma el concepto de que los movimientos del terrenos son el factor principal de la formación del relieve actual, ya que la tendencia general del territorio de Cuba ha sido al ascenso e incremento de su área, y particularmente desde el Mioceno Suoerior (Iturralde-Vinent, 1978, 1982), lo que es posible sólo si los movimientos neotectónicos dominan a largo plazo sobre las oscilaciones del nivel del mar a la hora de determinar la paleogeografía.

Para establecer la paleogeografía del Plioceno-Cuaternario de Cuba, tal como se muestra en mapas subsiguientes, se han combinado los conocimientos adquiridos sobre la estratigrafía, los movimientos neotectónicos, las oscilaciones del nivel del mar, y las huellas que estos procesos han dejado en el terreno. Por ejemplo, la presencia de escarpas de erosión marina, o de depósitos marinos o litorales, son una clara indicación de que el mar ocupó o alcanzó dicho nivel en el momento cuando se formaron esos sedimentos.

El problema radica en que en muchas ocasiones los depósitos Cuaternarios han sido barridos por la erosión, sobre todo las arcillas y arenas, que se han preservado sólo en forma de parches aislados en depresiones estructuras o erosivo-cársicas, y que a menudo no sabemos con exactitud la antigüedad de estos depósitos. Esto generalmente ocurre con las capas arcillo-arenoso-gravosas de ambientes de llanuras bajas (suelos, depósitos de pendientes, aluvios, sedimentos de lagunas, deltas, pantanos, marismas, eólicos) elevados hasta las partes altas de las llanuras actuales, o en las zonas intensamente carsificadas, donde se ha favorecido la erosión. Sin embargo, en las áreas donde están presentes sedimentos calcáreos (calizas y calcarenitas marinas), más resistentes a la erosión, es posible establecer con más seguridad la presencia del mar en el pasado. A esta categoría corresponden los depósitos costeros y de fondos marinos someros (barras, playas, arrecifes coralinos y depósitos de laguna marina).



Al elaborar los mapas paleogeográficos se seleccionaron los momentos de máxima inundación y de máxima retirada del mar durante el Pleistoceno Superior, ya que entre ambos extremos se desarrolló la paleogeografía de toda la etapa Plioceno-Cuaternaria de formación de Cuba. En los mapas se distinguen cinco tipos de relieve, de acuerdo a los conceptos básicos descritos por Iturralde-Vinent (1978, 1988); Iturralde-Vinent y MacPhee (1999); a saber:

1. Zonas montañosas
2. Terrenos emergidos relativamente bajos
3. Llanuras periódicamente inundadas
4. Fondos marinos poco profundos
5. Mares profundos

Paleogeografía del Plioceno-Pleistoceno Inferior

Esta etapa del desarrollo paleogeográfico de Cuba fue caracterizada previamente por Iturralde-Vinent (1969b; 1978) y Kartashov et al. (1981). Sobre la base de estos trabajos se elabora el mapa de la figura 4, que muestra un escenario correspondiente al entorno del límite entre el Plioceno y el Pleistoceno, cuando la una gran parte del territorio insular de Cuba actual estaba emergido. Aquí no se discute este mapa pues en general coincide con los arriba mencionados.

Las rocas del Plioceno-Pleistoceno Inferior están definidas tanto por su posición estratigráfica como por su contenido fosilífero, y para confeccionar este mapa se tomaron como base las formaciones Punta del Este, Morro, El Abra, Península, Maya, Bayamo y otras no formalizadas (Albear e Iturralde-Vinent, 1985; Bronnimann y Rigassi, 1963; Ducloz, 1963; Franco, 1983a, 1983b; Franco y De la Torre, 1982; Iturralde-Vinent 1969a; 1969b; Iturralde-Vinent y Morales, 1973; Iturralde-Vinent y Castellanos, 1998; Kartashov et al., 1981; Peñalver et al., 1997; 1998 Pushcharovski et al., 1988). También se tomaron las edades de las superficies de abrasión marina y erosión subaérea (Ducloz, 1963; Acevedo, 1981; Atlas Nacional de Cuba, 1989; y de las cortezas de intemperismo (Bugelsky, 1979).

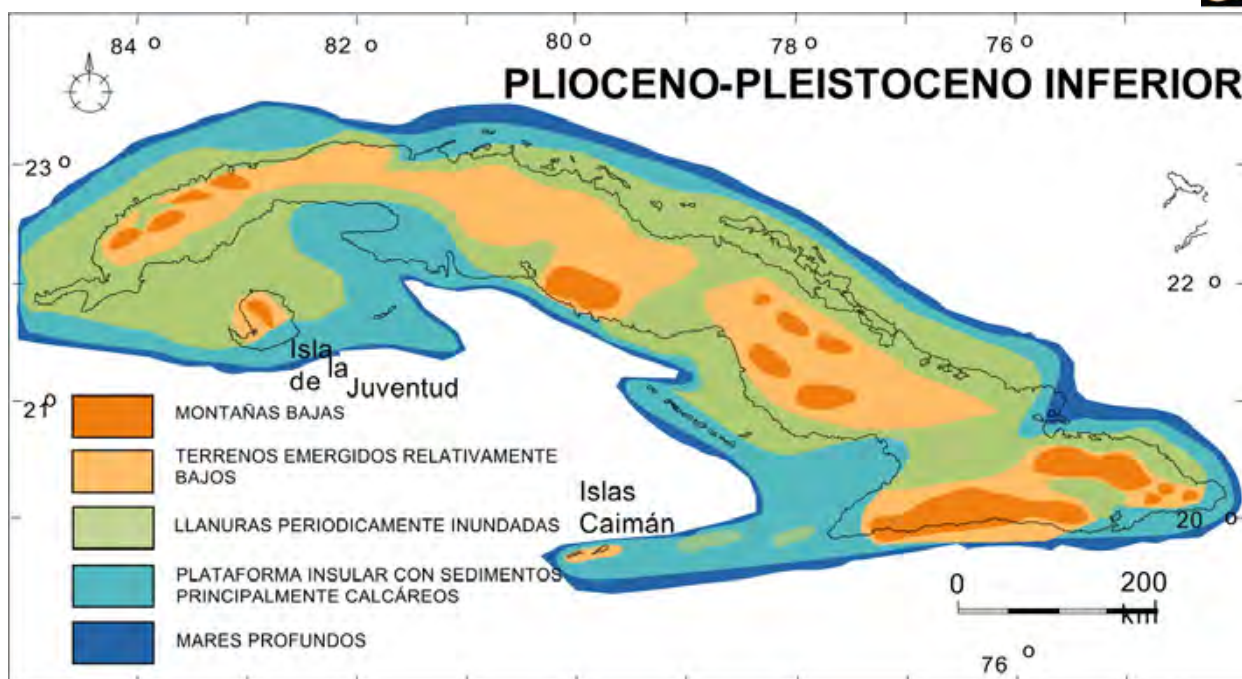


Figura 4. Mapa paleogeográfico del Plioceno-Pleistoceno temprano, diseñado para ilustrar la etapa de máxima elevación (bajo nivel del mar y máximo ascenso del terreno), entre 3.0 y 2.0 millones de años atrás. Elaborado sobre la base del mapa geomorfológico de Cuba (Biosca et al., 1978, Nuevo Atlas Nacional de Cuba, 1989), los mapas paleogeográficos del Plioceno (Iturralde-Vinent, 1969b; Kartashov et al., 1981), y de notas de campo del autor. Esta etapa, desde el punto de vista biogeográfico se caracterizó por el intercambio y dispersión de las biotas terrestres, que debieron migrar libremente en el territorio. Probablemente coincidió con un incremento relativo de las especies.

Paleogeografía del Pleistoceno Superior (sensu lato)

Este mapa representa la paleogeografía de Cuba en un momento de máxima inundación posible durante el Pleistoceno Superior sensu lato, correspondiente a la sedimentación de la Formación Jaimanitas y los depósitos isócronos, con una antigüedad alrededor de 130-120 ka atrás (Fig. 5). En ésta época pudo tener lugar la formación de barreras geográficas que debieron limitar considerablemente el intercambio de animales terrestres entre los distintos territorios relativamente altos de Cuba.

Las rocas marinas que se han referido a la Formación Jaimanitas según Peñalver et al. (1983a) han sido fechadas por métodos de edad absoluta en unos 131 ka. Generalmente se refieren a esta formación las biolititas coralinas, biocalcareniticas y calizas asociadas, de ambiente de plataforma carbonatada, con fósiles de aspecto muy moderno, en las cuales las conchas de aragonito están bien preservadas (Albear Franquiz e Iturralde-Vinent, 1985; Bresznyánsky, et al., 1983; Bronnimann y Rigassi, 1963; Franco, 1983a, 1983b; Iturralde-Vinent y Castellanos, 1998; Kartashov et al., 1981; Pushcharovski et al., 1988; Peñalver et al., 1997, 1998; etc.). La Formación Jaimanitas constituye las terrazas bajas situadas hasta 8 metros sobre el nivel del mar en Cuba occidental y central, y quizás hasta 20 metros en Cuba sudoriental (Tabla 2; Bresznyánsky, et al., 1983).

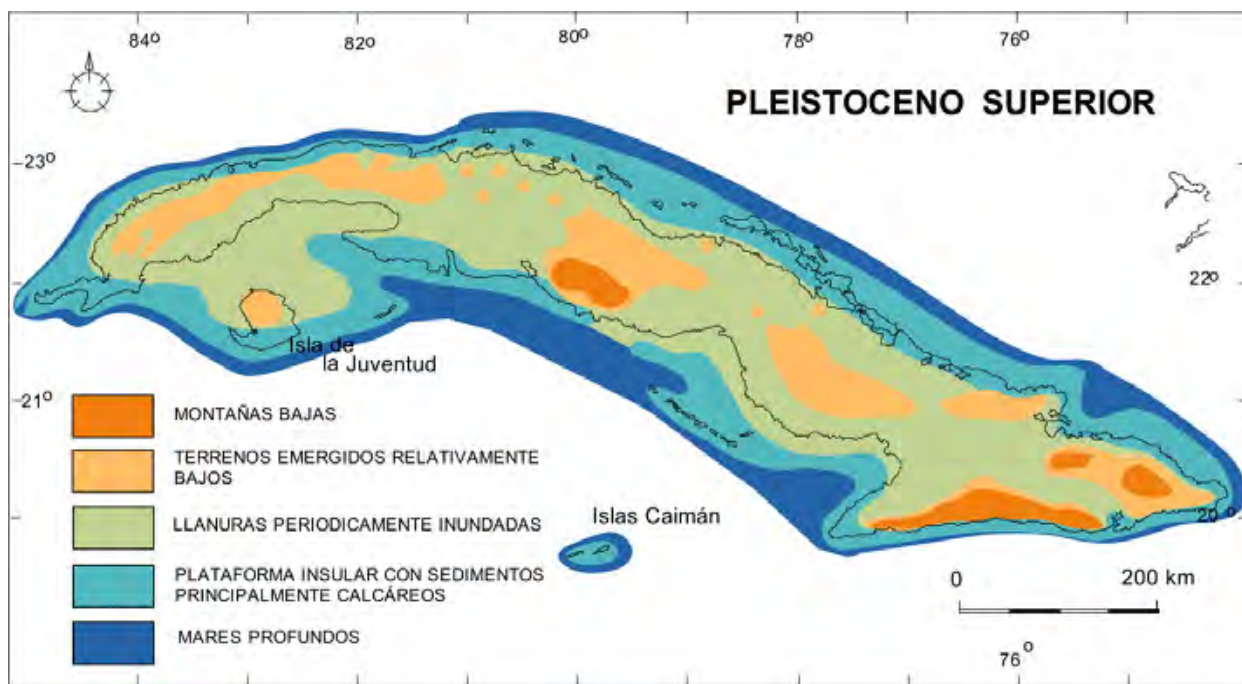


Figura 5. Mapa paleogeográfico del Pleistoceno Superior sensu lato, diseñado para ilustrar una etapa de máxima inundación, alrededor de 130-120 ka atrás. Elaborado sobre la base del mapa geomorfológico de Cuba (Biosca et al., 1978; Nuevo Atlas Nacional de Cuba, 1989), los mapas y datos de Ionin et al. (1977), y de las notas de campo del autor. Esta etapa, desde el punto de vista biogeográfico se caracterizó por el aislamiento de las biotas terrestres, que debieron migrar hacia las zonas montañosas en busca de refugio. Probablemente coincidió con un incremento relativo de las extinciones de especies.

En este mapa los terrenos emergidos se han delimitado tomando en consideración que en las áreas montañosas y premontañosas actuales en todo el país, se observan huellas claras de levantamiento prolongado (erosión profunda, redes de drenaje radiales, aluvios colgados, intenso desarrollo del carso, cavernas muy profundas con caídas verticales, cavernas aluviales con varios niveles superpuestos, etc.). Estas áreas han sido definidas como de origen subaéreo en el mapa geomorfológico de Cuba (Biosca et al., 1975; Nuevo Atlas Nacional de Cuba, 1989). Es posible que la altitud promedio de las zonas emergidas de Cuba haya sido menor que la actual (cuyos valores son < 2 000 m) en el Pleistoceno Superior, pues los depósitos de talud de grano grueso, como los de las playas modernas del sur de la Sierra Maestra (Franco, 1983b), son muy escasos en otras partes del país.

Las llanuras periódicamente inundadas (Fig. 5) se han definido como superficies de denudación en los mapas geomorfológicos modernos (Atlas Nacional de Cuba, 1989). Aquí se categorizan como periódicamente inundadas sobre la base del amplio desarrollo de sedimentos arcillo-arenoso-gravosos que infrayacen los suelos rojos en la mayoría de las llanuras cubanas emergidas (Kartashov et al., 1981; Peñalver et al., 1997, 1998). Estos sedimentos, a manera de parches aislados por la erosión, han sido designados como unidades litoestratigráficas con nombres tales como Guane, Guevara, y muchos otros, por Kartashov et al. (1981), que los consideraron de origen marino. Pero Dzulynski et al. (1984) señalaron con toda propiedad que este tipo de materiales "...se acumuló sobre las superficies llanas de denudación situadas cerca



del [*quiere decir a poca altura sobre el...*] nivel del mar, supuestamente en ciénagas y ríos, principalmente temporales, caracterizados por cauces ramificados inestables. Las áreas cenagosas situadas cerca del nivel del mar estaban atravesadas en algunos lugares por canales de arroyos de poca profundidad, con crecidas temporales.” Las observaciones de Mayo (1970), Acevedo (1983) y Ortega y Zhuravliova (1983) en Cuba occidental, y las del autor en casi todas las llanuras cubanas, confirman este punto de vista, con la particularidad de que eventualmente se desarrollan también sedimentos de tipo lacustre (Acevedo, 1983). Kartashov et al (1981) y Peñalver et al. (1997) consideran que estos depósitos son del Pleistoceno Inferior y hasta del Plioceno. Para ello se basan en que arenas y arcillas (que ellos consideran de tipo Guane o Guevara), se intercalan con calizas marinas que se han fechado del Plioceno o Pleistoceno Inferior. Sin embargo, intercalaciones de arenas y arcillas semejantes a las denominadas Guane y Guevara se encuentran en cualquier secuencia Terciaria de Cuba. En cambio, los suelos rojos (Kartashov et al, 1981 los denominan Villaroja) cubren a los depósitos antes descritos en muchas localidades de las llanuras de Cuba y hasta 100 y 600 metros de altura (Ortega y Zhuravliova, 1983). Teniendo en cuenta que los suelos rojos y sus equivalentes carbonatizados yacen sobre las terrazas bajas, sobre la Formación Jaimanitas, y sobre la superficie de calizas carsificadas de la plataforma insular (Bresznyánsky, et al., 1983; Franco, 1983a, 1983b; Ionin et al., 1977; Kartashov et al., 1981; Peñalver et al., 1997, 1998), es más correcto suponer que los depósitos detríticos arcillo-areno-gravosos infrayacentes corresponden a una edad que abarca al tiempo de sedimentación de la Formación Jaimanitas.

Las llanuras inundadas constituyeron probablemente filtros y/o barreras periódicas que obstaculizaron la migración de muchos elementos de la biota terrestre, los que debieron concentrarse en las zonas elevadas (islas), provocando quizás algunas extinciones locales o totales.

Los fondos marinos poco profundos coincidían con la plataforma insular antigua (Fig. 5). Aquí se estima, siguiendo a la mayoría de los autores, que las calizas que subyacen la plataforma insular actual y los cayos pertenecen a la Formación Jaimanitas por cuatro razones: 1) contienen una fauna marina moderna, 2) las conchas aragoníticas no están disueltas, 3) representan las misma facies, 4) ocupan la misma posición estratigráfica (Notas de campo del autor y mapa geológico de Cuba, Pushcharovski, 1988). Estas mismas rocas forman las terrazas bajas (teraza de Seboruco según Ducloz, 1963) que limita las costas acantiladas de Cuba (Tabla 2; Mapa Geomorfológico del Nuevo Atlas Nacional de Cuba, 1989). Generalmente estas calizas y calcarenitas tienen muy pequeño contenido de material terrígeno, con excepción de los depósitos al sur del Escambray, y en algunas localidades al sur de Cuba oriental (Franco, 1983b). Este hecho reafirma el concepto de que el relieve de las zonas emergidas en aquella época no era muy vigoroso, a excepción del flanco sur la Sierra Maestra y del Escambray.

Paleogeografía del Pleistoceno Superior tardío

Este mapa (Fig. 6) tiene como objetivo mostrar la paleogeografía del territorio en una etapa de máxima exposición del terreno, tomando como referencia el gran descenso del nivel del mar que tuvo lugar hace 20-25 ka, cuando dicho nivel estaba situado a unos -120 metros por debajo del nivel actual. Esto significaría que toda la plataforma insular y una parte del talud insular cubanos estaban expuestos a la intemperie, y que todos los arrecifes coralinos cubanos actuales (y posiblemente Antillanos) tienen menos de 20-25 ka, lo cual se pudiera controlar en investigaciones ulteriores. En aquella época Cuba habría alcanzado una superficie expuesta



superior a los 180 000 km², que se obtiene sumando las áreas de la plataforma sumergida y las zonas emergidas actuales (Iturralde-Vinent, 1988). Este descenso dejó sus huellas en el relieve, pues se desarrolló y profundizó el relieve cársico, y se formaron potentes cortezas de intemperismo, representadas por terra rossa y otros productos. No se conocen en Cuba sedimentos marinos bien fechados de esta edad, pero algunos de los sistemas de dunas fósiles que se observan a lo largo de los cayos que rodean a Cuba pudieran presentar esta antigüedad (Shantzer, et al., 1976; Iturralde-Vinent y Castellanos, 1998).

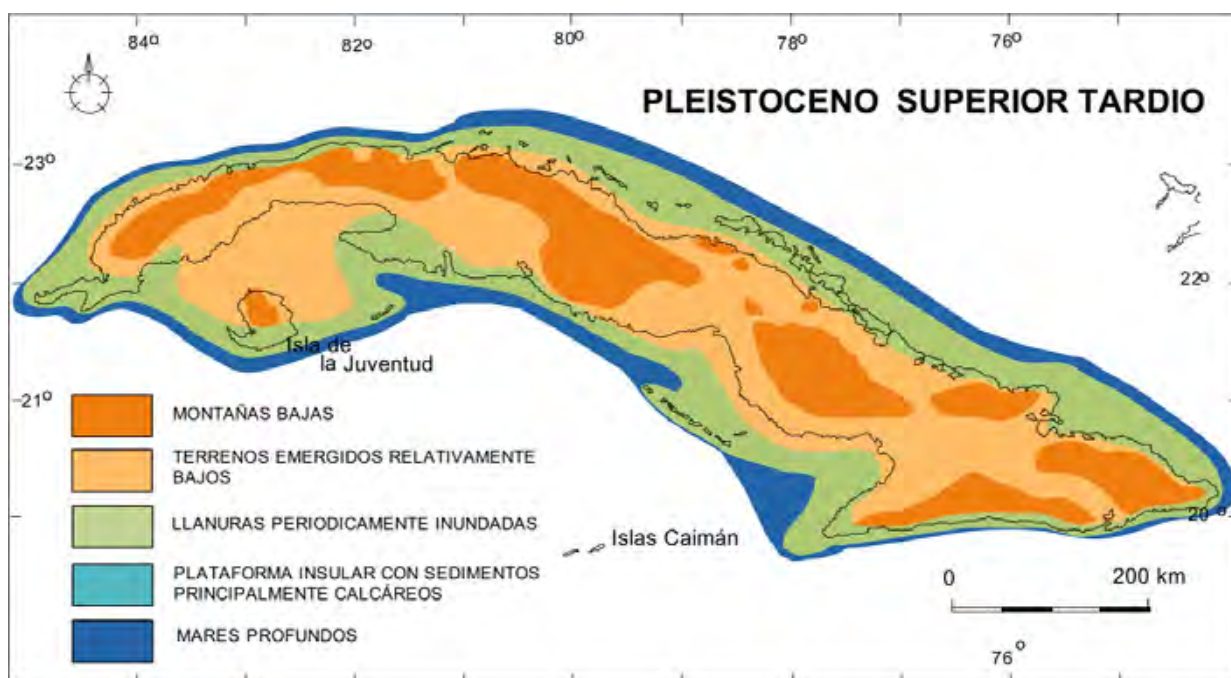


Figura 6. Mapa paleogeográfico del Pleistoceno Superior tardío, diseñado para ilustrar una etapa de máxima exposición de los terrenos emergidos, entre 25 y 20 ka atrás. Elaborado sobre la base del mapa geomorfológico de Cuba (Biosca et al., 1978; Nuevo Atlas Nacional de Cuba, 1989), los datos y mapas de Ionin et al. (1977), y de las notas de campo del autor. Esta etapa, desde el punto de vista biogeográfico, se caracterizó por la colonización de los terrenos bajos y la migración de las biotas de una a otra de las antiguas islas. Probablemente coincidió con un máximo relativo de especiación.

En las llanuras meridionales de Cuba hay abundante desarrollo de carsificación superficial y potentes suelos, huellas de una disección relativamente profunda del relieve (Biosca et al., 1978; Nuevo Atlas Nacional de Cuba, 1989), así como en las zonas montañosas (Acevedo, 1981). Asimismo, las investigaciones para la construcción de algunos embalses en el Río Zaza (Sancti Spiritus) y El Mango (Pinar del Río), revelaron la presencia de antiguos cauces insertos en la llanura, hoy rellenos por los sedimentos aluviales más jóvenes (Notas de campo del autor). De acuerdo a las observaciones de Skwaletski e Iturralde-Vinent (1971), las calizas de la llanura sur de La Habana y Matanzas tienen una carsificación intensa hasta la profundidad de -100 metros, y más abajo estas rocas son más compactas. Algunos ríos de esta llanura tienen sus cauces subterráneos, y en particular en las áreas litorales y del shelf de Cuba, y en las áreas adyacentes se han descrito distintas formas cársicas verticales, que tienen su fondo a la profundidad de -146 metros (Florida), -198 (Bahamas), -130 (Yucatán), -85 (Cuba) (Datos compilados por Evelio Balado, Sociedad Espeleológica de Cuba, Grupo Espeleológico Martel, 2002).



En las zonas inundadas que hoy ocupa la plataforma insular del sur de Cuba y al norte de Guanahacabibes, las investigaciones de Ionin et al. (1977) revelaron la existencia de una superficie de calizas carsificadas que están cubiertas directamente por suelos rojos, y estos por sedimentos marinos del Holoceno. Pequeños parches de sedimentos rojos carbonatizados también se observa en depresiones sobre la superficie de la terraza abrasiva labrada en la Formación Jaimanitas en muchas localidades de las costas norte y sur de Cuba (Notas de campo del autor; Bresznyánszky et al., 1983), los que pueden ser considerados como los restos erosivos de las arcillas rojas que cubren las calizas en la plataforma insular. Esto sugiere que la plataforma insular estuvo emergida después de la sedimentación de Jaimanitas, en el periodo de tiempo en consideración. Núñez Jiménez en Furrázola-Bermúdez et al. (1964) señala que en la plataforma insular se observan muchos antiguos cauces de ríos hoy sumergidos, bocas de cavernas y sugieren que la mayoría de las actuales bahías cubanas en el pasado fueron valles fluviales.

En otras palabras, hay abundantes indicios que apoyan la ocurrencia de un descenso importante del nivel del mar a nivel regional en el Caribe occidental, aunque no está definido si todos estos indicios corresponden al evento de 20-25 ka atrás, abarcan un tiempo mayor, o son el resultado de la combinación de todos los eventos de descenso relativo del nivel del mar ocurridos durante la segunda mitad del Pleistoceno.

Paleogeografía del Holoceno

Tomando en cuenta los conceptos expuestos en el inciso anterior se puede llegar a la conclusión de que el relieve actual de Cuba, y el trazado de sus líneas costeras, es un evento muy joven, pues tiene menos de 20-25 ka y continúa modificándose. En este marco de tiempo, y en particular durante los últimos 8 ka (Holoceno), el ascenso del nivel del mar (Fig. 2) tiene que haber determinado que la línea de la costa haya avanzado tierra adentro. Esto queda evidenciado en muchos lugares, pero hay excepciones donde este proceso ha estado fuertemente contrarrestado y superado por los movimientos de ascenso del terreno.

Durante todo este tiempo, sin embargo, el movimiento de ascenso del nivel del mar no fue homogéneo, sino que tuvo etapas de aceleración periódica y etapas de "plataforma" cuando el mar se mantuvo aproximadamente estable por varios ka (Fig. 2a; Liu and Milliman, 2002). Este proceso pudiera haberse manifestado en el relieve, como se discute más abajo.

El avance de la línea de costa tierra adentro se observa bien al sur de la Habana, donde caminos y cercados se prolongan bajo el mar (Notas de campo del autor). También en la costa sur de algunos cayos del archipiélago de los Canarreos (Cayo Largo del Sur), la erosión marina producto del ascenso del nivel del mar está destruyendo las paleodunas costeras y provocando la recesión de la antigua línea de playa (Notas de campo del autor).

Al sur de Camaguey este proceso de modificación de la línea de costa está acompañado de la destrucción de los manglares, que en muchos casos han dado lugar a la formación de ensenadas con playas de arena cuarzosa dorada, debido a que los depósitos aluvio-marinos infrayacentes han quedado expuestos a la superficie (Punta Macurije). En estos tramos las fajas de mangle verde o de mangle negro están en contacto directo con la costa, faltando la faja de mangle rojo. Este proceso ha dado lugar también a la erosión de algunos cayos arenosos en el archipiélago de Jardines de la Reina, de modo que la vegetación de esos



cayos ha quedado reducida a pocos troncos de mangle verde parcialmente sumergidos en el mar (Notas de campo del autor).

Sin embargo, en algunas fajas litorales se observa el proceso contrario de desecación y levantamiento de la zona costera. En algunos cayos de la costa norte de Camaguey, la superficie de abrasión marina situada a menos de un metro sobre el nivel del mar, forma una superficie abrasiva muy joven labrada en las calizas de la Formación Jaimanitas (Pleistoceno Superior); y está desprovista de vegetación, quedando sólo los troncos y raíces de mangle seco. Esto es muy también común en las costas acantiladas de Cuba, donde la superficie abrasiva sobre la Formación Jaimanitas está a unos pocos metros sobre el nivel del mar. Este es el resultado de los movimientos de ascenso del terreno que sobrepasan la velocidad de ascenso del nivel del mar, y dan lugar al levantamiento de las áreas costeras (Notas de campo del autor).

La juventud de este proceso se puede precisar es la península de Zapata, donde la misma superficie abrasiva sobre Jaimanitas está cubierta por turbas cuya mayor antigüedad, según determinaciones por el método de C^{14} , es de 18 ka (Ducloz, 1963., indicando que está inundada (pero emergida) desde fecha muy reciente).

En otras zonas, como en el propio archipiélago de Los Canarreos, donde por el sur ocurre el levantamiento del nivel del mar, por el norte de Cayo Largo del Sur y en Cayo Piedra, hay claras evidencias del levantamiento del terreno. En este último cayo la superficie de Jaimanitas está a 0.40-0.50 metros sobre el nivel del mar y hay un nicho de oleaje/mareal labrado en calcarenitas eólicas post-Jaimanitas, situado a 1.7 metros sobre el nivel del mar (Notas de campo del autor). Esto indica que Los Canarreos se están comportando como un pequeño bloque tectónico cuyo flanco norte se levanta mientras su flanco sur se hunde, en un claro proceso de basculación. Tal proceso de basculación de bloques se observa también a mayor escala. Por ejemplo, la costa norte de La Habana (donde hay elevaciones de hasta 100 metros) se levanta en tanto que la costa sur (donde el relieve es llano), se hunde. Lo mismo se observa en la provincia de Camaguey. No es este el caso de Cuba Oriental, pues en dicha región ambas zonas costeras están en proceso de levantamiento (Iturralde-Vinent, 1978, 1982, 1998). Un área pequeña donde ocurren levantamientos locales, dentro de un marco de descenso relativo de los terrenos, es el archipiélago de Jardines de la Reina (sur de Camagüey), donde los cayos de Orihuela conforman una cresta constituida por un arrecife de coral que por el rumbo se levanta al punto que su extremo oriental está expuesto a la superficie desde tiempos recientes, al punto de que apenas han comenzado a crecer algunos cactus (Notas de campo del autor).

Al norte de Matanzas, en el poblado de Martí, se encuentra un depósito de brea fosilífera que contiene restos de animales terrestres que se han datado por el método de C^{14} entre 5 000 y 9 000 a, los cuales están mezclados con moluscos marinos muy jóvenes, probablemente de la misma edad (Iturralde-Vinent et al., 2000 y datos inéditos). Este depósito hoy yace a unos 20 metros sobre el nivel del mar, sugiriendo la ocurrencia de un levantamiento del terreno (retirada local del mar) en el Holoceno. Estas observaciones confirman que los movimientos del nivel del mar en las áreas de levantamiento neotectónico activo, generalmente son superados por los movimientos neotectónicos.

Tomando en cuenta estas observaciones se puede sugerir que hace 7-8 ka el mar cubrió parte de las zonas costeras y la superficie del nivel freático se elevó consecuentemente en todo el territorio. A esto se añadió un pico de pluviosidad que contribuyó al empantanamiento de las partes bajas del relieve. Así se deben haber desarrollado ambientes



de humedales y lagunas en las llanuras, donde cocodrilos, tortugas y otros animales acuáticos convivieron con animales terrestres en casi todo el territorio de Cuba (Mayo, 1970; Acevedo y Arredondo, 1982; Acevedo, 1983). Posteriormente, la poca velocidad de ascenso del nivel del mar (Fig. 2a) entre 7 ka y hoy, permitió que el ascenso del nivel del terreno, en muchas localidades, y sobre todo en las áreas con tendencia secular al levantamiento (Fig. 3), sobrepasara la velocidad de ascenso del nivel del mar y elevara el relieve de la isla hasta la altitud actual. De este modo se puede llegar a la conclusión de que el relieve de Cuba, y en particular el contorno de sus costas, es muy joven, apenas formado en los últimos 7 ka.

Notas biogeográficas

La biogeografía del Cuaternario de Cuba ha sido evaluada en el pasado tomando como base los restos fósiles de vertebrados terrestres (Mayo, 1970; Kartashov et al., 1981; Acevedo y Arredondo, 1982; y otros). Estos autores consideraron que la mayoría de los ancestros de los taxones terrestres, y sobre todo los mamíferos, habían arribado a Cuba después del Mioceno Superior; de modo que en el Plioceno-Cuaternario se estimaba que había ocurrido una diversificación explosiva de estos mamíferos. Lo cierto es que después del hallazgo de restos de estos mismos grupos de mamíferos terrestres en estratos del Oligoceno y Mioceno en las Antillas Mayores, se pudo establecer que por un largo tiempo estos grupos de animales habían evolucionado en las Antillas, y por tanto, no se diversificaron solamente en el Cuaternario, sino desde su llegada a las Antillas Mayores hace 35-33 Ma (Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999; White y MacPhee, 2001).

Este proceso de evolución y extinción tuvo que estar influenciado por los cambios del clima (temperatura y pluviosidad) y del nivel del mar. En la América del Norte, Graham et al. (1996) demostraron como la capacidad de dispersión y de diversificación de las especies cambió con el avance y retroceso de los glaciales continentales. En las islas antillanas, aunque a menor escala, tuvo que suceder lo mismo, en este caso debido a cambios en la extensión de las tierras, modificaciones de su interconectividad, y variaciones en el clima (ciclos de pluviosidad / aridez). Aunque estos cambios en la paleogeografía están comprobados para Cuba, la falta de dataciones precisas de la fauna de animales terrestres del Cuaternario cubano impide someter a control el grado de influencia de estos procesos en la formación de la biota actual. Hasta ahora la mayoría de los restos fósiles de vertebrados datados por C^{14} tienen una antigüedad menor de 9 000 a (datos compilados por el autor). En otros grupos de fósiles, incluido los vegetales, los fechados son más limitados. Por eso los datos paleontológicos no permite evaluar adecuadamente la biogeografía del Cuaternario sobre una base histórica, y los métodos moleculares (Hedges, 1996), son lo bastante imprecisos como para no ayudar en este aspecto (Iturralde-Vinent y MacPhee, 1999).

En el futuro las investigaciones paleontológicas del Cuaternario deben dirigirse al fechado más amplio de las biotas fósiles, no sólo desde el punto de vista relativo, sino sobre todo desde el punto de vista absoluto, para poder reconstruir la biogeografía en detalle, para lo cual, adicionalmente, se pueden utilizar los mapas paleogeográficos presentados en este trabajo.



Referencias

- Acevedo, M., 1981. Geografía Física de Cuba. Pueblo y Educación, Tomo 1., 313 p.
- Acevedo, M., 1983. Observaciones sobre hipótesis recientemente anunciadas acerca del Plioceno y Pleistoceno de Cuba occidental. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 7:37-56.
- Acevedo, M. y O. Arredondo, 1982. Paleogeografía y geología del Cuaternario de Cuba. Resúmenes IX Jornada Científica del Instituto de Geología y Paleontología, p. 59-84.
- Acevedo, M., R. Gutiérrez, 1974. Contribución al estudio de la estratigrafía del Cuaternario de Cuba del occidente de Cuba. *Voluntad Hidráulica* II(29):59-62.
- Albear Franquiz, J.F. de, Iturralde-Vinent, M. 1985. Estratigrafía de las provincias de La Habana, en M. Iturralde-Vinent (ed.) Contribución a la geología de las provincias de La Habana y Ciudad de La Habana, Editorial Científico-Técnica, p. 12-54.
- Biosca, L., R. De la Cruz, P. Cañas Abril, S. Isalgué. 1978. Geomorfología, mapas 30-31, en Atlas de Cuba, Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía.
- Bresznýánszky, K., G. Franco, Gy. Radocz., 1983. Perfiles comparativos de las áreas de Cabo Cruz y Maisí, en E. Nagy (ed.) Contribución a la geología de Cuba oriental. Editorial Científico-Técnica, p. 169-172.
- Bronnimann, P. and Rigassi, D., 1963. Contribution to the geology and paleontology of the area of the city of La Habana, Cuba, and its surroundings. *Eclog. Geol. Helvetiae* 56 (1): 193-480.
- Buguel'skii, Yu., 1979. Cortezas de intemperismo mineralizadas del Trópico húmedo (en ruso). Editorial Nauka, Moscú, 286 p.
- Busto, R. Del., 1975. Las terrazas marinas de Maisí. Univ. de La Habana, Ciencias, *Serie 7 Geografía*, p. 1-12.
- Díaz, J.L., A. Magas, J. Hernández, A. Venero, F. Perez, 1991. Reconstrucción tectónica local mediante el análisis de la morfoescultura marina en la franja costera Río Seco-Punta Maisí, provincia de Guantánamo, Cuba. pp. 10-19. *En Morfotectónica de Cuba* oriental. Editorial Academia, La Habana.
- Ducloz, C., 1963. Etude géomorfologique de la région de Matanzas, Cuba. *Archives de Sciences*, v. 16 (2):351-402.
- Dzulynski, S., A. Pszczolkowski, J. Rudnicki, 1984. Observaciones sobre la génesis de algunos sedimentos terrígenos cuaternarios del occidente de Cuba. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, v. 9:75-90.
- Franco, G.F., 1983a. Columna geológica del Terciario en el Golfo de Guacanayabo, en E. Nagy (ed.) Contribución a la geología de Cuba oriental. Editorial Científico-Técnica, p. 127-133.
- Franco, G.F., 1983b. Observaciones sobre el Neógeno-Cuaternario de la franja marina costera del extremo oriental de Cuba, en E. Nagy (ed.) Contribución a la geología de Cuba oriental. Editorial Científico-Técnica, p. 144-162.
- Franco, G.F., A. De La Torre, 1980. Los depósitos costeros del sur de la isla de la Juventud (Isla de Pinos), Cuba. *Rev. Ciencias Tierra y del Espacio* (2):1-12.
- Furrazola-Bermúdez, G., C.M. Judoley, M.S. Mijailóvskaya, I.P. Novojastky, A. Núñez Jiménez, J.B. Solsona. 1964. Geología de Cuba. Editorial Nacional de Cuba, 239.
- Graham, R., et al. (FAUNMAP Working Group), 1996. Spatial response of mammals to Late Quaternary environmental fluctuations. *Science* v. 272:1601-1606.
- Hedges, S.B., 1996. The origin of the West Indian amphibian and reptiles. in R. Powell and R.W. Henderson (eds.), Contribution to west Indian Herpetology: A tribute to Albert Schwartz. Society for the Study of Amphibians and reptiles, Ithaca (New York). *Contr. to Herpetology*, 12, 95-128.
- Ionin, A.S., A. Pavlidis, O. Avello Suárez 1977. Geología de la plataforma de Cuba [en ruso]. Editorial Nauka, Moscú, 215 p.
- Iturralde-Vinent, M., 1967. Estudio geológico preliminar del municipio de Manguito, provincia de Matanzas, Cuba. Inst. Nac. Recursos Hidráulicos, *Publ. Especial* (4):1-12.
- Iturralde-Vinent, M., 1969a. El Neógeno en la provincia de Matanzas, Parte General. Inst. Nac. Recursos Hidráulicos, *Publ. Especial* (7):3-30.
- Iturralde-Vinent, M., 1969b. Principal characteristics of the Cuban Neogene stratigraphy. *AAPG Bull.* 53:1938-1955.
- Iturralde-Vinent, M., 1978. Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico de Cuba. Acad. Ciencias de Cuba, *Informes Científico-Técnicos* 20:3-24.



- Iturralde-Vinent, M., 1982. Aspectos geológicos de la biogeografía de Cuba. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, v. 5: 85-100.
- Iturralde-Vinent, M., 1988. Naturaleza geológica de Cuba. Editorial Científico-Técnica, 146 p.
- Iturralde-Vinent, M. 1991. Deslizamientos y descensos del terreno en el flanco meridional de la Sierra Maestra, Cuba sudoriental: In *Morfotectónica de Cuba Oriental*, Inst. de Geografía, ACC, p. 24-27.
- Iturralde-Vinent, M. 1998. Sinopsis de la constitución geológica de Cuba. pp. 9-56. En J.C. Melgarejo y J.A. Proenza, Geología y Metalogénia de Cuba: Una introducción. *Acta Geológica Hispánica* v. 33, no. 1-4.
- Iturralde-Vinent, M., M. Cabrera Castellanos, 1998. *Geología y Minería'98, Memórias*, Tomo I, Sociedad Cubana de Geología, p. 319-321.
- Iturralde-Vinent, M., R.D.E. MacPhee, S. Díaz-Franco, R. Rojas-Consuegra, W. Suárez, A. Lomba. Las Breas de San Felipe, a Quaternary Fossiliferous Asphalt Seep near Martí (Matanzas Province, Cuba). *Caribbean Journal of Science* 36(3-4):300-313.
- Iturralde-Vinent, M., Morales, J.L. 1973. Contribución al estudio del Mioceno Superior y Plioceno al norte de Matanzas. *Rev Tecnológica* XI(5-6): 24-31.
- Karner, D.B., J. Levine, B. Medeiros, R. A. Muller, 2002. The Benthic stack. A new stacked record of global climate of the last 850,000 years. In <http://jlevine.lbl.gov/BenStackintro.html>
- Kartashov, I.P., N.A. Mayo, A.G. Cherniakhovsky, L.L. Peñalver, 1976. Descripción de algunas formaciones geológicas del sistema Cuaternario de Cuba, reconocidas recientemente. *Acad. Ciencias Cuba, Serie Geológica* (26): 1-12.
- Kartashov, I.P., A.G. Cherniakhovsky, L.L. Peñalver, 1981. Antropogene of Cuba. *Transaction Geological Institute* v. 356, pp. 1-145. Editorial Nauka, Moscow.
- Lambeck, K., J. Chappell, 2001. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle. *Science* v. 292: 679-686.
- Liliemberg, D. 1984. Geodinámica contemporánea del sistema montañoso Sierra Maestra, pp. 128-135, En. *Polígonos Geodinámicos Complejos*, Editorial Nauka, Moscú.
- Liu, J.P., J.D. Milliman, 2002. Post-Glacial sea level in the western Pacific: Evidence and significance of a step-like transgression. <http://www.vims.edu/~jpliu/sealevel/>
- Mayo, N., 1970. Depósitos pleistocénicos de los cauces subterráneos abandonados de la Sierra de los Organos: evidencias de periodos pluviales. *Acad. Ciencias de Cuba Actas* 2:57-62.
- Nuevo Atlas Nacional de Cuba, 1989. Editado por el Instituto de Geografía y el Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía.
- Núñez Jiménez, A. Clasificación genética de las cuevas de Cuba. Academia de Ciencias de Cuba, Instituto de Geografía.
- Ortega, F., 1983. Una hipótesis sobre el clima de Cuba durante la glaciación de Wisconsin. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 7:57-68.
- Ortega, F., I. Zhuravliova, 1983. Crítica a la hipótesis de "dos" pleistocenos cubanos, a la luz de la información edafológica. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio*, 6: 63-85.
- Pajón, J., I. Hernández, F. Ortega y J. Macle, 2001. Predioids of wet climate in Cuba: Evaluation of expresión in karst of Sierra de San Carlos. *Interhemispheric Climate Linkages*, 217-226, Academic Press.
- Peñalver, L.L., 1982. Correlación estratigráfica entre los depósitos cuaternarios de la plataforma noroccidental de Pinar del Río y las zonas emergidas próximas. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio* (5):63-84.
- Peñalver, L.L., J.R. Oro, A. Barrientos, 1982. Las secuencias carbonatadas del Plioceno-Pleistoceno "humedo" de Cuba occidental. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio* (5):25-42.
- Peñalver, L.L., J.R. Oro, A. Barrientos, 1982. Las secuencias terrígenas del Plioceno-Pleistoceno "humedo" de Cuba occidental. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio* (5):43-62.
- Peñalver, L.L., R. Lavandero, A. Barrientos, 1997. Sistema Cuaternario. En G. Furrázola-Bermúdez y K. Núñez Cambra. *Estudios sobre geología de Cuba, Instituto de Geología y Paleontología*, La Habana. p. 165-178.
- Peñalver, L.L., Barrientos, A., Orbera, L., Hernández, C., Estrada, V., Nápoles, E., Alvarez, J., Pérez Laso, J., Méndez, A., Fundora, M., 1998. Versión actualizada del mapa de depósitos Cuaternarios de Cuba y su plataforma insular a escala 1:500 000, *Geología y Minería'98, Memórias*, Tomo I, Sociedad Cubana de Geología, p. 559-561.



- Pushcharovski, Yu.M.(ed). 1988. Mapa geológico de la República de Cuba escala 1:250 000. Academia de Ciencias de Cuba y URSS. 42 hojas.
- Remane, J. 2000. International stratigraphic chart. *UNESCO-IUGS*.
- Shantzer, E.V., O.M. Petrov, G.F. Franco, 1976. Sobre las terrazas marinas costeras y los depósitos relacionados con ellas (en ruso). *En Acumulación de sedimentos cuaternarios y formación del relieve*, Edit. Nauka, Moscú, p. 34-80.
- Skwaletski, E. y M. Iturralde-Vinent, 1971. Estudio ingeniero-geológico del carso cubano. *Serie Espeleológica y Carsológica* no. 31, 58 p.
- White, J., R.D.E. MacPhee, 2001. The sloths of the West Indies: A systematic and phylogenetic review. P. 201-235, En C.A. Woods y F.E. Seiglie. *Biogeography of the West Indies, Patterns and Perspectives*, Second edition. CRC Press.



PROBLEMAS ORIGINADOS POR EL MANEJO INADECUADO DEL MEDIO CARSICO EN LUGARES DE EMPLAZAMIENTO DE DIVERSAS OBRAS , EN CUBA.

Roberto Gutiérrez Domech.

Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca y Carretera Central, San Miguel del Padrón, CP 11 000, Ciudad de La Habana, Cuba. e-mail: mambiente@igp.minbas.cu

RESUMEN

El carácter predominantemente cársico de la superficie del Archipiélago Cubano determina que se tengan que emplazar en regiones total o parcialmente carsificadas: industrias, todo tipo de centros de trabajo, presas y otras obras hidráulicas, edificios sociales y viviendas.

Algunas obras, en lo fundamental centrales azucareros, pero también fábricas de otro tipo, fueron construidas, en la primera mitad del siglo XX, sin las necesarias investigaciones geológicas e ingeniero geológicas, por lo cual han presentado problemas con cimentaciones y estructuras que pusieron en peligro su estabilidad física.

El desconocimiento o subvaloración de la presencia de formas cársicas subterráneas o hipogeas bajo o próximas a las cimentaciones u otras partes de estas obras o el manejo incorrecto de las mismas ha generado no pocos problemas a las estructuras edificadas y el encarecimiento de las construcciones, ante la búsqueda de soluciones temporales debido a la aparición de cavernas, dolinas rellenas y otras formas.

Las medidas más comunes empleadas, como son la inyección de lechadas de cemento o el vertimiento de hormigones, no siempre resultan las más apropiadas, pues si no se esclarecen las dimensiones reales y la dirección de los alineamientos de las formas, así como las vías preferenciales de circulación subterránea de las aguas cársicas, puede producirse la pérdida de los materiales empleados y el resurgir, de las condiciones adversas para las construcciones, provocando asentamientos diferenciales o totales, fallo de estructuras y otras afectaciones.

La obstrucción de líneas de flujo y puntos de absorción en regiones cársicas también ha causado daños considerables a zonas residenciales y a parte o a la totalidad de comunidades urbanas y semiurbanas debido a las inundaciones provocadas por la interrupción del escurrimiento natural.

Las obras hidrotécnicas presentan la característica de ocupar extensiones apreciables de terreno y, por lo general, algún sector de sus partes integrantes está en contacto con lugares donde se encuentre presente el carso. Esto puede, no solo, determinar pérdidas del agua que se pretende embalsar, sino que puede influir en la propia estabilidad de la obra.

Carreteras, autopistas y aeropuertos son obras que, en Cuba, atraviesan en algún o algunos de sus tramos zonas cársicas. El desconocimiento de las características del carso subyacente pueden provocar asentamientos e incluso el colapso de algunos sectores y obras de fábrica.

Es necesario incrementar el estudio de los terrenos cársicos donde serán ubicadas obras industriales e hidrotécnicas, no ya desde el punto de vista geológico e ingeniero geológico, sino también desde el punto de vista carsológico, utilizando la modelación y la simulación matemática de los procesos característicos de estos terrenos, para poder pronosticar el comportamiento del aparato cársico ante la presencia de la obra y los procesos que en ella van a tener lugar.

Palabras clave: carso subyacente, líneas de flujo, puntos de absorción, cavernas.

ABSTRACT

The Cuban archipelago predominant karstic character cause that industries, any kind of business objects, dams and other hydraulic constructions and social and dwelling buildings have to be placed at partial or entirely karstified regions.



Some of these works, mainly sugar mills, but also other kind of factories were build on the XX century first half, without the needed geological and engineering geological investigations, so it had been presented problems with foundations and structures that had cause danger to it physical stabilities.

The unknown or sub valuation of the underground or hypogeous karstic forms presence below or close to the foundations or other parts of these works, or the incorrect management of it had generate many problems with the structures constructed and the building price raising, looking for temporary solving of the caves, filled dolines(sink holes) and other forms apparition.

The more common decisions, like the injection of cement grouts or the concrete dumping not always are the more proper, because if the really dimensions and the shape alignment, and the karstic waters preferential circulation are not established, a waste of the used materials and the constructions adverse conditions turn, provoking partial or complete differential slumps, structural faults and other affectations.

The flow lines and absorption points obstruction in karstics regions also has cause considerable damages al residential zones and in part or the totality of urban and semi urban communities, because of the floods provoked by the interruption of the natural runoff.

The hydraulics works presents the characteristic of occupy large extension of land and generally some of its parts are in contact with places where Karst is. This fact can, not only cause the impounding water waste, but also to have influence in the proper reservoir stability.

Roads, highways and airports are such works that, in Cuba, cross in one or some of its sectors karstics zones. The unknown of the underlying karst characteristics can provoke slumps and even the collapse of some sectors and head works.

It is necessary to increase the study of the karstics terrains where housing, industry and water works, are going to be placed, not only from the geological and engineering geological point of view, but also from the karstological way, using patternmaking (model making), and mathematic simulation of the characteristic processes of these terrains, in order to be able to prognosticate the karstic system behavior and the processes to be placed with the works presence.

Key words: underground karst, flow lines, absorption points, caverns

Introducción

El carácter predominantemente cársico del Archipiélago Cubano no es exclusivo del mismo, pues en el mundo, aunque no de forma común, pueden encontrarse áreas cársicas en varias latitudes; sin embargo en muchas regiones el paisaje cársico es principalmente montañoso, los territorios carsificados están despoblados o poco poblados y la importancia económica para su utilización en la vida de la población es menos decisiva, con la excepción del empleo para la ganadería, la agricultura y silvicultura. Sin embargo en Cuba, al igual que en otros países de la región Caribe Antillana, como México, sobre todo en los estados del sur y principalmente en la península de Yucatán; Jamaica; República Dominicana y Haití, Puerto Rico, Belice, Venezuela y algunas de las pequeñas Antillas, como Barbados, es imprescindible emplazar en localidades total o parcialmente carsificadas: industrias de cualquier variedad de producción, todo tipo de centros de trabajo y edificios sociales, viviendas, carreteras, aeropuertos, presas y otras obras hidráulicas, etc.

El desconocimiento del carso como factor físico geológico que puede afectar las condiciones ingeniero geológicas y por ende la estabilidad de las obras o la poca importancia otorgada al dominio de las características de los aparatos carsicos, así como el escaso desarrollo de las investigaciones básicas necesarias para la caracterización de los lugares de microlocalización y la aspiración de obtener la mayor cantidad de beneficios con el empleo del menor presupuesto de inversiones determinó que en la primera mitad del siglo XX fueran construidas obras de todo tipo las cuales en mayor o menor plazo han presentado afectaciones en sus estructuras, en sus propios



procesos productivos y/o han producido, a su vez, graves afectaciones al medio ambiente cuyas soluciones implican a posteriori la realización de costosas inversiones.

No es cuestionable la ubicación de cierto tipo de obras, como las plantas termoelectricas, (necesitadas de grandes volúmenes de agua para el enfriamiento de los generadores) irremediamente en zonas cársicas costeras pues en un país como Cuba, carente de grandes corrientes fluviales, éstas deben ser microlocalizadas cerca del mar. En estos lugares con el conocimiento que deben proporcionar exhaustivos estudios geológicos, ingeniero geológicos, hidrogeológicos y geofísicos pueden proyectarse correctamente la cimentación de los sitios donde estarán las mas pesadas cargas, la posición de los canales de entrada y salida del agua para el enfriamiento y otros objetos de obra.

Es profundamente reprochable y economicamente desastroso la ubicación de industrias en cuyos procesos se generen desechos agresivos, sin la debida proyección de plantas de tratamiento o soluciones adecuadas de evacuación de dichos residuales. En Cuba aún cuando el nivel de las geociencias ha experimentado un incremento extraordinario, todavía se cometen errores por subestimación de la importancia en el conocimiento del medio físico e insuficiente profundidad en los estudios, lo que impide una completa caracterización del aparato cársico y por tanto si bien puede suponerse como se ha comportado, no es posible avisorar su comportamiento ulterior. Esto a menudo ha encarecido los costos por los coeficientes de seguridad incorporados a los proyectos o a las propias construcciones, ante la necesidad de tomar medidas para garantizar la vitalidad de las obras y/o evitar la inutilización de lo construido y la perdida del dinero invertido.

Materiales y métodos

El karst o carso (como es el vocablo castellanizado más aceptado) es uno de los fenómenos físico-geológicos más extendidos en el territorio nacional cubano, dadas sus características geológicas y geográficas (Acevedo,1967, Núñez, et.al.1968, Gutiérrez e Iturralde, 1990, Gutiérrez, 1997,1998) y su presencia significa la introducción de un grado adicional de complejidad en las investigaciones que se deben realizar para la ubicación de cualquier tipo de obra, pues, quiérase o no, representa un riesgo geológico que no puede dejar de tenerse en cuenta.

Por carso se entiende el proceso físico-geológico que ocurre en superficie y en el subsuelo, de erosión química (disolución o corrosión) de las rocas por el o las aguas, dando lugar a la modificación del estado natural y de las propiedades de dichas rocas y a la formación oportunista¹ de oquedades y cavernas, así como de un relieve característico,un régimen hidrogeológico particular y una hidrografía típica.

¹ La disolución se ve favorecida por la presencia de poros, grietas, diaclasas, fallas, planos de estratificación y sobre todo el cruce de estas puntos, líneas o planos de debilidad



Aunque existen varias rocas solubles, como halita, yeso (bastante extendido en otras latitudes), creta, dolomita y otras, la caliza, por su abundancia, resulta la de mejores condiciones para su carsificación, en el caso de Cuba, esto resulta evidente.

Es aceptado que para que una roca se carsifique debe estar en contacto con el agua, preferiblemente si la masa acuosa se mueve a través del macizo rocoso.

Por lo tanto una roca se carsificará más intensamente cuanto más rápida sea la velocidad del flujo que la atraviese y mayor su volumen.

En la carsogénesis influyen además: la porosidad y agrietamiento del macizo; la composición litológica de las rocas y de la secuencia; la composición de las aguas y las características químicas y bioquímicas del medio; las características de la alimentación y de drenaje del macizo; el carácter de la cobertura de las rocas carsificadas o carsificables y por supuesto el clima y sus particularidades.

La conjugación de estos factores condiciona y caracteriza el patrón de desarrollo del carso en un región dada, por lo cual todos deben ser examinados exhaustivamente, pues pueden, no solo variar de una localidad a otra, sino también cambiar, parcial o totalmente, de forma periódica o constante. Esta transformación puede llegar a límites riesgosos y extremos cuando se introduce además la presencia de residuales, agresivos en si, o que hacen más agresivas las aguas que atraviesan el macizo o se provoca el efecto Bögli², por el contacto con aguas que pueden estar saturadas pero que ganan en acidulación con la mezcla.

Skwalestki e Iturralde (1971) agruparon las rocas para el estudio de su carsificación de la forma siguiente:

- 1.- Rocas calcáreas agrietadas y poco porosas, las cuales se carsifican principalmente a lo largo de las grietas y cuya intensidad depende, entre otras cosas de la relación entre las grietas y la velocidad del agua a lo largo de ellas.
- 2.- Rocas calcáreas agrietadas y porosas, que se carsifican mas homoganeamente, pues la disolución actúa en toda la masa rocosa y provoca el empeoramiento de las propiedades físico-mecánicas y el debilitamiento de las rocas
- 3.- Rocas no calcáreas (margosas y terrígeno-carbonatadas) que se carsifican como resultado del flujo hídrico a lo largo de grietas, lo cual provoca el sifonamiento del componente arcilloso y la corrosión del contenido carbonatado, generando un proceso mecano-químico conocido como cársico-sufosivo o sufosivo-cársico.

Partiendo de esta base resulta evidente que la ubicación de una obra de cualquier tipo implica el conocimiento exhaustivo de las características litológicas de las rocas de la localidad, su textura y estructura, características físico-mecánicas, relaciones con las subyacentes, el grado de transmisividad y el gradiente, caudal y composición química del agua que está en contacto las mismas.

² Efecto descrito por este científico que establece la acidulación de aguas saturadas o sobresaturadas por mezcla entre ellas y comprobado internacionalmente.



Es imprescindible conocer en detalle el patrón del desarrollo del carso y la geometría de las formas carsicas, mediante la utilización de la perforación y la geofísica, tanto con los métodos geoelectricos, como sísmicos, etc. y de ser posible el levantamiento topográfico directo, estimar las transformaciones que se producirán durante el proceso de construcción y una vez construida la obra, previéndose la construcción de plantas de tratamiento u otras soluciones en caso de que el o los procesos productivos generen residuales agresivos.

No puede descartarse la modelación o simulación de la interacción agua-roca, desarrollada en laboratorios o el empleo de la geomatemática para el pronóstico de los procesos perspectivas de la carsogénesis.

La ignorancia o subvaloración de estas realidades, la premura en las tareas de investigación y proyección y deficiencias constructivas han traído como consecuencia la existencia de algunos problemas que, a continuación, serán comentados.

Obras industriales

Un central azucarero enclavado en la Llanura Cársica Meridional Habana-Matanzas, en la provincia de Matanzas experimentó una grave paralización de su proceso productivo durante una zafra, debido al asentamiento producido en la sala de máquinas. La causa de este hundimiento fue el vertimiento de los residuales directamente y sin procesamiento en un sumidero cársico, lo cual provocó una aceleración de la corrosión cársica y la pérdida de masa rocosa. La solución empleada fue la de inyectar lechada de cemento, sin conocerse las dimensiones y forma de la cavidad, lo cual provocó un elevado gasto en la reparación.

Dos centrales azucareros construidos en la misma región geográfica, pero en el sur de la provincia La Habana, han sufrido la inutilización de los pozos de donde se abastecían de agua la industria y la población de los bateyes de dichos centrales. Esto fue provocado por el vertimiento libre de los residuales en cavernas, donde además circulan, con gasto apreciable, las aguas subterráneas. La solución ahora es costosa pues la construcción de una planta de tratamiento teniendo en cuenta las características técnicas de la industria así lo determina.

Un central azucarero emplazado en la misma llanura cársica, en el límite de las provincias de La Habana y la de Matanzas ha visto paralizado su proceso productivo por la falta de investigación de las obras proyectadas para solucionar un problema de contaminación ambiental. Habiendo sido notificados los directivos de la fábrica, por el organismo correspondiente debido al vertimiento irresponsable de los desechos industriales en una depresión cársica, decidieron la construcción de un sistema de lagunas de oxidación, pero emplazaron las mismas en una zona donde el techo del estrato rocoso, intensamente carsificado se encuentra muy cerca de la superficie. Durante la construcción de las lagunas no tuvieron en cuenta la adecuada impermeabilización de los fondos, produciéndose el lavado parcial de los materiales utilizados y la apertura de un conjunto de sumideros que provocó la incorporación al acuífero de las aguas embalsadas en las lagunas de oxidación y la inutilización de las mismas.



El vertimiento de los residuales líquidos de una fábrica de bebidas y licores, en canales contruidos directamente sobre el terreno calcáreo y desnudo de cobertura vegetal, intensamente carsificado, en la llanura cársica costera en el norte de la provincia La Habana, provocó la aceleración del proceso de disolución de la caliza, con la consiguiente ampliación de las cavidades cársicas ya existentes y la aparición del peligro de afectación de la cimentación de algunas áreas de producción.

La afectación provocada fue aún mayor pues la irresponsable medida generó la formación de gases combustibles que incluso provocaron explosiones y pusieron en peligro no solo la fábrica, sino la integridad física de sus trabajadores.

Situación similar se produjo en una fábrica de fertilizantes erroneamente microlocalizada en un lugar intensamente carsificado en la llanura cársica litoral cercana a la ciudad de Matanzas, donde se producen desechos altamente corrosivos que fueron lanzados a depresiones y cavidades cársicas provocando un sorprendente aceleramiento del proceso de carsificación, la formación de gases altamente explosivos y peligrosos y la necesidad de costosas inversiones.

Obras hidráulicas

La insuficiente investigación en la delimitación del área carsificada presente en parte del vaso de una presa situada en el oeste de Ciudad de la Habana determinó la pérdida total del agua embalsada y la inutilización de la obra.

Cuando no es posible cambiar el cierre (la cortina) de una presa por condiciones de proyecto o por razones de carácter económico social o de índole morfológico, es necesario intensificar las investigaciones o cambiar el concepto de utilización del embalse.

Una presa construida en el sur de la capital, con el propósito inicial de embalsar agua para el abasto de planes hortícolas y además su empleo como lugar turístico donde se ofreciesen paseos en lanchas y el servicio en un centro gastronómico flotante, debió ser reevaluada, por el surgimiento de numerosos sumideros carsicos en el vaso, y se convirtió en una valiosa obra para la recarga del manto subterráneo con su consiguiente explotación.

Varios proyectos de presas han debido ser desechados, tras extensas investigaciones, por la incorrecta microlocalización en regiones intensamente carsificadas, como Los Organos, en Pinar del Río; Llanura Cársica Meridional, en La Habana y Matanzas, etc. Algunos otros que han debido ser emplazados, ineludiblemente, en áreas cársicas como Guisa-Los Negros, en Granma y Santiago de Cuba; Sierra del Rosario, en Pinar del Río y otras en Cienfuegos, Villa Clara, Camagüey y otras provincias han requerido de extensas investigaciones y costosas medidas para conseguir la impermeabilización que garantizaría la estabilidad y duración de las obras.



Obras viales

Numerosas carreteras, autopistas y líneas férreas han debido resolver problemas relacionados con el cruce por zonas cársicas. El caso más notorio, por la inmediata afectación que produjo fue el del Aeropuerto Internacional José Martí donde la ampliación de la pista se hizo a expensas del relleno de depresiones cársicas que constituían el drenaje natural de la localidad de la inversión, lo cual provocó la inundación de la instalación debido a las intensas lluvias provocadas por el huracán Frederic en la temporada de 1979, con la consiguiente paralización del tráfico aéreo y las afectaciones a las naves que se encontraban en el lugar.

Aunque no se produjo en Cuba ha sido lamentablemente relevante el accidente producido por el colapso de un tramo de la carretera Mérida – Chetumal, en el estado de Yucatán, debido al destechamiento de una caverna ante el paso de un omnibus que cubría esa ruta.

Viviendas y edificios sociales

Para la optimizar la utilización de la maquinaria agrícola, en la zona de Batabanó, en el sur de la provincia de La Habana, un grupo de ingenieros selló, inconsultamente, todas las depresiones cársicas que constituyen el drenaje natural de esa región que constituye uno de los mejores ejemplos de llanuras cársicas del mundo.

Ante los primeros aguaceros de la época de lluvias el poblado mencionado se vio no solo invadido por las acostumbradas aguas del litoral cercano, sino también por las aguas “rojas” provenientes del escurrimiento interrumpido en las fértiles tierras de producción, arrastradas por las aguas hacia el nivel de base más bajo, el mar, con la consiguiente afectación de las viviendas debido al inusual nivel alcanzado por la mezcla de aguas.

Como muchos de los edificios de vivienda de las zonas de desarrollo de Alamar, Mulgoba, Matanzas y otros sitios han sido proyectados utilizando investigaciones geológicas e ingeniero geológicas de carácter regional o local, en lugar de específicas para abaratar los costos, en numerosas oportunidades ha sido necesario utilizar hormigones ciclópeos y lechadas de cemento para solucionar el relleno de cuevas surgidas bajo los cimientos durante el proceso de construcción.

Obras deportivas y sociales ejecutadas en la llanura litoral, en el este de la capital también han presentado problemas por el destechamiento de cavernas, las cuales han sido rellenadas apresuradamente ante la presión de fechas de terminación que debieron considerar el tiempo necesario para las investigaciones correspondientes.

Otras edificaciones

El incorrecto empleo de conductos y cavidades cársicas para el turismo, por ejemplo, sin investigar a fondo las características del aparato cársico, ha significado, además de una afectación al medio ambiente, la inutilización de dicho recurso. Tal es el caso de la Cueva del Indio, en el valle de San Vicente, Sierra de los Organos, donde el cierre del



río subterráneo, sin el estudio previo del flujo subterráneo ni necesario trabajo de mantenimiento han generado la acumulación de azolves que rellenan el pequeño embalse construido. El emplazamiento de centros de expendio de víveres y bebidas ha provocado la invasión de vectores que deslucen el interesante recorrido cavernario y molestan a los turistas, para quien está preparada la cavidad.

La utilización de una cueva como bar en un centro turístico de San Antonio de los Baños, en la provincia La Habana ha causado que muchos de sus rincones se utilicen como mingistorio, con la consiguiente contaminación del manto subterráneo, que aflora en la espelunca y aumenta la grave situación existente con el río Govea o San Antonio, cuyas aguas se alimentan de esas fuentes.

Otros problemas causados por la escasa investigación de macizos cársicos son el hundimiento de maquinarias ante procesos cársico sufosivos, en planes citrícolas de la provincia de Ciego de Avila.

La afectación de fuentes de abasto de agua por el vertimiento de residuales pecuarios en formas cársicas de absorción, en La Habana, Matanzas, Ciego de Avila, Camagüey y Granma son otros de las dificultades causadas por la subvaloración o deficiencias en las investigaciones para la microlocalización de obras de todo tipo.

Conclusiones

Es necesario incrementar el estudio de los terrenos cársicos donde serán ubicadas obras industriales, hidrotécnicas, viviendas, edificaciones sociales y otras, no solo desde el punto de vista geológico e ingeniero geológico, sino también desde el punto de vista carsológico, utilizando la modelación y la simulación matemática de los procesos característicos de estos terrenos, para poder pronosticar el comportamiento del aparato cársico ante la presencia de la obra y los procesos que en ella van a tener lugar.

Bibliografía

- Acevedo González, Manuel. 1967. *Clasificación general y descripción del carso cubano*. Publ.Esp. No. 4. Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos. Pp. 33-64, La Habana.
- Fagundo, Juan R.; Valdés, J.J.; de la Cruz, A.y J. Pajón. 1986. *Caracterización geoquímica y geomatemática de formaciones geológicas y sedimentos de la cuenca del río Cuyaguatete. Relación con las características hidroquímicas de los acuíferos*. Voluntad Hidráulica No. 72, Año XXIII, pp. 43-48, La Habana.
- Fagundo, Juan R. 1990. *Hydrochemical investigations in extreme climatic areas, tropical and polar, in Cuba and Spitsbergen*, en *Water Resources Management and Protection in Tropical Climates*, pp 45-54, Estocolmo.
- Fagundo, Juan R.; Rodríguez, J.; Pajón, .; Franco E.; Benítez, G.; Rodríguez, A.; et al. 1993. *Caracterización hidroquímica de las aguas del Pan de Guajaibón, Sierra del Pan de Guajaibón y otras áreas cársicas cercanas en la Sierra del Rosario*, en *Memorias del I Taller Internacional sobre Cuencas Experimentales en el Karst*. Universidad Jaume I, pp.43-53, Castellón, España.
- Gutiérrez Domech, M. R. 1997. *El karst en el Archipiélago Cubano en Estudios sobre Geología de Cuba*. Instituto de Geología y Paleontología. pp. 197-212, La Habana.
- Gutiérrez Domech, M. R. 1998. *El karst en el Archipiélago Cubano y la región Caribe-Antillana*. Revista Minería y Geología. Vol XV, No.3, pp. 39-52, Moa, Holguín.



- Gutiérrez Domech, M. R. y M. Iturralde-Vinent. 1990. *Condiciones geológicas de formación del carso en Cuba*. Memorias Congreso Internacional L Aniversario de la Sociedad Espeleológica de Cuba, pp.
- Llopis Lladó, Noel. 1970. *Fundamentos de Hidrogeología Carstica*. Editorial Blume, 269 pp., Madrid.
- Martínez Zorrilla, A.; Balado Piedra E.; Martínez M. C. y R. Gutiérrez Domech. 1995. *The Karst in the Yucatan State, Mexico*. Tropical Karstic Processes and Environmental change and conservation symposia. Regional Conference of Latin American and Caribbean Countries, International Geographical Union, La Habana.
- Molerio León Leslie. 1978. *Fundamentos del Mapa Hidrogeológico del Carso Cubano*. Voluntad Hidráulica. Vol XV, No, 47-48, pp. La Habana.
- Molerio León Leslie. 1984. *Dependencia del tiempo en la transmisividad y el almacenamiento en acuíferos cársticos*. Voluntad Hidráulica. No. 65, Año XXI, pp. 32-38, La Habana.
- Núñez Jiménez, Antonio; Panos, Vladimir y Otakar Stecl. 1968. *Carsos de Cuba*. Academia de Ciencias de Cuba. Serie Espeleológica y Carsológica No. 2, 47 pp., La Habana.
- Skwaletski, Eugenio y Manuel A. Iturralde Vinent. 1971. *Estudio ingeniero geológico del carso cubano*. Simposio XXX Aniversario de la Sociedad Espeleológica de Cuba, La Habana.
- Skwaletski, Eugenio y Manuel A. Iturralde Vinent. 1971. *El carso y la construcción hidrotécnica en Cuba*. Voluntad Hidráulica Año IX, No. 20, pp. 41-47.
- Valdés Ramos, Julio J. 1974. *Nuevo elemento para el estudio cuantitativo de los carsos, obtenidos mediante el análisis dimensional y su utilidad para el cálculo de paleoprocesos geohidrológicos*. Tecnológica No.3, pp. 23-32, La Habana.



MODELO DEL DESARROLLO DE CAVERNAS Y CONDUCTOS CÁRSICOS

Leslie F. Molerio León

Grupo de Aguas Terrestres, Instituto de Geofísica y Astronomía, Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente. Apartado 6219, CP 10600, Habana 6, e-mail: leslie@cesigma.com.cu

RESUMEN

La modelación del desarrollo del cavernamiento es una herramienta muy potente para incrementar la efectividad de las investigaciones y reducir los costos de investigación y construcción. Este trabajo, cuyos principios fueron enunciados inicialmente en 1982, presenta una aproximación de tipo determinístico- estocástica basada en los principios de la termodinámica de no equilibrio para la simulación y pronóstico de la posición de cavernas y conductos cárlicos bajo diferentes condiciones iniciales y de contorno. El modelo ha sido aplicado con éxito sostenido en Bulgaria, Cuba y Francia en la resolución de problemas relacionados con la construcción de túneles, adaptación ingeniera de cavernas, construcción de obras y estructuras hidráulicas, prospección hidrogeológica y contaminación de las aguas.

ABSTRACT

The mathematical simulation of cave development is a very potent tool to increase the effectiveness of the investigations and to reduce the costs of research and construction in karst regions. This paper whose theoretical principles were enunciated initially in 1982, improves the model with a deterministic - stochastic approach based on the principles of non equilibrium thermodynamic for the simulation and forecast of the position of caves and karst conduits under different initials and boundary conditions. The model has been successfully applied in Bulgaria, Cuba and France in the resolution of problems related with the construction of tunnels, engineering adaptation of caves, construction of works and hydraulic structures, hydrogeological prospecting and on the assessment and forecasting of groundwater pollution.

INTRODUCCION

La aplicación de este grupo de avanzadas de técnicas matemáticas y físicas en una metodología única para la simulación de redes y conductos cárlicos, aún cuando necesita perfeccionarse en el futuro inmediato, ha mostrado su validez en un amplio rango de aplicación, al tratar problemas tan diferentes como la prospección y el manejo de los recursos de agua subterránea, la optimización de la red de monitoreo de niveles de aguas subterráneas, la prevención de la contaminación, la adaptación ingeniera de cuevas o el pronóstico de filtraciones y vida útil de un embalse.

Los resultados obtenidos han permitido:

- Simular el desarrollo natural de cavernas y conductos cárlicos y pronosticar su posición en el espacio.
- Simular y pronosticar el desarrollo de carsificación y cavernamiento inducidos en la vecindad de obras hidráulicas.
- Pronosticar la posición de manantiales cárlicos y zonas de descarga natural de las aguas subterráneas.
- Identificar las zonas de vulnerabilidad geomecánica en los sistemas cárlicos.
- Orientar la captación de las aguas subterráneas en zonas cárlicas.
- Mejorar sustancialmente el conocimiento de los patrones y direcciones de flujo en los acuíferos cárlicos y, en particular, en el epikarst.
- Contribuir a la protección adecuada de las captaciones y de los manantiales cárlicos.



Está claro que a los efectos hidráulicos, geomecánicos, geotécnicos y ambientales, el rasgo distintivo más importante del carso es la alteración que sufre la porosidad primaria debido a los procesos de disolución que promueven el crecimiento de las grietas y los poros de la roca. Esta pérdida de material y su traslado dentro o fuera del macizo carbonatado es la causa de todas las complicaciones que surgen al tratar el medio con fines de uso o conservación. Tal es la razón fundamental que ha promovido el desarrollo de investigaciones encaminadas a aclarar los procesos que lo originan, a describirlo matemáticamente, a diagnosticar su estado físico y a pronosticar su desarrollo y su respuesta a acciones naturales o artificiales.

DESCRIPCIÓN DEL MODELO

Los resultados de la simulación, precedidos en no pocas ocasiones por la necesidad de resolver algunos problemas teóricos y de la descripción físico-matemática de muchos de los procesos que dan lugar al desarrollo del cavernamiento permitieron obtener una idea más precisa de algunas regularidades en la formación de las cavernas. Muchas de ellas han sido adelantadas oportunamente.

La identificación de un grupo importante de regularidades en la formación del cavernamiento es un resultado altamente promisorio en tanto conduce al descubrimiento de las leyes que rigen el desarrollo de la carsificación y el cavernamiento y, por tanto, a la gestión económica, social, política y ambiental del medio cársico.

La conclusión más importante de esta investigación es que la carsificación y el cavernamiento no son procesos aleatorios. Están regidos por leyes termodinámicas y, por tanto, su origen, evolución en el tiempo y posición en el espacio pueden pronosticarse.

Las diferentes aproximaciones al pronóstico del desarrollo de cavernas se han concentrado en tres direcciones fundamentales:

- Pronóstico de la dirección del cavernamiento, esencialmente basados en el análisis tectónico y su generalización estadística o geoestadística (Eraso, 1975, 1982, 1985/1986; Eraso et al., 1992).
- Simulación del crecimiento tridimensional de los conductos aplicando técnicas hidráulicas y de cinética química (Annable y Sudicky, 1998; Clemens et al., 1996, 1997, 1998; Curl, 1965, 1966, 1971; Dreybodt, 1990, 1992, 1993, 1995, 1996, 1998; Dreybodt y Buhmann, 1991; Dreybodt y Siemers, 1997; Groves y Howard, 1994)
- Simulación de la posición y distribución espacial aplicando métodos complejos geodinámicos, morfodinámicos, hidrodinámicos, físico-químicos y termodinámicos integrados y su generalización estadística o geoestadística (Carlier, 1984; Carnahan, 1976; Molerio, 1982a, 1982b, 1985a, 1985b, 1985c, 1986a, 1986b, 1988, 1989a, 1989b, 1989c, 1990, 1992a, 1992b, 1993, 1995^a, 1996; Molerio, Guerra y Flores, 1984; Renshaw, 1996)

El carso, como resultado de la interacción de procesos físicos y químicos sobre las rocas carbonatadas, viene definido por las siguientes propiedades:

- Se trata de un sistema termodinámico abierto, es decir, en interacción con el medio exterior;
- Las variables del campo de propiedades físicas exhiben anisotropía tridimensional progresiva;
- El espacio que constituye el medio acuífero se presenta rigurosamente jerarquizado;
- Cada espacio presenta un dominio de flujo particular y entre ellos se manifiesta intercambio de masa y energía;
- Consecuentemente, el campo de propiedades físicas se define y estructura para cada espacio;
- Se manifiesta una fuerte influencia del factor de escala sobre el campo de propiedades físicas;
- En el sistema, el trabajo se manifiesta mediante la formación y desarrollo de estructuras autorreguladas de disipación de energía que, mediante retroalimentación, afectan el proceso;
- Un momento de inercia, función del estado inicial del sistema, que modula jerárquicamente las respuestas a los estímulos inducidos natural o artificialmente;



- La elevada dependencia del tiempo de las propiedades que caracterizan el campo de propiedades físicas;
- La irreversibilidad del proceso de carsificación y su evolución unidireccional.

De este modo, puede concluirse que el carso se caracteriza por constituir un sistema en el que interactúan diferentes espacios. Circunscribiéndonos a la fase líquida, esta interacción representa un intercambio de materia y energía entre los diferentes espacios constitutivos del sistema y entre estos y el medio exterior.

Las cavernas son fragmentos, truncados o no, de sistemas de drenaje subterráneo. Este concepto es el fundamento del modelo conceptual y, por ello, el eje de desarrollo de la modelación. El origen de las cavernas está gobernado por un balance de masas tal que la tasa de crecimiento de los conductos, como consecuencia de la remoción de masa de las paredes de la cavidad o el conducto, es igual a la tasa de transporte de masa en solución. La hipótesis de trabajo sobre el desarrollo de los conductos cárlicos subterráneos parte de los siguientes presupuestos:

- Las galerías subterráneas son espacios lineales y no planares o areales;
- Las topologías lineales por lo común se desarrollan a lo largo de las intersecciones entre superficies;
- En cuanto al desarrollo de las cavernas estas superficies son de dos tipos: la zona de máxima concentración de solvente y la zona de máxima concentración de flujo;
- La superficie máxima de concentración de solvente (MCS) es generalmente horizontal o subhorizontal y depende de la evolución geoquímica del medio, la fuente de aporte y el tiempo de residencia de las aguas en el macizo;
- Las superficies de máxima concentración de flujo (MCF) suelen estar fuertemente inclinadas y, con menor frecuencia, pueden ser completamente horizontales;
- En la intersección de las superficies MCF y MCS se encuentra no solamente el mayor volumen de fluido sino la más elevada concentración de solvente, de ahí que en ella ocurre la mayor probabilidad de disolución y por ello, de desarrollo de cavernas;
- El trabajo que se realiza en el punto de intersección no da lugar al equilibrio térmico. El intercambio de masa y energía conduce al desarrollo progresivo de un sistema abierto en el cual, la entropía crece a partir de un instante inicial t_0 en que el sistema deja de ser cerrado;
- Las superficies MCF se encuentran en la dirección de la componente de conductividad hidráulica en el sentido de la velocidad. Flujo lateral se encuentra en la dirección de la componente de gradiente hidráulico, de manera que la máxima probabilidad de desarrollo puede determinarse conociendo éstas, lo que significa que el desarrollo de la red de cavernas no es un fenómeno aleatorio y por tanto, puede predecirse;
- Conociendo la orientación de las superficies más favorables para el desarrollo de las redes de conductos es imprescindible entonces, determinar la dirección en que ocurre el proceso de excavación. De acuerdo con el segundo principio de la termodinámica, ella ocurre en la dirección del máximo incremento de la entropía;
- Cada espacio del universo cárlico, incluidas las cavernas, se desarrolla según los principios de la termodinámica de los procesos de no equilibrio y a ella corresponden valores de la función de disipación de energía crecientes que se expresan como una sumatoria a partir del centro de gravedad del mismo.

El *coupling* termodinámico, para la definición de la función de disipación de energía, se planteó a partir de las relaciones clásicas de Onsager que relacionan fuerzas y flujos entre las componentes de calor y fluido, difusión y afinidad química. La estructura del campo de propiedades físicas de los acuíferos en rocas agrietadas y, en particular, los cárlicos, está afectada por la homogeneidad, heterogeneidad y anisotropía; la dependencia del tiempo y el efecto de escala que fueron especialmente considerados en el modelo.



ALGORITMO GENERAL

El algoritmo general ha sido desarrollado a partir de los principios de la termodinámica de no equilibrio, que se considera esencial para determinar la dirección de los procesos de cavernamiento. El algoritmo se basa en un conjunto de ecuaciones de control que describen la continuidad macroscópica del campo de propiedades físicas, los mecanismos de triggering en el sistema físico-químico, la competencia entre diferentes líneas de flujo y la dirección de la evolución en tiempo y espacio, de los procesos de desarrollo del cavernamiento.

En este modelo, los espacios que integran el universo cársico son tratados como medios continuos. La validez de esta aproximación depende de poder demostrar la continuidad estadística del campo de propiedades físicas entre espacios jerarquizados por su longitud característica definiéndose, en el mundo real, una longitud, volumen o área elemental representativa. Ella debe tomar en cuenta la distorsión que producen el efecto de escala y la dependencia del tiempo de las variables que estructuran el campo de propiedades físicas.

Los procesos de transporte de masa, momento y energía entre medios continuos equivalentes fueron resueltos para cada uno de los espacios involucrados, en términos de la derivación de un conjunto de ecuaciones que describieran las correspondientes funciones de transporte. Del mismo modo, el trabajo que tiene lugar en el sistema, y que conduce a la formación de estructuras autorreguladas de disipación de energía, fue examinado a partir de la derivación de un conjunto de ecuaciones que describen la función disipativa de los espacios.

Se obtuvo una ecuación general para definir el cambio de entropía en el sistema en función de la diferencia de potenciales y la afinidad química de las reacciones fundamentales. Las fuerzas y flujos considerados en el balance termo hidrodinámico básico son: a/ transporte de calor (ley de Fourier); b/ flujo volumétrico (ley de Darcy); c/ transporte dispersivo-difusivo (ley de Fick); d/ conductividad eléctrica (ley de Ohm) y e/ la afinidad química de las reacciones, enlazadas por las funciones de transferencia y disipación de energía mediante coupling termodinámico múltiple.

Los resultados obtenidos en la simulación de sistemas reales fueron altamente promisorios. Sin embargo, las desviaciones respecto al modelo natural se derivaban de numerosas fuentes de incertidumbre cuya discriminación resultó una tarea ardua. La mas importante de estas se reducía a distinguir las condiciones que provocasen que un sistema inicialmente cerrado o aislado, reversible, sin coacciones exteriores, se transformase en un sistema termodinámico abierto, que estuviese caracterizado por las propiedades definidas en el modelo conceptual del carso. En este sentido, se oriento la investigación hacia la caracterización de acciones aleatorias exteriores, o producidas por el sistema, en términos de la adaptabilidad de este para filtrar tales estímulos, definir su efecto en el caso de provocar fluctuaciones termodinámicas, diferenciar la estacionalidad de las señales aleatorias y tratar de resolver la respuesta del sistema en la dirección de los niveles crecientes de entropía. Uno de los aspectos básicos involucrados en el cambio de tipo termodinámico del sistema lo constituyen los mecanismos de triggering cinético.

La cuestión mas importante en este sentido, es que el crecimiento de la entropía del sistema ocurre solamente a partir de ese instante inicial. Así, para un sistema aislado, las ecuaciones macroscópicas son



Fig. 1. Simulación del sistema cavernario Majaguas – Cantera, Pinar del Río, Cuba (arriba. Sistema real; abajo, Sistema simulado)



tales, que para un intervalo infinito de tiempo, todo es reversible, ya que la entropía primero decrece y después crece. Para un sistema que no está aislado siempre, el instante inicial se destaca físicamente y, a partir de él, las ecuaciones macroscópicas solo pueden dar lugar al crecimiento de la entropía, lo que no contradice la irreversibilidad microscópica.

Se requirió definir un conjunto de mecanismos que produzcan un efecto de alteración del estado cuasi estacionario de equilibrio del sistema. Resulta lógico suponer que el desarrollo privilegiado de algunos conductos en detrimento de otros se deba a una combinación entre la cinética del proceso de disolución y el régimen de flujo en el sistema. Desde el punto de vista de la cinética del proceso de disolución, toda vez que parece claro que la aparición de régimen no lineal de alta velocidad no es, necesariamente, el único mecanismo de triggering, aun cuando la turbulencia contribuya, significativamente, al incremento en la disolución.

En tanto indican dos regímenes de disolución: uno fuertemente insaturado y otro próximo a la saturación de calcita. Las tasas de disolución transformadas en tiempos de tránsito bajo ciertas condiciones iniciales de porosidad, gradiente hidráulico y suministro de dióxido de carbono permiten validar la aproximación de la ley cúbica de distribución de velocidad en capilares. La distancia crítica de recorrido varía con la tercera potencia del diámetro del conducto.

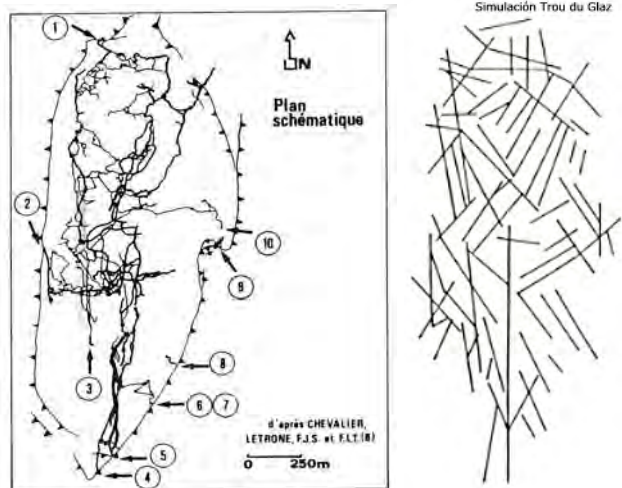


Fig. 2. Simulación del sistema cavernario Dent de Crolles – Trou Du Glaz, Francia (izquierda Sistema real; derecha, Sistema simulado)

Asumiendo válidos tales mecanismos, y tomando en cuenta la naturaleza de las reacciones y el control por difusión-dispersión, el problema se reduce a determinar los coeficientes de difusión y de dispersión. El tratamiento de la fluctuación termodinámica provocado por la coincidencia entre la aparición del coeficiente fenomenológico de dispersión, el flujo no lineal de alta velocidad, y el incremento de la tasa de disolución, parecen susceptibles de ser tratados como impulsos únicos de duración t_0 en el instante aleatorio, de manera que satisfaga las condiciones en que el instante inicial sea mucho menor que el tiempo total ($t_0 \ll t$) y que la probabilidad de los extremos de la funcional sea de magnitud despreciable ($t_0/2t$) cuando el tiempo total tiende a infinito.

APLICACIONES

El modelo de predicción (GLORIA) ha sido ensayado para la resolución de los siguientes problemas de pronóstico:

- Validación del modelo y pronóstico del desarrollo del cavernamiento en diferentes sistemas cavernarios de Cuba, Bulgaria y Francia (Figs. 1-2).
- Protección de los Manantiales Los Portales.
- Evaluación del riesgo de contaminación de las aguas superficiales por descargas no controladas al subsuelo.
- Validación del modelo en términos de la distribución de las vías de drenaje de los hoyos de montaña para el pronóstico de inundaciones asociadas al llenado de la CHA Cuyaguaje.
- Pronóstico de puntos de descarga natural de las aguas subterráneas (Fig. 3).
- Pronóstico de contaminación por hidrocarburos.
- Pronóstico de vida útil de un repositorio de desechos peligrosos (hidrocarburos y metales tóxicos).
- Orientación de la adaptación ingeniera de cuevas.



CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos tienen las siguientes implicaciones para el desarrollo de las cavernas:

- En un conducto cualquiera, la velocidad de crecimiento se incrementa con la descarga, pero sólo hasta una tasa máxima, crítica, a partir de la cual no tiene lugar cualquier incremento en la velocidad del crecimiento por disolución, excepto, quizás, por abrasión.
- El crecimiento tiene lugar, solamente, si la descarga se incrementa con el tiempo.
- Las líneas de flujo, conductos, cavidades que exhiban la mayor descarga en la menor longitud, es decir, la mayor relación Q/L , crecen más rápidamente.

Considerando que la energía potencial del sistema de flujo se convierte en calor absorbido por el sistema, los cambios en la entropía, debidos a la pérdida de carga, que pueden tratarse como procesos reversibles, permiten calcular los cambios en la energía potencial asociados con el flujo en el sistema y, en consecuencia, obtener la mínima producción de entropía debida a los cambios en la altitud. Cuando es posible separar todas las fuentes de calor en el sistema (flujo de calor terrestre, radiación solar, calores de disolución y precipitación y producción de calor de fricción), la producción adicional de entropía puede combinarse con el mínimo para obtener, así, la entropía total producida por procesos físicos.

La producción de entropía en el sistema es el elemento más importante para pronosticar la dirección en que ocurrirán los procesos de desarrollo del cavernamiento toda vez que, de acuerdo con el segundo principio de la termodinámica, ella ocurre en la dirección del máximo incremento de la entropía.

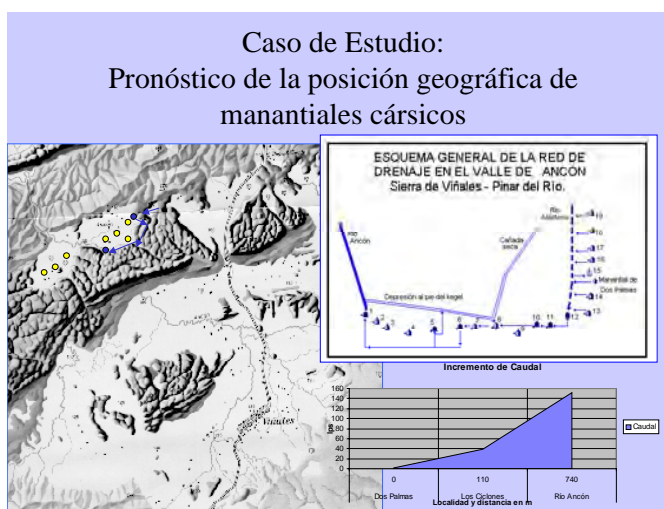


Fig. 3. Pronóstico de la posición de manantiales en Valle Ancón, Pinar del Río, Cuba.

BIBLIOGRAFÍA

- Annable, W.K., E.A. Sudicky (1998): **Simulation of Karst genesis: hydrodynamic and geochemical rock-water interactions in partially filled conduits.** Bull. Hydrogeol., Centre Hydrogeol. Univ. Neuchatel, 16:211-221
- Atkinson, T.C. (1977): **Diffuse flow and conduit flow in limestone terrains in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain)** Jour. Hydrol. 35: 93-110
- Carlier, E. (1984): **Essai de simulation de l'écoulement à surface libre dans une fissure.** Hydrogeologie-Geologie de l'ingénieur, 3 :227-232
- Carnahan, C.L.(1976): **Non-equilibrium thermodynamics of groundwater flow systems: Symmetry properties of phenomenological coefficients and considerations of hydrodynamic dispersion.** Jour.Hydrol 31:125-150
- Clemens, T.; D. Hükinghaus ; M. Sauter; R. Liedl; G. Teutsch (1996): **A combined continuum and discrete network reactive transport model for the simulation of Karst development.** IAHS Publ. 237: 309-318
- Clemens, T.; D. Hükinghaus ; M. Sauter; R. Liedl; G. Teutsch (1998): **Simulation of the evolution of maze caves.** Bull. Hydrogeol., Centre Hydrogeol. Univ. Neuchatel, 16:201-209
- Clemens, T.; D. Hükinghaus ; R. Liedl; M. Sauter; G. Teutsch (1997): **Modelling of the genesis of Karst aquifer systems using a coupled reactive network model.** In/ Pointet, T. (ed): **Hard rocks hydrosystems**, IAHS Publ. 241:3-10



- Clemens, T.; D. Hückinghaus ; M. Sauter; R. Liedl; G. Teutsch (1999): **Simulation of the development of Karst aquifers by using a coupled continuum pipe-flow model, 2. Model verification and sensitivity analysis.** Water Resour. Res.
- Curl, R.L. (1965): **Solution kinetics of calcite.** Proc. 4th Internatl. Congr. Speleol., Ljubljana, Vol III:61-66
- Curl, R.L. (1966): **Scallops and fluttes.** Cave. Res. Group, Gr.Br.Trans. 7:121-160
- Curl, R.L. (1971): **Cave conduit competition. I: Power law models for short tubes.** Caves and Karst 13(5):39
- Dreybott, W. (1990): **The role of dissolution kinetics in the development of Karst aquifers in limestone: a model simulation of Karst evolution.** J. Geol. 98(5): 639-655
- Dreybott, W. (1992): **Dynamics of Karstification: A model applied to hydraulics structures in Karst terranes.** Applied Hydrogeol. 1:20-32
- Dreybott, W. (1993): **A model of Karstification in the vicinity of hydraulic structures.** IAHS Publ. 207:33-45
- Dreybott, W., D. Buhmann (1991): **A mass transport model for dissolution and precipitation of calcite from solutions in turbulent motion.** Chemical Geol. 90:107-122
- Dreybott, W. (1995): **Principles of Karst evolution from initiation to maturity and their relation to physics and chemistry.** Contribution to IGCP 299. Geology , Climate and Hydrology in Karst Formation.
- Dreybott, W. (1996): **Principles of early development of karst conduits under natural and man-made conditions revealed by mathematical analysis of numeric models.** Water Resour. Res. 30(10): 2837-2846
- Dreybott, W. ; J. Siemers (1997): **Early evolution of Karst aquifers in limestone: models on two dimensional percolation clusters.** Proc. 12th Internatl. Speleol. Congr., La Chaux-de-Fonds, Suiza, 2:75-80
- Dreybott, W. (1998): **Limestone dissolution rates in Karst environments.** Bull. Hydrogeol., Centre Hydrogeol. Univ. Neuchatel, 16:167-183
- Egemeier, Stephen Jay (1969): **Origin of caves in eastern New York as related to unconfined groundwater flow.** Natl. Speleol. Soc. Bull., 31(4):97-111
- Eraso, A. (1975): **Nuevo método en la investigación del carso. Los modelos naturales y la convergencia de formas.** Cuad. Geog. I:121-126
- Eraso, A. (1982): **Consideraciones sobre el problema de la génesis y evolución del Karst.** UIS, Madrid, 28:
- Eraso, A. (1985/1986): **Método de predicción de las direcciones preferenciales de drenaje en el karst.** Kobie. Serie Cienc. Nat. XV, Bilbao:15-165
- Eraso, A., P. Garay, R. Medina, C. Paredes (1992): **Aplicación del método de predicción al karst de las montañas de Nakanai en Nueva Bretaña, Papua Nueva Guinea.** GTICEK. Taller Internac. sobre Cuenas Experimentales en el Karst, Matanzas, Publ. Universitat Jaume I de Castelló,:233-239
- Ewers, R.O. (1982): **Cavern development in the dimensions of length and depth.** PhD Thesis, McMaster Univ., Ontario, 398:
- Flores Valdés, Ernesto & L.F. Molerio León (1995): **Patrones de Agrietamiento en la Sierra de Quemado, Pinar del Río, Cuba.** Congr. Internac. LV Aniv. Soc. Espel. Cuba y Primera Reunión Iberoamericana, La Habana,:35-36
- Groves, C.G.; A.D. Howard (1994): **Minimum hydrochemical conditions allowing limestone cave development.** Water Resour. Res. 30(3):607-615
- Howard, A.D. (1964): **Processes of limestone cave development.** Internatl. Jour. Speleol 1(1):47-60
- Jacquet, O, P.Y. Jeannin (1994): **Modelling the karstic medium: a geostatistical approach.** In m. Armstrong y P.A. Dowd (eds.): **Geostatistical simulations.** Kluwer Acad. Publ. The Netherlands,: 185-195
- Jeannin, P-I; T. Bitterli (1998): **Speleogenesis of the north of Lake Thun cave system (Canton Bern, Switzerland): adequacy between models and reality.** Bull. Hydrogeol., Centre Hydrogeol. Univ. Neuchatel, 16:157-165
- Jennings, J.N. (1971): **Karst.** Boston, M.I.T. Press, 252:
- Molerio León, Leslie F. (1982a): **Análisis de un Modelo Teórico de la Conductividad Hidráulica en el Carso.** Bol. Grupo Espel. Martel de Cuba, La Habana (4):6
- Molerio León, Leslie F. (1982b): **Contribución al Estudio de los Procesos de Dolinización en el KegelKarst de Cuba Occidental.** Bol. Grupo Espel. Martel de Cuba, La Habana (4):2



- Molerio León, Leslie F.; M. Guerra Oliva & E. Flores Valdés (1984): **Patrones y Regímenes de Flujo en Cavidades Directas del Sur de la Provincia de Matanzas.** *Voluntad Hidráulica*, La Habana, (63):37-52
- Molerio León, Leslie F. (1985a): **Pronóstico de Vías Preferenciales de Circulación en el Carso.** Simp. XLV Aniv.Soc. Espel. Cuba, La Habana,:52-53
- Molerio León, Leslie F. (1985b): **Dominios de Flujo y Jerarquización del Espacio en Acuíferos Cársicos.** Simp. XLV Aniv.Soc. Espel. Cuba, La Habana,: 54
- Molerio León, Leslie F. (1985c): **El Área Elemental Representativa (AER) para la Evaluación de las Propiedades Físicas del Karst. Modelo Teórico.** Simp. XLV Aniv.Soc. Espel. Cuba, La Habana,: 45
- Molerio León, Leslie F. (1986a): **Determinación de la Conductividad Hidráulica Direccional en Acuíferos Cársicos Mediante Fotointerpretación y Cálculo Tensorial.** Encuentro Técnico Ramal de Hidroeconomía, La Habana: 66
- Molerio León, Leslie F. (1986b): **Fundamentos Hidrodinámicos y Termodinámicos para la Predicción Empírica de la Posición, Distribución y Geometría de las Redes de Cavernas.** Encuentro Técnico Ramal de Hidroeconomía, La Habana: 67-68
- Molerio León, Leslie F. (1988): **Particularidades de la Transformación Matemática de Un Modelo Conceptual del Karst. Conferencia Invitada.** Taller Internac. Hidrol. Cársica de la Región del Caribe, UNESCO, La Habana, 10:
- Molerio León, Leslie F. (1989a): **Aproximación Multidisciplinaria a un Modelo Matemático del Desarrollo del Carso.** *Ing. Hidráulica*, La Habana, X(2):133-144
- Molerio León, Leslie F. (1989b): **¿Podemos Simular la Evolución del Carso?.** Jor. Cient. Cté. Espel.Prov.Villa Clara, Remedios,:23
- Molerio León, Leslie F. (1989c): **El Origen de las Cavernas.** Jor. Cient. Cté. Espel.Prov.Villa Clara, Remedios,:26
- Molerio León, Leslie F. (1990): **Simulación Matemática del Desarrollo de las Cavernas.** Congr. 50 Aniv.Soc.Espel. Cuba, La Habana: 55
- Molerio León, Leslie F. (1992a): **Complementos de un Modelo de Simulación Matemática del Desarrollo del Carso.** GTICEK. Taller Internac. sobre Cuencas Experimentales en el Karst, Matanzas, Publ. Universitat Jaume I de Castelló,:83-92
- Molerio León, Leslie F. (1992b): **Distribución del Cavernamiento en las Sierras del Pesquero, San Carlos, Resolladero y Mesa, Pinar del Río Cuba.** II Cong. Espel. Latinoamérica y el Caribe, Viñales, Pinar del Río, Cuba,:19-20
- Molerio León, Leslie F. (1993): **Problemas Ingenieriles en Áreas Cársicas: La Estabilidad de las Cavernas.** II Jornadas Venezolanas de Geología Ambiental, Maracaibo, Venezuela, 15:
- Molerio León, Leslie F. (1995a): **Mathematical Modelling of Cave Systems. Developments and Achievements.** Internatl. Geogr. Union (IGU) Conf. of Latin America and Caribbean Countries, La Habana, 38:
- Molerio León, Leslie F. (1996): **Mathematical Simulation of Karst Development.** Internatl. Symp. Hydrology in the Humid Tropic Environment, Kingston, Jamaica, AIHS,:9
- Palmer, A.N. (1965): **A hydrologic study of Indiana karst.** Ph.D. Thesis abs. Indiana Univ. 181:
- Palmer, A.N. (1981): **Hydrochemical controls in the origin of limestone caves.** Proc. 8th Internatl. Congr. Speleolo., Bowling Green, Kentucky:120-122
- Palmer, A.N. (1987): **Cave levels and their interpretation.** NSS Bull. 49:50-66
- Palmer, A.N. (1988): **Solutional enlargement of openings in the vicinity of hydraulic structures in Karst regions.** Proc. 2nd. Internatl. Conf. Environmental Problems in Karst Terrains, Ass. Groundwater Scientists and Eng., Dublin, Ohio:3-13
- Palmer, A.N. (1991): **Origin and morphology of limestone caves.** Geol. Soc. America Bull, 103:1-21
- Palmer, A.N. (1995): **The origin of maze caves.** Natl. Speleol. Soc. Bull.37:56-76
- Palmer, A.N. (1998): **Modelling the evolution and morphology of limestone caves.** Bull. Hydrogeol. Centre Hydrogeol. Univ. Neuchatel, 16:157-165
- Renshaw, C.E. (1996): **Influence of subcritical fracture growth on the connectivity of fracture networks.** Water Resour. Res. 32(6): 1519-1530



GENETIC MODELS OF QUATERNARY TRAVERTINES. AN INTEGRATED CASE STUDY FROM HUNGARY

László Korpás⁽¹⁾, Péter Kovács-Pálffy⁽¹⁾, Miklós Lantos⁽¹⁾, Mária Földvári⁽¹⁾, László Kordos⁽¹⁾, Endre Krolopp⁽¹⁾, Doris Stüben⁽²⁾ and Zsolt Berner⁽²⁾

(1) Geological Institute of Hungary, H-1143 Budapest, Stefánia út 14, Hungary, E-mail: korpasl@mafi.hu

(2) Institute of Mineralogy and Geochemistry of the University Karlsruhe, D-76128 Karlsruhe, Kaiserstrasse 12, Germany

Quaternary travertines are known overall in the world. They can be classified on basis of water-temperature and supply, morphology, depositional environment and microfacies. They were divided in two main groups: meteogene and thermogene travertines. Basic elements of their classification are: 1) waterfall, 2) lake-fill, 3) sloping mound fan, 4) terrace mound, 5) fissure ridge. Karstification and subaerial processes with soil formation are common features and called as „speleomorphization of travertine”.

The Buda travertine represents a typical occurrence of the more than 500 travertines in Hungary. They belong to the marginal lake type of travertines. The deposition started at 1.07 Ma and terminated at 0.493 Ma. The intrastrata palaeosoil layer formed at 0.722 Ma. The depositional environment was a shallow marginal lake fed by thermal springs with cyclic decreasing temperatures of 60-35 °C. The depositional record started with an episodic alluvial event. The alluvial sediments formed part of a siliciclastic delta and the open shallow lacustrine lake located among the distributory channels. The early lacustrine stage is represented by laminated grainstones. The early phase of lake-evolution completed by a waterlevel-drop driven by both climatic changes and syntectonic uplift. These processes resulted in a short-term break and related subaerial exposure with early karstification and palaeosoil-formation. Late lacustrine stage dominated by pisolithic floatstones was generated by a new waterlevel-rise. A definitive uplift and subaerial exposure stopped the lake-evolution. The depositional record started at arid and warm climate in a steppe environment. Gradual cooling under more humid climate was completed by the formation of the palaeosoil horizon. The final lacustrine stage indicates for a cool, arid continental climate. Travertine is composed mainly of pure, Mg free calcite. The palaeosoil horizon consists of mainly calcite and extraclasts. Ferrihydrite in the palaeosoil indicates a hydromorph soil, at pH=7 with 17 °C surface-temperature. The $\delta^{13}\text{C}$ values are close to the carbon isotopic signature of the underlying carbonates. The precipitation-temperatures of the early lacustrine lake are significant higher (50 to 60 °C), than then the late one (35-50 °C). The high total REE and metal contents suggest a hydrothermal input. The karst system was a depositional one with low temperature thermal-water circulation.



NUEVAS FORMAS RECONSTRUCTIVAS Y LA RELACIÓN ESPELEOTHEMAS – NIVELES MARINOS PLEISTOCÉNICOS EN LA REGIÓN CAMARIOCA, NORTE DE MATANZAS, CUBA.

Jesús Martínez Salcedo, Georgina Pantaleón Quintero .

Instituto de Geología y Paleontología, Vía Blanca y Línea del Ferrocarril, San M. Del Padrón, Ciudad de La Habana, Cuba. Email: salcedo@igp.minbas.cu

RESUMEN

En general el nivel freático oscila en relación directa con el nivel marino en regiones cársicas calcáreas llanas cercanas a las costas. Durante el Pleistoceno cubano el nivel marino cambió frecuentemente creando típicos relieves y accidentes geográficos que mayormente no perduraron por la intensa meteorización del ambiente hipergénico o no se formaron por las propias condiciones de las regiones costeras, no obstante haber ocurrido el proceso de oscilación marina.

En la región de Camarioca, en el carso hipógeo de la formación Canímar (N₂), las oscilaciones nivel marino-manto freático condicionaron la formación de espeleothemas y depósitos cavernarios, con características únicas que evidencian varias oscilaciones a partir del Pleistoceno Inferior, inferido del estudio de sus estructuras internas, de las características estratigráficas de la región y por sus estrechas relaciones con el “**Hongo de Zinolita**” (marca tres grandes anegaciones recurrentes).

El grupo de espeleothemas freático cristalizó en la superficie libre oscilante del manto freático y marcan con precisión el nivel estabilizado e incluso sus bruscos descensos y reestabilizaciones (**lámparas de calcita, vuelos de calcita, pantallas cono-truncadas, cortinas freáticas, cornisas, nivelitas reconstructivas, trompulitas y umbrellas colgantes**), mientras el subfreático cristalizó bajo la superficie del manto, en el seno de las aguas y sólo indican antiguas inundaciones freáticas. Aquí sólo se asume el nivel por encima del tope de estas formaciones según las particularidades de cada cual (**zinoacrosmitas, obeliscos, globulitas, conulitas, domos, pendientes, capas y taludes de zinolita, hongos de zinolita, livongos, arena de calcita, agregados semiesféricos de cristales aciculares y tapices cristalinos agujiformes**).

ABSTRACT

In carbonated carstical regions, near to the shore zones, there is a remarkable relationship between sea's and freatic levels. These oscilations during the Cuban Pleistocene occured very often and controled the level of underground freatic lakes in caves of the Matanzas north coastal terraces. Into these lakes, under freatic and / or subfreatic conditions, were formed a lot of unique and specific speleothemes which remained as testimonies of one, two, three and even several anegation episodes during Pleistocene.

These results are well known from its internal structure study. These secondary formations get two different sub-genesis, one of them are freatic, marking the freatic levels, such as **lámparas de calcita, vuelos de calcita, pantallas cono-truncadas, cortinas freáticas, cornisas, nivelitas reconstructivas, trompulitas y umbrellas colgantes**, and the others are subfreatic, suggesting only these freatic levels, such as **zinoacrosmitas, obeliscos, globulitas, conulitas, domos, pendientes, capas y taludes de zinolita, hongos de zinolita, livongos, arena de calcita, agregados semiesféricos de cristales aciculares y tapices cristalinos agujiformes**. Both of them appear only in the Santa Catalina Cave, Matanzas province.

Introducción

En el mar se sedimentaron formaciones rocosas (litoestratigráficas) y depósitos no consolidados que al emerger pueden ser barridos por la meteorización o haber quedado expuestos en áreas



dispersas según sus zonas de deposición. La oscilación del mar, visto como pleamar-bajamar, y el oleaje, modelan el paisaje y el relieve creando accidentes morfológicos, los que también pueden ser barridos por meteorización. Las estructuras morfológicas reflejan amplios rangos verticales de oscilaciones, pero salvo excepciones, no muestran detalles al no quedar marcadas las huellas de las pequeñas oscilaciones o son enmascaradas en los procesos de reinundaciones. En las unidades y depósitos estos rangos son aún más amplios, al depender del inestable mecanismo de sedimentación, el cual regula el espesor del depósito y la propia existencia del mismo en sí.

Los ciclos completos y las mínimas oscilaciones sí se pueden detallar en los espeleothemas freáticos y subfreáticos relacionados, al quedar resguardados de las condiciones hipergénicas como testigos de esas paleocondiciones en las profundidades cavernarias.

La relación manto freático-nivel marino, que se mantiene en las terrazas costeras calcáreas carsificadas, se puede apreciar fácilmente en las galerías de la cueva “Refugio de Saturno”, en la provincia Matanzas. Aquí el nivel freático oscila diariamente al compás marcado por las mareas marinas, observándose en las subidas y bajadas del lago freático de la citada espelunca. Este lago tiene agua dulce (manto freático) desde la superficie hasta cierta profundidad y por debajo de esta es claramente salada (marina). La marina por el alto contenido de sales tienen mayor densidad y ocupa los sectores más profundos, mientras que la freática permanece encima por su menor densidad. Cualquier movimiento oscilatorio del mar también involucra al agua marina que han intruído las rocas carsificadas, la que no sólo desplaza el agua hacia arriba, sino que también la empuja en retroceso horizontal. Esto significa un movimiento donde el manto acuífero sube y baja, avanza y retrocede, con una amplitud vertical diaria inversamente proporcional a la distancia entre la línea de costa y los lagos freáticos observados (aflorescimientos subterráneos del manto). Esto obedece a que el agua encuentra más dificultad en cubrir grandes distancias tierra adentro, en el tiempo de un ciclo completo de pleamar-bajamar, debido no sólo a la resistencia que le ofrece al paso del agua los enormes volúmenes de rocas a transitar y sus disímiles permeabilidades, sino también por el peso y volumen que significa el propio manto freático, que tiende a fluir y descargar en el mar.

Así las grandes variaciones del nivel marino, recurrentes y por largos lapsos de tiempo geológico, también han movido ampliamente los niveles freáticos, gracias a que el agua han tenido el tiempo suficiente para establecerse y estabilizarse en cada nueva cota, ya sean en ascenso o descendientemente. Este proceso quedó reflejado en la creación de cuevas y cavernas y sobre todo en forma de espeleothemas muy particulares, donde como testigos de épocas remotas unos marcan y otros sugieren tanto las pequeñas oscilaciones como los tremendos cambios de estos niveles.

En el área tratada los mayores rangos de paleo-oscilaciones son los sectores cercanos a las costas, visibles en la caverna “Santa Catalina” y en la cueva “La Chucha”, mientras que los menores son los más distantes a esta y se ven en las cuevas “El Jarrito” y “Bellamar”, por sólo citar unos ejemplos.

Materiales y métodos

Levantamiento y sistematización de informaciones nacionales y foráneas precedentes. Observaciones directas de ejemplares, mediciones, muestreo, análisis mineralógico con lupa binocular y microscopía petrográfica en láminas delgadas.

Análisis mineralogénico de individuos, establecimiento de patrones de cristalización, selección de índices para generalización de patrones y extrapolación de condiciones y tipos cristalinos,



tomando como referencia la formación secundaria Hongo de Zinolita (Martínez,1998), indicadora de al menos tres niveles, para las desiciones hipsométricas y de eventos de recurrencia, según el método de aproximaciones sucesivas, esto, sin considerar un paleonivel freato-marino en el Plioceno Superior (Martínez,1998) que en zonas emergidas causó el cavernamiento inicial de la Fm. Canímar (N₂), portadora de esta formación secundaria, mientras se sedimentaba, en otras áreas aledañas, aún anegadas, la formación Vedado (N₂³-Q₁). Análisis estratigráfico estimando que el comienzo de la formación de los hongos, en el Pleistoceno Inferior, es coincidente con la deposición de las últimas secuencias (Q₁) de la formación Vedado, y durante el resto del Pleistoceno con las formaciones Versalles (Q₂) y Jaimanitas (Q₃), en la norteña región costera de Matanzas (Martínez,1998). Se deduce que al calcular la cota (estabilizaciones) de estas cristalizaciones se podrán inferir las alturas alcanzadas por el mar en la paleocosta, y que de muestrearse de las mismas y hacerle análisis radioactivo, se obtendrán las edades relativas en las que ocurrieron estos eventos en la región.

Resultados y discusión

Los espeleothemas relacionados con el manto freático (lagos freáticos) se pueden clasificar por sus características genéticas en freáticos y subfreáticos. **Freáticos**, cuando principalmente cristalizan en la zona de humectación que directamente se genera de la superficie libre oscilante del manto, Esta superficie (incluye unos milímetros por debajo de esta) está un poco más saturada de Ca(HCO₃)₂ que el seno del manto, debido a la evaporación superficial. Los cristales crecidos en estas condiciones son muy cortos, gruesos y hábito prismático con variaciones de la sección hexagonal. Sus espeleothemas marcan con precisión el nivel freático estabilizado e incluso sus bruscos descensos y reestabilizaciones (**cornisas, cortinas freáticas, lámparas de calcita, nivelitas reconstructivas, pantallas cono-truncadas, trompulitas, umbrellas colgantes y velos de calcita**). **Subfreáticos**, cuando se generan completa y/o parcialmente por debajo de la superficie acuosa, en el seno de las aguas saturadas de Ca(HCO₃)₂. Los cristales crecidos en estas condiciones son muy largos, incluso gigantes, aciculares y hábito prismático con pocas variaciones de la sección hexagonal. Sus espeleothemas sólo sugieren la presencia de inundaciones freáticas y los niveles sólo se pueden asumir por encima del tope de los espeleothemas según las particularidades de cada cual (**agregados nodulares -agregados semiesféricos aciculares-, conulitas, domos** (Viña,1980), **globulitas, hongos de zinolita, livongos, obeliscos, tapices cristalinos agujiformes, zinoacrosmitas** (Martínez,1997) **y zinolitas -capas y taludes-**).

GÉNESIS	ESPELEOTH.	INUND.	NIVELES	SIGNIFICADO SEGÚN EL NIVEL FREÁTICO
FREÁTICAS	Cornisas	1	1	Estable en cota superior e inversión a descenso
	Cortinas	1	1	Bajada oscilante y brusco descenso en cota mínima.
	Lámparas	1	1	Máx. ascenso en cota sup. e inversión a descenso
	Nivelitas	1	...n	Desc. a saltos y ciclos de estabiliz. oscilantes en cota
	Pantallas	1	1	Idem Cornisas
	Trompulitas	2	...n	Idem Nivelitas
	Umbrellas	3	1 c/vez	Estabil. en cota sup. e inversión a descenso oscilante
	Velos	1	1	Idem Lámparas



SUB FREÁTICAS	Agregados	1	1	Inundación prolongada por encima del espeleothema
	Conulitas	1	1	Nivel estable por sobre la cota sup. del espeleothema
	Domos	1	1	Nivel estable por sobre el ápice del espeleothema
	Globulitas	1	...n	Nivel estable por sobre la cota sup. del espeleothema
	Hongos	3	1 c/vez	Tres inundaciones sobre el espeleothema y desagües
	Livongos	3	1 c/vez	Idem Hongos
	Obeliscos	3	1 c/vez	Dos inundaciones sobre el espeleothema y desagües
	Tapices	1	1	Inundación hasta el techo de la cavidad
	Zinoacrosmitas	1	1	Nivel estable por sobre la cota sup. del espeleothema
	Zinolitas...	1	1	Inundación que no llega al techo de la cavidad

La presencia de cada tipo morfo-genético de espeleothema refleja un número dado de eventos de inundación (1, 2, 3..., n) y su carácter de ascenso o descenso, de niveles estabilizados del manto (1, 2, 3... hasta múltiples niveles -n-) y su significado geoespeleológico.

Relación Descriptiva De Espeleothemas

En la génesis de todos estos espeleothemas es una constante obligada que las aguas del manto freático estén de saturadas a muy saturadas de bicarbonato de calcio $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ y por ende esto favorece, por mucho, la rápida y profusa cristalización de los disímiles individuos cristalinos de la calcita. La fuente principal de este calcio es las fácilmente solubles calcarenitas de la unidad litoestratigráfica Canímar.



Foto 1 Agregados aciculares

AGREGADOS NODULARES: Cenitales y parietales, a modo de enormes amontonamientos de panales formados por semi-pelotas (Foto 1). **Morfología** – grandes masas de semiesferoides blancos, compactos y lisos, colgando de paredes, techos, cornisas y umbellas. **Estructura** - serie de grandes semi-esférulas de masas agregadas de larguísimos cristales de calcita transparente, aciculares, con \varnothing 20-25 μm y hexagonales. **Génesis** - subfreática, con crecimiento simultáneo de mazos aciculares en la superficie exterior de los accidentes sumergidos. **Importancia** – paso de condiciones subaéreas a inundación hasta el nivel inferior de los accidentes, con estabilización prolongada del nivel freático más arriba a la cota superior del ejemplar. Correlación con las grandes cristalizaciones aciculares de las Globulitas (Foto 6) y del Hongo de Zinolita (Foto 7).

CORNISAS: Parietales, como aleros de tejados de diversos tamaños (Foto 2). **Morfología** - pisos, plataformas o lechos horizontales laterales, colgantes, saliendo de paredes de salones, galerías y de hoyas cársicas del macizo zinolítico, superficie



Foto 2 Cornisas



rugosa, ásperos al tacto y grosor medio 30 cm, todo recubierto por estalagmitas y coladas estalagmíticas que se derraman por su borde exterior como cascadas pétreas. **Estructura** – compactas masas de textura esparítica de agregados de cristales prismáticos, muy cortos, gruesos y hexagonales de calcita. **Génesis** – freática, donde el manto oscilante y estabilizado, por mucho tiempo, dejó la carga mineral sobre los accidentes humectados a un nivel a la vez, recreciéndose sobre sí mismo en sentido horizontal por el borde exterior. **Importancia** – estabilización prolongada del manto en la cota superior dada por la cornisa e inversión a descenso monótono oscilante, hasta el salto inferior que impide recuperar el nivel dejado atrás.



Foto 3 Conulitas

CONULITAS: Cenitales, son una variación morfológica de las Globulitas, con aspecto de senos colgantes (Foto 3) al crecer en grupos a partir de estalactitas cónicas. Por lo demás son idénticas a las Globulitas.

CORTINAS FREÁTICAS: Cenitales, ondulantes como auroras boreales pétreas (Foto 4) o rectas, todas colgando del borde inferior de hongos, umbrellas colgantes, hoyas cársicas, cornisas, agregados de globulitas y lámparas agregadas.



Foto 4 Cortinas freáticas

Morfología – gruesos paneles estrictamente verticales, con 2-5 cm

de espesor, 0,3-2,0 m de altura y 0,7-8,5 m de longitud, muy ásperos al tacto y aspecto poroso. **Estructura** – masas esponjosas de racimos agregados alargados pinulíticos de cristales prismáticos hexagonales, muy corticos y gruesos, de calcita, amarillenta-sucia, por el contenido de geles arcillosos atrapados en los cristales. **Génesis** – freática, del manto oscilante y lentamente descendente cristalizan las líneas iniciales de la cortina pegadas a los planos inferiores de los accidentes, rellenando oquedades y “nivelando” los sectores de igual cota, de ahí se recrece sobre sí misma por su borde inferior, en sentido vertical, hasta el salto inferior donde no recobra el nivel dejado atrás. **Importancia** – nivel oscilante en descenso monótono y brusco descenso en la cota mínima del borde inferior de la cortina.



Foto 5 Domos

DOMOS: Pisolíticos, como lomitas de arena (Foto 5). **Morfología** – grandes conos normales con alturas no superior a 2 m, forrados por coladas estalagmíticas y recrecimientos de estalagmitas. **Estructura** – masa zinolítica con cierta estratificación interna (Foto 5) donde las láminas, partiendo del eje vertical de la estructura, “buzan” divergiendo a la redonda hacia el borde de la misma. **Génesis** – freática para las láminas de calcita flotante generadas por evaporación en la superficie libre del manto y subfreática para la zinolita por la sedimentación y “diagénesis de estas láminas. **Importancia** –

evento de inundación y estabilización prolongada del nivel por encima del ápice del domo.

GLOBULITAS: Cenitales, mixtas, pendiendo de estalactitas muy finas como grandes pelotas de baseball (Foto 6). **Morfología** – grandes esferoides blancos, aislados o agregados, compactos y lisos. **Estructura** – combinación de estalactita interna y una serie de grandes esférulas de masas agregadas de larguísimos cristales de calcita transparente, aciculares, con \varnothing 20-25 μ m y hexagonales. **Génesis** – subfreática, con



Foto 6
Globulitas de calcita



crecimiento simultáneo de mazos aciculares en la superficie exterior de la estalactita. **Importancia** – paso de condiciones subaéreas a inundación hasta el techo, con estabilización prolongada del nivel freático más arriba a la cota superior del ejemplar, quizás más allá del techo en zonas de puntal más alto. Correlación con las grandes cristalizaciones aciculares del Hongo de Zinolita (Foto 7).



Foto 7 Hongo de zinolita

HONGOS DE ZINOLITA: Pisolíticos, como champiñones gigantes (Foto 7).

Morfología – típico fungiforme con umbella (Viña, 1980) arriba y talus (Viña, 1980) abajo, sosteniéndolo todo. **Estructura** – umbella con núcleo de zinolita, rodeado de capa estalagmítica y agregados botroidales de prismas muy cortos, gruesos y hexagonales calcita y el talus con núcleo de zinolita y forro de agregados de esférulas de largos prismas aciculares hexagonales de calcita, todo cubierto por la colada estalagmítica. **Génesis** – freática para la cristalización de las láminas de calcita flotante y subfreática para la sedimentación de las zinolitas componentes, todo en tres ciclos recurrentes de inundaciones-desagües para deposiciones, moldeo y afloramiento. **Importancia** - ciclos de ascenso-descenso del nivel freático sin llegar al techo de la cavidad, con estabilización de las subidas más arriba de la cota del ápice de la umbella.

LÁMPARAS DE CALCITA: Cenitales, parecidas a lamparitas de piedra maciza colgando de estalactitas (Foto 8). **Morfología** – conos macizos alargados, solitarios o agregados, rugosos, a veces con el borde inferior estrechado respecto al último perímetro máximo alcanzado. **Estructura** – totalidad compuesta por masas muy apretadas de agregados botroidales de prismas muy cortos, gruesos y hexagonales de calcita. **Génesis** - freática, donde el manto oscilante y descendente dejó la carga mineral sobre la parte inferior de estalactita y de ahí siguió recreciéndose hacia abajo sobre sí misma. **Importancia** – su cota superior marca la estabilización del máximo ascenso del manto y su punto de viraje a descenso monótono y oscilante y su cota inferior marca el salto de descenso brusco sin posibilidad de recobrar la posición anterior.



Foto 8 Lámparas de calcita

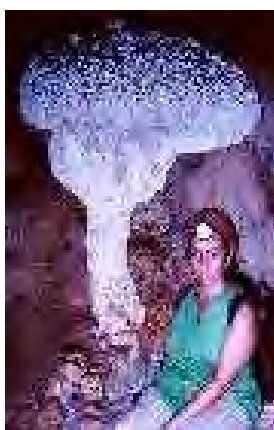


Foto 9 Livongo

LIVONGOS: Variación morfológica (Foto 9) de los Hongos de Zinolita al crecer el talus envolventemente sobre una estalagmita, la cual ha aflorado al erosionarse este durante los desagües en el ciclo genético. Por lo demás es idéntico al Hongo de Zinolita.

NIVELITAS RECONSTRUCTIVAS: Parietales, como finas cintas pétreas (Foto 10) recorriendo cualquier accidente. **Morfología** – bandas horizontales largas, finas y de poca altura que se distribuyen con un espaciamento casi regular en el plano vertical. **Estructura** – agregado esparítico macizo y recrystalizado. **Génesis** –

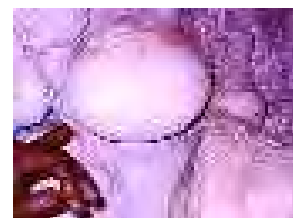


Foto 10 Nivelitas reconstructivas

freática, donde el manto oscilante y descendente dejó la carga mineral sobre los accidentes humectados a un nivel a la vez. **Importancia** – ciclos de saltos en descenso y estabilización prolongada del manto con mínimas oscilaciones para cada cota de nivelita. Máximo nivel en la primera.

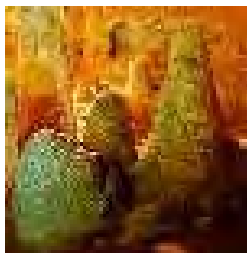


Foto 11 Obeliscos

OBELISCOS: Pisolíticos, como columnas con puntas subredondeadas (Foto 11). **Morfología** – columnas verticales de diversas longitudes con protuberancias rugosas, como talus sin umbella. **Estructura** - núcleo de zinolita y forro de esférulas agregadas de largos prismas aciculares hexagonales de calcita, todo cubierto por una colada estalagmítica. **Génesis** – freática para la cristalización de las láminas de calcita flotante y subfreática para la sedimentación de las zinolitas componentes, todo en tres ciclos recurrentes de inundaciones-desagües para deposiciones, moldeo y afloramiento. **Importancia** - ciclos de ascenso-descenso del nivel freático sin llegar al techo de la cavidad, con estabilización de las subidas más arriba del Obelisco.

PANTALLAS CONO-TRUNCADAS: Cenitales y parietales, a modo de amplias pantallas de lamparitas de noche (Foto 12). **Morfología** – conos, aislados o agregados, de punta truncada y espacio interior, rugosos, superficie lisa, sin pliegues y grosor de paredes de 2 cm, siempre asociados a globulitas. **Estructura** – paredes de masas compactas de textura esparítica de prismas cortos, gruesos y hexagonales de calcita. **Génesis** – freática, del manto oscilante y descendente, cristalizan las líneas iniciales de la pantalla pegadas a las globulitas, heredando su curvatura convexa inicial. **Importancia** - estabilización del manto después de un salto descendente en la cota superior de la pantalla con reinicio del descenso monótono oscilante hasta otro salto en la cota inferior del espeleothema, sin recobrar este antiguo nivel.



Foto 12 Pantallas cono-truncadas

TAPICES CRISTALINOS AGUJIFORMES: Cenitales, como forros cristalinos en los techos de la cavidad. **Morfología** – fina capa cristalina conformada por una masa de millones de individuos agregados en posición normal al plano de crecimiento. **Estructura** – masa de agregados cristalinos de prismas, finos, largos y hexagonales de calcita. **Génesis** – subfreática total, llegando el nivel a cubrir los sectores más deprimidos el techo, creciendo rápidamente los cristales en posición normal al mismo. **Importancia** - paso de condiciones subaéreas a inundación hasta el techo, con estabilización prolongada del nivel freático quizás más allá del techo en zonas de puntal más alto.



Foto 13
Trompulitas

TROMPULITAS: Cenitales, mixtas, con aspecto de trompas de elefantes (Foto 13). **Morfología** - estalactitas con infinidad de niveles horizontales de aleros envolventes circulares rizados de cristales. **Estructura** – una estalactita interna rodeada en la vertical de niveles espaciados y superpuestos de aleros con cristalizaciones agregadas de largos prismas aciculares hexagonales de calcita y sobre esta otra masiza de textura esparítica de cristales prismáticos muy cortos y hexagonales. **Génesis** - aérea para la estalactita y para los aleros el manto oscilante y descendente que se estabiliza después de cada salto, la parte subfreática para los prismas aciculares y freática para los cortos, ambas se recrecen en cada época estable formando las zonas esféricas envolventes (aleros). **Importancia** - ciclos de saltos en descenso y estabilización prolongada del manto con mínimas oscilaciones para cada cota de zona esférica envolvente. Máximo nivel en la primera zona que será la más antigua del conjunto.

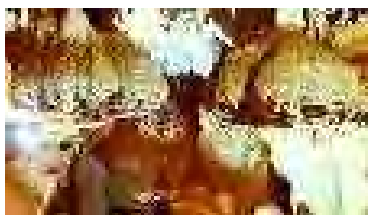


Foto 14
Umbrellas colgantes

UMBELLAS COLGANTES: Cenitales, a modo de cúpulas macizas colgando de estalactitas (Foto 14). **Morfología** – pequeños domos forrados por masas compactas de agregados botroidales y por coladas estalagmíticas, aspecto rugoso y estriado en la vertical. **Estructura** – estalactita interna como sostén de umbella y núcleo de zinolita, rodeado de capa estalagmítica y masas de agregados botroidales compuestas por prismas muy cortos, gruesos y hexagonales de calcita. **Génesis** – idem a la umbella de los Hongos, freática para la cristalización de las láminas de

calcita flotante y el crecimiento de los agregados botroidales y subfreática para la sedimentación de las zinolitas componentes, esta en sólo tres ciclos recurrentes de inundaciones-desagües para deposiciones, moldeo y afloramiento. **Importancia** – estabilización prolongada del nivel por encima del ápice del espeleothema (zinolitización) e inversión a descenso monótono oscilante en la cota del ápice (cristalización de botroides).

VUELOS DE CALCITA: Cenitales, como sayas plizadas en grandes vuelos, siempre rodeando gruesas e informes columnas y estalactitas. **Morfología** – pantallas macizas con vuelos y espacio interno o como conos ahuecados de superficie ondulada, altura no mayor de 30 cm, simples o agregados, rugosos, ondulaciones en sentido vertical, apretadas convergentemente y de poca longitud de onda a partir del tope del espeleothema y divergentemente muy amplias, con mayor longitud de onda, en su perímetro inferior. **Estructura** – masas esparíticas de agregados cristalinos prismáticos hexagonales, muy corticos y gruesos, de calcita. **Génesis** – freática, del manto oscilante y lentamente descendente cristalizan las líneas iniciales pegadas al plano perimetral de los accidentes, rellenando entrantes (ondas cóncavas) y salientes (ondas convexas) de igual cota, de ahí se recrece sobre sí misma por su borde exterior, en plano inclinado, hasta el salto inferior donde no recobra el nivel dejado atrás. **Importancia** – su cota superior marca la estabilización del máximo ascenso del manto y su punto de viraje a descenso monótono y oscilante y su cota inferior marca el salto de descenso brusco sin posibilidad de recobrar la posición anterior. Los ejemplares más altos serán los que marquen el máximo nivel histórico alcanzado por cualquier inundación en la caverna Santa Catalina.



Foto 16
Zinoacrosmitas

ZINOACROSMITAS: Pisolíticas, mixtas, a modo de típicas estalagmitas normales (Foto 16). **Morfología** – son iguales a las estalagmitas normales, por ello son difíciles de identificar, pero en general se asocian a las áreas donde se ha producido zinolitización. **Estructura** – unión de una estalagmita de cualquier tipo y un depósito zinolítico sobre su punta, todo unido y sellado por una dura coraza de colada estalagmítica, causante del enmascaramiento de la zinolita y de su acreción a la morfología general de la formación que le sirve de base. **Génesis** – 1^o subaérea para la estalagmita, 2^o freática para las láminas de calcita flotante, 3^o subfreática para la zinolita componente y

4^o de nuevo subaérea para la coraza calcítica. **Importancia** – paso de condiciones secas a anegaciones y finalmente de vuelta a secas, donde la inundación estabilizó prolongadamente el nivel por encima del ápice del espeleothema (zinolitización) y súbito descenso con erosión de la zinolita no recristalizada bajo condiciones subaéreas.

ZINOLITAS EN CAPAS Y TALUDES: Pisolíticas y parietales, en capas horizontales sobre el suelo o inclinadas recostadas a cualquier pared (Foto 15). **Morfología** – depósitos masivos en capas horizontales (hasta 2 m de espesor) y/o monoclinales, o cuñas inclinadas, en general cubiertos



Foto 15
Zinolita en capas



por coladas estalagmíticas y espeleothemas de diversa índole. **Estructura** – depósitos zinolíticos con cierta estratificación “ondulada”, la cual se hereda de la forma del basamento donde se depositan, esto no debe ser confundido con ningún tipo de plegamiento. **Génesis** – freática para las láminas de calcita flotante y subfreática para la zinolita compuesta de estas láminas que se depositan en el fondo de los lagos y que luego se sueldan y “diagenetizan”. **Importancia** – paso a condiciones de inundación con estabilización prolongada del nivel en una misma cota por encima de las capas del techo de los depósitos.

Conclusiones

1. Cada tipo de espeleothema tiene parámetros específicos que permiten interpretar, evaluar y decidir sobre el número de **inundaciones** que significa su presencia y la posición del **nivel freático** durante cada una de ellas, indicando desde solamente uno hasta múltiples de ellos.
2. Un tipo dado de espeleothema refleja una **inundación** o varias de ellas, pero la aparición del mismo tipo de espeleothema en cotas distintas es una clara señal de que se corresponden con eventos diferentes en la formación de los mismos.
3. Un tipo dado de espeleothema refleja una **oscilación** o varias de ellas, dentro de cada inundación, pero la aparición del mismo tipo de espeleothema en cotas distintas es una clara señal de que se corresponden con eventos diferentes en la formación de las mismas.
4. La mayoría de los espeleothemas se han hallado en cotas disímiles y por ende marcan eventos separados de inundaciones y/o reinundaciones. La excepción a esto son; Domos, Hongos de zinolita, Livongos, Obeliscos y Umbrellas colgantes.
5. Los ejemplares tienen un mecanismo genético prevaleciente que conforma la característica principal del mismo, aunque partes del espeleothema sean de distinta génesis.
6. Todos los espeleothemas indican una inundación, excepto las Trompulitas que indican dos y los Hongos de zinolita, Livongos, Obeliscos y Umbrellas colgantes que indican tres. Además, todos marcan 1 nivel, aclarando que los Hongos de zinolita, Livongos, Obeliscos y Umbrellas colgantes marcan un nivel, pero por cada inundación componente. Los niveles múltiples se reservan para las Nivelitas, Trompulitas y Globulitas.
7. Para la región en general se ve el paso de más de tres diferentes, grandes y duraderas inundaciones a partir del Plioceno Superior. Esto se deduce del paso de las condiciones subaéreas, en la ya conformada espelunca, dentro de las calcarenitas de la unidad Canímar, más tarde en el mismo período, a freáticas y de ahí de vuelta a las primeras, indicando recurrencias en los ciclos inundaciones-desagües, quizás hasta el mismo Holoceno.

Bibliografía

- Martínez, J. (1997): Zinoacrosmitas. Reporte de un caso singular de estalagmita. *Inédito*.
- Martínez, J. (1998): Espeleothemas y niveles marinos pleistocénicos en la unidad litoestratigráfica Canímar, norte de Matanzas, Cuba. *Memorias III Congreso Geología y Minería, Ciudad Habana, Cuba*.
- Viña, N. (1980): Hongos de zinolita. *Cuevas y Carso de Cuba*, 83-91, Edit. Oriente, Santiago de Cuba.



DETECCIÓN DE LA VARIACIÓN EN LA GEOMORFOLOGÍA DEL LITORAL LA COLOMA, A TRAVÉS DEL PROCESAMIENTO DE IMÁGENES SATÉLITES Y SIG

Sandra Pilar Díaz Díaz⁽¹⁾, Elmidio Estévez Cruz⁽²⁾, Roberto Denis Valle⁽³⁾

⁽¹⁾Universidad de Pinar del Río Calle Martí #270 esq 27 de Noviembre. C.P 20100 Pinar del Río, Pinar del Río, Cuba

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

⁽²⁾Universidad de Pinar del Río Calle Martí #270 esq 27 de Noviembre. C.P 20100 Pinar del Río, Pinar del Río, Cuba, E-mail: estevez@geo.upr.edu.cu

⁽³⁾ Empresa Geólogo Minero de Pinar del Río, Martí #141C.P 20100 Pinar del Río, Pinar del Río, Cuba.

RESUMEN

La investigación estuvo dirigida a detectar los cambios ocurridos en la geomorfología del litoral de La Coloma, provocados por la intervención antrópica y procesos naturales que han afectado el área en estudio, haciendo uso de materiales existentes (mapa geológico, mapa geomorfológico 1:100 000, hoja cartográficas), técnicas de Sistemas de Información Geográfica y procesamiento complejo de Imágenes de Satélites del área en estudio. Teniendo en consideración que desde de punto de vista físico natural las zonas costeras son áreas que albergan medios de distinta naturaleza (litósfera, hidrósfera y atmósfera), muy dinámica y compleja (interacciones y cambios biológicos, geomorfológicos y químicos en determinadas escalas temporales).

Teniendo como base los objetivos fundamentales de la investigación se partió del diagnóstico biofísico y la caracterización físico geográfica de la región de estudio, y los materiales del informe de Barrios et al, 1988. Se procedió a elaborar los mapas morfométricos (disección vertical, disección horizontal, pendiente) derivados del modelo de elevación digital que se obtuvo por el procesamiento de los datos del mapa topográfico escala 1: 50 000.

Finalmente se pasó a realizar la interpretación compleja de la imágenes de satélite, y de los mapas morfométricos ya mencionados, lo que permitió obtener el mapa geomorfológico del área a escala 1: 50 000 donde se plasman los tipos de relieve agrupados en tres tipos de terrazas descritas en trabajos anteriores y un subtipo descrito por la autora, así como las formas de relieve donde aparecen las mayores variaciones y se describe una nueva.

Todo esto permitió llegar a conclusiones sobre los cambios que han ocurrido, y los procesos y fenómenos geológicos que afectan el área de estudio, además de la influencia que ha tenido la intervención antrópica en las modificaciones del relieve del litoral. Factores importantes que se tienen en cuenta para la organización, planificación y gestión del territorio.

ABSTRACT

The research aims at detecting the changes happened in the geomorphology of the La Coloma coast, making use of the existent materials (geologic map, geomorphological map 1:100 000, cartographic sheet), Geographic Information systems techniques and complex processing of Satellites Images of the study area taking into consideration that from physic –natural point of view coastal zones are areas of different nature (lithosphere, hydrosphere and atmosphere) and very dynamic and complex (interactions and biological changes, geomorphology and chemical in certain temporal scales).

On the basis of the fundamental objectives of the research, the work started from the physical geographic characterization of the study region, and the materials of the Barrios et al.,1988 report. Then morphometric maps (internal relief, drainage density and slope) were derived from the digital elevation model (DEM. The DEM was generated from the topographic map at scale 1:50 000.

Finally the complex interpretation of the satellite images and the morphometric maps, allows the creation



of the geomorphologic map of the area at scale 1: 50 000, where the relief types contained in three types of terraces are revealed. These types have been described in previous works meanwhile a new subtype was separated by the author, as well as the relief forms where the biggest variations appear and a new one is described. All this allowed concluding on the processes and geologic phenomena that affect the study area and the influence of human activity in the modifications of the relief

INTRODUCCIÓN

El litoral o zona costera como también se conoce en la bibliografía ha sido definida por varios autores de diversas maneras entre las que, podemos encontrar las siguientes:

Aquella parte de la tierra afectada por su proximidad al mar y aquella parte del océano afectada por su proximidad a la tierra. (US. Comisión on Marine Science, Engineering and Resources, 1969).

Franja de anchura variable resultante del contacto interactivo entre la naturaleza y las actividades humanas que se desarrollan en ámbitos que comparten la existencia o influencia del mar". (Barragán, 1994).

Zona de interfase dinámica que implica el encuentro de la atmósfera, la tierra y el mar. (Viles y Spencer, 1995). La cual se organiza para su estudio en los tres subsistemas siguientes: (Barragán, 1997) Físico – Natural, Económico y Productivo y Jurídico- administrativo, siendo el primero el que se analiza para esta investigación.

El área de investigación enmarca unos 30 kilómetros de longitud del litoral de la costa sur de Pinar del Río, ocupando un área de 450 kilómetros cuadrados; zona que ha sido muy antropizada y afectada por procesos y fenómenos naturales. (Fig.1.1)

El área, formada por costas acumulativas biogénicas (de manglar y de pantano), con numerosas lagunas costeras, se enmarca dentro del Grupo o Tipo I de la Clasificación Generalizada de los Tipos Costeros de Cuba (Franco y Radócz, 1983), correspondiente a costas bajas con predominio de vegetación de manglar y frecuentes desembocaduras de ríos

MATERIALES Y METODOS

La metodología de la investigación se desarrolla sobre la siguiente base:

Problema: Debido a la importancia económica y social que presenta el área, se hace necesario la realización de un estudio de la geomorfología, así como de la influencia que ha tenido la comunidad en la evolución en los ecosistemas que se desarrollan en el litoral.

Objeto: Geomorfología del litoral **Objetivos:** Detectar cambios ocurridos en la morfología del litoral y precisar aspectos valorativos del medio físico natural y su evolución a partir del análisis de imágenes satélites y del mapa geomorfológico del área del año 1988. De esta forma contar con una fuente de datos de gran interés de la zona en estudio, que sirven de base para el manejo y planificación integrado de los recursos. Se parte del mapa geológico del área de estudio y mapa geomorfológico, ambos del

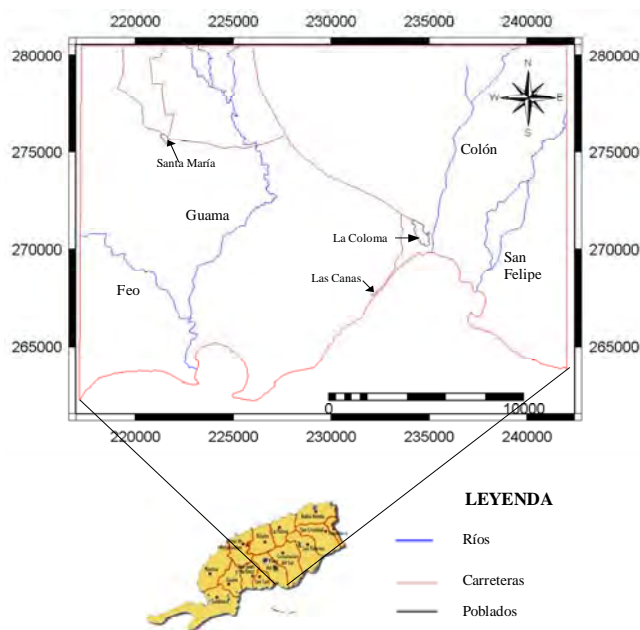


Figura 1.1 Mapa de ubicación geográfica del área de estudio.



resultado del levantamiento geológico 1: 100 000 de la llanura sur de Pinar del Río, correspondientes al año 1988, así como la base topográfica a escala 1:50 000 del año 1995 correspondiente a la hoja 3482-I La Coloma, (todos en copia dura), y el compósito de colores de las bandas 1 (azul), 5 (infrarrojo medio cercano) y 7 (infrarrojo medio) correspondiente de la imagen satélite Landsat de octubre del año 2000, (en formato raster).

Para la información soportada en copia dura correspondiente al mapa topográfico 1:50 000 del área de trabajo, mapas geológico y geomorfológico a escala 1:100 000 se llevan a cabo una serie de operaciones que permitieron llevar esta información a formato digital. Para ello se utilizó el scanner de formato A-4, computadora Pentium 2 y software específicos. La resolución seleccionada garantiza que las imágenes tuvieran la nitidez necesaria para el procesamiento. Para la imagen de satélite Landsat de octubre del 2000, se procedió a separar el compósito a color de las bandas 1, 5 y 7 en las bandas originales pancromáticas, para su posterior procesamiento e interpretación a través del SIG Ilwis.

Teniendo en ILWIS los tres mapas bases de la investigación o sea los mapas geomorfológico, curvas de nivel y de la red de drenaje (topografía), se procede a derivar una serie de mapas (mapas de segmentos, de puntos, de polígono...), de con el fin de elaborar el mapa geomorfológico de la zona en estudio.

La etapa final de los trabajos fue la integración de todos los mapas resultantes y el posterior

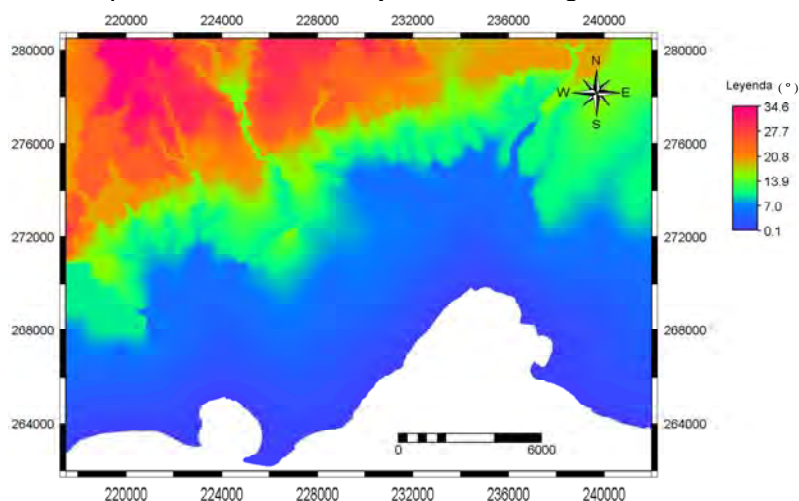


Figura 2.1 Modelo de elevación digital.

análisis de los resultados obtenidos, para confeccionar el mapa geomorfológico del territorio.

Entre los principales mapas elaborados esta el Modelo de Elevación Digital del Terreno (Fig. 2.1) a partir del cual se elaboraron otros mapas temáticos como Disección Horizontal del área de estudio (Fig 2.2), Disección vertical (fig 2.3) y de Pendiente (fig.2.4)

Esto permitió clasificar en el área 3 tipos de terrazas: marinas, fluviomarinas ó marinas aluviales, y fluviales , cada una con sus características distintivas

Posteriormente se le superponen los resultados obtenidos de la interpretación compleja de las imágenes satélites , obteniendo una nueva clasificación, la que se incluye como un subtipo dentro de una de la marina, así como tipos de formas de relieve y nuevos tipos que hasta ahora no habían sido descritas.

INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS

Tomando como base el resultado de la caracterización físico - geográfico del litoral y los materiales del informe de Barrios et al 1988, se procedió a realizar la interpretación compleja de la imágenes de satélite, y de los mapas morfométricos derivados del modelo de elevación digital. Se obtiene el mapa geomorfológico (fig.3.1) del área a escala 1: 50 000 en el cual se diferenciaron los siguientes tipos y formas de relieve



Terraza fluvial marina abrasivo - acumulativa del Pleistoceno Superior: Se extiende en una franja paralela al litoral con dirección suroeste – noreste pero separada del mismo en varios kilómetros, al norte de la terraza marina del cuaternario. Alcanza un ancho de 12-15 kilómetros excediendo hacia el norte de los límites del área de estudio.

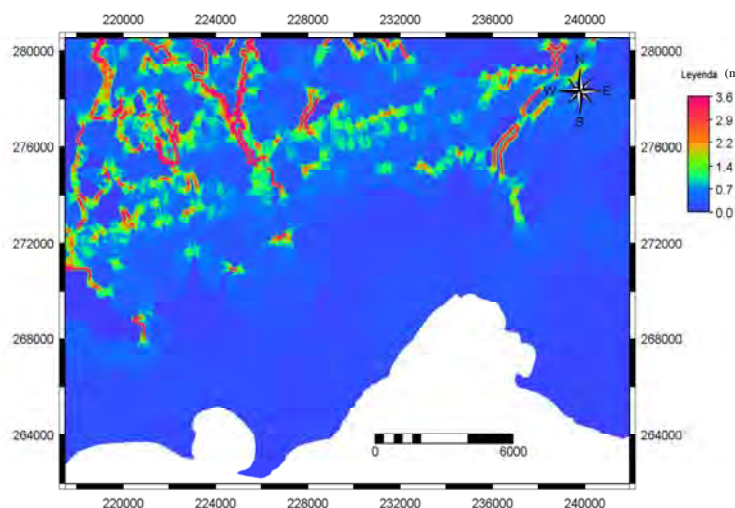


Figura 2.3 Mapa de disección vertical del área de estudio

Los procesos formadores de este tipo de relieve han sido abrasivo - acumulativos con preponderancia de la acumulación.

Por su relieve es ligeramente ondulada y ocupa los niveles de 5 - 10, 10 - 20, 20 - 30 y 30 - 35 metros con cotas máximas cercanas a los 40 metros fuera del área. La disección horizontal media es de $0,8 \text{ km/km}^2$, alcanzando localmente hasta 2.2 km/km^2 . La disección vertical promedio es de 0.6 metros, llegando a valores mayores (alrededor de los 4 metros) en aquellos lugares donde la horizontal es ligeramente mayor.

Las pendientes oscilan entre 0.3 y 1 grados en algunos cauces toman valores superiores a 3

grados. Es atravesada de forma casi perpendicular por los principales ríos del territorio, los cuales han originado terrazas fluviales erosivo - acumulativas con predominio de la acumulación, como lo denota su forma plana.

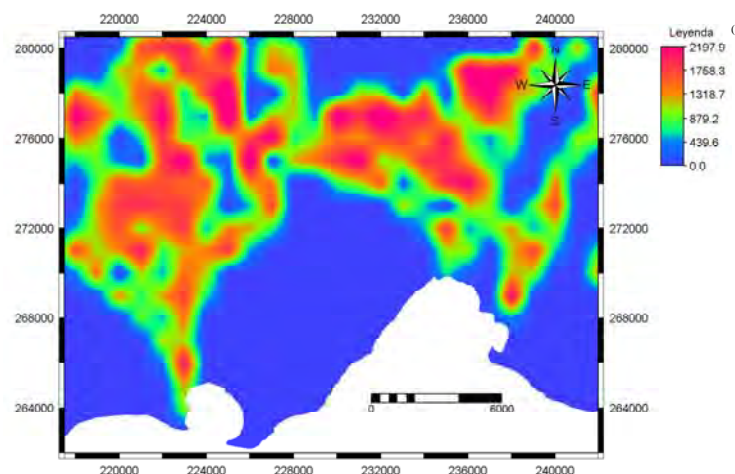


Figura 2.2 Mapa de disección horizontal del área de estudio

Las características de los sedimentos y la presencia en ocasiones de gravas cuarzosas de formas semiredondeadas no sólo reflejan el arrastre sufrido sino también su origen, porque estos fragmentos de cuarzo solo pudieran haber venido de las

zonas montañosas, ubicados al norte del área

Terraza marina, baja, acumulativa del Holoceno

Este tipo de relieve como se desarrolla en la parte más meridional, a lo largo de la línea litoral, Su ancho oscila entre 4 – 7 kilómetros. Por su origen es marina, con un papel preponderante de los procesos acumulativos. Su relieve es completamente plano, con valores de pendiente de 0.2 grados no sobrepasando la altura de 5 metros. Una porción significativa de su territorio es inundable y existe empantamiento permanente en otros lugares por lo cual es parcialmente pantanosa. Como resultado de los escasos valores de pendiente y de altura esta terraza se



haya muy poco diseccionada, tanto vertical como horizontalmente, alcanzando valores de 0.1m y 0.2 km/km² respectivamente, véase Mapa de disección horizontal y vertical respectivamente.

En el marco de este tipo de relieve se propone un subtipo, el cual aparece muy bien diferenciado en el compósito a color de las bandas 751he, 571 y la banda 1, de la imagen satélite, por lo que su delimitación se trazó sobre la base de esta interpretación. La propuesta se hace teniendo en cuenta principalmente los valores altimétricos y la peculiaridad de los procesos que transcurren en ella que la caracteriza

La Terraza marina - biogénica, muy baja, acumulativa, del Holoceno: ubicada en forma de faja entre el litoral y la Terraza marina del Holoceno Por lo general ocupa el territorio con valores altimétricos inferiores a los 3 metros con la excepción del curso inferior, cercano a las desembocaduras, de los ríos Colón, Feo y Guamá, donde supera esta cota. Está poblada de mangles y sometida a la acumulación del material arrastrado por la red fluvial, el aportado por

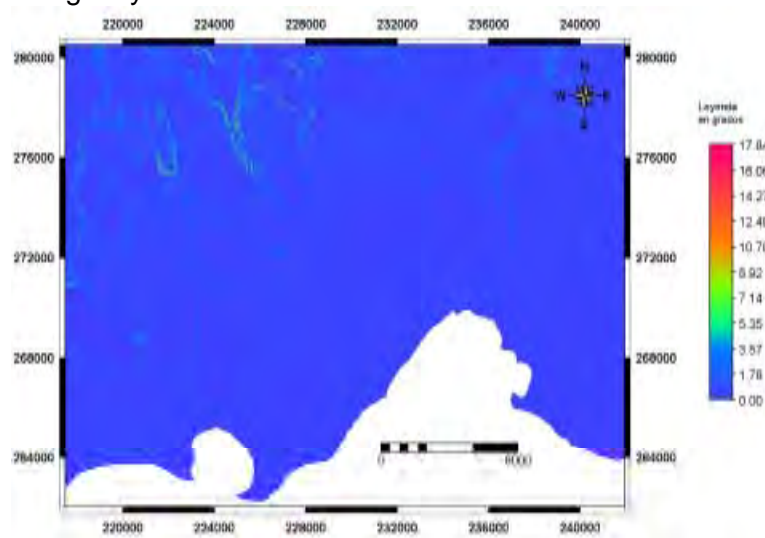


Fig. 2.4 Mapa de pendiente del área de estudio

las olas, la marea y las corrientes marinas, así como abundante materia orgánica igualmente arrastrada o generada *in situ* en este ecosistema. Como resultado se encontraron sedimentos biogénicos de manglar y pantano, así como marinos de playas, estos últimos en forma de barra en el margen occidental de la Ensenada de La Coloma donde conforman la playa Las Canas. Se desarrollan además una serie de lagunas saladas o salobres de bajo fondo, también la atraviesan diversos cauces temporales y permanentes, más jóvenes aún que los ríos antes mencionados, muchos de los

cuales no son observados a través de la imagen satélite dada a la abundante vegetación que existe. Aunque los autores considera que factores como el represamiento han influido en la desaparición de los mismos

Esta constante acumulación de material provoca la frecuente rectificación de la línea litoral, con la formación, desaparición o cambio de lagunas costeras de bajo fondo, acumulaciones de arena y otras formas de relieve, algunas inducidas por la acción del hombre, como los salitrales

Terrazas fluviales del Holoceno.

Aunque en la región este tipo de relieve tiene características combinadas erosivo – acumulativas, en el área de estudio predominan las acumulativas, como lo denotan su forma plana (valores medios de pendiente de 0.4 grados) y la naturaleza de los sedimentos presentes en el cauce y las terrazas, que se componen de arenas, arcillas arenosas, gravas, guijarros, con disminución de la granulometría a medida que avanza hacia la desembocadura. Los valores medios obtenidos de disección horizontal corresponden a 1.1km/km² y la vertical promedio es de 0.7 metros

Al ir avanzando estos ríos hacia la desembocadura en los niveles más bajos de la Terraza Fluvio-marina del Pleistoceno Superior y entrando a la terraza marina del Holoceno los cauces



se estrechan y a partir de la cota de 5 metros e inferiores se hace difícil precisar la terraza fluvial, ya que sólo se observan pequeños tramos de los cauces, pues ha predominado más la acumulación que la erosión y la zona se ve muy enmascarada, además de que ha sido muy antropizada.

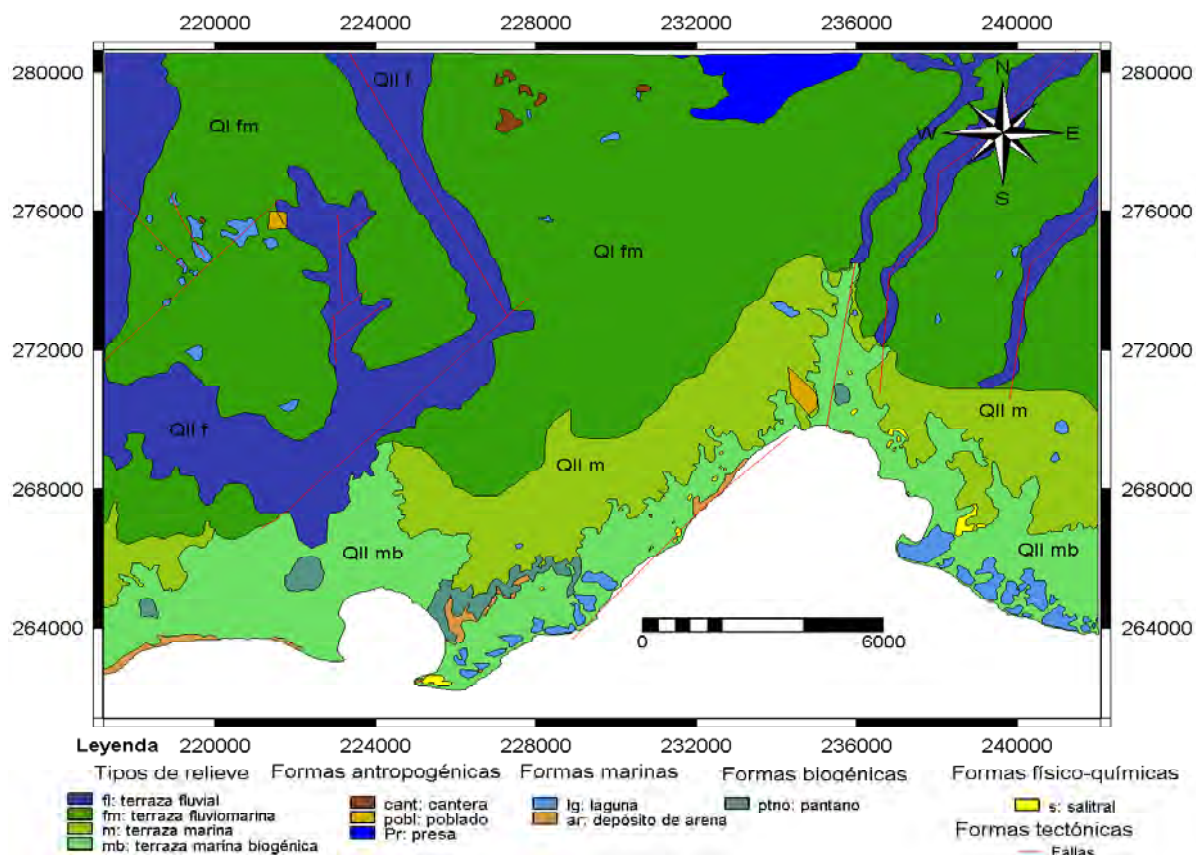


Fig. 3.1 Mapa Geomorfológico del área de estudio



Formas de relieve

Haciendo uso de la interpretación compleja de la imagen, y teniendo como base la geomorfología del territorio, se diferenciaron las principales formas de relieve, detectándose algunas no descritas en los trabajos precedentes. Se diferenciaron como principales formas del relieve:

Marinas: Se destacan las lagunas costeras propias de este tipo de costa de sumersión y acumulativa, donde la deposición de sedimentos puede aislar pequeñas ensenadas, esteros y otros entrantes de la línea litoral, que comparadas con la cantidad señala en el mapa geomorfológico del Informe de Barrios et al 1988, han aumentado considerablemente. La delimitación de nuevas lagunas se hizo a través de la interpretación compleja de los compósitos de colores de las bandas. Un ejemplo muy significativo es los esteros “Los Choritos”, los cuales prácticamente tienden a desaparecer, convertidos actualmente en múltiples lagunas.

Otra forma presente son las barras arenosas como resultado de la removilización y deposición por las corrientes marinas y las mareas de los sedimentos acarreados por los ríos hasta la plataforma insular. El ejemplo típico y de mayor desarrollo en el área es la playa de Las Canas, el cual ha sido descrito por Barrios, 1988, pero no es el único, encontrándose otras al oeste de la Ensenada de Guamá y más hacia el sudoeste del margen del litoral, no descritas hasta el momento.

También se pueden incluir como formas del relieve de origen marino un conjunto de depresiones lacustres, (donde se destaca la Laguna de Santa María), las cuales por su disposición geográfica, en alineación sublatitudinal y otras características como la presencia de turba, la agrupación y presencia de pequeñas lagunas más hacia el noreste del área, pudieran constituir relictos de una antigua línea litoral.

Tectónicas: Morfoestructuras en forma de alineamientos, reflejo en el relieve de fallas y grietas o de sistemas integrados por estos elementos. Se manifiestan principalmente como tramos relativamente extensos en la red fluvial con dirección rectilínea, coincidente con otros tramos del mismo río o arroyo o de otros cercanos.

La alineación de lagunas referida al describir las formas del relieve marinas, pudiera también ser interpretada como un reflejo de una zona de debilidad tectónica y no por la presencia de una antigua línea litoral; aunque estos dos orígenes no se contraponen, por el contrario se conjugan. La presencia de lagunas agrupadas y presentando en su morfología uno de sus límites alargados dan indicio de presencia de un pequeño sistema de fallas.

Como un caso específico de la zona de estudio, se observa desde la Punta San Francisco hasta el puerto de La Coloma un tramo rectilíneo de costa, causante de la peculiar forma en V invertida de esta ensenada señalada por Barrios et al 1988. Esta configuración difiere de otras partes del litoral sur de forma radical, lo que hace suponer la presencia de una estructura de rumbo SO-NE que debe tener una prolongación tierra adentro pero que no se observa por estar cubierta de vegetación, aunque pudiera corresponder al trazado del cauce del río Brazo de Enrique. Otro aspecto significativo que sale a relucir es el hecho de que muchas fallas son paralelas a la línea de costa y en cierta medida es también paralela al límite entre dos tipos de relieve, por lo que puede asumirse la presencia de un graben; aspecto que señala, pero de carácter regional en la zona, Iturralde, 1989.

Morfoestructuras positivas relacionadas con sectores que han experimentado movimientos de ascenso, son observables por el comportamiento de la red hidrográfica, como en el caso de la divisoria de las aguas entre los ríos Colón, Brazo de Enrique y San Felipe.

Morfoestructuras negativas correspondientes a áreas en descenso, como el caso de la



desembocadura del río Colón (Encino), en la Ensenada La Coloma, donde la inundación de la red de drenaje indica un hundimiento local. Estas dos morfoestructuras reafirman las descritas por Barrios et al. , 1988.

Biogénicas. Están distribuidas, formando pequeños pantanos generalmente dentro del subtipo de terraza biogénica-marina

Antropogénicas: Constituyen el reflejo de la actividad económica humana y su influencia en el entorno, en muchos casos carente de armonía con el mismo. Entre las principales, formas antropogénicas, presentes en el territorio, encontramos: presa El Punto, poblados (La Coloma, Santa María), canteras y micro - relieve de arrozales, las que aparecen distribuidos en casi todo el territorio, u otras áreas de actividad agrícola. Reafirman las descritas por Barrios et al., 1988.

Físico - Químicas: Nueva forma de relieve que aparece en la zona. La zona de La Coloma es, por su actividad económica, un lugar de gran contaminación, como consecuencia de esto el manglar se ha visto afectado, provocando la degradación de su flora. Esto ha llegado a tales niveles que en diversas zonas se ha perdido la vegetación, quedando expuestos los sedimentos biogénicos a las influencias de la denudación, de esta forma han sido erosionados dejando al descubierto los sedimentos más antiguos, los cuales reciben una gran cantidad de sales como resultado del aporte de las brisas marinas y el agua de mar, a esto se une el desequilibrio en la interacción de las aguas dulces provenientes de los ríos con las del mar abierto, como resultado de la obstrucción de los canales (esteros), todo lo cual ha provocado que se formen suelos cubiertos por capas de sales, las cuales se pronuncian más en tiempo de seca y por la intensa evaporación, formando los llamados salitrales; la sal se acumula en el suelo donde el relieve es bajo. Esta alta concentración está por encima de lo que el manglar puede tolerar, lo cual resulta en mortandades. Estos lugares se ven desprovistos por completo de la vegetación de manglar, que anteriormente existía. Por esta razón y por la presencia de sales es que en la imagen satélite se observan de color blanco. Para poder cerciorarse respecto al tipo de sedimento que constituían aquellas isletas dentro del manglar, se comprobaron con salidas al campo.

Muchos otros han sido los factores naturales que también han afectado seriamente las áreas litorales; los ciclones y huracanes afectan considerablemente el litoral, traducido en pérdida del follaje, desarraigo, aporte de sedimentos, y erosión, penetración del mar, inundaciones, etc

Características de los procesos naturales recientes: Geológicos y Neotectónicos, transformadores del relieve.

Como resultado del análisis de las características geológicas y geomorfológicas del área pueden señalarse una serie de procesos que han tenido lugar en ella y que en muchos casos continúan su influencia en la actualidad como modeladores del relieve, conservadores de determinadas condiciones ambientales o generadores de cambios

Se destaca la red hidrográfica como un factor influyente y a la vez un reflejo de los procesos que ocurren. Su trazado está ajustado a determinadas líneas de debilidad tectónica y a estructuras geológicas, lo cual genera una serie de particularidades y formas del relieve como:

- Tramos rectilíneos y extensos en los ríos.
- Existencia de cambios bruscos en la dirección de los ríos.
- Alineación de lagunas.
- Aumento de la pendiente del cauce

Mediante su interpretación se pudieron delimitar bloques y estructuras, así como establecer los procesos y la dirección de movimientos neotectónicos a escala local o regional.



La tendencia de los movimientos neotectónicos, en toda la región, es al descenso, aunque han sido diferenciados dos bloques (Iturralde, 1988) uno de tipo graben, con descenso más acentuado, que incluye la mayor parte de esta llanura y otro de tipo cuasigraben, con un descenso más moderado en el área de la denominada Elevación Guanál del complejo ofiolítico infrayacente, que es donde precisamente se enmarca el territorio de estudio.

El comportamiento de la red fluvial corrobora, en sentido general, esta afirmación: el cambio brusco (casi en ángulo recto) de la dirección de los ríos Guamá, Encino, San Felipe y en menor grado Ajiconal (en los dos últimos casos ocurre fuera del área), la disminución de las curvas en los cauces y el estrechamiento de la primera terraza fluvial de estos mismos ríos, indican que ocurre un levantamiento en el límite de las terrazas fluvio-marina del Pleistoceno Superior y marina del Holoceno, aunque también pudieran responder a características deltaicas, no totalmente desarrolladas.

En la desembocadura del río Colón (Encino), en la Ensenada La Coloma, la inundación de la red de drenaje indica un hundimiento local, del mismo modo se puede diferenciar sectores con tendencia al levantamiento que constituyen la divisoria de las aguas entre los ríos Colón, Brazo de Enrique y San Felipe (hacia el este, fuera de los límites del área este fenómeno se repite con los ríos Ajiconal y Hondo).

La actual configuración de la línea de costa en general es sinuosoidal continua, las lagunas litorales pantanosas reflejan un hundimiento de la zona en forma general, pero pequeños tramos aislados en la línea litoral indican levantamientos diferenciales de menor amplitud, independientemente de la influencia de los procesos de la dinámica litoral.

Resumiendo se puede expresar que dentro de la subsidencia general de la región, diferenciada en dos bloques, el área de estudio se enmarca en el bloque donde esta tendencia ha sido menos marcada, ha tenido recesos y movimientos puntuales de descenso y ascenso en su interior.

Influencia de las transformaciones antrópicas en la morfo - dinámica del territorio.

Dentro del área de estudio se destacan modificaciones en la morfología costera en la que ha tenido que ver indirectamente la influencia de factores antrópicos que han impactado el área por diferentes causas entre las que se puede mencionar :

La canalización y el represamiento, la construcción de embalses aguas arriba y diques para siembra de arroz en tierras agrícolas adyacentes al mangle que alteran el régimen hídrico y las condiciones de los suelos, lo que afecta la regeneración natural, provocando la muerte prematura de las plantas.

La construcción de carreteras y áreas urbanas, además de los canales y represas ya mencionados han alterado la hidrología de la zona y por ende las vías reales por donde corrían las aguas

Tala indiscriminada: En países subdesarrollados el manglar está sometido a una constante presión antrópica, dado por los recursos que aporta el mismo en especial, madera para producción de carbón, estacas, madera para construcción, etc. En el sector se utilizan grandes volúmenes de leña de mangle para la producción de carbón y de manera circunstancial de sal en hornos de evaporación. Casi el 90 % de la leña usada en el sector es mangle (Franco, 1990)

Otros tensores inducidos por el hombre, que han intervenido indirectamente en la morfología del litoral son referentes a la contaminación por rellenos sanitarios y vertederos, aguas negras, residuos de la industria, agricultura y ganadería, etc.

CONCLUSIONES

1- Se considera toda el área de estudio como perteneciente al litoral o zona costera, por la notable influencia de las acciones e interacciones de ambos medios (el terrestre y el marino) en



su origen, procesos evolutivos, características medioambientales y particularidades económicas, culturales y sociales de los asentamientos humanos allí establecidos.

2- A partir de la interpretación compleja de imágenes de satélites y de los mapas morfométricos derivados del modelo digital del terreno se realizó el análisis geomorfológico del área, lo que permitió caracterizar el relieve. diferenciándose nuevos tipos, subtipo y formas del mismo

3- En el territorio aparecen tres tipos de terrazas

Terraza fluvial marina abrasivo - acumulativa del Pleistoceno Superior

Terraza marina, baja, acumulativa del Holoceno

Terraza marina - biogénica, muy baja, acumulativa, del Holoceno

Terrazas fluviales del Holoceno, siendo en esta dos última donde de apreciaron los mayores cambios.

4- Las formas de relieve descritas fueron: Antrogénicas (canteras, poblados y carreteras), Marinas (lagunas y barras de arenas), Tectónicas (fallas), Biogénicas (pantanos) y una nueva forma que se describe como Físico - Química (salitrales)

5- Fueron establecidos los principales procesos naturales, geológicos, geomorfológicos y neotectónicos que repercuten en la dinámica evolutiva del territorio.

6- La presencia de lagunas en forma de alineación a lo largo de todo el litoral, en el área de estudio y fuera de ella, reflejan señales de una posición anterior de la línea costera durante el cuaternario.

7- La evidentes transformaciones antrópicas han influenciado en la morfodinámica del territorio.

BIBLIOGRAFÍA CONSULTADA

- 1- Barragán Muñoz, J.M., 1994. Ordenación, planificación y gestión del espacio litoral. Edición Oikos-tau Barcelona. España. Primera edición, págs 41- 52, 191-197.
- 2- Barragán Muñoz, J.M., 1997. Medio ambiente y desarrollo en las áreas litorales. Edición Oikos-tau. Barcelona. España. Primera edición, págs 18-37.
- 3- Barrios, E., Marrero, J.C., Portuondo, A.A., Nuñez, R., Placeres, R., 1988: Informe Levantamiento Geológico a escala 1: 100 000 y Búsqueda Acompañante Pinar Sur. Empresa Geólogo-Minera. Pinar del Río págs 5-20, 173-193.
- 4- Franco. G.L., Radócz, G., 1983. Acerca de los Sedimentos Marinos Recientes, en Contribución a la Geología de Cuba Oriental. Editorial científico Técnica. Págs 163-167.
- 5- Franco, E., 1990. Levantamiento ecológico integral del ecosistema de manglar. Propuesta técnica. UPR
- 6- Iturralde Vinedt, M. A., 1988. Naturaleza Geológica de Cuba. Editorial Científico Técnica, Habana. Pág 39.
- 7- Ilwis 2.1 for Windows, 1997. User is Gide Ilwis Department. International Institute for Aerospace Suvey and earth Sciences, Enshede, The Netherlands. pag 51.
- 8- VILES, H. Y SPENCER, T., 1995. Coastal problems, geomorphology, ecology and society at the coast, london, E. Arnold, págs 350..
- 9- U.S Comision on marine science, engineering and resources, 1969.



LOS FACTORES GEODINÁMICOS CONTROLADORES DE LA EVOLUCIÓN SEDIMENTARIA RECIENTE DEL ESTUARIO GALAFRE

V. Estrada-Sanabria⁽¹⁾; **A. González Dávila**⁽¹⁾ y **J. M. Veliz Basabe**⁽¹⁾.

Geocuba Estudios Marinos. Punta Santa Catalina s/n Regla C. de la Habana. Cuba E. mail: viktor@emarinos.geocuba.cu

RESUMEN

La investigación ejecutada responde al problema socioeconómico territorial, de revalidar del estudio geológico para el dragado del puerto de Galafre, a consecuencia del aumento de la colmatación del canal de acceso y la dársena de maniobra, significando un efecto negativo directo para los barcos de la Asociación Pescario y las comunidades del Consejo Popular de Boca. Fue establecido como objetivo conocer los factores que controlan la evolución sedimentaria a corto plazo en el área de influencia de la boca de intercambio del sistema laguno – estuarino Galafre con el Golfo de Batabanó. La investigación abarcó una inicial de campo (mar y zona costera) con la aplicación de los métodos: hidrográfico, hidrológico – climático, geológico, topográficos geomorfológico, oceanográfico, fotogeomorfológica e investigación histórico - social, similar; la segunda en labores de gabinete. Como resultado es demostrada la participación de los factores geodinámicos: régimen de oleaje, régimen de corrientes marinas litorales, aporte de las cuencas hidrográficas, particularidades de los sedimentos y las corrientes del canal para la boca del estuario, originándose la estructura en flecha derivada de la formación de una zona de pasividad dinámica, que interrumpe parcialmente el movimiento transversal de los sedimentos en este sector de la ensenada de Cortés. Posee un carácter erosivo en el canal y en el flanco occidental de la boca. Ha significado para esta flecha el predominio de su crecimiento irregular en las direcciones W y NE, con nivel de consolidación en sus componentes, propiciado por el sistema de raíces de las especies vegetales en competencia del espacio.

ABSTRACT

This work represents the results of the investigations carried out in Galafre estuary for the solution of a technical and territorial socio – economic problem as a consequence of a silting up in the channel access and in the maneuver basin. This problem has caused a negative economic effect in the Association Pescario and in the population who belong to the Popular Council of the mouth because of the closing of the operations of the crafts, which operates in the waters of the Batabano Gulf. The investigations carried out consisted in geological researcher with the only objective: to know what factors that control the sedimentary evolution, in the area of influence of the mouth due to the interchange between the lagoon – estuary system and the Gulf. The methods applied in the evaluation of the problem are: hydrographic, hydrologic – climatic, geomorphology, oceanography, and social – historic investigation. As a result of the investigations, the direct relation between geodinamic factors, have been demonstrated: the contribution of the tributaries hydrographic basins, the regimen of the total and residual littoral currents, the typical currents in the interchange channel (flow and reflux), the regime of the swell and tides and the composition of the sediments in the mouth of the Galafre estuary. Where a physical phenomenon occurs as consequence of the formation of a zone of attenuation and /or passivity, in the eastern flank of the estuary. This situation is partially interrupted by transversal movements of the sediments



INTRODUCCION

Este artículo constituye parte de los resultados de la investigación ejecutada ante un problema socioeconómico territorial, un dragado para el saneamiento ambiental portuario de Galafre a consecuencia del cierre de sus operaciones para avituallamiento, mantenimiento y de refugio natural frente a los fenómenos hidrometeorológicos para la flota langostera que operan en las aguas del Golfo de Batabanó, por la colmatación del canal de acceso y dársena de maniobra, significando esto un efecto económico negativo directo para la Asociación Pescario y las comunidades poblacionales que integran el Consejo Popular de Boca.

En la investigación geológica para la referida problemática se preciso como único objetivo conocer los factores geodinámicos que controlan la evolución sedimentaria a corto plazo en el área de influencia de la boca de intercambio del sistema laguno – estuarino Galafre con el mencionado Golfo.

Recordemos que en Cuba los trabajos de (Avello y otros 1978) indican que los factores y mecanismos directos sobre la formación del relieve en la plataforma insular están aun poco estudiados en relación con los procesos de las corrientes de deriva, flujo y reflujo, tamaño de los granos, etc.

Como resultado quedo demostrada la participación directa de un conjunto de factores geodinámicos: régimen de oleaje, régimen de corrientes marinas, aporte de las cuencas hidrográficas y las corrientes del canal (flujo y reflujo) para la boca del sistema estuarino.

MATERIALES Y MÉTODOS

La Tabla I contiene los materiales utilizados en los trabajos de campo y de gabinete (interpretación fotogeomorfológica), que posibilitaron efectuar un análisis sobre la geodinámica en el segmento E aledaño a la boca del estuario, que revelo la menor alteración por las acciones antrópicas para el tiempo aproximado de 30 años

Tabla I. Nomenclatura de los materiales empleados

Denominación	Año	Escala
Fotos aéreas k-10	1971	1:10 000
Hoja 3482-IV-c-6	1985	1: 10 000
Levantam. topográfico	1996	1:2 000
Fotos del Vuelo General	1998 -1999	1: 30 000
Levantam. topográfico	2001	1:250

La investigación abarcó dos etapas, la inicial correspondió a labores de campo (mar y zona costera) y la segunda a trabajos en gabinete durante el proyecto de Revalidación Ambiental del dragado del puerto de Galafre que contiene las particulares referidas a la aplicación del complejo de métodos: hidrográfico, hidrológico – climático, geológico, topográficos geomorfológico, oceanográfico, fotogeomorfológica e investigación histórico - social, similar metodología consultamos en (Estrada–Sanabria y otros 1997; 2001, Gandarilla y otros 2001).



RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la discusión técnica es necesario indicar que en la configuración de semiarco suave que posee la costa baja de la Bahía de Cortes, es destacado la presencia de las macroformas (Punta Carta, Galafre, Cortes) bajo influencia directa de las infraestructuras portuarias vinculadas a los pequeños asentamientos poblacionales.

Su comparación con los estudios de (Morales y otros 1994; Sorbías y otros 1996), permiten considerar que la estructura sedimentaria que cierra la boca del sistema estuario, es una flecha litoral con punta libre sucesivamente recurvada por la interrelación de los factores geodinámicos responsables de su evolución.

Las acciones del régimen de oleaje y las corrientes típicas de canal (flujo y reflujo) con relación inversa de causa y efecto, significa la presencia del fenómeno físico derivado de la formación de una zona de atenuación y/o pasividad dinámica en el flanco oriental de la boca del estuario, esto causa una interrupción temporal en el movimiento transversal de los sedimentos. En cambio, posee un carácter erosivo en el canal de intercambio y en el flanco occidental de la boca del estuario.

Lo anterior ha significado para esta flecha el predominio de su crecimiento irregular en la dirección W, situación que resulta muy elocuente al observarse un amplio nivel de consolidación de los sedimentos, propiciado por el sistema de raíces de las especies vegetales en competencia que están colonizando el espacio intermareal y demás territorios. El crecimiento de esta estructura exógena, continua reduciendo el ancho de la boca para su libre intercambio con las masas de aguas del Golfo de Batabanó. Esto ha conllevado al desplazamiento del eje del canal de acceso portuario en la dirección SW, situación que explico la necesidad del balizamiento rústico para garantizar un acceso temporal hasta la base náutica de pesca deportiva.

Las investigaciones básicas y de control ejecutadas en la plataforma marina y el sistema laguno – estuarino permitieron señalar la interacción de los factores geodinámicos siguientes:

1– Aporte de las cuencas hidrográficas.

En la estructura laguno – estuarino desembocan las cuencas hidrográficas Galafre – Yaguas y Ramones, correspondientes al segundo orden jerárquico en la región hidrográfica S de Pinar del Río. Sus regímenes de descarga lo determinan la ocurrencia de las precipitaciones durante el período lluvioso al cual deben corresponder el 85% de sus descargas promedios anuales.

Para la cuenca Galafre según (Barrera, 2001) la lamina de lluvia media alcanza un valor de 1 411 mm, que puede originar un volumen de $98,3 \times 10^6 \text{ m}^3$, este dato pertenece entonces a la etapa de los organismos ciclónicos tropicales.

Indicaron las fuentes consultadas (Estrada–Sanabria 2001; Miranda y otros 2001) que sobre el Archipiélago de los Canarreos incluyendo el Golfo de Batabanó desde el año 1888 han transitado 46 organismos tropicales, de ellos 27 han afectado la zona de Galafre.

2 - El régimen de marea.

El nivel del mar en cualquier zona costera oscila en función de la actividad hidrometeorológica



de difícil previsión por la naturaleza aleatoria de los procesos atmosféricos. Para el período de tiempo transcurrido entre 1997 – 2001, sobre las oscilaciones promedios de la marea de cuadratura y sicigia no fueron reportados niveles extraordinarios en el Golfo de Batabanó. Sin embargo, el patrón de marea que identifica al estuario es relativamente diferente a la región litoral adyacente.

Los datos por la estación mareográfica transitoria en los trabajos precedentes, en similar época del año, indicaron la manifestación exacta de dos pleamares y dos bajamares. Donde el valor promedio de la marea en cuadratura fue de 13,7 cm y, el promedio de la marea de sicigia fue de 20 cm.

El mostrar el 80 % de su lóbulo cubierto con manglares, es el elemento indicativo de las áreas periódicamente inundadas, que generan una asimetría para la curva de oscilaciones del nivel medio del mar (nmm). De hecho la renovación total de los volúmenes de aguas para el estuario, alcanzar el valor estimado de 3 831 305 m/s, y transcurre en un intervalo de tiempo de 6h.

3 - Los regímenes de corrientes litorales totales y residuales.

Según los datos obtenidos por las estaciones de correntógrafos en el área, las corrientes litorales (CLT) tienen rumbo predominantes en las direcciones W, SW y NW, con velocidades máximas de 13 a 15 cm/s y velocidades medias entre 3,5 y 3,6 cm/s. Las corrientes poseen una estabilidad direccional entre 54 y 82 % provocando el transporte transversal de los sedimentos en la región evaluada. Donde las corrientes residuales (CR) mostraron rumbos en las direcciones W y WS, con velocidades máximas de 2,7 y 5,1 cm/s. En el equipo ubicado en el extremo oriental de la Ensenada del Musulmán fue registrado un CR con rumbo E.

4- Las corrientes típicas del canal de intercambio (flujo y reflujo).

Las corrientes en la dirección la N pueden alcanzar máximas de 32 cm/s, están asociada al flujo de la marea (pleamar) y en la dirección S al reflujo (bajamar) con velocidades de 23 cm/s. Sin embargo ante la ocurrencia de altos niveles de precipitaciones en las cuencas hidrográficas citadas, conlleva al aumento significativo de los volúmenes de descargas del sistema estuarino hacia el Golfo de Batabanó. Las pruebas de lo anterior están registradas en la memoria de los habitantes del caserío Playa Vieja, primero en junio del 1982 por los efectos asociados con el ciclón Alberto, y segundo en septiembre del 2001 cuando cruzo sobre el área el ojo del huracán Lily.

5 – Características de los sedimentos.

Según indicaron los autores (Avello y otros, 1978) en la plataforma suroccidental de Cuba predomina el acarreo transversal de los sedimentos y material fragmentario, y que dicho movimiento ocurre exclusivamente en sectores aislados generando formas acumulativas pequeñas.

Los resultados alcanzados en el estuario Galafre, revalidaron los datos precedentes sobre los depósitos superficiales no consolidados, con espesores menores de 5 m en la boca, y en el área exterior estudiada, donde sobreyacen a la formación Guane.

El marco geológico del área referido al transporte de sedimentos revela la continuidad en el predominio de una clase textural de tres componentes: limo arcilloso – arenoso – gravoso.



Posee una pésima clasificación y selección, indicando las reiteradas fluctuaciones de velocidad del agua, potenciado de forma indirecta por el régimen de los vientos predominantes en la dirección E – W.

6 – Régimen de oleaje.

Siempre que los regímenes con elevadas cantidades de energías se disipen sobre la costa de Ensenada el Musulmán, deberá continuar originándose una fuerte erosión y transporte directo para la masa de sedimentos terrígenos – carbonatados en la dirección W, abriendo un escarpe regresivo con altura entre 0,20 – 0,50 m, que puede ocasionar como ha ocurrido en situaciones similares el derribó de las formaciones de manglar al socavarse sus raíces.

CONCLUSIONES

Se verificó que la morfoestructura sedimentaria del tipo flecha observada hoy en la boca del estuario Galafre es derivada de la formación de una zona de pasividad dinámica, que interrumpe parcialmente el movimiento transversal de los sedimentos en este sector de la ensenada de Cortes, como resultado de la interrelación de los factores: régimen de oleaje, régimen de corrientes marinas litorales, aporte de las cuencas hidrográficas, particularidades de los sedimentos y las corrientes del canal para la boca del estuario.

BIBLIOGRAFIA

Avello, O; I. Ionin; Y. Pavlidis (1978): Geología del Shelf de Cuba. Informe Técnico. Instituto de Oceanología, Ciudad de la Habana.

Barrera, A. (2001): Estudio hidrológico para la argumentación del impacto ambiental del río Galafre en la desembocadura. Empresa de Aprovech. Hidráulico. Pinar del Río.

Morales, J.; J. Pendon; J. Borrego. (1994): Origen y evolución de las flechas litorales recientes en la desembocadura de estuario mesomareal del río Guadiana (Huelva, SO de España). Rev. Sociedad Geológica Española Vol. 7 (1-2), 155 – 167.

Estrada–Sanabria, V.; B. Suárez. (1997): Estudio de Impacto Ambiental Proyecto Dragado de restitución de Boca de Galafre. Informe Técnico, Delegación del CITMA - Pinar del Río.

Estrada–Sanabria, V. (2001): Revalidación del estudio de Impacto Ambiental. Proyecto: Dragado del Puerto pesquero de Galafre. Pinar del Río. Informe Téc. Asociación Pescario – Pinar del Río.

Gandarillas, J.; V. Estrada – Sanabria. (2001): Levantamiento geológico en la plataforma N de los cayos Cruz y Mégano Grande. Sub archipiélago Sabana – Camagüey. Informe Estudios Marinos.

Miranda, C.(2001): Características climáticas para la cuenca hidrográfica de Galafre. Informe Técnico. Centro Meteorológico de Pinar del Río.

Sorbías, J; J. Serra. (1996): Las barras de arenas infralitorales del Marcéeme: formación y cronología. GEOGACETA No. 14, 29 – 31.



Figura A. Flujo

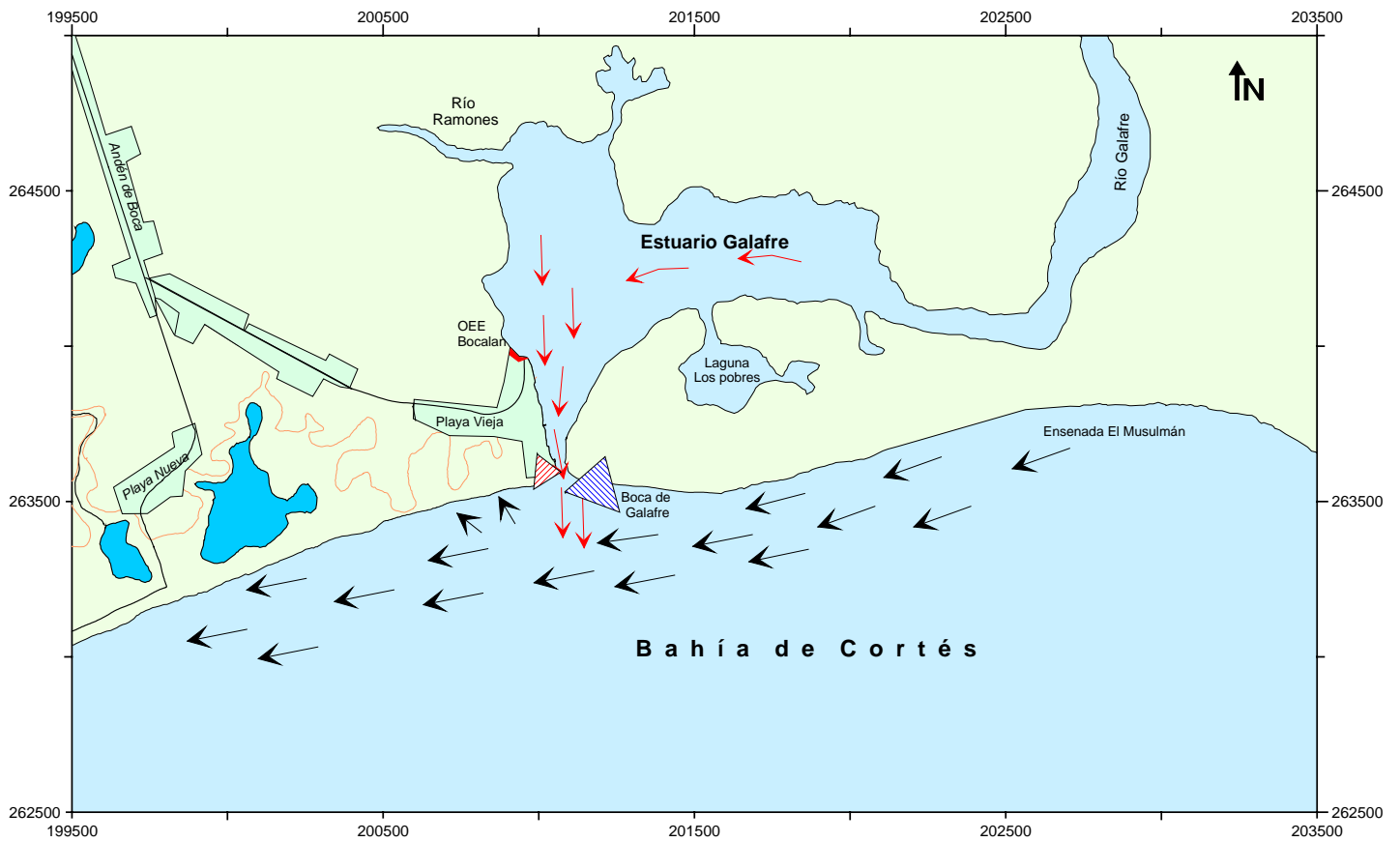


Fig.1. Modelo hidrodinámico del flujo.

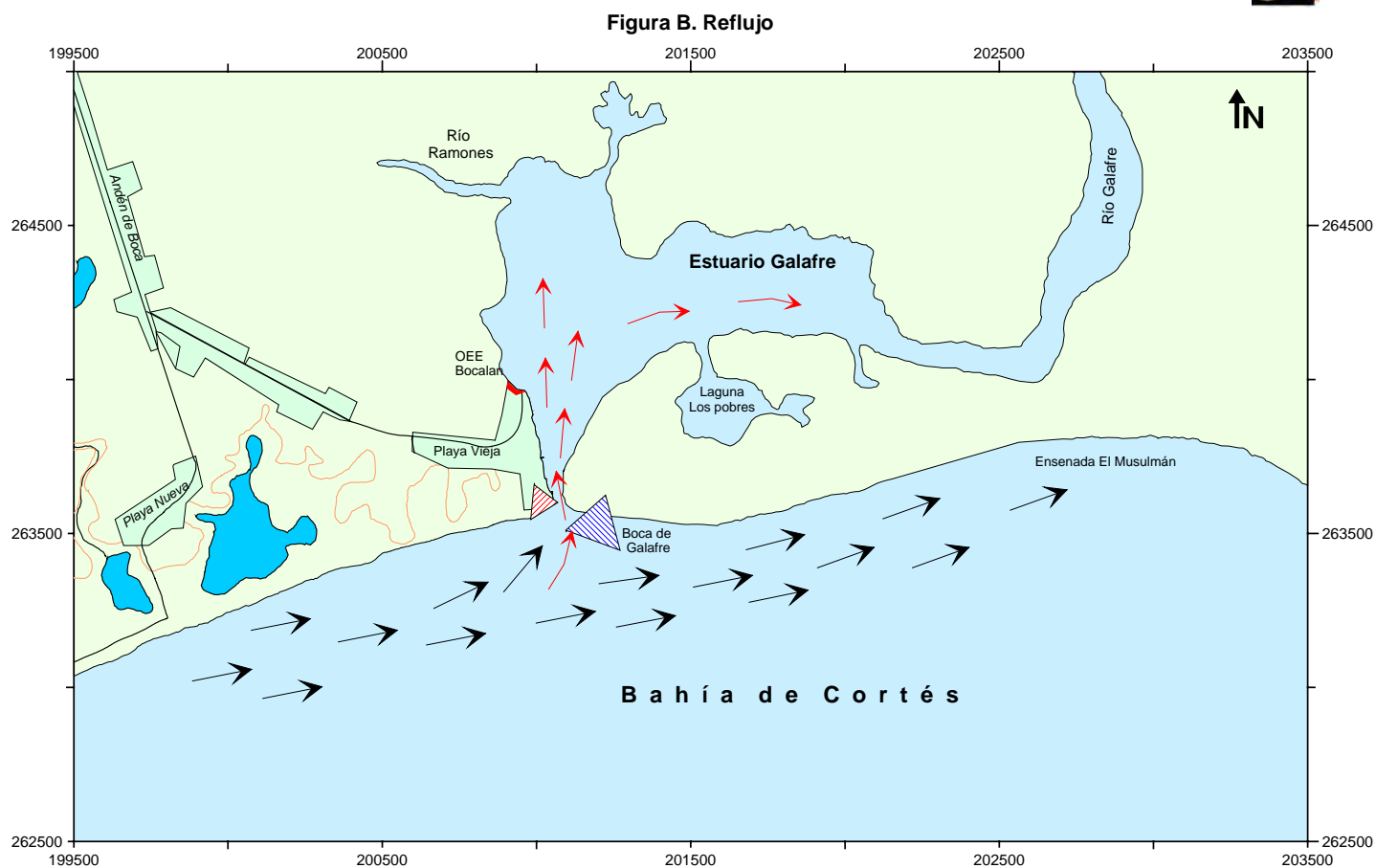


Fig.2. Modelo hidrodinámico del reflujo.

LEYENDA	
	Corrientes mareales del tipo reversivas (flujo y reflujo) en el tramo II del estuario
	Corrientes (flujo y reflujo) en el área litoral adyacente
	Zona de erosión.
	Zona de atenuación y/o pasividad hidrodinámica