Tipología y Evolución de las zonas costeras de Cuba

Manuel A. Iturralde Vinent

Académico de Mérito

Sociedad Cubana de Geología
Obispo no. 61, Plaza de Armas, La Habana Vieja
iturralde@ama.cu

INTRODUCCIÓN

El estudio de la geografía y evolución de las costas de Cuba tiene una larga tradición, dado el carácter de archipiélago propio de nuestro territorio, de ahí que exista una extensa literatura que está sintetizada en las obras de Massip e Isalgué (1942), Biosca, (1978), Ionin, Pavlidis y Avello Suárez 1977, Núñez Jiménez (1973, 2012) y el Nuevo Atlas Nacional de Cuba (1989), Suarez Moré 1976.

El problema de la emisión de gases de efecto invernadero a nivel global, causante del "calentamiento global" promotor del cambio climático, no se ha controlado, sobre todo, por la incapacidad de las naciones más desarrolladas para reducir la quema de combustibles fósiles, la tala de bosques y fuegos forestales, las guerras, y en general, la contaminación de la atmósfera. Ninguna de las conferencias celebradas hasta este año ha logrado llegar a un consenso para enfrentar este problema.

En consecuencia, actualmente se sigue incrementando la emisión de gases de efecto invernadero, que alcanzó una concentración media anual de 391.57 partes por millón (ppm) de CO^2 en el 2011, superior a los años anteriores, debida a un incremento anual de 2.07 ppm por año en la década 2002-2011 (http://co2now.org/). Como resultado, el 2012 constituye un nuevo record de temperatura media global más caliente, desde que en el 1880 comenzaron a medirse, y este mes de Agosto fue el 330 mes consecutivo en que las temperaturas globales estuvieron por encima de los promedios del siglo XX (NOAA).

También se ha determinado que el nivel medio del mar, a nivel global, y en algunas zonas costeras de Chile y en la costa Atlántica de los EE UU NA por mencionar dos países, está elevándose a mayor velocidad que la estimada anteriormente (AOSIS Science Update). Asimismo, se han determinado extremos de variabilidad climática que sobrepasan los valores históricos de las últimas decenas. Esto significa que los peligros derivados del calentamiento global y del cambio climático se mantienen latentes con altas posibilidades de incremento, lo indica que se deben tomar medidas desde ahora para enfrentar esta amenaza, pues el escenario climático futuro puede ser solamente peor.

En esta década, por la necesidad de prepararse para enfrentar las consecuencias del calentamiento global, las investigaciones de la zona marino-costera de Cuba han tomado un nuevo impulso, canalizado en un programa de estudio coordinado por Herminia Serrano de la Agencia de Medio Ambiente del Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente. En mi carácter de asesor de este programa, he incorporado aquí los conocimientos adquiridas en estos años durante largas horas de debate con otros colegas, aunque las opiniones expresadas son de la única responsabilidad del autor.

Sin embargo, la transformación de las costas no dependen solo de los cambios de la altitud del nivel medio del mar, pues la determinación de la posición y dinámica de las costas está influenciada por una variedad de factores, entre los cuales se pueden mencionar: la marea astronómica, las mareas extremas, las corrientes marinas, la temperatura del océano, el clima, los procesos de erosión-sedimentación y los movimientos del terreno.

La acción combinada de todos estos factores, en un periodo prolongado de tiempo, ha dado como resultado:

- la morfología costera actual,
- el grado de estabilidad del sistema tierra-mar, y
- la tendencia de las transformaciones futuras.

Estos aspectos se examinan en los párrafos siguientes.

TIPOS DE COSTAS DE CUBA

Existen una serie de clasificaciones de las costas de Cuba, que han sido elaboradas desde el punto de vista estrictamente geográfico-geomorfológico o utilitario para el derrotero de la isla de Cuba (Massip e Isalgué 1942, Núñez Jiménez 1973, 2012, Ionin, Pavlidis y Avello Suárez 1977). A continuación se propone una tipología sencilla para distinguir los tramos de costa cubanos (Fig. 1), sobre la base de la morfología general de las regiones costeras, tomando en cuenta los trabajos antes mencionados y las experiencias del autor, que ha recorrido a pie, en barco, en avión o helicóptero, la casi totalidad de las zonas costeras cubanas.

La base conceptual de esta subdivisión consiste en que la morfología costera actual, es el resultado de la evolución geológica del territorio, al menos desde el inicio del Holoceno (11.7 ka atrás) y en general durante el Cuaternario (2.58 ka) (Carta Geocronológica de la IUGS, 2012). Asimismo, a este proceso se le superpone la elevación acelerada del nivel del mar en los últimos 100 a 150 años, como resultado del calentamiento global (Informe IPCC 2007, Meyssignac y Cazenave 2012), que se ha manifestado en las costas de Cuba como demuestran los registros de las estaciones

mareográficas (Hernández et al. 2010). Por lo tanto, los sistemas costeros actuales representan el resultado de esa evolución geológica y de las modificaciones provocadas por los procesos contemporáneos derivados del Cambio Climático. Esto explica el hecho de que la mayoría de los ecosistemas costeros cubanos no estén en equilibrio, sino en un proceso de transformación hacia algún nuevo estado de equilibrio dinámico.

División de las zonas costeras

Aquí se propone una división de las zonas costeras en tres tipos principales, que tiene en cuenta la morfología de las mismas desde el borde externo de la plataforma insular hasta la zona emergida que bordea la costa. Conceptualmente se basa en que la morfología costera es una consecuencia de tres procesos: 1. la elevación del nivel del mar desde la última época interglaciar que comenzó hace 25 mil años, 2. la aceleración de este aumento del nivel del mar debido al calentamiento global derivado de la revolución industrial y la emisión de gases de efecto invernadero desde hace unos 150 años, y 3. la interacción entre el levantamiento del nivel del mar y factores de carácter local como los movimientos del terreno y la alteración de los ecosistemas por el uso del terreno. Por estas razones, el estado actual de la morfología y de los ecosistemas costeros es un indicador de su resistencia y capacidad de adaptación (resiliencia) ante la progresiva elevación del nivel del mar hasta hoy. Esto explica también el hecho de que la mayoría de los ecosistemas costeros cubanos no estén en equilibrio, sino en un proceso de transformación hacia algún nuevo estado de equilibrio dinámico.

En consecuencia, el estado actual de las fajas costeras sirve como base para el diseño de modelos de pronóstico de su comportamiento en el futuro, pues ha de continuar el incremento de la velocidad de elevación del nivel del mar en los siguientes lustros.

Los tipos de costas que se proponen para Cuba son los siguientes:

I. Fajas costeras de substrato rocoso
   - I.1 Costas de substrato rocoso con terrazas
   - I.2 Costas de substrato rocoso acantiladas sin terrazas
   - I.3 Cayos e islotes de substrato rocoso

II. Fajas costeras de substrato areno-limo-turboso, parcialmente inundadas
   - II.1 Costas de substrato areno-limo-turboso con manglares, humedales y playas
   - II.2 Cayos e islotes de substrato areno-limo-turboso con manglares.

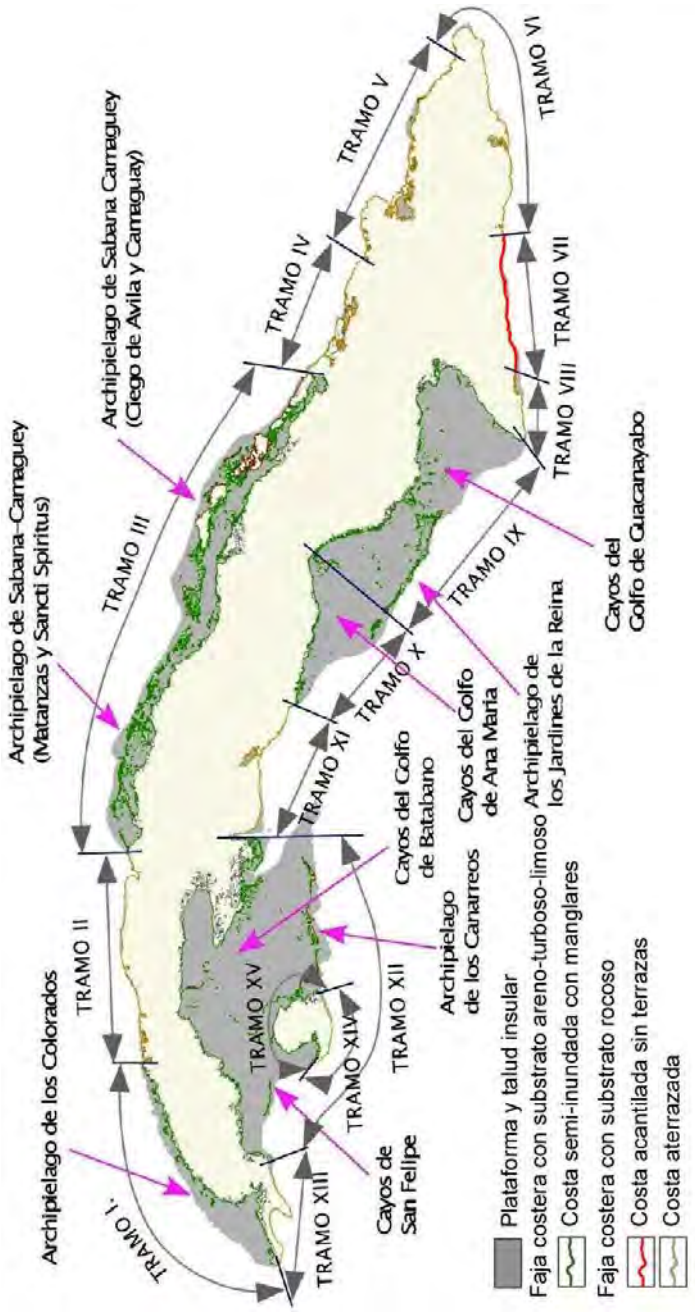

Fig. 1. Mapa de los tipos de costas y tramos costeros de Cuba

Esta tipología permiten subdividir las costas de Cuba en quince tramos, para facilitar su caracterización; y en ellos se distinguen los archipiélagos menores situados en la plataforma insular, debido a que presentan una morfología muy compleja y es más conveniente tratarlos de manera independiente (Fig. 1) Cada tramo incluye: la plataforma y talud insular, los cayos y bajos asociados, las crestas coralinas, las llanuras de pastos marinos y los ecosistemas marino-costeros (manglares, humedales y playas y costas rocosas).

Zonas costeras de substrato rocoso con terrazas

Estas costas son, por lo general, topográficamente "altos", pues el límite entre el mar y la tierra está bien definido, ya que con frecuencia están expuestas las rocas calizas del substrato, de modo que presentan un paso o salto entre el nivel medio del mar y el terreno, con excepción de los segmentos de playa, estuarios y bahías (Figs. 1 y 2). Sobre la primera terraza emergida hasta dos metros de altura (llamada Seboruco por Duclóz 1963), se observa con frecuencia bloques de roca coralina expulsados por el mar (huracanolitos, Núñez Jiménez 1973), que, en los cayos y costa norte, raramente alcanzan más de un metro cúbico, en tanto que, en los cayos y costa sur, pueden llegar a 20 y más metros cúbicos; indicadores de la ocurrencia de eventos de oleaje extremo, con un máximo en Peñas Altas de Santiago de Cuba, donde se encuentra más de una veintena de bloques grandes hasta 50 metros de la costa. En estas costas hay ensenadas, bahías y caletas con manglares y playas (Figs. 3 y 4). En las fajas costeras de substrato rocoso, el nivel medio del mar actualmente ha labrado un nicho de marea que se observa en casi todos los tramos (Duclóz, 1963, Díaz et al. 1991, Núñez Jiménez 2012).

Sin embargo, hay sectores de las costas rocosas donde la terraza baja de Seboruco está sumergida y el oleaje trabaja directamente contra el frente acantilado de la segunda terraza. En ellos es común la ocurrencia de derrumbes y desprendimiento de rocas hacia el mar (v. gr. Punta Jíjira, tramo II; sur de Guanahacabibes, tramo XIII). El desprendimiento frecuente de bloques desde esta segunda terraza, está evidenciado por la ausencia de nichos de marea en algunos acantilados (v. gr. SE de Guanahacabibes, partes del tramo XIII). En general, estas fajas costeras rocosas tienden a retroceder por la caída y desprendimiento de bloques, debido a la acción combinada de los procesos de fracturación y el oleaje extremo, como se ilustra en el modelo (Fig. 2).

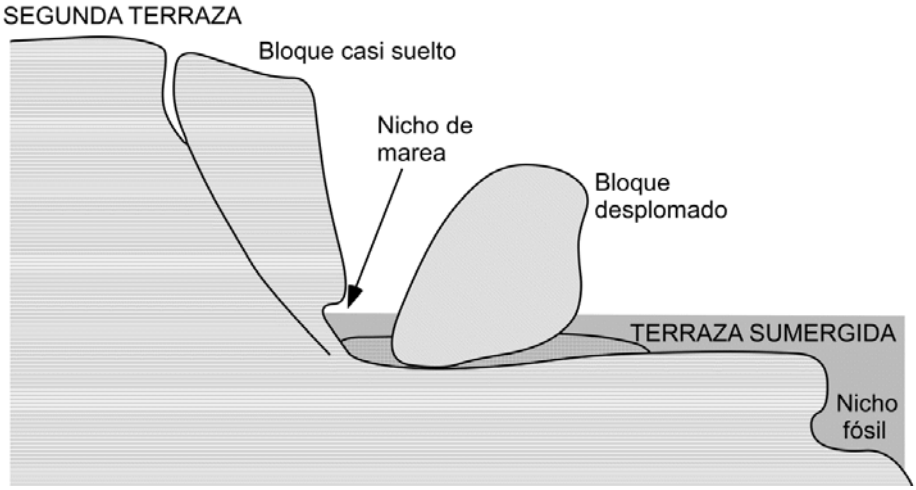

Fig. 2. Modelo de la fracturación y desprendimiento de bloques en las costas rocosas altas.

También cuando la terraza de Seboruco (primera terraza) está sumergida o yace al nivel del mar, se encuentran sectores de playas con arena calcárea sobre ellas, que yacen sobre arenas y turbas de varios metros de espesor. De este tipo de playas hay algunas muy bien desarrolladas con varios kilómetros de extensión (Santa María del Mar y Guanabo tramo II; Cayo Coco, Romano, Guajaba tramo III; María la Gorda tramo XIII), o de poca extensión, situadas en caletas a corta distancia de la pared de la segunda terraza (tramo XIII).

Figura 3. Ejemplos de costa aterrazada en el norte de Mayabeque.

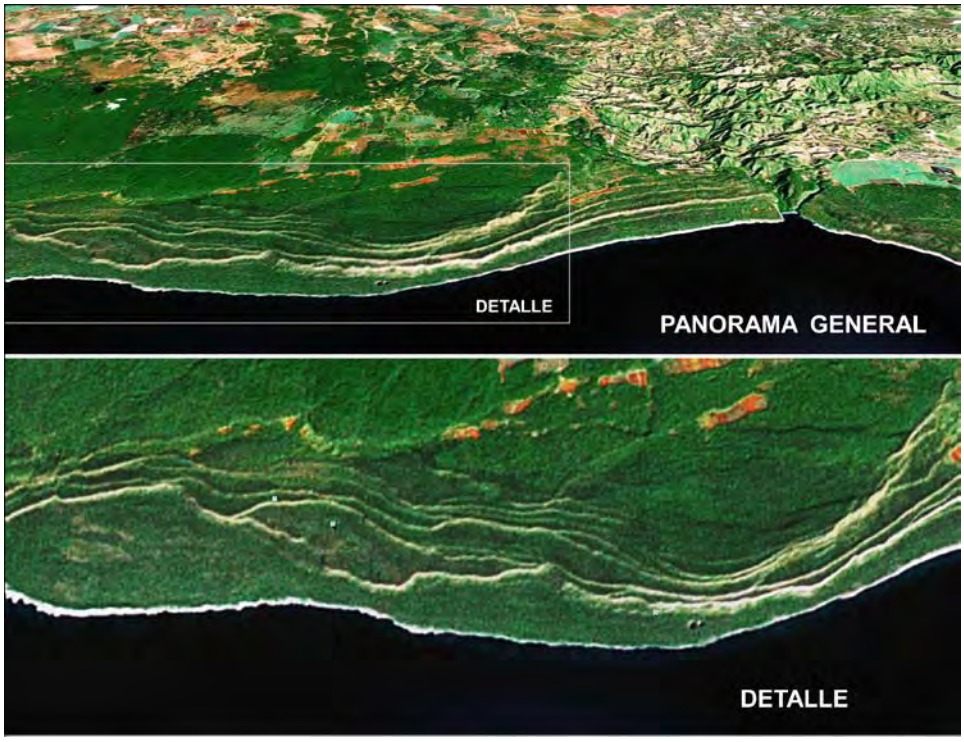

Fig. 4. Foto satelital transformada (según Google Earth) de la costa de Cabo Cruz (Cuba sudoriental), donde se observan la costa alta rocosa con numerosas terrazas.

Por su origen geológico, estas son costas de emersión, debido a que la velocidad de levantamiento del terreno por los movimientos neotectónicos ha superado la velocidad secular de ascenso del nivel del mar antes de la glaciación de Wisconsin (20 a 25 ka). Sin embargo, la presencia de una o varias terrazas sumergidas en la mayoría de estos tramos costeros (Duclóz, 1963, Busto 1975, Bresznyánszky et al. 1983, Díaz et al. 1991, Núñez Jiménez 2012), es consecuencia del levantamiento del nivel del mar hasta hoy, que descendió hasta -120 m durante la glaciación de Wisconsin (20 a 25 ka). Por eso, en algunas de estas fajas costeras ha venido ocurriendo de manera moderada la ocupación permanente por el mar y el retroceso de la línea de costa. En estas costas rocosas se observan camellones o playas de tormenta con mucha frecuencia.

Zona costera de substrato rocoso con acantilados, sin terrazas

Este tramo costero (Fig. 1, VII) situado al sur de la Sierra Maestra, es topográficamente "alto", pues están expuestas a la superficie las rocas volcánicas y plutónicas del substrato; determinando que el límite entre el mar y la tierra esté bien definido, representado por un paso brusco entre el nivel medio del mar y el terreno. Característico de esta costa es la existencia de caletas y ensenadas donde pueden encontrarse playas de poca extensión o pequeños parches de mangle rojo, situados, como regla, en la desembocadura de los ríos de montaña (Fig. 5). Muchas playas presentan arenas muy gruesas con guijarros y bloques redondeados. Es muy probable que estas ensenadas se hayan originado debido a la inundación de la sección inferior de los valles fluviales, a consecuencia de la elevación del nivel del mar posterior al glacial de Wisconsin, como han sugerido muchos autores (Massip e Isalgué 1942, Núñez Jiménez 1973, 2012).

Figura 5. Ejemplo de costa acantilada al sur de la Sierra Maestra.

En las elevaciones paralelas al litoral se observan anfiteatros de deslizamiento lindando con la costa, de manera que es probable que las terrazas que allí existían, hayan descendido y deslizado hacia el fondo del mar (Iturralde Vinent 1991). Otro indicio de este proceso se observa al este, en el extremo occidental de la depresión tectónica de

Santiago de Cuba (Fig. 1, tramo VI), donde hay una sola terraza emergida, cuando en la continuación del tramo, hacia el este, se encuentran hasta 14 terrazas (Díaz et al. 1991).

Cayos de substrato rocoso o "cayos de piedra"

Estos cayos y cayuelos se caracterizan por tener un substrato rocoso, representado por calizas y calcarenitas del Cuaternario, excepcionalmente por rocas más antiguas. Algunos de estos cayuelos son pequeños, muy altos, como restos de la erosión de cayos mayores. Pero por lo general son cayos alargados, con altura hasta tres o cuatro metros, formados tanto por la caliza de la terraza de Seboruco (Formación Jaimanitas), como por un conjunto de barras y dunas adosadas formando montículos alargados de calcarenita. En las costas de barlovento de estos cayos se encuentran playas y en las costas de sotavento son más frecuentes lagunas y manglares. Los cayos formados por barras y dunas de calcarenita son comunes en el archipiélago de Sabana-Camagüey desde península de Hicacos hasta Cayo Guillermo y en el archipiélago de los Canarreos. En estos cayos pueden encontrarse colinas que representan dunas fósiles que alcanzan desde 4 metros hasta 18 metros de altura. Estas elevaciones no son debidas al levantamiento del terreno, sino a la fuerza del viento que apiló la arena en las mismas. En sus costas de barlovento se presentan largos sectores de playas calcáreas bien desarrolladas, donde la playa se está desplazando tierra adentro y el mar trabaja directamente sobre la duna antigua (Playa Pilar en Cayo Guillermo, playas del sur en Cayo Largo del Sur).

En algunos cayos y costas cuyo substrato son rocas calizas y calcarenitas, la superficie rocosa puede estar situada por debajo del nivel de pleamar y la acción del mar durante la marea alta puede cortar las agujas de caliza y dar lugar a una autobrecha (Cayos de Doce Leguas en los Jardines de la Reina (Fig. 6, Iturralde-Vinent 2012). Este es un indicio de que el nivel del mar se está levantando, pues el proceso es posterior a la formación del diente de perro costero.

Figura 6. Autobrecha de marea en el Archipiélago de las Doce Leguas (según Iturralde-Vinent 2012).

También hay algunos tramos costeros en cuya costa rocosa de barlovento se encuentran extensas playas bien desarrolladas, donde la penetración de la arena hacia el interior de los mismos llega hasta las lagunas interiores, donde las arenas yacen sobre depósitos de turba, limo y arena endurecida de algunos metros de espesor (Cayos Coco, Güajaba, Romano, Blanquizal, Fragoso). En el interior de algunos de estos cayos hay colinas altas formadas por calcarenitas (Península de Hicacos, Cayos

Romano y Güajaba). En todos los cayos rocosos hay bosques costeros bien desarrollados, pero algunos de ellos se están secando naturalmente (Cayos Coco, Güajaba, Romano, Blanquizal, Fragoso y Doce Leguas en los Jardines de la Reina).

Un tipo especial de cayos rocosos son los constituidos por antiguos arrecifes coralinos emergidos total o parcialmente, como los cayos de Orihuela (Jardines de la Reina) o el arrecife elevado de Jibacoa (Mayabeque). En estos lugares, la elevación del terreno ha sido más rápida que el ascenso del nivel del mar.

Zonas costeras de substrato areno-limo-turboso, parcialmente inundados

En estas costas la transición entre el mar propiamente dicho y la tierra "firme" ocurre a través de una amplia zona inundada, sobre todo durante la pleamar, de manera que el límite tierra-mar no está bien definido; en dicha zona de transición se encuentran humedales, manglares e infinidad de cayos y lagunas, así como algunos sectores de playas (Fig. 7). Se caracterizan por la presencia de fondos arenosos y limosos con manglares, humedales, poco resistentes a la erosión; y algunos sectores de playas, como en los tramos I, III, XII, y XV (Fig. 1). Cuando los cayos están erosionados, pueden revelar un substrato turbo-limoso o por el contrario, un substrato arenoso (Sur de Camagüey). En la plataforma insular hay numerosos cayuelos diseminados en casi todos los archipiélagos que están igualmente formados de arena y limo con mangle. Por su origen son costas de sumersión, debido a que la velocidad secular del ascenso del nivel del mar ha predominado sobre otros factores y este propceso continúa, pues en ellos ha venido ocurriendo históricamente la ocupación permanente por el mar y el retroceso de la línea de costa a distinta velocidad.

En la Ciénaga de Zapata se han fechado turbas de 18 000 años de antigüedad (Duclóz 1963), pero estos tipos de ambientes abarcan todo el Cuaternario y alcanzan el Plioceno (Iturralde-Vinent 2009, 2012). El paisaje de estas fajas costeras presenta diferencias entre sí, pues algunas colindan con amplias llanuras (sur de La Habana-Matanzas y Ciego-Camagüey) donde se pueden encontrar humedales extensos (v. gr. Ciénaga de Zapata tramo XII, Morón tramo III). En otras las franjas de manglares costeros varían entre cientos de metros y unos kilómetros (tramos I, III, IX, X, XII, XV).

En todas las costas, pero sobre todo en las costas bajas, un factor de supervivencia de los ecosistemas y al mismo tiempo, de su transformación, son las mareas y las corrientes de deriva costera. Sin embargo, en las costas bajas la acción de la corriente de deriva costera y la corriente de marea sobre los manglares y playas no pueden dejar de considerarse, pues ellas actúan constantemente y con mayor influencia sobre las costas inestables. La corriente de deriva tiene la capacidad de transportar lejos de la costa, mar afuera, los sedimentos acarreados por la marea y por el drenaje normal de los pantanos costeros y los ríos. Sus velocidades alcanzan más de un nudo en la región occidental de Cuba y son más lentas en el resto del territorio. Estas corrientes,

combinadas con las corrientes oceánicas, cuando inciden directamente contra un tramo costero, pueden inducir la sobreelevación del nivel del mar.

Figura 7. Ejemplos de costas bajas con manglares y lagunas, en el litoral norte de Ciego de Ávila. Observe los canales de marea en la foto de la izquierda.

El papel de las mareas en los procesos de erosión y transporte de sedimentos puede ser mucho más destacado. En el Caribe, en el entorno del territorio cubano, las oscilaciones de marea astronómica alcanzan una amplitud de 50 a 80 cm, valor al que se añade la sobre-elevación del nivel del mar provocada por las mareas extremas, la acción del viento, el efecto ENOS y las bajas presiones tropicales y extratropicales.

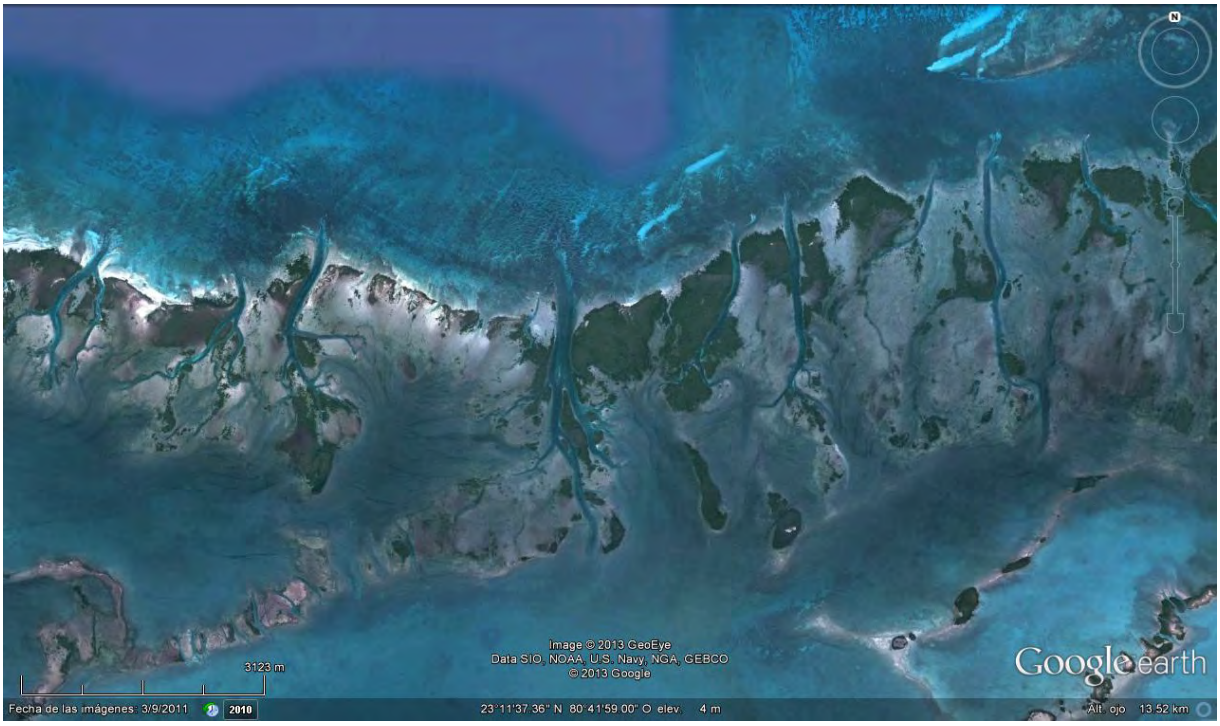

Fig. 8. Cauces de marea en algunos cayos se substrato areno-limoso de la costa norte de Cuba.

La corriente de marea tiene dos componentes de flujo: Uno hacia la tierra durante el llenado hasta alcanzar el nivel de bajamar, y un reflujo hacia el mar durante el vaciado hasta alcanzar la pleamar. En particular, el vaciado de la marea provoca fuertes corrientes con una gran capacidad erosiva y de transportación (Hernández et al. 2010). Gracias a la existencia de las mareas pueden formarse amplios sistemas de canales de marea en la mayoría de las costas de topografía baja, con innumerables ramificaciones, que son la fuente de supervivencia de los manglares y humedales costeros (Fig. 8). Estas corrientes pueden dar lugar también a la formación de extensos sistemas deltaico-mareales (v.gr.: norte de Ciego de Ávila, tramo III). La alta resiliencia de los sistemas de manglar abre la posibilidad de que los mismos se mantengan estables al cambiar el nivel del mar (Menéndez y Guzmán 2006), pero es posible que un cambio rápido del nivel del mar no pueda ser balanceado por el crecimiento del mangle, pues no sólo ocurre una mayor inundación, sino que aumenta la erosión por el oleaje extremo y las corrientes de marea, capaces de arrancar sedimentos arcillosos del substrato y aumentar la exposición de las raíces del mangle y el substrato turboso al efecto destructivo del oleaje.

Localmente la línea de costas cenagosas puede estar interrumpida por ensenadas y salientes donde se encuentran playas de distinta extensión y cualidades diversas. Algunas tienen arenas calcáreas derivadas de las llanuras de pastos marinos y los arrecifes de coral (Sur de Mayabeque, tramo XII); pero son más comunes las playas de arenas y limos ricos en materia orgánica, de color oscuro, generalmente en ensenadas donde el mangle ha sido devastado por el oleaje (playas en Caibarién y Caunao tramo III; Playa Vertientes tramo IX). Hay playas de arenas doradas con berma y duna muy bien desarrolladas (Punta Macurije tramo IX) y playas de arenas oscuras sin duna (Playa Bibijagua tramo XV).

Cayos de substrato areno-limo-turbosos parcialmente inundados

Estos cayos y cayuelos por lo general están al nivel del mar o tienen una altura inferior al metro y se encuentran en aguas muy someras y lagunas con alta concentración de sales (Fig. 9).

Cayuelos bajos como estos están presentes en casi todos los archipiélagos y sectores de la plataforma insular, pero son más comunes en los tramos I, III, IX, X y XII (Fig. 1). Presentan un substrato variado desde arena calcárea hasta limos y fangos ricos en materia orgánica y turba. En estos se implantan manglares que en muchos casos están en buenas condiciones (Menéndez y Guzmás 2006). Algunas playas calcáreas con dunas están localmente desarrolladas. La configuración de estos cayos puede variar después de cada huracán y con el transcurso del tiempo, pues son muy vulnerables al oleaje y la variación del nivel del mar.

Figura 9. Cayuelos bajos de arena y limo con mangle en el norte de Ciego de ävila.

Bahías

En las costas de la isla de Cuba se pueden encontrar bahías amplias y profundas, o de pequeño tamaño, sobre todo en las costas rocosas. Estas bahías probablemente se formaron a partir de la inundación de antiguos valles fluviales, a consecuencia de la elevación del nivel del mar posterior a la glaciación de Wisconsin, como han sugerido otros autores (Massip e Isalgué 1942, Núñez Jiménez 1973, 2012). Dentro de estas bahías hay tanto costas bajas con manglares y playas (Bahía Honda, Cárdenas), como sectores de costas rocosas con terrazas o acantiladas (Santiago de Cuba, Nuevitas, La Habana). Las costas en las bahías están sometidas a los mismos procesos antes caracterizados.

FORMACIÓN DE LAS COSTAS DE CUBA

Hay un conjunto de factores que determinan la formación y transformación de las costas, cuyo resultado final es la existencia de una línea de costa en equilibrio dinámico, cuando hay condiciones aproximadamente estables durante un periodo de tiempo relativamente prolongado. Sin embargo, ya se ha indicado que, en los últimos 100 a 150 años, en algunas fajas costeras la elevación del nivel del mar debido al calentamiento global ha roto este equilibrio y las mismas se encuentran en un proceso de transición hacia un nuevo equilibrio.

En Cuba existen varios ejemplos de los cambios sufridos por la línea de costa en el pasado, los que fueron descritos por Iturralde-Vinent (2012). Estos procesos han dado lugar a que el archipiélago cubano actual constituya un promontorio elevado sobre las

profundidades oceánicas que lo circundan (Fig. 10), como resultado de una tendencia general al levantamiento del terreno, que abarcó todo el territorio nacional durante el Neógeno-Cuaternario (Iturralde-Vinent 1977, 2003).

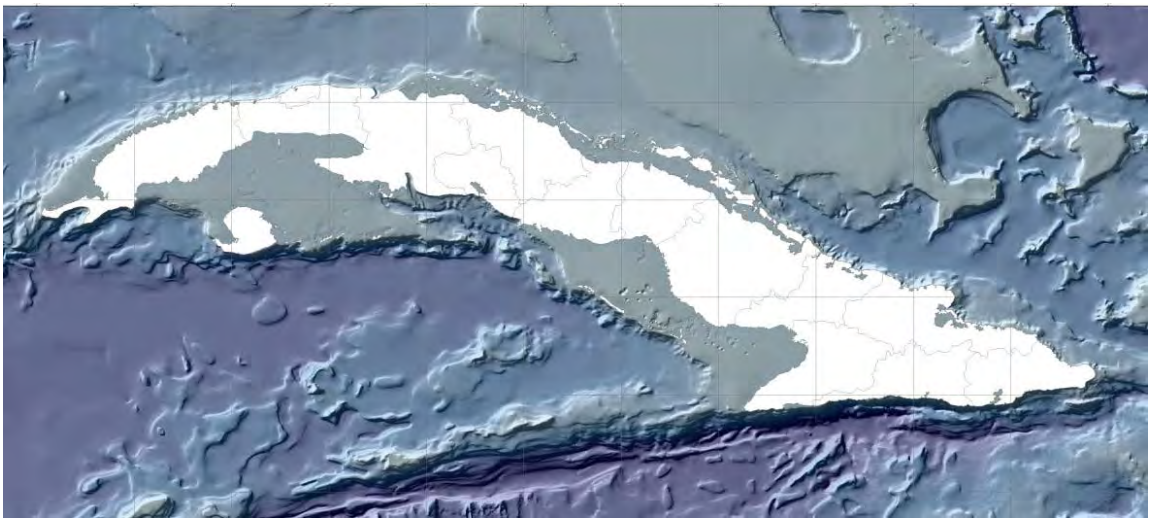

Fig. 10. Topografía submarina donde Cuba se destaca como un promontorio elevado sobre profundidades oceánicas que la circundan.

Sobre la base de los registros geológicos y especialmente estratigráficos, es bien conocido que los sistemas costeros migran y se transforman en dependencia de la posición y tendencia del nivel medio del mar. Durante las transgresiones, debido a la elevación del nivel del mar, los ecosistemas costeros se trasladan tierra adentro, dejando un registro sedimentario que se ha estudiado muy bien en muchas regiones costeras del mundo. Por el contrario, durante las regresiones, debido al descenso del nivel del mar, los ecosistemas costeros tienden a desplazarse y transformarse mar afuera. En Cuba existen varios ejemplos de los cambios sufridos por la línea de costa en el pasado, los que fueron descritos por Iturralde-Vinent (2012).

Los detalles de las variaciones de la geografía para el último millón y medio de años se ilustran en los mapas paleogeográficos (Fig. 11), los cuales muestran con claridad que la posición de las costas ha cambiado durante el Plioceno-Pleistoceno, respondiendo sobre todo a las grandes oscilaciones climáticas del nivel del mar, coincidente con las etapas glaciales (descenso del nivel del mar) e interglaciales (ascenso del nivel del mar) (Hearty y Conrad Newman 2001, Lambeck y Chappell 2001, Shantzer et al. 1976). Estas oscilaciones del nivel del mar se han superpuesto a las tendencias generales de los movimientos neotectónicos.

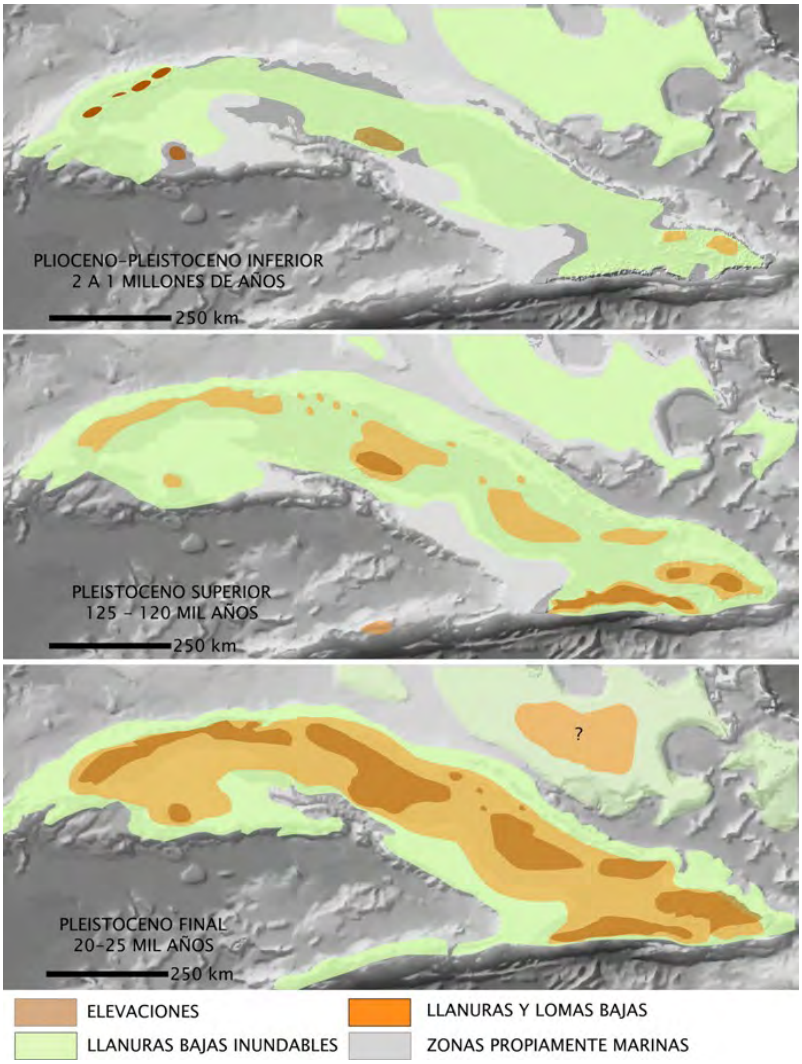

Fig. 11. Mapas paleogeográficos del Plioceno-Cuaternario de Cuba, según Iturralde-Vinent (2003).

En la figura 11 se observa que el área terrestre (elevaciones y llanuras bajas) ha variado su forma y dimensiones con el tiempo, y alcanzó una gran extensión durante la glaciación de Wisconsin hace 20-25 mil años, cuando el nivel del mar descendió hasta menos 120 metros respecto al nivel actual (Lambeck y Chappell 2001, Liu and Milliman 2002, Hearty y Conrad Newman 2001).

Este proceso general de conformación del paisaje cubano actual, tuvo una etapa muy importante a partir de la glaciación de Wisconsin (20-25 mil años) y del último pico glacial (8 a 10 mil años), durante el cual, toda la plataforma insular, que estaba emergida, se ha ido inundando paulatinamente (transgresión), dando por resultado la geografía actual del archipiélago cubano. En este periodo de tiempo quedaron inundadas algunas terrazas marinas y la desembocadura de algunos ríos formando amplias bahías, como se ha indicado anteriormente (Massip e Isalgué 1942, Núñez Jiménez 1973, 2012). Asimismo, a este proceso general de inundación lenta, se le ha

añadido en las últimas decadas, la elevación acelerada del nivel medio del mar determinada por el calentamiento global, dando como resultado que la mayoría de las fajas costeras de Cuba estén en desequilibrio dinámico, sometidas a un proceso de transformación, con pérdida de terreno emergido y destrucción de ecosistemas importantes para la supervivencia de las comunidades que las habitan.

LA OCUPACIÓN DE LAS FAJAS COSTERAS POR EL ASCENSO DEL NIVEL DEL MAR

El nivel del mar, a nivel mundial, se ha mantenido elevándose secularmente, como resultado del calentamiento global, provocado por la acción combinada de: la expansión térmica de los océanos, el derretimiento de los glaciares y de los hielos y nieves polares. Estos procesos se han acelerado en las últimas décadas. De acuerdo a los modelos presentados por el IPCC en el 2007, se estimó que en el peor de los escenarios, el nivel medio del mar pudiera elevarse hasta 85 cm en el transcurso de los próximos 100 años, aunque otros estimados pronostican más de un metro (Sallenger, Doran y Howd 2012), ya que la emisión de gases de efecto invernadero y el calentamiento global no se han detenido. Estas cifras no toman en cuenta el efecto de las mareas locales y las anomalías temporales del nivel del mar, tampoco los movimientos del terreno, pues estas son variables con una gran dependencia de las condiciones locales.

Para obtener una evidencia de lo que está ocurriendo en las costas de Cuba, se debe conocer la tasa de elevación del nivel del mar determinada por medio de mareógrafos (Hernández et al. 2010).

Según estos datos, el incremento del nivel medio del mar medido por el mareógrafo de Gibara, entre 1976 y 2007 alcanzó 48.4 mm, para una tasa promedio lineal de 1.51 mm/año. El mareógrafo de Siboney (La Habana), entre 1966 y 2005, detectó un incremento de 66.3 mm, para una tasa promedio lineal de 2.14 mm/año. Sin embargo, el mareógrafo de Casilda, situado al sur centro de Cuba, no registró incremento del nivel del mar, y otros mareógrafos, reflejan variaciones positivas y negativas menores de un milímetro por año (Hernández et al. 2010). Este último caso puede explicarse de varias maneras, pero un escenario sencillo es suponer que los movimientos del nivel del mar pueden haber sido compensados por los desplazamientos del terreno (movimientos neotectónicos).

Al respecto, las mediciones altimétricas reiteradas que se han llevado a cabo en Cuba en los últimos 60 años (Liliemberg 1984, Díaz et al. 2011), permiten deducir que las velocidades de los movimientos del terreno oscilan entre -11 y +5 mm/año. Estas cifras evidencian que el marco de velocidad de los movimientos del terreno puede, a largo plazo, y en las condiciones adecuadas, compensar la elevación del nivel del mar.

Sin embargo, es importante resaltar que para estos cálculos antes detallados y los estimados del IPCC 2007, se excluye la sobreelevación del mar provocada por los eventos hidro-meteorológicos (ciclones, marejadas, etc.), la oscilación de la marea diaria astronómica y los valores históricos de sobreelevación del nivel del mar a consecuencia de fenómenos tales como ENOS, que constituyen “anomalías estacionales”. Esta exclusión es lógica, pues dichos fenómenos se presentan en cada costa de manera distinta. Por ejemplo, según los mareógrafos cubanos, la amplitud de la oscilación de la marea ha alcanzado 25, 50 y 80 centímetros (cm) en las distintas costas de Cuba, pero hay regiones del mundo donde supera los 8 metros (m). Por su parte, la sobreelevación por anomalías estacionales ha alcanzado picos históricos de 15 hasta 29 cm (Hernández et al. 2010). La suma de los tres valores (proyección de la elevación climática+marea astronómica+anomalías estacionales) constituye un estimado más correcto de la cota que debe alcanzar el nivel mar en el futuro. Las cifras así obtenidas permitirían determinar la extensión que ocuparán las aguas marinas en su avance progresivo tierra adentro.

Es importante subrayar que en la actualidad, ya están ocurriendo niveles de inundación marina de las zonas bajas costeras, que alcanzan y sobrepasan la altura pronosticada por el informe del IPCC 2007 de 27 cm para el año 2050. Esto tiene lugar durante los meses de ocurrencia de las “anomalías estacionales” cuando se alcanzan sobreelevaciones desde 15 hasta 29 cm, a las que se suma la amplitud de la marea astronómica (Hernández et al. 2010).

Fig. 12. Franja de manglar destruida en playa Caunao, al norte de Camagüey, según foto de Palmer 1941.

La historicidad de este fenómeno se evidencia en que Palmer (1941) ya había notado el proceso de inundación marina con pérdida del mangle rojo y mangle prieto, en la costa baja al norte de Camagüey (Playa Caunao) (Fig. 12). Este autor interpretó dicho proceso como resultado del descenso neotectónico del terreno, lo cual actualmente no

se puede afirmar con seguridad, ya que también puede ser provocado por el ascenso del nivel medio del mar.

Note en la foto de la playa Caunao que la erosión crea un escalón donde el oleaje puede trabajar más eficientemente y hacer retroceder la línea de costa, destruyendo, en el proceso, el bosque costero. Lo mismo se observa en las costas meridionales de Artemisa, Mayabeque y Camagüey.

Al sur de Mayabeque y Artemisa (tramo XV, Fig. 1), el retroceso de la costa tierra adentro ha superado los 90 metros en 60 años y en la actualidad este proceso continúa. Esta pérdida de terreno y transformación de los ecosistemas costeros también está potenciado por las acciones antrópicas, sobre todo, el corte de los mangles y las construcciones cercanas a las costas que cortan el drenaje natural de los manglares (v.gr.: Cajío, Batabanó). En otras localidades, donde en las playas se sembraron pinos y casuarinas, se observa el mismo fenómeno de retroceso acelerado de la costa, pero en este caso debido a que se alteró la dinámica costera (Suarez Moré 1976).

En contraste, hay lugares de la plataforma insular donde tiene lugar el surgimiento de nuevos terrenos emergidos a cuenta del mar, aunque este es un proceso extremadamente lento. Por ejemplo, la formación de arenas biógenas en las llanuras con pastos marinos, que se acumulan en barras que ulteriormente se adosan unas a otras hasta formar bajos y cayos. Los arrecifes coralinos que crecen en casi toda la periferia y el interior de la plataforma insular, pueden llegar a elevarse como cayuelos y cayos permanentes. También está la acumulación de potentes depósitos de limo y arena en los sistemas deltaicos, tanto de origen fluvial como de origen mareal. En las aguas cálidas poco profundas también se precipitan sedimentos calcáreos salinos, como en la Laguna de la Leche, que pueden llegar, eventualmente, a desecar estos depósitos de agua. Todas estas posibles adiciones de terreno emergido, en el futuro cercano, no compensarán las pérdidas que están en proceso, pues el nivel de transformación y retroceso de la línea de costa es mucho más extenso y activo.

BIBLIOGRAFÍA

Biosca L, R de la Cruz, P Cañas Abril, S Isalgué (1978) Geomorfología. *Atlas de Cuba*, mapas 30-31, Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía, La Habana.

Bresznyánszky 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, La Habana.

Busto R del (1975) *Las terrazas marinas de Maisí*. Universidad de La Habana, Ciencias, Serie 7 Geografía, p. 1-12, La Habana.

Dean RG y EM Maurmeyer (1983) Models for beach profile response, Chapter 7, *CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion*, p. 151-165.

Dean RG (1983) *Shoreline erosion due to extreme storms and sea level rise*. Coastal and Oceanographic Engineering Department. University of Florida, 57 p., Gainesville.

Díaz JL, A Magáz, J Hernández, A Venero, F Pérez (1991) Reconstrucción tectónica local mediante el análisis de la morfoescultura marina en la franja costera Río Seco-Punta Maisí, provincia de Guantánamo, Cuba. *Morfotectónica de Cuba oriental* pp. 10-19. Editorial Academia, La Habana.

Díaz I, J Rueda, C Bernal, J Cabellos, MA Iturralde-Vinent, L Castro, M Rueda, M Rodríguez (2011). El movimiento vertical actual de las costas cubanas. *Memorias de la Convención de Informática*, Palacio Convenciones, La Habana.

Ducloz C (1963) Etude géorforfologique de la région de Matanzas, Cuba. *Archives de Sciences* **16** (2):351-402.

Franco, GF, A de la Torre (1980). Los depósitos costeros del sur de la isla de la Juventud (Isla de Pinos), Cuba. *Rev. Ciencias de la Tierra y del Espacio* (2):1-12.

Hearty PJ, A Conrad Newman (2001) Rapid sea level and climate change at the close of the Last Interglaciation (MIS 5e): evidence from the Bahama Island. *Quaternary Science Review* **20**: 1881-1895.

Hernández M, O Marzo y A Acanda (2010): Tendencia lineal del nivel medio del mar en algunas localidades del archipiélago cubano. *Serie Oceanológica* **7**, ISSN: 2072-800X. La Habana.

Ionin AS, A Pavlidis, O Avello Suárez (1977) *Geología de la plataforma de Cuba* [en ruso]. Editorial Nauka, 215 p. Moscú.

Iturralde-Vinent MA (1977) Los movimientos tectónicos de la etapa de desarrollo platafórmico de Cuba. *Informes Científico-Técnicos* 20, Academia de Ciencias de Cuba, 24 p. La Habana.

Iturralde-Vinent MA (1991) Deslizamientos y descensos del terreno en el flanco meridional de la Sierra Maestra, Cuba sudoriental. *Morfotectónica de Cuba Oriental*, Instituto de Geografía, ACC, p. 24-27, La Habana.

Iturralde-Vinent MA (2003) Ensayo sobre la paleogeografía del Cuaternario de Cuba. *Memorias V Congreso Cubano de Geología y Minería,* ISBN 959-7117-II-8, 74 p. CD ROM, La Habana**.**

Iturralde-Vinent MA (Editor) (2010) *Geología de Cuba para todos*. Segunda edición. Editorial Científico-Técnica, 150 p., Publicada en 2012, La Habana.

Iturralde-Vinent MA (Editor) (2012) Compendio de Geología de Cuba y del Caribe. Editorial CITMATEL, Segunda Edición. DVD-ROM, La Habana.

Lambeck K, J Chappell (2001) Sea Level Change through the Last Glacial Cycle. *Science* **292**: 679-686.

Liliemberg D (1984) Geodinámica contemporánea del sistema montañoso Sierra Maestra, *Polígonos Geodinámicos Complejos*, pp. 128-135. Editorial Nauka, Moscú.

Liu JP, JD Milliman (2002) *Post-Glacial sea level in the western Pacific: Evidence and significance of a step-like transgression*. http://www.vims.edu/~jpliu/sealevel/

Massip, S y S. Ysalgué (1942) *Introducción a la geografía de Cuba*. 250 p. La Habana

Menéndez L, JM Guzmán (Editores) (2006) *Ecosistemas de manglar en el archipiélago cubano.* Editorial Academia, La Habana.

Meyssignac B, A Cazenave (2012) *Sea level: A review of present-day and recent past changes and variability*. Journal of Geodynamics 58:96-109.

Nuevo Atlas Nacional de Cuba (1989) Editado por el Instituto de Geografía y el Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía.

Núñez Jiménez A (1973) *Geografía de Cuba*. Editorial Pueblo y Educación, 4 tomos.

Núñez Jiménez A (2012) *Litorales y mares*. Editorial Ciencias Sociales, La Habana. 252 p.

Palmer RH (1941) An active syncline. *The Journal of Geology* **49**(7):772-775

Sallenger Jr AH, KS Doran y PA Howd (2012) Hotspot of accelerated sea-level rise on the Atlantic coast of North America. *Nature climate change*. http://www.nature.com/doifinder/10.1038/nclimate1597

Shantzer EV, OM Petrov, GF Franco (1976) Sobre las terrazas marinas costeras y los depósitos relacionados con ellas (en ruso). *Acumulación de sedimentos cuaternarios y formación del relieve*, p. 34-80. Editorial Nauka, Moscú.

Suárez-Moré, R (1976) Morfodinámica y conservación de las playas. Academia de Ciencias de Cuba. *Serie Geografía* no. 15, 57 p. La Habana.

Tidal observations. http://mysite.du.edu/~jcalvert/geol/tides.htm

Transformación de los sistemas costeros. US Environmental Protection Agency. http://www.epa.gov/climatechange/effects/images/landuse05.gif