

## Principales rasgos del desarrollo geológico de Cuba Oriental en el Cenozoico Tardío(\*)

ISMAEL P. KARTASHOV\*\*

NESTOR A. MAYO\*\*\*

El comienzo de la primera etapa de la historia del desarrollo geológico del Cenozoico Tardío en Cuba, la etapa que dejó sus huellas directas en el relieve actual, puede considerarse marcado por la extensa transgresión del Mioceno temprano, que en algunas áreas de Cuba probablemente había comenzado ya a fines del Oligoceno. (N. Popov, comunicación personal).

Los depósitos de esta transgresión, principalmente carbonatados, se extienden a lo largo de las costas de Cuba, formando un borde casi ininterrumpido. En las regiones que tienen alturas absolutas menores, estos depósitos penetran en las partes centrales de Cuba, demostrando que el mar separaba a ésta en islas aisladas. La amplia distribución de los depósitos miocénicos en Cuba, su relativa homogeneidad litológica, con un considerable predominio de las facies carbonatadas y la ausencia de oscilaciones bruscas del espesor, permiten considerar que la transgresión miocénica tuvo en Cuba un carácter "epicontinental". No se excluye que la causa principal de la transgresión fuera la elevación eustática del nivel del mar. Si por el contrario esta causa fueron los movimientos tectónicos, evidentemente no fueron diferenciados, sino que constituyeron un hundimiento lento y regular de un área bastante amplia de la corteza terrestre.

De este modo, es posible afirmar que después de la etapa "orogénica", la cual terminó en el territorio de Cuba Oriental con la acumulación de los depósitos marinos y continentales del Oligoceno en Cuencas aisladas (Furrazola-Bermúdez, Judoley et al., 1964), se inició una etapa de relativa estabilidad tectónica o de hundimiento lento y no diferenciado de la corteza terrestre. Esta etapa corresponde a la última fase de formación del complejo

estructural del Oligoceno-Mioceno (Puscharovskiy et al; 1967).

Nosotros consideramos que precisamente a esta etapa está vinculada la formación de la superficie de nivelación, cuyos relictos en forma de cimas planas cortan las estructuras plegadas de los depósitos del Jurásico, Cretácico y Paleógeno y los cuales están situados a una altura de 700-900 m sobre el nivel del mar (Fig. 1). Taber (1934) consideró que la superficie de este peniplano corra las calizas del Mioceno y remitió la edad de su formación al Plioceno.

Superficies planas de las cimas, que cortan a las calizas del Mioceno, en realidad aparecen en las cordilleras que se extienden a lo largo de la costa sureste de Cuba oriental desde Tortuguilla al Oeste, hasta Imías al Este.

Sin embargo, el análisis de las interrelaciones espaciales de las cimas planas de estas cordilleras con las montañas situadas más al Norte, del otro lado de la faja de depresiones y con los escalones de las terrazas que se desarrollan en las laderas meridionales de las cordilleras inclinadas hacia el mar, no deja dudas de que estas cimas planas constituyen los relictos de terrazas marinas de abrasión.

En el extremo suroeste de Cuba oriental también aparecen superficies de cimas planas, casi horizontales, que se desarrollan sobre las calizas del Mioceno (región Alegría de Pío - La Esperanza). Hacia el Oeste estas superficies adquieren una inclinación suave en dirección al mar. Por sus par-

(\*) Presentado en la VI Conferencia Geológica del Caribe.

(\*\*) Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de la URSS, Moscú.

(\*\*\*) Instituto de Geología de la Academia de Ciencias de Cuba, La Habana.

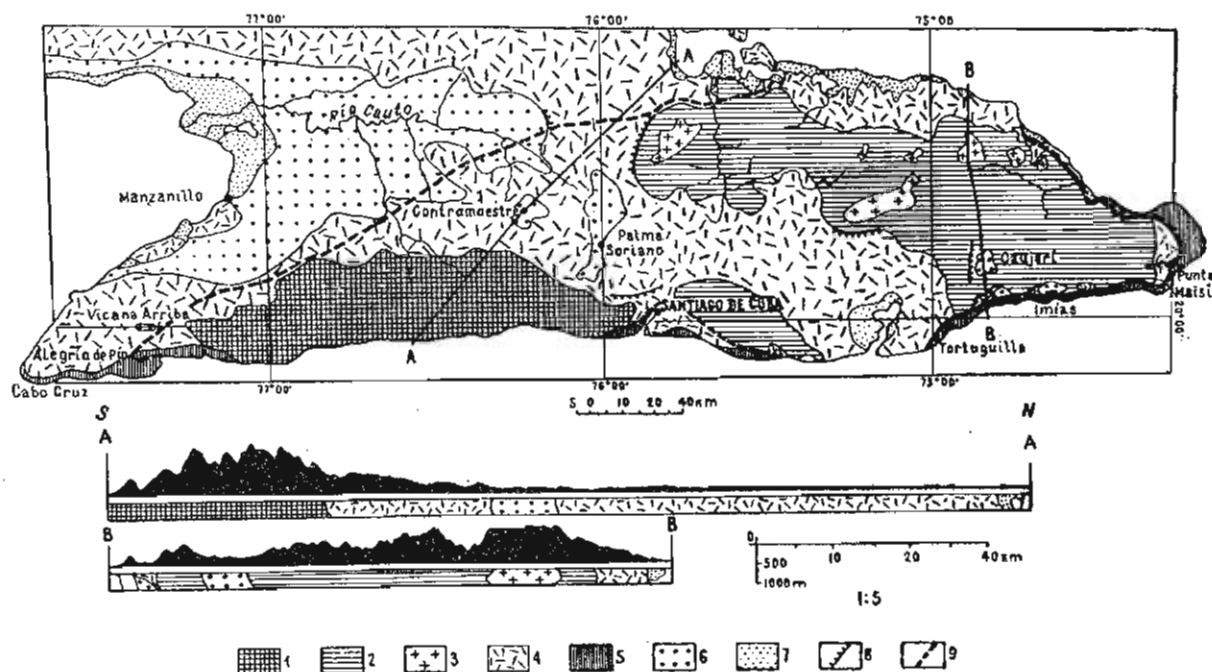


Figura 1

Esquema geólogo-geomorfológico de Cuba Oriental. 1) Montañas de mediana altura (1200-2000 m). 2) Montañas de poca altura (700-1100 m). 3) Cimas planas (600-900 m) relictos de la superficie de nivelación. 4) Llanura destructiva escalonada, a veces con colinas (hasta 400 m). 5) Escalera de terrazas marinas, formada por lo general por 4-5 escalones y a veces por 10-12 (hasta 300 m). 6) Llanuras acumulativas (hasta 200 m) constituidas por depósitos del Pleistoceno. 7) Llanuras costeras acumulativas (hasta 10-12 m) constituidas por depósitos del Holoceno. 8) Fallas recientes expresadas en el relieve. 9) Límite de la distribución de los depósitos carbonatados del Mioceno.

particularidades morfológicas estas superficies se diferencian marcadamente de las terrazas marinas que se desarrollan aquí mismo, en la costa sur, y esto no permite suponerles un origen abrasional. Las calizas del Mioceno afloran aquí muy mal, pero la observación de su estructura en las áreas vecinas permite considerar que las superficies de las cimas, con mayor probabilidad, coinciden con las superficies de las capas sin cortarlas. De este modo, en el territorio de Cuba oriental no aparecen relictos de su superficie de nivelación subaérea (peniplano), desarrollados sobre las calizas del Mioceno que demuestran una edad posterior al Mioceno de este peniplano.

Por todos es sabido que para la formación de un peniplano se necesitan condiciones de prolongada tranquilidad tectónica. La ausencia de movimientos tectónicos diferenciados, en las condiciones

de un lento hundimiento general, equivale a la estabilidad tectónica para las regiones no cubiertas por el mar. Evidentemente, el tiempo de la transgresión miocénica fue el más favorable para la formación del peniplano en las partes centrales, no rellenadas por el mar de Cuba oriental.

Para la nivelación de las regiones montañosas por los procesos de denudación que aplanen gradualmente las laderas, se requieren períodos de tiempo bastante continuados. Sin embargo, la extensión bastante reducida del territorio estudiado, rodeado por el mar por todas partes, permite considerar como totalmente probable que su conversión en peniplano pudo concluir ya en la primera mitad del Mioceno. Por otra parte, incluso los escasos y dispersos anales geológicos de la época post-miocénica con los que contamos en la actualidad permiten afirmar que en el transcurso de esa

época no existían las condiciones tectónicas necesarias para la formación de un peniplano en Cuba.

Nos parece que al analizar la cuestión de la edad y génesis de los relictos de una superficie (o superficies) de nivelación en Cuba, no se puede considerar excluida la posibilidad de que todas las superficies planas no estructurales de las cimas de esta isla sean relictos de llanuras marinas de abrasión y de que en Cuba nunca haya existido un verdadero peniplano-casi llanura-formado por procesos de denudación subaérea. Contra esta suposición parece testificar la ausencia en los relictos de la superficie de nivelación de cualquier huella de depósitos marinos que hayan recubierto esta formación.

En realidad, es muy difícil imaginarse un proceso de erosión marina que haya formado una extensa llanura sin dejar en ella ningún depósito marino, aunque sea de poco espesor. Es todavía más difícil suponer que todos esos depósitos hayan sido erosionados totalmente desde superficies casi horizontales, después de lo cual este proceso de destrucción cesó definitivamente (en la actualidad en los relictos de la superficie de nivelación se desarrolla por lo general una potente corteza de intemperismo no desplazada). Sin embargo, la posibilidad de que se formen semejantes llanuras de abrasión, desprovistas totalmente de depósitos marinos singenéticos, es demostrada por la estructura geólogo-geomorfológica de la Isla de Pinos.

Los resultados de nuestras investigaciones realizadas en esa isla en marzo-abril de 1971, esperamos publicarlos en un futuro inmediato. Por ahora, es suficiente señalar que nuestras investigaciones no nos dejan ninguna duda sobre el origen abrasional de la llanura de Isla de Pinos, la cual bordea a "montañas-islas" aisladas que están formadas en las mismas rocas metamórficas de edad supuestamente jurásica. La llanura está un poco curvada a causa de los movimientos tectónicos y en la parte central de la isla se eleva a 70 metros sobre el nivel del mar, reduciendo su nivel casi hasta el del mar en las partes litorales. Las más altas de las "montañas-islas" de pendientes abruptas se elevan casi a 300 metros sobre el nivel del mar.

El mar miocénico, sin duda, está distribuido dentro del territorio de Cuba oriental mucho más

allá del límite actual de las calizas del Mioceno, parcialmente destruidas. La cercanía del mar, la actividad de cuyas olas y mareas es uno de los agentes más importantes de la nivelación, a las superficies planas de las cimas de Cuba oriental obliga a considerar la suposición de un origen marino de las mismas, no menos probable que la suposición relativa a la existencia del peniplano. Para dar preferencia a cualquiera de estas hipótesis, es necesario, evidentemente, contar con una mayor cantidad de datos. Nosotros esperamos que las investigaciones geólogo-geomorfológicas, que deben continuar, nos aportarán finalmente esos datos.

Aún en el caso de que cambien definitivamente los criterios acerca del origen de las superficies de nivelación, los relativos a su edad no se modificarán en su esencia. Si las superficies planas de las cimas de Cuba oriental en realidad constituyen los relictos de una llanura marina abrasional, el tiempo de su formación, con mucha probabilidad, debe vincularse a la misma transgresión miocénica. Aunque, en este caso, el tiempo de su conversión a la forma de relieve de la tierra firme debe remitirse ya al comienzo de la siguiente etapa, la etapa de regresión, provocada probablemente por intensas elevaciones tectónicas.

Los insuficientes datos paleontológicos de los depósitos miocénicos y el hecho de que sus horizontes superiores, en la mayoría de los casos, han sido afectados por la destrucción subaérea, no permiten establecer con mucha precisión el comienzo de esta nueva etapa. Es posible solamente afirmar que comenzó no antes del final del Mioceno. Datos adicionales acerca del comienzo de esta etapa se pueden obtener al analizar las características filogenéticas de la fauna pleistocénica de desdentados.

Hasta los hallazgos de Hirschfeld y Webb (1968) la evolución transespecífica y la cronoestratigrafía de los desdentados antillanos resultaban un simple tema de especulación por el escaso conocimiento que se tenía de las formas del Plioceno en el continente. Estos hallazgos, sobre todo el *Megalonix mathisi* de los depósitos de California, datados por argón-potasio en 5.2 millones de años, y los resultados de las investigaciones de uno de los autores, publicados parcialmente (Mayo, 1969),

permiten obtener una visión más clara de la evolución transespecífica de los desdentados y del poblamiento de los mismos en las Antillas (Fig. 2).

La estrecha similitud de los cráneos del *Miocnus* cf. *M. antillensis* Matthew, del Pleistoceno Superior de Cuba, del *Acratocnus odontrigonus* Anthony de Puerto Rico, y del *Synocnus comcs* (Miller) de la Española, no permite dudar del origen de esos géneros a partir de un ancestro común, estrechamente unido al *Pliometanastes* Hirschfeld y Webb, del Plioceno medio de la América del Norte y al *Paulocnus* Hooijer del Pleistoceno de Curazao. El tronco ancestral de todas esas formas está representado en el Mioceno Medio de Patagonia por *Eucholeops* Ameghino. En el Mioceno Superior ese tronco evolucionó en Suramérica hacia formas tales como *Pliomorphus* Ameghino y *Orthotherium* Ameghino.

Anteriormente algunos autores habían considerado que las semejanzas de *Megalocnus* Leidy con *Megalonyx* Harlan resultaban de una convergencia adaptativa. En la actualidad todo parece indicar que ambos géneros, los más especializados de los megalonychidos, evolucionaron independientemente, uno en la América del Norte y el otro, al parecer, en Cuba, a partir de un tronco ancestral común, al cual *Pliometanastes ? galushai* del Plioceno Medio está estrechamente unido. Si tenemos en cuenta que tanto *Megalonyx* como *Megalocnus* probablemente tuvieron un acervo de genes común, sería más correcto hablar de paralelismo que de una convergencia.

Existe una hipótesis, de acuerdo a la cual el poblamiento de los desdentados en las Antillas se llevó a cabo por medio de balsas de vegetación flotantes, independientemente para cada isla, bien desde el continente o por intercambio de balsas de una isla a otra. Nuestros criterios acerca de la evolución transespecífica de los desdentados permiten suponer que Cuba, La Española y Puerto Rico, estuvieron unidas formando un solo territorio que pudo haber estado en alguna oportunidad en conexión con el continente. Los desdentados evidencian un solo tronco ancestral común y no diferentes troncos, ni múltiples oleadas sucesivas de inmigrantes para cada isla en diferentes tiempos, como sugieren los defensores de las balsas flotantes.

Es razonable pensar que el arribo de los desdentados a las Antillas debió llevarse a cabo en el Mioceno tardío o Plioceno temprano (Fig. 2), y remitir a este mismo tiempo el comienzo de la siguiente etapa de la historia del desarrollo geológico de Cuba oriental en el Cenozoico tardío, etapa que seguramente abarcó toda la región Caribe — antillana.

Nosotros proponemos dar a la tierra pliocénica que reunía a Cuba, La Española y Puerto Rico, el nombre de *Ameghinia*, en honor del gran paleontólogo latinoamericano Florentino Ameghino quien fue uno de los primeros que consideró la existencia de una masa terrestre semejante en el pasado (1897 pp. 281-282). Este nombre se propone no como un sustituto del término *Antillia* (Schuchert, 1935), que es empleado para abarcar una amplia conexión terrestre de las Antillas con la América Central en forma intermitente durante el Mesozoico y el Cenozoico. Nosotros lo proponemos para definir una pequeña unidad territorial paleogeográfica muy limitada geocronológicamente, que podría incluirse como una parte dentro del concepto geológico histórico más amplio que comprende la denominación de *Antillia*.

*Mesocnus browni* Matthew y *M. Torrei* Matthew, ambos del Pleistoceno Superior de Cuba, y *Parocnus serus* Miller de La Española guardan una estrecha relación, pero ningún género afín a ellos se ha encontrado en Puerto Rico. Por otra parte, tanto en Puerto Rico como en La Española están ausentes las formas afines a *Megalocnus* Leidy y a *Cubanocnus* (Matthew) de Cuba (Fig. 2).

Esto permite suponer que ya en el Plioceno, Cuba, La Española y Puerto Rico comenzaron a existir como islas separadas, habiéndose separado Puerto Rico un poco antes.

De este modo, a fines del Mioceno y comienzo del Plioceno empezó la etapa de consolidación del relieve actual de Cuba Oriental, la etapa de conversión de una casi-llanura en una región montañosa.

Las tres principales morfoestructuras actuales de Cuba oriental —las montañas de poca altura de la parte noroeste, las montañas de mediana altura de la Sierra Maestra al suroeste y la faja de llanu-

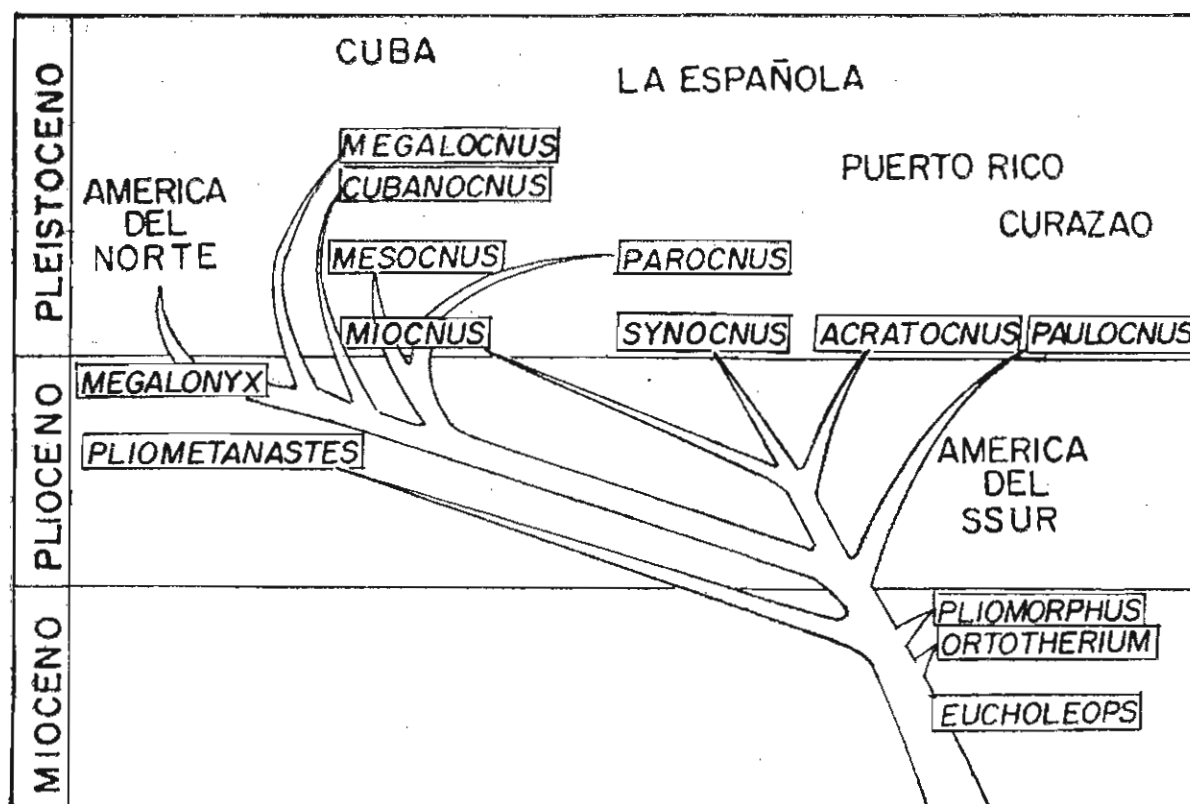


Figura 2

Filogenia de los desdentados antillanos.

ras acumulativas y destructivas que las separa (Fig. 1)— comenzaron a formarse, indudablemente, ya durante esta etapa.

En este tiempo, al parecer, las elevaciones predominaban sobre los hundimientos, y las regresiones sobre las transgresiones. Las transgresiones más importantes de esta época ocasionaron la separación de la Ameghinia en diferentes islas y trazaron unos límites entre la tierra y el mar que se aproximan bastante a los actuales.

El comienzo de la formación de la corteza de intemperismo que se desarrolla actualmente sobre los relictos de la superficie de nivelación se remite a la etapa inmediata anterior, si la superficie de nivelación constituía un peniplano, y al comienzo de esta etapa, si esta superficie tiene un origen abrasional. En ambos casos dicha formación se prolongó en el transcurso de toda esta etapa, aunque en ella también comenzaron la disección de

la superficie de nivelación y la destrucción de la corteza de intemperismo.

En esta época comenzaron a desarrollarse los procesos cársicos tanto en las llanuras acumulativas, constituidas por calizas del Mioceno, como en aquellas áreas donde la superficie de nivelación cortaba calizas más antiguas. Los depósitos cársicos residuales, que comenzaron a formarse en ese tiempo, se han conservado hasta la actualidad en la región ya mencionada de Alegría de Pío — La Esperanza.

Las elevaciones y la recién iniciada disección de la superficie de nivelación y de la llanura acumulativa, constituida por calizas del Mioceno, hicieron más bajo el nivel de las aguas freáticas, posibilitaron su circulación, y por consiguiente, intensificaron los procesos de intemperismo químico y de carsificación sobre las todavía no destruidas superficies planas de las cimas.

El comienzo de la última de las tres etapas principales de la historia del desarrollo de Cuba en el Cenozoico tardío debe considerarse, con mucha probabilidad al final del Plioceno-comienzo del Pleistoceno. Precisamente a este tiempo se remite la más grande de las transgresiones post-miocénicas de Cuba, cuyos depósitos son encontrados en la Isla de Pinos y en las penínsulas de Guanahacabibes y Zapata (A. de la Torre, comunicación personal).

Esta transgresión al parecer puede considerarse como la primera de una serie de transgresiones y regresiones que se alternaron durante todo el Cuaternario. Ellas estuvieron condicionadas por las oscilaciones glaciocustáticas del nivel del mar, al mismo tiempo que se manifestaron por movimientos neotectónicos intensamente diferenciados, los cuales quizás influyeron más sobre la situación de los límites entre el mar y la tierra que la glaciocustática.

Los cambios de clima característicos para esta etapa, que provocaron la alternancia de las glaciaciones y los interglaciales en latitudes más altas, se manifestaron, al parecer, en la alternancia de períodos secos (áridos) y húmedos (pluviales). Los investigadores, que han señalado la influencia de esta alternancia sobre el desarrollo del relieve y de la sedimentación (Núñez Jiménez, *et al.*, 1968; Mayo, 1969; E. V. Shantzer, comunicación personal y otros), han manifestado opiniones desacordes, acerca de la posible correlación de las fases áridas y pluviales con las glaciaciones y los interglaciales. Es evidente que para resolver definitivamente esta cuestión se necesita una mayor cantidad de datos.

En el territorio de Cuba oriental hasta el momento sólo se han encontrado algunos indicios de cambios de clima en el Cuaternario.

Nosotros esperamos, sin embargo, que las investigaciones que continúan realizándose en Cuba permitan resolver este problema en un futuro inmediato.

Las formaciones mejor expresadas de esta etapa son las terrazas marinas que bordean toda la costa del extremo oriental de Cuba, desde Baracoa en la costa norte hasta Tortuguilla en la costa

sur. Ellas también aparecen en otras áreas aisladas de la costa sur. Estas terrazas constituyen escalones con una superficie casi horizontal y taludes casi verticales, procesados principalmente en las calizas del Mioceno, que afloran en la superficie de algunas terrazas. En la superficie de otras terrazas aflora una capa singenética de poco espesor de calizas del Cuaternario.

En algunas áreas de la costa aparecen 10-12 terrazas, una parte de las cuales se acuñan con rapidez al avanzar a lo largo de la costa. Las terrazas que más se mantienen son las 4-5 niveles. Las terrazas más altas se elevan hasta 300 metros sobre el nivel del mar, mientras que las más bajas sólo unos 3-5 m. Además se conocen terrazas submarinas situadas a profundidades entre 10 y 25 metros. La altura de cada una de las terrazas, al avanzar a lo largo de la costa, varía en rangos considerables, mientras que en la región de la Punta de Maisí puede verse que la superficie de las terrazas está desplazada por una falla joven.

Las áreas escalonadas de la llanura destructiva, las cuales bordean la costa suroeste (región de Manzanillo - Cabo Cruz) y Norte de Cuba oriental, constituyen, por lo menos parcialmente, los mismos escalones que las terrazas abrasionales marinas, pero sin poseer los mismos indicios morfológicos precisos. Es muy probable que la llanura adyacente a las terrazas de la Punta de Maisí, constituya la terraza de abrasión más alta. Finalmente, es muy probable que algunos escalones de la llanura, que separan las elevaciones del Noroeste y el Suroeste, tengan un origen abrasional y la misma edad de algunos de los niveles de las terrazas. En este caso se hace necesario admitir que durante la última etapa del desarrollo geológico, que abarcó todo el período Cuaternario, y posiblemente, el final del Plioceno, algunas de las transgresiones (por lo menos una de ellas) fueron tan grandes, que ocasionaron la separación de Cuba oriental en dos islas. Lamentablemente, Cuba oriental no está tan bien estudiada, para poder aceptar este criterio con bastante fundamento o para rechazarlo completamente.

Entre las superficies planas bastante heterogéneas y de diferentes edades, reunidas por nosotros en una llanura destructiva, además de la superfi-

cies de abrasión, aparecen superficies estructurales, superficies de génesis fluvial y, finalmente, relictos de una superficie regional de nivelación, elevados a una altura considerablemente menor que los relictos conservados sobre las cimas de las montañas del noroeste. La irregularidad de los movimientos neotectónicos, manifestada claramente en el carácter del relieve actual y confirmada por la existencia de fallas jóvenes perfectamente expresadas en el relieve, evidencia, indudablemente, que los relictos de la superficie de nivelación del Mioceno, pueden tener las más diversas alturas sobre el nivel actual del mar.

Aquí nosotros consideramos que es necesario hacer algunas observaciones en relación con la tendencia a distinguir en Cuba un número grande de superficies de nivelación subaérea de diferente edad. Como una ilustración de esta tendencia puede servir el trabajo de Ducloz (1963), el cual expone un resumen de los puntos de vista existentes acerca de este problema y distingue a su vez siete "superficies continentales de erosión" cuya edad va desde el Mioceno Superior hasta el Pleistoceno Medio. Tanto en el trabajo de Ducloz como en investigaciones anteriores no se presta casi ninguna atención al mecanismo de formación de estas superficies, mientras que la "determinación" de su edad no tiene casi ninguna fundamentación en datos. Al mismo tiempo, las superficies planas de diferentes niveles, por lo general, se adhieren casi completamente unas a otras, lo que, a nuestro parecer excluye totalmente la posibilidad de que pertenezcan a peniplanos de diferente edad. Igualmente inadmisible nos parece la suposición de que estas superficies hayan surgido como resultado de un retroceso de las pendientes abruptas "paralelamente a sí mismas" (King, 1953), de acuerdo a la teoría en boga de la pediplanación. En ninguna parte de Cuba nos hemos encontrado con una huella de procesos semejantes.

De este modo, si en Cuba existen relictos de una superficie de nivelación subaérea, lo que es aún discutible, ellos son, probablemente, los relictos de un mismo peniplano miocénico. Por lo menos, una parte de estos relictos es de origen marino, y la diferente altura de ellos significa,

en la mayoría de los casos, que pertenecen a formaciones de diferente edad. Pero tampoco se deben olvidar los "correctivos" que indudablemente fueron impuestos a la posición de la altitud de esas superficies por los intensos y muy diferenciados movimientos neotectónicos.

Las superficies de génesis fluvial, que constituyen terrazas desprovistas de aluvión, son quizás las áreas más jóvenes de la llanura destructiva. Como ejemplo de su amplio desarrollo puede servir una parte de la llanura en el área Tortuguilla-Imías. Los límites rectilíneos, las considerables diferencias de las alturas de la llanura y las montañas que la bordean por ambos lados, y la presencia de pequeñas llanuras acumulativas constituidas por potentes secuencias aluviales, hacen pensar que esta área constituye un graben joven. No obstante, la llanura está formada por depósitos más antiguos que las elevaciones que la separan del mar. Las calizas miocénicas que constituyen dichas elevaciones, yacen con discordancia angular sobre la secuencia de areniscas, aleurolitas, y conglomerados del Eoceno y del Oligoceno, que forman esta parte de la llanura. Por lo visto, la marcada diferencia de las alturas de la llanura y de las elevaciones costeras en un grado considerable está condicionada por la destrucción de la capa de calizas duras y por el consecuente rápido hundimiento del relieve bajo la acción de los procesos exógenos. Al mismo tiempo, los límites rectilíneos de la llanura indudablemente están determinados por las fallas, que jugaron, al parecer, el papel de zonas de menor resistencia, en las cuales la destrucción tuvo lugar con mayor rapidez.

Las terrazas marinas, perfectamente desarrolladas en las laderas de las elevaciones costeras dirigidas hacia el mar, no aparecen en absoluto en las laderas que están dirigidas hacia la llanura. Evidentemente, la formación de la llanura siempre estuvo retrasada en relación con la formación de las terrazas marinas. Esto es completamente natural, ya que los ríos que formaron esta área de la llanura no pudieron encajarse por debajo del nivel del mar.

Los movimientos por las fallas que bordean la llanura, al parecer, jugaron también algún papel en la reducción del relieve de la misma. En últi-

mo caso, la acumulación del aluvión dentro de las partes acumulativas de la llanura puede explicarse solamente sobre la base de hundimientos tectónicos locales. Prueba de tales hundimientos locales son otras llanuras acumulativas constituidas por aluvión (Caujerí, Palma Soriano, Contramaestre y Vicana Arriba). Esta marcada diferenciación de los movimientos neotectónicos, que hasta hace relativamente poco tiempo (probablemente en el Pleistoceno Medio o tardío) fue la causa de la acumulación fluvial en diferentes áreas aisladas del territorio de Cuba oriental, evidentemente logró ser reemplazada por una elevación más regular de todo este territorio. Todas las llanuras aluviales de las cuencas neotectónicas cerradas ya han sido cortadas por los ríos hasta una profundidad de 20 m. Las áreas actuales de acumulación fluvial están limitadas por las partes de ría de algunos ríos y no manifiestan una dependencia a los movimientos neotectónicos.

Un sitio especial entre las llanuras acumulativas ocupa la cuenca del curso inferior del río Cauto. Hasta hace muy poco todos los investigadores, incluyéndonos a nosotros, consideraban que esta llanura también estaba formada por aluvión. Recientemente, Y. Kuusek y M. Solís (E. N. Skvatsky, comunicación personal) establecieron que las arcillas que constituyen la superficie de la llanura acumulativa del Cauto, se distinguen por una composición montmorillonítica y por el predominio

del ión Sodio en el complejo de las bases absorbidas, y han planteado la suposición de que estas arcillas sean de origen marino. Esta suposición nos parece muy digna de crédito y merece una revisión más cuidadosa mediante investigaciones especiales de campo. En caso de que sea correcta, habrá que aceptar que en las causas de la formación de esta llanura las oscilaciones glacio-eustáticas jugaron no un papel menor, sino quizás mayor, que los hundimientos tectónicos locales.

El último acontecimiento que se reflejó en el relieve y en la estructura geológica de Cuba oriental, fue un pequeño avance del mar sobre la tierra que provocó la conversión de las desembocaduras de muchos ríos de las costas sur y norte en estuarios, golfos y lagunas. Precisamente a estas áreas inundadas están vinculados los procesos actuales de acumulación fluvial. El carácter ingresional de las orillas inundadas y su vínculo con las morfoestructuras tectónicas, por el indudable predominio de las elevaciones tectónicas sobre los hundimientos, permite relacionar su aparición con la elevación eustrática holocénica del nivel del mar. Es característico que en las áreas del litoral que se levantan, al parecer, con una mayor intensidad (región de la Punta de Maisí y la costa que bordea la parte más alta de las montañas de la Sierra Maestra), no tuvo lugar la inundación de las partes de la desembocadura de los ríos.



# B I B L I O G R A F I A

- DUCLOZ, CHARLES 1963. Etude geomorphologique de la region de Matanzas, Cuba (Avec une contribution a l'etude des depots quaternaires de la zone Habana-Matanzas). Archives des Sciences, Geneve, vol. 16, fasc. 2, pp. 351-402.
- FURRAZOLA-BERMUDEZ, G., C. M. JUDOLEY; M. S. MIJAILOVSKAYA, Y. S. MIROLUBOV, I. P. NOVOATSKY, A. NUÑEZ JIMENEZ, J. B. SOLSONA. 1964. Geología de Cuba. Editorial Nacional de Cuba, La Habana, 239 p.
- HIRCHFELD, SUE E., and DAVID, S. WEBB, 1968. Plio-Pleistocene Megalonychid sloths of North America. Bull. Florida State Mus., vol. 12, pp. 213-296.
- KING, L. C. 1953. Canons of landscape evolution. Bull. Geol. Soc. America, vol. 64 pp. 721-752.
- MAYO, NESTOR A. 1969. Nueva especie de Megalonychidae y descripción de los depósitos cuaternarios de La Cueva del Vaho, Boca de Jaruco, La Habana. Memorias Fac. Cienc. Univ. Habana, Ser. Cienc. Biol., No. 3, pp. 1-58.
- NUÑEZ JIMENEZ A., V. PANOS y O. STEICL. 1968. Carsos de Cuba. Acad. Cienc. Cuba, No. 2. pp. 1-47.
- PUSCHAROVSKIY, Y. M., A. L. KNIPPER, M. PUIG-RIFA. 1967. Tektonicheskaya karta Kuby, masshtab 1:1 250 000 (Mapa tectónico de Cuba, escala 1:1 250 000) En: Geologiya i poleznyye iskopaemye Kuby (Geología y minerales de Cuba). "Naúka", Moscú, pp. 7-30.
- SCHUCHERT, CHARLES. 1935. Historical geology of the Antillean-Caribbean region. John Wiley and Sons Inc., New York, 811 p.
- TABER, STEPHEN, 1934. Sierra Maestra of Cuba, part of the northern rim of the Barlett Trough. Bull. Geol. Soc. America, vol. 45, pp. 567-620.