

Meseta de Boniato y graben de Santiago de Cuba: un enfoque geomorfológico de su desarrollo morfoestructural

José Juan Zamorano Orozco*
Mario Arturo Ortiz Pérez*
María Teresa Ramírez Herrera*
José Ramón Hernández Santana**

Recibido: 4 de mayo de 1999
Aceptado en versión final: 17 de septiembre de 1999

Resumen. La aplicación de los métodos del análisis morfoestructural al territorio de la meseta de Boniato-graben de Santiago de Cuba permitió revelar la influencia tectónica del mecanismo de transformación izquierda imperante, desde el Oligoceno-Mioceno, a lo largo del Caribe septentrional. Las manifestaciones transcurrentes determinaron la formación de la cuenca de tracción de la bahía de Santiago de Cuba y sus componentes de desplazamiento vertical, una marcada diferenciación en bloques de la escarpa tectónica de Boniato, destacando al sector más activo, "El Cristo". Los datos de la geodinámica reciente (movimientos tectónicos seculares y sismicidad) de las últimas décadas concuerdan con los nuevos aportes geomorfológicos de este trabajo.

Palabras clave: Análisis morfoestructural, modelo geodinámico, cuenca tectónica.

Abstract. The application of morphostructural methods to the region of Boniato plateau, Santiago de Cuba graben, allowed to detect the tectonic influence of a left-lateral movement, which has ruled the Northern Caribbean region since the Oligocene-Miocene. Lateral-slip movement has determined the formation of a pull-apart basin along Santiago de Cuba bay, and its vertical component has determined a remarkable block differentiation of the tectonic scarp of Boniato, emphasizing the most active sector in the area, "El Cristo". New geomorphic data are accordant with data on the recent geodynamics (crustal tectonic movements and seismicity) of the last decade.

Key words: Morphostructural analysis, geodynamical model, tectonic basin.

INTRODUCCIÓN

Las investigaciones morfoestructurales realizadas en Cuba oriental durante las últimas décadas, revelaron un contraste geomorfológico de la zona de articulación entre la meseta de Boniato y el graben-monoclinal de Santiago de Cuba, que se manifiesta en el relieve como uno de los fracturamientos neotectónicos más intensos de este territorio.

A partir de 1980, dan inicio estudios multidisciplinarios que aplican métodos geodésicos y sísmicos en el denominado "polígono geodinámico de Santiago de Cuba", cuyos primeros resultados (Lilienberg *et al.*, 1993; Rueda *et al.*, 1994) destacaron la movilidad actual y carácter oscilatorio de los movimientos tectónicos recientes, a lo largo de esta zona sismogeneradora (Hernández

et al., 1989).

La evolución tectónica del sistema montañoso de la Sierra Maestra (donde el mesobloque morfoestructural Boniato-Santiago de Cuba se superpone transversalmente) ha demostrado la presencia de movimientos neotectónicos débiles a moderados, expresados en la formación de su relieve. A su vez, los resultados de las nivelaciones geodésicas de primer orden (1956-1976), repetidos a lo largo de líneas al sur y al norte del graben, reflejan ascensos de 2 a 3 mm por año en la región noreste, "El Cristo".

Ante estas manifestaciones, se ha tratado de establecer un modelo geodinámico para este nudo morfoestructural, en estrecha relación con el mecanismo de desplazamiento horizontal izquierda, de la zona de interacción de las placas Caribe-Norteamericana

* Instituto de Geografía, UNAM, Cd. Universitaria, Coyacán, 04510, México, D. F. e-mail: zamo@servidor.unam.mx

** Instituto de Geografía Tropical, Ministerio de Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente de Cuba, Apdo. Postal 4017, Plaza 10400, La Habana, Cuba.

(microplaca Cubana). Este trabajo se aborda con un enfoque geomorfológico estructural, a fin de contribuir con un modelo donde se expliquen los mecanismos geodinámicos. Alcanzar semejante propósito apoyará los planes de preparación y mitigación sísmica de la ciudad de Santiago de Cuba, la segunda más poblada del país.

CONSTITUCIÓN GEOLÓGICA DE LA ZONA SUPERPUESTA BONIATO-SANTIAGO DE CUBA

La evolución y consolidación geotectónica del territorio oriental de Cuba, descansa en dos etapas contrastantes del desarrollo de su corteza terrestre: formación de arco insular (zonas estructurales precubanas) de edad Eoceno tardío; y la plataforma (complejo sedimentario autóctono moderno, poscubano) del Oligoceno-Cuaternario.

El arco insular se divide en cinco zonas estructurales precubanas (Caimán, Auras, Tunas, Sierras de Nipe-Cristal-Baracoa y Remedios), cubiertas por las estructuras superpuestas siguientes: Cuenca de Guacanayabo-Nipe, Cuenca de Guantánamo, Sinclinatorio o Valle Central, márgenes transgresivos litorales del norte y del sur (Nagy, 1983).

La zona superpuesta de la meseta de Boniato-graben de Santiago de Cuba se ubica en la zona estructural Caimán, unidad morfotectónica del arco insular del Paleógeno cubano. Está constituida de secuencias vulcano-sedimentarias, con predominio de series piroclásticas de composición andesítica.

Desde el punto de vista morfoestructural, la zona superpuesta está integrada por la meseta horst-monoclinal de Boniato (constituida por la formación volcanosedimentaria "Cobre" y sedimentaria "Puerto Boniato") y el graben monoclinal de Santiago de Cuba (compuesto por las formaciones del complejo platafórmico "La Cruz" del Mioceno superior; "Maya" y "Santiago" del Plioceno; y "Jaimanitas" del Pleistoceno), lo que evidencia

la joven consolidación de su relieve (Plioceno-Cuaternario).

CARACTERIZACIÓN DE LA SECUENCIA LITOESTRATIGRÁFICA

Formación Cobre. Descrita por Taber (1931), constituye una serie volcánica-sedimentaria, compuesta en su mayor parte por rocas andesíticas, que incluyen lavas en forma de mantos y cuerpos hipabisales, aglomerados, tanto de matriz tobácea como de lava; rocas hialo-clásticas, tobas (en su mayoría calcáreas) y por intercalaciones de lentes y capas de calizas orgánicas y calizas tobáceas. En los perfiles de las diferentes regiones donde afloran estas rocas, las relaciones mutuas y proporciones de los distintos componentes son variados y no siempre es posible establecer el predominio de un tipo de rocas sobre otro, o delimitar con exactitud su extensión, porque gradualmente pasan de un tipo a otro, tanto en sentido horizontal como vertical (Jakus, 1983). La Formación Cobre se extiende desde el Cretácico superior hasta el Eoceno medio.

Dentro de la zona superpuesta Boniato-Santiago de Cuba afloran algunos miembros de la Formación Cobre, tales como:

a) *Miembro Caney:* según Sokolova *et al.* (1973), son rocas derivadas de tobas cineríticas, tobas calcáreas y calizas tobáceas, bien estratificadas, generalmente en capas finas, aunque también contiene lapillis y, en menor cantidad, intercalaciones de lavas y aglomerados. Su espesor alcanza los 1 000 m aproximadamente y corresponden al Eoceno medio. Sus afloramientos son notables en la meseta de Boniato y en la cadena monoclinal de la Sierra de Puerto Pelado (uno de los planos o espejos de falla más conservados y jóvenes de Cuba).

b) *Miembro Hongolosongo:* descrito por Yidkov *et al.* (1971), se forma por secuencias donde predominan tobas ácidas (dacíticas, riolíticas y riolíticas), sin estratificación definida. En su composición son frecuentes los

aglomerados, lapillis y las ignimbritas. En forma menos abundante aparecen diques de pórfidos dioríticos y de basaltos. Su espesor se calcula sobre los 3 000 m, y corresponde al Eoceno medio.

c) *Miembro Cuabitas*: según Lewis *et al.* (1955), está representado por lentes de calizas de origen arrecifal, lo que evidencia un ambiente sublitoral alrededor de islotes volcánicos. Su espesor aproximado es de 60 m y se estima que su edad corresponde al Eoceno inferior medio.

Sepultando los miembros de la Formación Cobre, descritos anteriormente, se encuentra la *Formación Puerto Boniato*, del Eoceno medio, que forma una franja discontinua a lo largo del pie septentrional de las montañas de la Sierra Maestra. Según Nagy *et al.* (1976), está constituida por calizas finamente estratificadas, compactas, con intercalaciones de sílice (negro parduzco) y marga (gris claro). Sus espesores no sobrepasan los 50 m.

En el graben de Santiago de Cuba —cuenca superpuesta de pequeñas dimensiones— se ubican las formaciones del complejo platafórmico, que sobreyacen a la Formación Cobre. Entre ellas se encuentran:

- *Formación La Cruz*: descrita por Vaughan (1919), se extiende por la periferia de la bahía de Santiago de Cuba, en una faja estrecha hacia el oeste y más ancha hacia el este, limitada por el poblado de Siboney. De acuerdo con Jakus (1983), está constituida por aleurolitas, areniscas, calcarenitas con intercalaciones de calizas orgánico-detriticas y margas. Su espesor probable es de 100 m y está cubierta de manera discordante por las formaciones Maya y Jaimanitas.
- *Formación Maya*: descrita por Franco (Nagy *et al.*, 1976), está constituida por calizas coralinas macizas, recristalizadas e intensamente carsificadas, con espesores entre 20 y 50 m. Su edad probable es Plio-Pleistoceno.

- *Formación Santiago*: también descrita por Franco (Nagy *et al.*, 1976), está constituida por arcillas areno-limoso-calcáreas, poco consolidadas, finamente estratificadas, con concreciones de carbonatos. Aflora en el área septentrional de la bahía de Santiago de Cuba y en la cuenca del río San Juan. Su espesor alcanza algunas decenas de metros y se presume una edad del Plioceno.

- *Formación Jaimanitas*: es una de las formaciones transgresivas litorales más jóvenes, descrita por Brödermann (1943), constituida por calizas orgánico-detriticas masivas, a veces con indicios poco marcados de estratificación, su edad es Pleistoceno superior.

ASCENSOS NEOTECTÓNICOS DEL SISTEMA MONTAÑOSO SIERRA MAESTRA

Con base en los estudios morfoestructurales de Hernández *et al.* (1989), las oscilaciones del sentido y magnitudes de los movimientos tectónicos verticales recientes, por nivelaciones geodésicas repetidas de primer orden durante 1982-1985, alcanzaron amplitudes entre +1 y +2.5 mm/mes, lo cual evidencia su elevada inestabilidad tectónica actual y su carácter sismogenerador (Figura 1a).

Las nivelaciones se llevaron a cabo en el "polígono geodinámico complejo de alta precisión de la región de Santiago de Cuba", formado por 400 km de líneas geodésicas de primer orden y 182 km de segundo orden. Estas líneas están diseñadas para el análisis geodinámico de fallas activas y comprende 700 puntos de observación (monumentos geodésicos).

Los máximos ascensos reportados en décadas anteriores se reflejan en "El Cristo" (Figuras 1b y 1c), región más oriental de la meseta de Boniato. La escarpa tectónica de la falla Boniato es uno de los elementos estructurales más representativos de esta zona. Su disposición tiene un rumbo aproximado

este-oeste, con contrastes altitudinales entre 200 y 400 m.

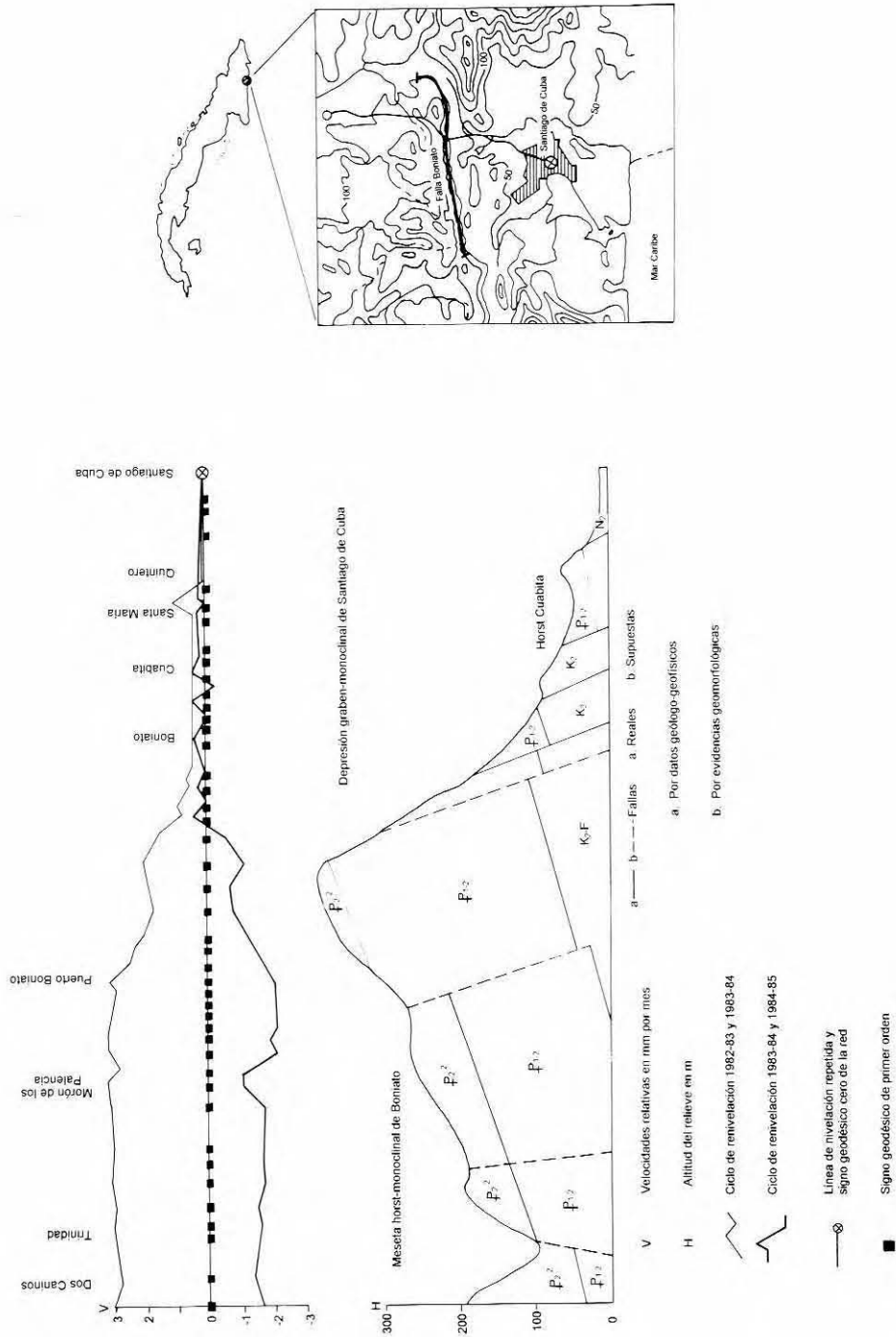


Figura 1a. Carácter oscilatorio de la geodinámica endógena reciente en zonas sismogeneradoras (tomado de Hernández *et al.*, 1989).

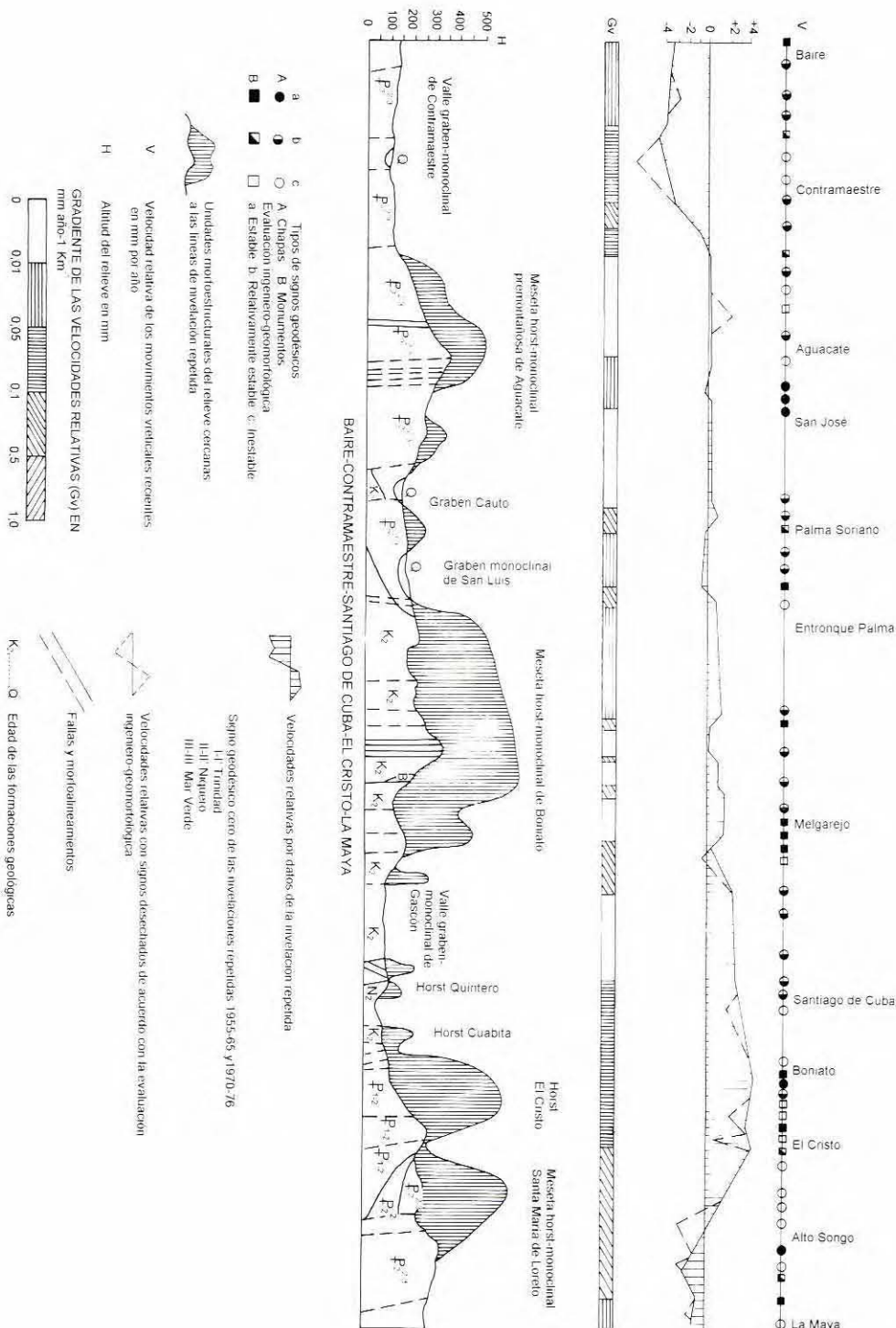


Figura 1b. Perfil geodinámico complejo a lo largo de la zona de articulación, entre la meseta de Boniato y el graben de Cuba. Se aprecia el pico de ascensos máximos en la región "El Cristo" (tomado de Hernández *et al.*, 1989 y Lilienberg *et al.*, 1993).

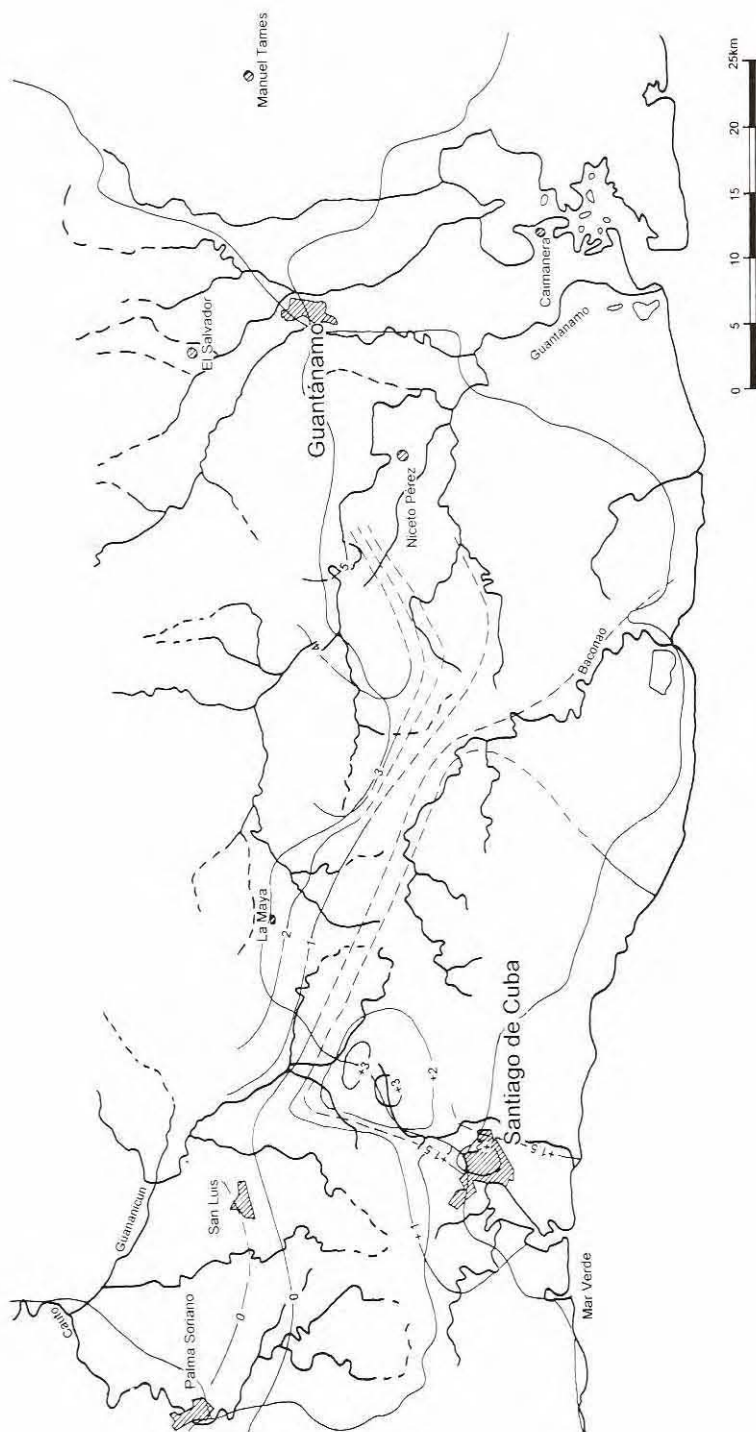


Figura 1c. Mapa de velocidades de movimientos tectónicos recientes, en el polígono geodinámico complejo de Santiago de Cuba. Los ascensos máximos de + 3 mm/año coinciden con la región "El Cristo" (tomado de Lilienberg *et al.*, 1993).

METODOLOGÍA

Una de las primeras tareas de la geomorfología estructural radica en la expresión de la estructura geológica en el relieve, con objeto de destacar el papel de los diferentes mecanismos tectónicos en la formación, morfología y dinámica de éste. La utilización de estos principios geomorfológicos contribuye a estudios de prevención de desastres naturales (riesgo sísmico), al óptimo ordenamiento socioeconómico territorial y al uso eficiente de los recursos naturales en función de la aptitud funcional de los geosistemas.

Como primera etapa, se interpretaron fotografías aéreas a escala 1:62 000 y 1:37 500, así como las bases topográficas, a escala 1:50 000, del Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía, lo cual permitió identificar los diferentes sistemas regionales de fractura, las principales unidades morfoestructurales y sus sistemas disyuntivos específicos.

En forma paralela, fueron confeccionados los perfiles geomorfológicos complejos según el método expuesto por Ortiz (1990), complementados con los principios metodológicos de Orlova (1981), para la definición de morfoalineamientos. Estos perfiles se establecieron sobre el parteaguas de la meseta de Boniato y en el borde superior e inferior de la escarpa tectónica meridional, misma que origina y determina el contraste geomorfológico con el graben de Santiago de Cuba (Figura 2a).

Los métodos de Kostenko (1975) permitieron determinar los movimientos de ascenso y descenso, a partir del análisis de las superficies de nivelación y otros niveles geomorfológicos, así como de la profundidad de disección, estableciendo la diferenciación de bloques en el borde meridional de la meseta de Boniato, una de las morfoestructuras más activas de Cuba oriental (Figura 2b).

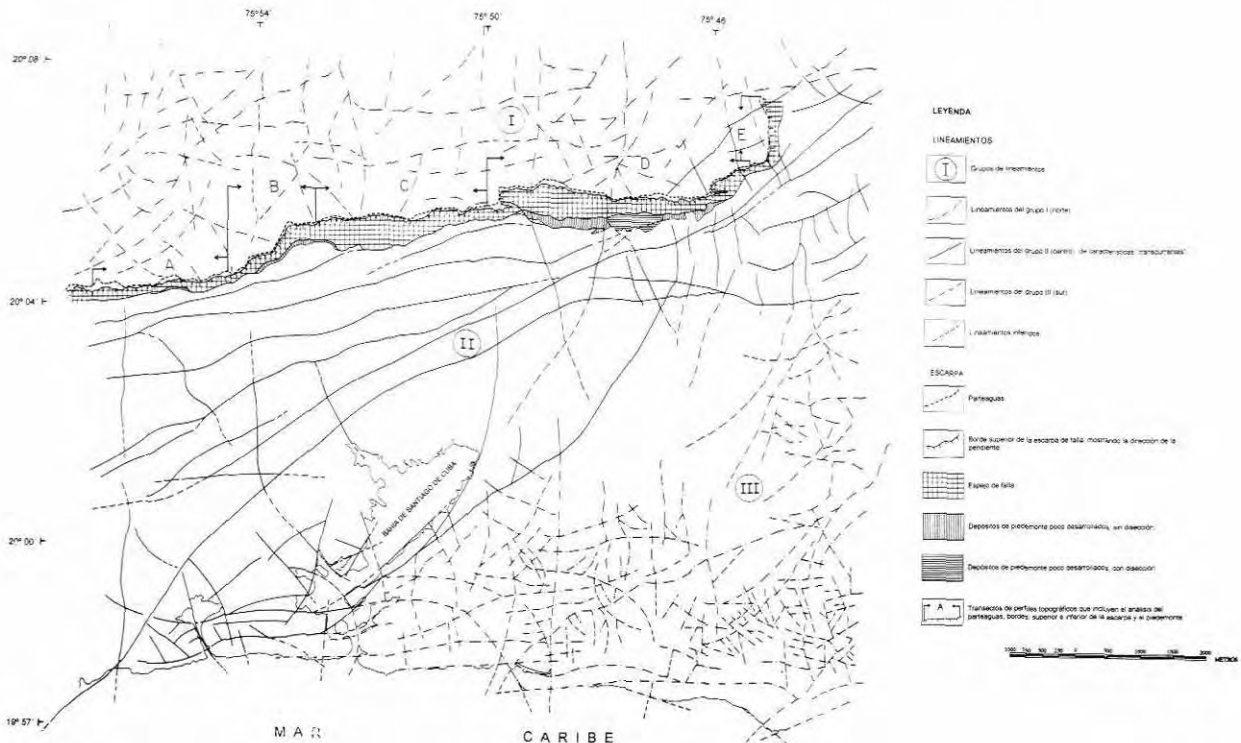


Figura 2a. Lineamientos y escarpa de Boniato.



El índice de sinuosidad del frente montañoso fue aplicado a la escarpa de la meseta de Boniato. La sinuosidad del frente montañoso indica el grado de irregularidad o sinuosidad a lo largo de la base del escarpe (Wells *et al.*, 1988). Debido a que la vista en planta de la mayoría de las fallas es recta o ligeramente curva, el grado de alteración por erosión de las estructuras tectónicas puede ser medido usando el índice de sinuosidad del frente montañoso (Bull y McFadden, 1977), éste se define como:

$$S_{mf} = L_{mf}/L_s$$

donde, L_{mf} es la longitud del frente montañoso a lo largo de la unión de la montaña-piedemonte y L_s es la longitud en línea recta del frente.

El índice de sinuosidad refleja el balance entre la tendencia de las corrientes fluviales y los procesos de ladera a producir frentes montañosos irregulares o sinuosos y la tectónica vertical activa, que tiende a producir un prominente frente rectilíneo (Keller y Pinter 1996). Los valores de S_{mf} son cercanos a 1.0 en los frentes de mayor actividad tectónica, mientras que el índice de sinuosidad se incrementa si la velocidad del levantamiento se reduce o cesa y los procesos de erosión empiezan a formar un frente sinuoso que se vuelve cada vez más irregular con el tiempo. El índice de sinuosidad ha sido aplicado en zonas de climas variados: desértico en el norte del desierto de Mojave (Bull y McFadden, 1977), tropical en la costa de Costa Rica (Wells *et al.*, 1988) y templado semihúmedo en el centro de México (Ramírez-Herrera, 1994, 1997).

En este estudio, los frentes se definieron como los escarpes de falla que bordean el sur de la meseta de Boniato, con un relieve de 360 m en el sector más alto y 20 m en el sector más bajo del escarpe. El borde superior del escarpe tiene una longitud de 13.05 km, mientras que su base es menos sinuosa y tiene una longitud de 12.25 km. Para el análisis del índice de sinuosidad, el frente montañoso fue dividido a lo largo en segmentos con características

geológicas y morfológicas similares (Figura 2b). Los criterios para diferenciar a los segmentos incluyen alguno de los siguientes: a) intersección del frente por corrientes fluviales (drenaje) y de lineamientos (fallas) perpendiculares, relativamente grandes en escala, que cruzan al frente; b) cambios en la orientación del frente montañoso, y c) cambios en la morfología del frente con respecto a los segmentos adyacentes (Figura 2a).

La orientación de los segmentos, por rumbos, es la siguiente:

Sector A: 84° NE.

Sector B: 61° NE.

Sector C: 85° NE.

Sector D (se dividió en dos sectores): D₁ - 88° NE y D₂ - 51° NE.

Sector E (se dividió en dos sectores): E₁ - 65° NE y E₂ - 0° N.

Los segmentos anteriores se encuentran, asimismo, diferenciados en el perfil topográfico longitudinal del parteaguas del frente montañoso, donde se observan diferencias en la profundidad de la disección de los límites de los segmentos (Figura 2b).

A partir del análisis de rosas de fracturas, se establecieron tres zonas estructurales (Figura 3) y se elaboraron, para cada una de ellas, modelos de esfuerzos y deformación, con base en la propuesta de Wice *et al.* (1985). Estos modelos reflejan las direcciones preferenciales de los sistemas disyuntivos y sus efectos en el elipsoide deformado por fallamientos transcurrentes siniestros, mostrando las zonas de compresión y distensión.

Al mismo tiempo, fueron confeccionados modelos digitales del terreno, a los cuales se les aplicaron filtros direccionales, que simulan orientaciones de luz y sombra de los ocho puntos cardinales, y reflejan los principales elementos morfoestructurales (Figura 4).

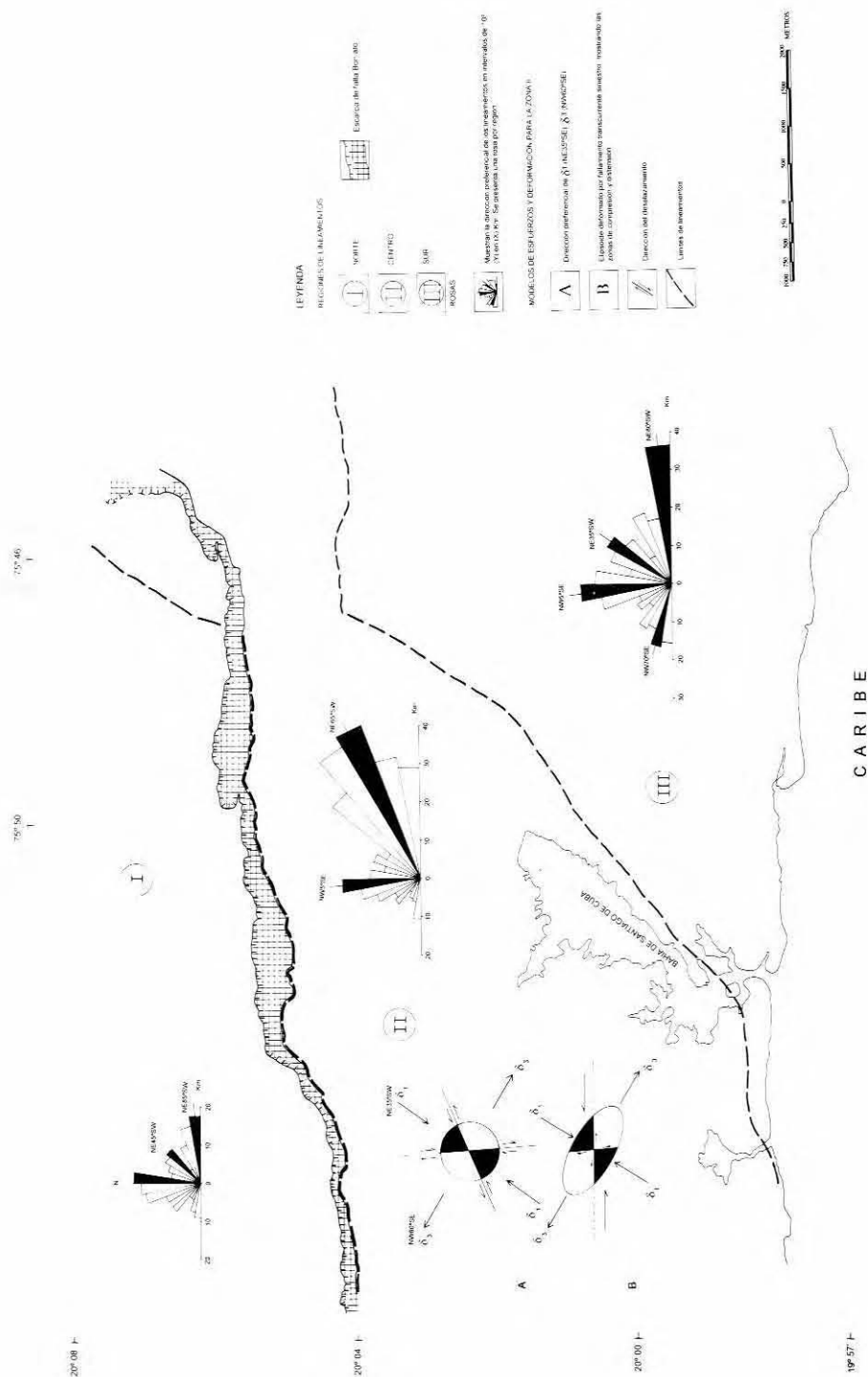


Figura 3. Direcciones preferenciales de lineamientos y fallas por regiones y sistema de esfuerzos preferenciales.

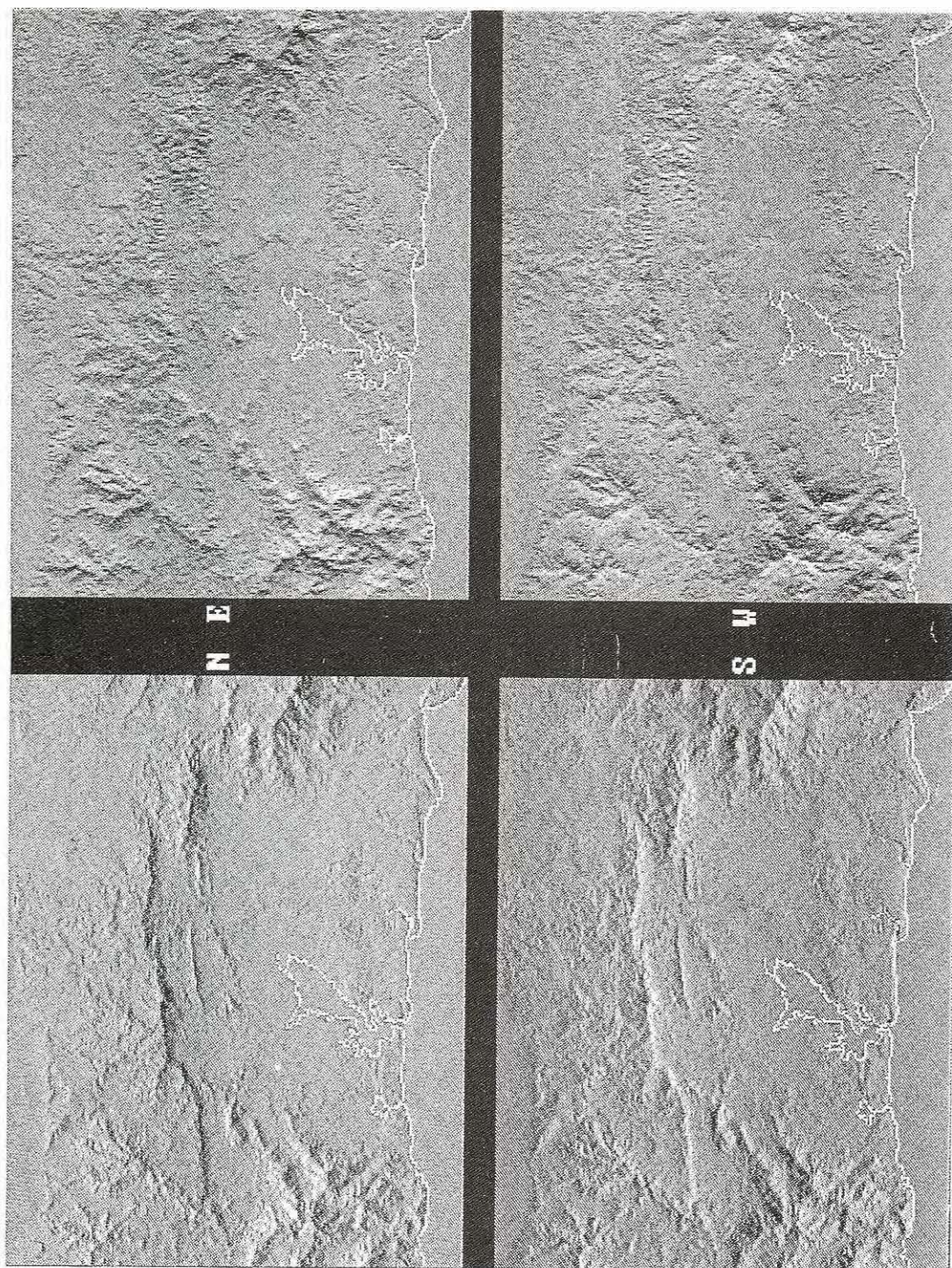


Figura 4a. Modelos digitales del terreno del mesobloque morfoestructural de la meseta de Boniato-graben de Santiago de Cuba.

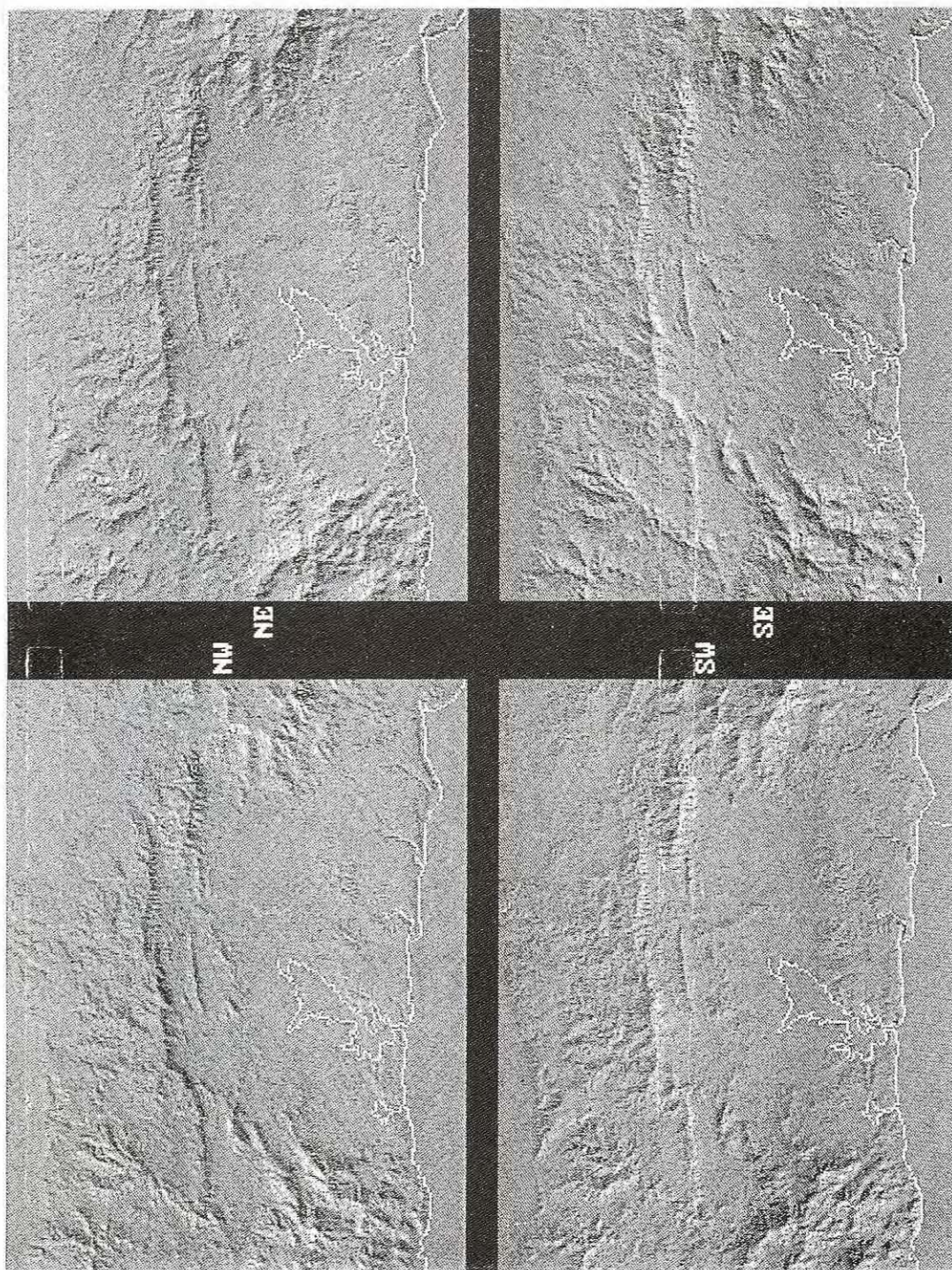


Figura 4b. Modelos digitales del terreno del mesobloque morfoestructural de la meseta de Boniato—graben de Santiago de Cuba.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

El mesobloque morfoestructural meseta de Boniato-graben de Santiago de Cuba, superpuesto transversalmente al levantamiento neotectónico general del macrobloque longitudinal y sublatitudinal de las montañas de la Sierra Maestra, está diferenciado por tres sistemas disyuntivos, en función de su expresión geomorfológica y disposición geográfica (Figura 3).

El sistema I (Norte) se caracteriza por presentar un patrón de disyunción en tres direcciones: norte (15 km de longitud), NE 45 SW (12 km) y NE 85 SW (17 km). Esta región posee baja densidad de lineamientos, con una longitud promedio de 10 km, en un sistema ortogonal, con evidentes movimientos de ascenso y descenso. Los lineamientos se expresan en el relieve a través de cambios de dirección fluvial (en ángulos agudos), sucesión de puertos, sectores lineales de parteaguas, escarpas rectilíneas, entre los más importantes.

El sistema II (Central), con direcciones preferenciales de lineamientos NE 65 SW (40 km) y NW 5 SE (20 km); forma un ángulo (60°) entre estas orientaciones, que pone de manifiesto el carácter compresivo de los esfuerzos principales. El trazo de los lineamientos está definido por fallas transcurrentes que se expresan en el relieve a través de cuencas de tracción (*pull apart basin*), valles desplazados, bloques rotados de alturas pequeñas y desplazamientos de cimas interfluviales. Se presume que la expresión morfológica de la bahía de Santiago de Cuba, obedece a un sistema disyuntivo transcurrente, es una cuenca de tracción, siendo éste el principal elemento que sustenta la hipótesis de deformación regional. Por otro lado, los modelos de deformación transcurrente siniestra indican una dirección de compresión NE 35 SW y una distensión NW 60 SE (fallas que limitan la cuenca de tracción de la bahía de Santiago de Cuba).

Debido al carácter de los esfuerzos, el contraste altitudinal es mínimo, siendo de mayor importancia los desplazamientos horizontales. Esto es evidente en el sector E del perfil longitudinal del parteaguas de la meseta de Boniato y de los bordes de la escarpa (Figura 2a), donde el contraste altitudinal es mínimo. Cabe destacar que, en dicho sector, la densidad de lineamientos aumenta, concentrándose convergentemente a manera de vértice o nudo morfoestructural. Esta concentración de energía se refleja en la mayor actividad tectónica de la falla de Boniato, según el índice de sinuosidad y las manifestaciones dinámicas, tanto seculares como sísmicas (Hernández *et al.*, 1989; Lilienberg *et al.*, 1993; Rueda *et al.*, 1994). Este nudo morfoestructural refleja, además, intensos procesos gravitacionales, con manifestaciones de varias generaciones de deslizamientos en la zona vecina de Santa Ana (Lilienberg *et al.*, 1993).

La mayor densidad de lineamientos se observa en el sistema III (Suroriental), donde se presentan cuatro direcciones preferenciales: NE 85 SW, NW 5 SE, NE 35 SW y NW 70 SE. Las dos primeras se correlacionan con la deformación transcurrente del sistema II (Central), en tanto que las dos últimas, son fallas y fracturas resultantes de la deformación transcurrente (véase modelo del elipsoide de deformación, diagrama A de la Figura 3). Elementos del relieve que sustentan lo anterior son: sectores rectilíneos de costa y ríos, desviación de cauces, escarpas que definen estructuras de bloque, capturas de cuencas fluviales por movimientos verticales de ascenso al SE del poblado de "Sevilla" y en las cercanías de "El Palenque Dos". Un último elemento que denota la influencia tectónica es la frecuente presencia de anomalías fluviales, como el escaso escurrimiento en valles amplios, cuya existencia no puede explicarse por la dinámica de los procesos erosivos.

A diferencia del sector II (Central), el fallamiento transcurrente pierde reflejo directo en el relieve, aunque resulta su génesis principal, pues es el resultado de las deformaciones secundarias impuestas por los

intensos movimientos horizontales. Como respuesta se tienen fallas normales e inversas con dirección noroeste-sureste y noreste-suroeste.

Como resultado del análisis de perfiles longitudinales, tanto del parteaguas como de los bordes superior e inferior, se logró una diferenciación morfológica y morfométrica en cinco sectores (Figura 2b).

El sector A presenta un movimiento relativo de ascenso con una altitud máxima de 440 m y mínima de 280. En la horizontal se aprecia un desfase de 200 m en el parteaguas principal de la meseta monoclinial y el borde superior de la escarpa tectónica, lo que refleja un posible movimiento transcurrente del frente montañoso. Los bordes superior e inferior de la escarpa tienen un desnivel máximo de 180 m y uno mínimo de 20. El índice de sinuosidad del frente montañoso es de 1.036, lo que se interpreta como tectónicamente activo.

El sector B es el resultado de movimientos verticales de descenso, con una altitud máxima de 370 m y mínima de 280. El desfase entre el parteaguas principal y el borde superior de la escarpa es de 400 m en la horizontal. Este sector representa al arco de relieve más expuesto de toda la traza del perfil, con un índice de sinuosidad de 1.0, lo que refleja una tectónica activa.

Los movimientos verticales de ascenso más intenso diferencian al sector C, con una altitud máxima de 560 m y mínima de 260, y un desplazamiento entre el parteaguas principal y el borde superior de la escarpa del orden de 150 m. Este sector se corresponde con una zona de transición entre áreas con distinta actividad tectónica. Su índice de sinuosidad promedio es 1.1. El sector D se diferencia del anterior por su altitud máxima de 480 m y mínima de 345, con un desplazamiento entre el parteaguas principal y el borde superior de la escarpa de 750 m en la horizontal, y un índice de sinuosidad promedio de 1.1, refleja actividad tectónica.

Finalmente, el sector E presenta los contrastes altitudinales más bajos (450 y 200 m), el desplazamiento entre el parteaguas y el borde superior de la escarpa es de 600 m aproximadamente. El índice de sinuosidad promedio es 1.2.

En la interpretación hecha de los perfiles fluviales longitudinales, al norte y al sur del escarpe de Boniato, cabe destacar algunos aspectos complementarios de importancia. En las figuras 5a y 5b se muestran tres grupos de perfiles que cortan de manera transversal a la escarpa de la falla activa Boniato, la cual es el producto de un fallamiento normal con componentes de transcurrencia siniestra, en dirección este-oeste. El perfil I se compone de dos sectores, el norte (IB - IB'') y el sur (IA - IA''), su traza cubre el sector más estable de la escarpa, según los resultados mostrados en la figura 2b. Para este sector es evidente el desarrollo de cauces con una asimetría hacia el sur, de forma gradual, llegando a cero, y de 200 m al norte, cuando la altitud del parteaguas es de 305 m.

El perfil III, compuesto por los sectores III D - D', al norte, y III E - E', al sur, se ubica en la zona de transición tectónica a lo largo de la escarpa y el borde meridional de la meseta de Boniato. Las cuencas fluviales son cortas y con muy pocos afluentes, y su asimetría es mayor, ya que la diferencia entre los niveles de base es de 180 m (al norte 245 y al sur de 65 m, respectivamente) y la altitud del parteaguas es de 360 m. Por último, el perfil II, compuesto por dos sectores, norte II F - F'' y al sur II C - C'', se ubica en la zona de mayor actividad tectónica, presentando índices morfométricos menores. La altitud del parteaguas de 220 m y una diferencia de 135 m entre los niveles de base. De toda la región, es la que presenta el perfil más simétrico. Los datos anteriores permiten inferir que, en esta zona, la influencia de los movimientos horizontales en el relieve es más importante que la de los verticales.

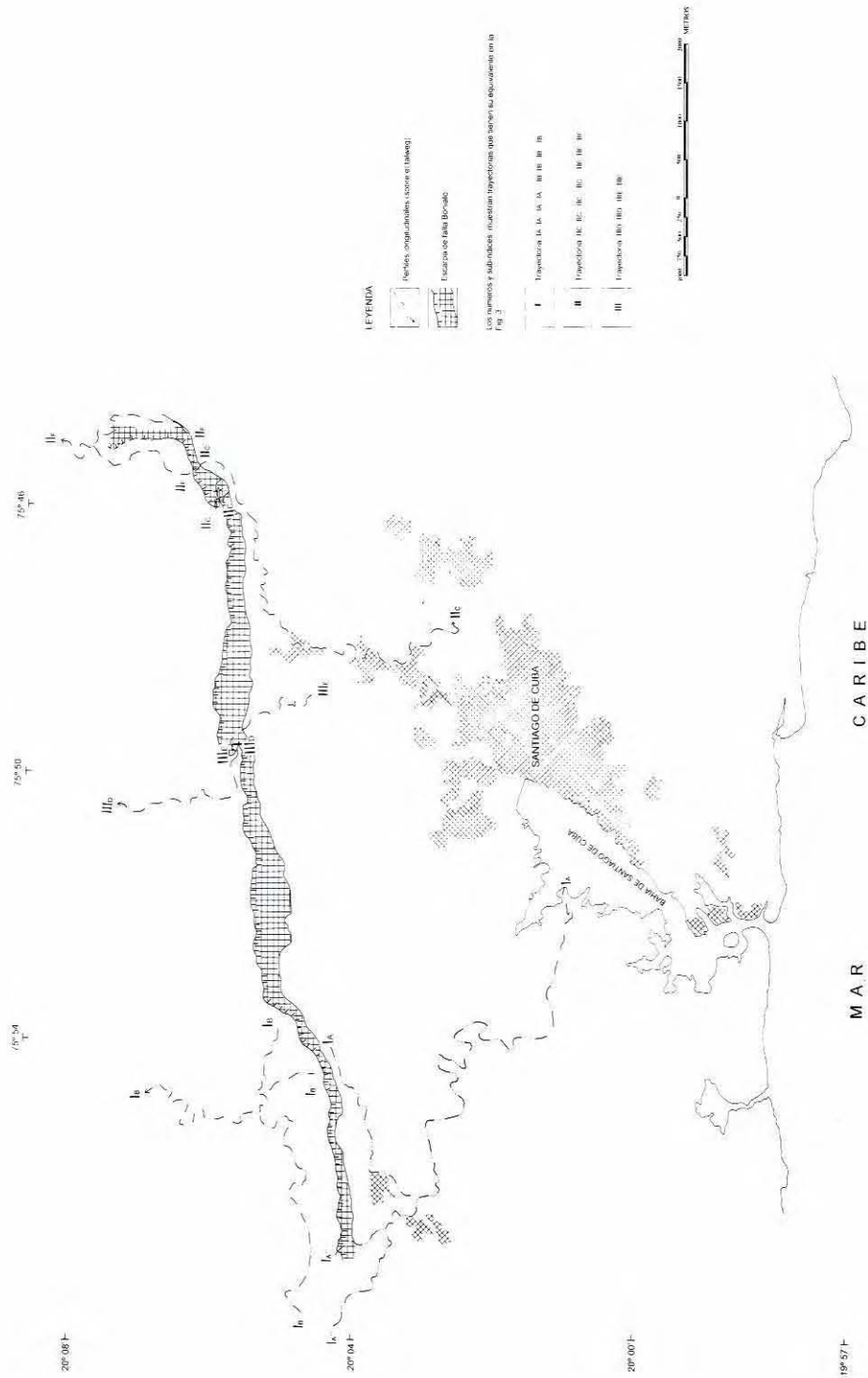


Figura 5a. Trayectoria de los perfiles longitudinales (sobre el talweg).

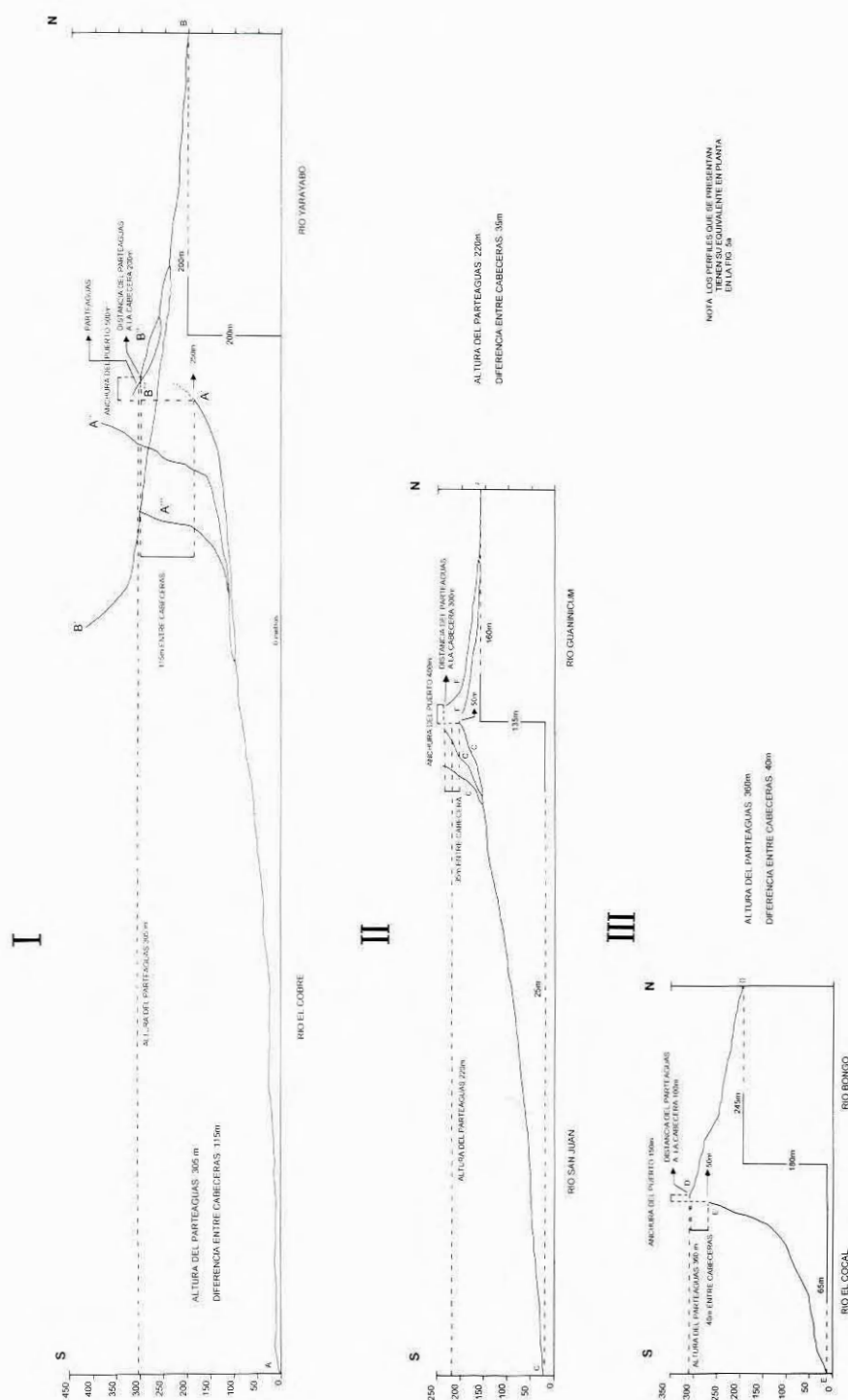


Figura 5b. Perfiles longitudinales.

pacial de las principales morfoestructuras y elementos del relieve.

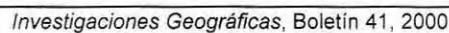


Figura 6. Mapa geomorfológico del mesobloque morfoestructural de la meseta de Boniato—graben de Santiago de Cuba.

Al igual que el mesobloque de la meseta de Boniato, el graben de Santiago de Cuba es resultado de movimientos neotectónicos (Neógeno-Cuaternario) del sistema montañoso de la Sierra Maestra; su desarrollo morfoestructural interno es:

- Al norte, se extiende la meseta monoclinual de Boniato, compuesta por niveles pre-montañosos y de montañas pequeñas, con una clásica morfología de cuevas, debido al basculamiento general hacia el norte de su plano morfoestructural.

- Hacia el sur de la referida meseta se encuentra el graben de Santiago de Cuba, dividido en tres categorías geomorfológicas fundamentales:

a) Premontañas y alturas pequeñas horst-monoclinales de la zona, de intensa fracturación tectónica y morfoelementos de transcurriencia. Esta faja refleja la zona de articulación entre la meseta y el graben, donde interactúan distintos bloques morfoestructurales de configuración alargada y posición sublatitudinal.

b) Meseta estratificada costera, sobre la cual existe un claro espectro de terrazas marinas cuaternarias, carsificadas y destruidas en su parte frontal por procesos sismogravitacionales.

c) Llanuras denudativas, fluviales y fluviomarinas de la parte central del graben, donde se abre la cuenca de tracción de la bahía de Santiago de Cuba.

Los límites de las morfoestructuras se caracterizan por su carácter tectónico y su contraste geomorfológico, generando un relieve de gran energía que se refleja en la dinámica reciente de los procesos físico-geográficos exógenos.

CONCLUSIONES

La aplicación de los métodos del análisis morfoestructural, de manera armónica e integrada, permitió la elaboración de un modelo geodinámico en una zona de fallamiento lateral izquierdo, imperante desde el Oligoceno-Mioceno a lo largo del Caribe septentrional.

La interpretación de los diseños lineales del relieve y su correlación con la estructura geológica reveló tres sistemas disyuntivos: al norte, en la meseta de Boniato; al centro del graben de Santiago de Cuba y, al sureste, la meseta estratificada baja de Santiago de Cuba-Siboney. El análisis de estos patrones y su relación con los elementos del relieve revelaron, en la zona central, manifestaciones transcurrentes de izquierda con la formación de una cuenca de tracción (*pull apart basin*) en la bahía de Santiago de Cuba.

El cálculo del índice de sinuosidad del frente montañoso de la meseta de Boniato, considerada el eje de articulación con la morfoestructura del graben de Santiago de Cuba, reveló que los cinco sectores que forman este frente escarpado presentan semejanza en sus valores y no puede derivarse de éstos una conclusión en cuanto a su actividad tectónica. Es probable, debido a la corta extensión del frente (12 km, aproximadamente), que no se manifieste la diferencia en los niveles de actividad tectónica de los sectores que lo forman.

AGRADECIMIENTOS

A José Manuel Figueroa Mah-Eng por la preparación de los modelos digitales, a Raúl Alvarado y Raúl Gutiérrez por el dibujo y rotulado de mapas y esquemas. A Jorge González Sánchez por la presentación final del texto.

REFERENCIAS

- Brödermann, J. (1943), "Breve reseña geológica de Cuba", *Censo de la República de Cuba*, pp. 113-148.
- Bull, W. B. y L. D. McFadden (1977), "Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California", Doebling, D. O. (ed.), *Geomorphology in arid regions, Proceedings of Eighth Annual Geomorphology Symposium*, State University of New York, Binghamton, pp. 115-138.
- Hernández Santana, J. R. (1986), "Regionalización morfoestructural de la Sierra Maestra y las depresiones circundantes", *Rev. Ciencias de la Tierra y el Espacio*, 12: 36-48.
- Hernández Santana, J. R., D. A. Lilienberg y M. E. Márques Tablón (1989), "Movimientos tectónicos recientes de la corteza terrestre", *Nuevo Atlas Nacional de Cuba*, Ed. Instituto Geográfico Nacional de España, Madrid, IV.2.1.
- Hernández Santana, J. R., T. Chuy Rodríguez y R. González Ortiz (1991), *Influencia de las características morfoestructurales sobre la atenuación sísmica en Cuba sudoriental*, Ed. Academia, La Habana, Cuba.
- Instituto de Geología y Paleontología (1983), *Contribución a la Geología de Cuba oriental*, Ed. Científico-Técnica, La Habana, Cuba.
- Jakus, P. (1983), *Formaciones vulcanógeno-sedimentarias y sedimentarias de Cuba oriental*, Ed. Científico-Técnica, La Habana, Cuba, pp. 17-85.
- Keller, A. E. y Pinter, N. (1996), *Active tectonics. Earthquakes, uplift, and landscape*, Prentice-Hall, Inc., New Jersey, USA.
- Kostenko, N. P. (1975), *Geomorfología estructural aplicada*, UNAM, México.
- Lewis, G. E., J. A. Straczek (1955), "Geology of south central Oriente, Cuba". *U.S. Geol. Survey Bull.*, núm. 975 D, pp. 171-336.
- Lilienberg, D. A., J.R. Hernández Santana, M. E. Márques Tablón y L. Álvarez Gómez (1993), *Movimientos tectónicos recientes de Cuba*, Ed. Academia, La Habana, Cuba.
- Nagy, E. y D. P. Coutin (1976), *Rocas diatomíticas en Oriente. Serie Geológica*, Inst. Geol. Pal., Academia de Ciencias de Cuba, núm. 25, La Habana, Cuba, pp. 9-11.
- Nagy, E. (1983), "Ensayo de las zonas estructuro-faciales de Cuba Oriental", en *Contribución a la Geología de Cuba Oriental*, Ed. Científico-Técnica, La Habana, Cuba, pp. 9-16.
- Orlova, A.V. (1981), *El mosaico móvil de la Tierra* (en ruso), Ed. Nedra, Moscú.
- Ortiz Pérez, M. A. (1990), "Perfiles geomorfológicos complejos", *Serie Varia*, núm. 12, Instituto de Geografía, UNAM, México.
- Ramírez-Herrera, M. T. (1994), *Tectonic geomorphology of the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt*. PhD Tesis, University of Edinburgh, U.K.
- Ramírez-Herrera, M. T. (1997), "Geomorphic indices in the assessment of active tectonism in the Acambay graben", *Earth Surface Processes and Landforms*, pp. 1-15.
- Rueda Pérez, J., E. Arango Arias y T. A. Lobaina (1994), *Algunos resultados del estudio de los movimientos recientes de la corteza terrestre en el polígono geodinámico de Santiago de Cuba*, Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Santiago de Cuba.
- Sokolova, E. A., A. Brito y D. P. Coutin (1973), "Formación manganesífera Cobre (provincia Oriente, Cuba)", en *Geología de los yacimientos minerales de Cuba* (en ruso), Moscú.
- Taber, S. (1931), "The structure of the Sierra Maestra near Santiago de Cuba", *Journ. Geol.*, núm. 39, pp. 532-557.
- Vaughan, T. W. (1919), "Fossil corals from Central America, Cuba and Puerto Rico, with an account of the American Tertiary, Pleistocene and recent coral reefs", *U.S. Nat. Mus. Bull.*, núm. 103, pp. 189-524.
- Wells, S. G., T. F. Bullard, C. M. Menges, P. G. Drake, P. A. Karas, K. I. Kelson, J. B. Ritter, y J. R. Wesling (1988), "Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica", *Geomorphology*, 1, pp. 239-265.

Wice, D., R. Funicello, M. Porotto y F. Salvani (1985), "Features and lineament orientations in Haly", *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96, pp.112 - 138.

Yidkov, A.Y., T. I. Grechanik y A. Norman (1971), *Nuevos datos sobre la composición y estructura de la serie vulcanógeno-sedimentaria "El Cobre"*, Ministerio de Minería, La Habana, Cuba.