

Análisis estructural y morfotectónico en los municipios San Cristóbal y Candelaria, Cuba Occidental: contribución a los estudios de peligrosidad sísmica de la Falla Pinar

Recibido: 20 de septiembre de 2011. Aceptado en versión final: 17 de octubre de 2012.

Alexis Ordaz Hernández*

José Ramón Hernández Santana**

Carlos Enrique Cofiño Arada*

Ana Patricia Méndez Linares**

Gonzalo Galaz Escanilla***

Resumen. La investigación se enfoca en revelar las principales expresiones morfotectónicas del relieve, como contribución al estudio de la sismicidad moderada del territorio. El análisis morfoestructural se combina con resultados del análisis de estructuras a escala mesoscópica, para aportar elementos sobre la dirección preferencial de los esfuerzos tectónicos que determinaron el relieve contemporáneo. En total se describieron 44 afloramientos y se midieron 686 elementos estructurales (fracturas de extensión, de cizalla e híbridas, ejes y planos axiales de pliegues). Las interpretaciones morfotectónicas y de índices geomorfológicos permitieron revelar la diferenciación morfoestructural en bloques, transversales a la falla sinistral Pinar, de potencial carácter sismogénico y, además, concluir sobre las direcciones

principales y subordinadas de los esfuerzos tectónicos que generaron las mesoestructuras del substrato y las morfoestructuras del relieve, parámetros significativos en la caracterización sismotectónica regional. Atención especial merece el “lomo de presión” generado sobre la traza de la falla Pinar, al norte de la localidad La Conchita, el que presenta una diferenciación en microbloques escalonados y desplazados horizontalmente, indicando una notable deformación, cuya geodinámica sugiere una amenaza sísmica para los pueblos de San Cristóbal y Candelaria.

Palabras clave: Análisis estructural, morfotectónica, índices geomorfológicos, Cuba occidental.

Morphotectonic and structural analysis of the municipalities of San Cristóbal and Candelaria, Western Cuba: contribution to seismic hazard studies of Pinar Fault

Abstract. The research focuses on revealing the main morphotectonic expressions of relief, as a contribution to the study of moderate seismicity of territory. Morphostructural

analysis combined with results of analysis of structures, to mesoscopic scale, provide elements of the preferred direction of the tectonic forces that determined the contemporary re-

* Universidad de Pinar del Río, Calle Martí 270 Final, 20100, Pinar del Río, Cuba E-mail: alexisordaz@geo.upr.edu.cu, ordaz1978@hispanavista.com

** Departamento de Geografía Física, Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, México, D. F. E-mail: santana@igg.unam.mx, patyml@igg.unam.mx

*** Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Coyoacán, México, D. F. E-mail: ggalaz@ing.uchile.cl

lief. A total of 44 outcrops were described and 686 structural elements measured (extension fracture, shear and hybrid fracture, axes and axial planes of folds). Morphotectonics interpretations and geomorphological indexes allowed to reveal morphostructural block differentiation, transverse to Pinar transcurent fault, with potential seismogenic character and also conclude on the main and subordinate directions of tectonic efforts which generated the substrate's mesostructures and the relief's morphostructures, significant parameters in characterizing regional seismotectonics.

INTRODUCCIÓN

Este trabajo profundiza en el conocimiento estructural mesoscópico del substrato geológico y morfoestructural del relieve septentrional de los municipios San Cristóbal y Candelaria, en Cuba occidental, con fines de contribución a los estudios de peligrosidad sísmica. El área cubre la porción centro-meridional de la Sierra del Rosario y del margen norte de la Cuenca de Los Palacios, cuya frontera tectónica es la falla de desplazamiento horizontal izquierdo, con componente normal, denominada Pinar. Esta dislocación tectónica, de larga duración, inicia su actividad al concluir los sobrecorrimientos laramídicos, desde inicios del Paleógeno al presente (Cobiella, 2008), manifestando cambios cinemáticos en sus desplazamientos (Cofiño y Cáceres, 2003; Cruz *et al.*, 2007), y estando activa en la actualidad (McGillavry, 1970; Gordon *et al.*, 1997). La mayoría de los autores consideran a la falla Pinar como la principal estructura sismogeneradora en la región (Díaz y Lilienberg, 1989; Chuy, 2002).

A diferencia de la región suroriental cubana, ubicada en un límite activo entre las placas Norteamericana y Caribe, los municipios San Cristóbal y Candelaria se ubican en una zona intraplaca relativamente estable. No obstante, el 22 de enero de 1880 se reportó el sismo de mayor energía en Cuba occidental, con epicentro en las cercanías del pueblo de San Cristóbal, con una magnitud de 5.9 en la escala de Richter (Chuy, 2002). Actualmente, los citados municipios se incluyen en la zona con intensidad MSK entre VI-VII grados y una aceleración horizontal de 40-90 cm/s², para suelos de consistencia media, con una probabilidad de ocurrencia del 15% y un tiempo de vida útil de

Special attention deserves the “back pressure” generated on the Pinar fault trace, located to north of La Conchita, which present a differentiation in stepped microblocks and displaced horizontally, indicating a remarkable deformation with characteristics seismic hazard for San Cristóbal and Candelaria towns.

Key words: Structural analysis, morphotectonic, geomorphological indices, Western Cuba.

las construcciones de 50 años (Oficina Nacional de Normalización, 1999). Esto unido a la capacidad de amplificación sísmica de las formaciones geológicas (Ordaz *et al.*, 2012), sobre los que se desarrolla el principal asentamiento humano (pueblo de San Cristóbal), influyeron en la necesidad de este trabajo.

En el mundo existen múltiples ejemplos de eventos sísmicos importantes en zonas “estables”. Crone *et al.* (1992) y Machette *et al.* (1993) citan un grupo de terremotos originados en áreas de baja sismicidad, relacionados con la reactivación de movimientos en las fallas, como ocurrió en Marryat Creek con el sismo de magnitud 5.8, ocurrido el 30 de marzo de 1986 y en Tennant Creek, del 22 de enero de 1988 con magnitud 6.3-6.7, ambos en Australia; y en Killari, India, el 29 de septiembre de 1993 con magnitud 6.4 (Gahalaut and Kalpna, 2003). Estos antecedentes, similares al evento sísmico de magnitud 5.9 e Intensidad VIII, ocurrido en San Cristóbal en 1880, justifican la realización de este trabajo, en esta zona intraplaca moderadamente sismoactiva del occidente cubano, donde se han detectado contrastes geodinámicos de desplazamiento vertical entre 3 y 3.5 mm/año, a lo largo de la falla Pinar (Díaz y Lilienberg, 1989).

El inicio de la etapa neotectónica es muy controvertido en Cuba, pues algunos autores consideran que oscila entre el Eoceno superior (Iturralde-Vinent, 1998) y el Mioceno Superior (Jain, 1971), aunque existe el consenso de que comenzó en el Oligoceno (Nikonov, 1979). Uno de los objetivos de este trabajo es determinar el papel de la neotectónica en el desarrollo geomorfológico, como contribución a los estudios de peligrosidad sísmica local, empleando el análisis mesoscópico de estructuras del substrato y el análisis de índices

geomorfológicos y morfoestructural del relieve, así como sus correlaciones espaciales.

Se pretende además, establecer comparaciones entre el campo de esfuerzo actual N50E (Cotilla y Álvarez, 2001) y los esfuerzos horizontales máximos que debieron originar algunas de las estructuras estudiadas a escala mesoscópica (pliegues y fracturas) u otras a escala regional (morfoalineamientos).

ÁREA EN ESTUDIO

Contexto geológico regional

El área estudiada se ubica en Cuba occidental y se corresponde con las subzonas estructuro-faciales El Rosario y Cuenca de Los Palacios (Figura 1). La modelación gravimétrica y los datos de pozos profundos reflejan tres horizontes principales, bien definidos en la subzona El Rosario (Fernández de Lara *et al.*, 2002):

a) superficial, de 4 a 5 km de espesor, asociado a la cobertura continental alóctona, con formaciones geológicas entre el Jurásico inferior y el principio del Eoceno medio (Figura 2); *b)* Intermedio, de 2.5 km de espesor, representa la posible cobertura continental autóctona, de edades comprendidas entre el Jurásico inferior y el Cretácico inferior (Iturralde-Vinent, 1988, 1996); y *c)* profundo,

asociado a la corteza continental regional, de edad Jurásico inferior (Cobiella *et al.*, 2000), cuyo tope superior yace a unos 7 u 8 km de profundidad.

La subzona Cuenca de Los Palacios es una estructura deprimida y monoclinial, que buza hacia el sur, con un ángulo muy suave (7 a 8°), cuyo corte estratigráfico está constituido por rocas sedimentarias y vulcanogeno-sedimentarias con aproximadamente 3 km de espesor (Ordaz *et al.*, 2012), estando sobrepuestas discordantemente sobre un basamento ofiolítico (Cabrera *et al.*, 2004).

Las formaciones geológicas que afloran en la subzona Los Palacios son sedimentos aluviales (Q_2), arenas y arenas arcillosas de estratificación horizontal; Formación Guevara (Q^{1-2}_1), arcillas y arcillas arenosas; Formación Guane ($N^{2-2}_2-Q^{1-1}_1$), conglomerados, arenas y arenas arcillosas; Formación Paso Real ($P^{2-3}_3-N^{2-1}_1$), calizas biogénicas y biodetríticas, margas, arcillas carbonatadas con intercalaciones de areniscas; Formación Loma Candela (P^{2b-3a}_2), calizas micríticas y biodetríticas arcillosas, intercaladas con arcillas y conglomerados polimícticos.

Las formaciones geológicas para la subzona el Rosario son más consolidadas: Formación Capdevila (P^{1a}_2), areniscas polimícticas calcáreas, intercaladas con limolitas y conglomerados; Formación Manacas ($P^{2-1}_1-P^{1-2}_2$ mnc), areniscas, limolitas, pedernal, conglomerados y brechas; con depósitos

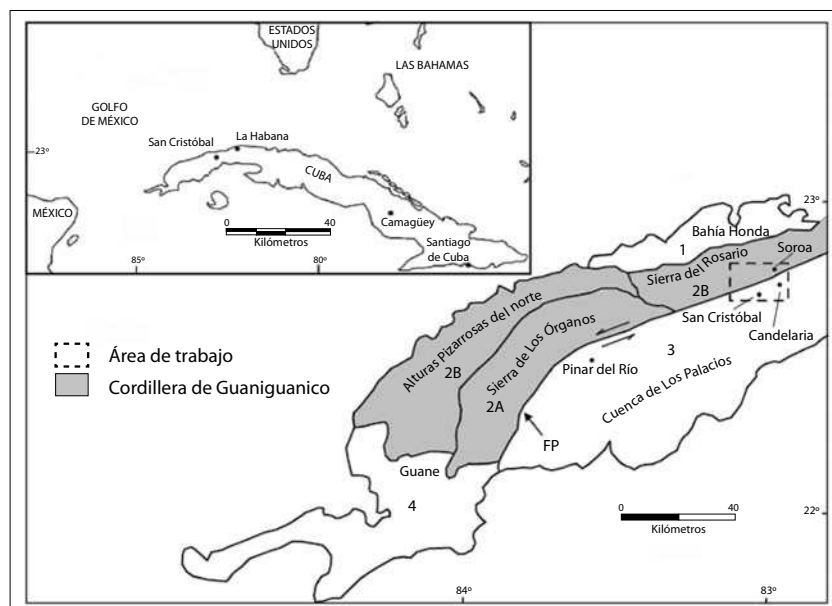


Figura 1. Ubicación geográfica del área en estudio y subzonas estructuro-faciales, posteriores a los movimientos compresivos, originados durante el Paleoceno Superior-Eoceno Inferior (Cofíño, 2002). 1. Terreno Zaza (subzona Bahía Honda), 2. Cinturón Plegado y Cabalgado Guaniguanico (2A Órganos y 2B Rosario), 3. Terreno Zaza (cuenca de Los Palacios), 4. Sedimentos Neógeno-Cuaternarios que cubren rocas del Cinturón Guaniguanico, FP-Falla Pinar).

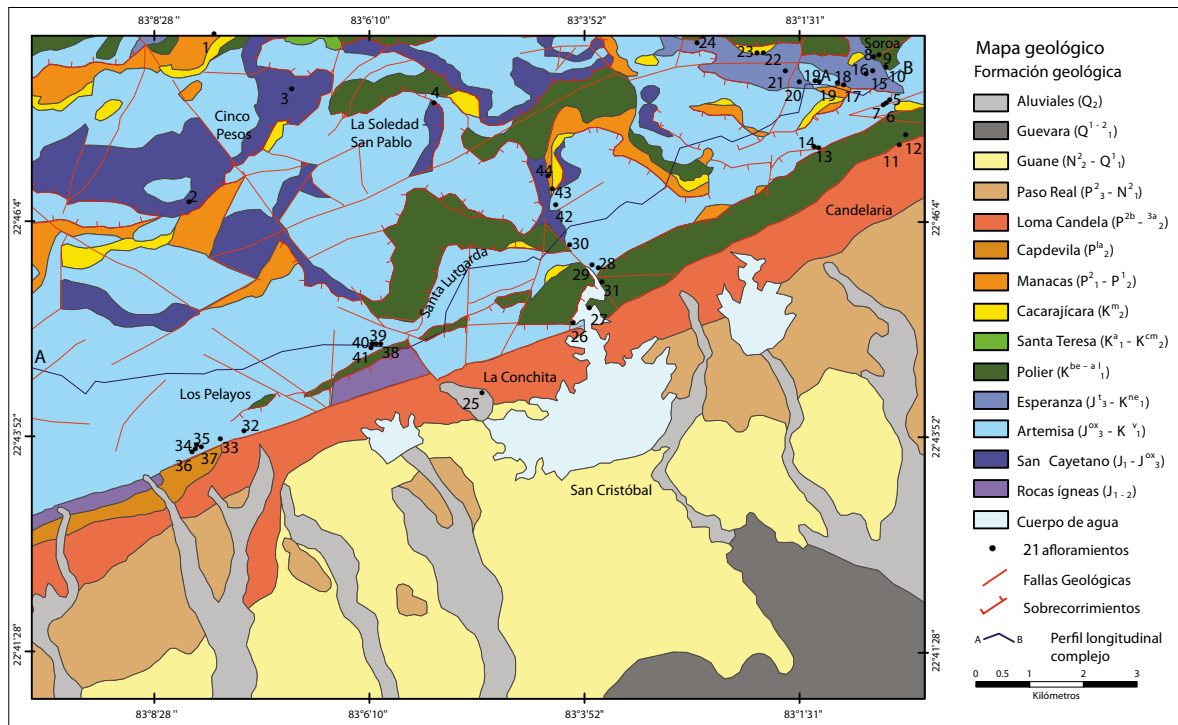


Figura 2. Constitución geológica y ubicación de los afloramientos estudiados.

caóticos en su parte superior; Formación Cacarájicara (K^m_2), megaturbiditas calcáreas, transicionan desde calciruditas a calcarenitas y calcilutitas en el tope; Formación Santa Teresa ($K^a_1 - K^{cm}_2$), pedernales radiolarios con lutitas, calizas y areniscas; Formación Polier (K^{be-al}_1), calizas micríticas con intercalaciones de areniscas, lutitas y pedernales; Formación Esperanza ($J^t_3 - K^{ne}_1$), calizas intercaladas con areniscas cuarzosas, limolitas carbonatadas, esporádicos lentes de pedernales; Formación Artemisa ($J^{ox}_3 - K^v_1$), calizas micríticas, calcilutitas, limolitas carbonosas, areniscas cuarcíferas y pedernales; Formación San Cayetano ($J_1 - J^{ox}_3$), areniscas de variada composición, cuarzosas, cuarzo-feldespáticas, areniscas calcáreas; y Rocas Ígneas (J_{1-2}), nivel ultramáfico metamorfozado (tectonitas), serpentinitas, harzburgitas, dunitas con diferente grado de serpentización y serpentinitas crisotílicas.

Sismicidad y movimientos tectónicos recientes

La falla Pinar constituye el rasgo morfoestructural y geodinámico más relevante del área, con una extensión de 170 km aproximadamente, y una dirección

suroeste-noreste, bordea la parte sur de la cordillera de Guaniguanico, con una profundidad máxima de 25 km aproximadamente (Figura 1). A esta zona de falla se asocia el terremoto de $M=5.9$ grados de magnitud Richter (Díaz y Lilienberg, 1989; Chuy, 2002), que produjo sacudidas de VIII grados de intensidad MSK en localidades de San Cristóbal y Candelaria, el 22 de enero de 1880 (Viñes y Salteraín, 1880; Salteraín, 1884), así como numerosos eventos sísmicos de magnitudes inferiores (Figura 3), reportados en las cercanías de la falla Pinar entre 1528 y 2011, según los daños y perceptibilidad de la población. El terremoto de máxima energía que puede generar la zona simogénica de la falla Pinar es de 6.25 grados Richter aproximadamente, con focos someros entre 8 y 16 km de profundidad (Oficina Nacional de Normalización, 1999).

El evento sísmico más importante de Cuba occidental, ocurrió en la noche del 22 de enero de 1880. Una fuerte sacudida de unos cinco segundos, seguida de estremecimientos de entre seis y ocho segundos, causó la destrucción de las construcciones más sólidas de los asentamientos de San Cristóbal

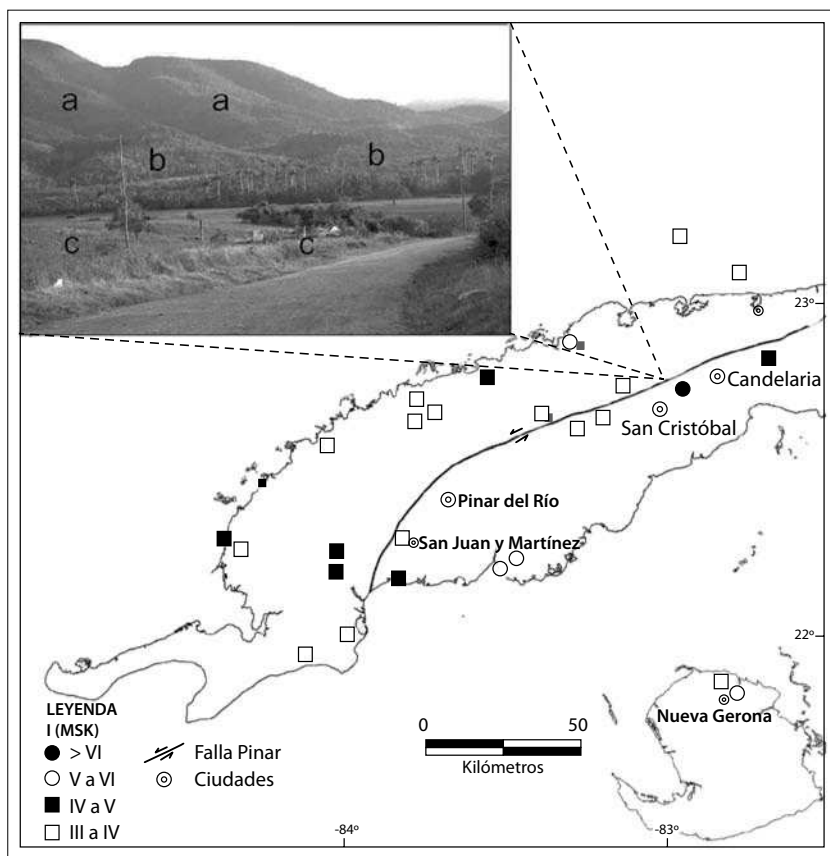


Figura 3. Actividad sísmica en la región occidental de Cuba (1528-2011). En la fotografía: rasgos morfoestructurales de la falla Pinar, (a) Escarpe tectónico de la falla Pinar en las montañas bajas de la Sierra del Rosario, al norte del pueblo de San Cristóbal; (b) lomeríos tectónico-erosivos; (c) llanuras erosivas altas, en el entorno del área en estudio.

y Candelaria, con decenas de heridos. Entre los daños más importantes estuvo la destrucción total de las iglesias de ambos asentamientos y la prisión de San Cristóbal, donde se reportó un fallecido (Ramírez *et al.*, 2010).

En la elaboración de la Figura 3 se emplearon los catálogos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (Álvarez *et al.*, 1993 y 1999; Chuy *et al.*, 1994), los datos instrumentales de la estación sismológica "Soroa" y documentos históricos de Viñes y Salteráin (1880) y Salteráin (1884). Cabe destacar que la sismoestadística reporta 26 eventos de intensidad III, cinco de III-IV, 21 de IV, seis de V, 1 de VI y uno de VIII, este último correspondiente al sismo del 22 de enero de 1880, en el pueblo de San Cristóbal.

Por otra parte, la presencia de los movimientos tectónicos recientes (Díaz y Lilienberg, 1989) y las deformaciones sinistralas de las redes fluviales (Cruz *et al.*, 2007), reflejan el carácter activo de

la falla Pinar. Según la comparación de las nivelaciones geodésicas (Díaz y Lilienberg, 1989), la Sierra del Rosario experimenta ascensos de 1 a 1.5 mm/año, mientras que las llanuras meridionales de Cuba occidental reportan subsidencias de 0 a -2 mm/año, con respecto al punto geodésico nodal del pueblo de Guane (Figura 1), considerado por dichos autores como el "cero relativo" para el estudio geodinámico del extremo occidental de Cuba, ante la ausencia de red mareográfica confiable para determinar desplazamientos absolutos. Indiscutiblemente, estos resultados evidencian la actividad reciente de esta falla. La presencia de estructuras de esquistosidad cizallamiento y de *bookshelf sliding*, *tiling* o *imbrication*, descritos por Cáceres (1997) y Cofiño (2002) en el área, confirman el carácter transcurrente siniestro de la falla Pinar.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Análisis mesoscópico

El análisis mesoscópico del sustrato incluyó la descripción de 44 afloramientos (Figura 2), en los que se realizaron mediciones de elementos estructurales para su procesamiento e interpretación (19 ejes de pliegues y 19 planos axiales de pliegues, 559 fracturas de extensión y 89 fracturas de cizalla híbridas). Hacia el sur de la falla Pinar fue imposible la medición de elementos estructurales dada la inexistencia de afloramientos y la presencia de sedimentos no consolidados. El procedimiento fue el siguiente: *a)* orientación espacial del afloramiento; *b)* descripción litológica, medición de los elementos de la geometría y la orientación de los estratos (buzamiento y dirección del buzamiento); *c)* identificación de estructuras de génesis tectónica, clasificación y medición de su orientación.

Los trabajos geológicos fueron generalizados y reinterpretados de la hoja g3584-85 San Cristóbal del mapa geológico, a escala 1:100 000 (Instituto de Geología y Paleontología de Cuba, 2004). El procesamiento automatizado de los datos se eje-

cutó con el software Dips, con fines de elaborar estereogramas de contornos y rosetas, utilizando una proyección estereográfica equi-areal.

Datos estructurales

Los datos estructurales se midieron en 44 afloramientos, convenientemente distribuidos, tratando de interceptar las secuencias en distintas posiciones. Los puntos de observación se ubicaron a lo largo de los itinerarios en los mejores afloramientos, en los que se realizó una detallada descripción, atendiendo a la litología y las diferentes estructuras disyuntivas y aplicativas observables. Se le brindó especial atención al análisis de vetas, fracturas y pliegues; así como a la orientación y superposición de estas estructuras en el tiempo. Se estudiaron nueve puntos en el cauce del río San Cristóbal, para lograr un mejor grado de aflorabilidad de las distintas secuencias, con rumbo sur-norte aproximadamente. En las canteras Beruvides y La Muralla se ubicaron otros diez afloramientos. El resto de los sitios se ubica en taludes de caminos y carreteras (Figura 2). La Tabla 1 muestra parte de los datos estructurales.

Tabla 1. Fragmento de la base de datos obtenida en los itinerarios realizados para la obtención de datos estructurales

Afloramiento	Coordenadas		Datos medidos	Observaciones relevantes
	Latitud	Longitud		
7	83°0'27"	22°47'10"	Acimut de buzamiento y buzamiento de los estratos (S0) y de los planos de fracturas.	Abundantes fracturas de extensión con orientación 180°/70°, S0 020°/50°
38	83°7'11"	22°43'59"	Acimut de buzamiento y buzamiento de los estratos (S0) y de los planos de fracturas.	Abundantes fracturas de extensión sigmoidales con dirección SW-NE (Figura 6a)
6	83°0'25"	22°47'12"	Orientación espacial de estructuras.	Estructura de esquistosidad cizallamiento con dirección SW-NE
39	83°5'53"	22°44'36"	Orientación espacial de estructuras.	Escamas tectónicas con dirección SW-NE
32	83°7'20"	22°43'47"	Orientación espacial de estructuras.	Estructuras plegadas. Eje del Pliegue: 330°/38° y Plano axial 050°/80°
33	83°7'35"	22°43'41"	Orientación espacial de estructuras.	Fallas inversas con planos de falla orientados a: 248°/60° y 120°/50°

A modo de ejemplo se presenta la descripción realizada en tres de los 44 afloramientos: (1) Afloramiento No. 14 (latitud Norte 83°1'10"; longitud Oeste 22°46'43"), se observan calizas de color gris bien estratificadas, con alternancias de pedernales negros (Formación Artemisa) de edad Jurásico superior (Oxfordiano medio)-Cretácico inferior (Valanginiano). Se observa la presencia de pliegues isoclinales-recumbentes cortados por abundantes vetas de calcita. Elementos de disposición del pliegue son: Plano Axial 110°/30° y Eje 050°/20° (Figura 4a); (2) Afloramiento No. 26 (latitud Norte 83°3'47"; longitud Oeste 22°44'54"). Afloran calizas estratificadas correspondientes a la Formación Artemisa (Figura 4b), donde las rocas están muy fracturadas y se observa plegamiento isoclinal, con planos axiales 170°/32° y eje 230°/18°; (3) Afloramiento No. 34 (latitud Norte 83°7'52";

longitud Oeste 22°43'34"). Calizas de la Formación Artemisa, con yacencia S_O 185°/30°, interceptadas por fallas de movimiento inverso, con PF 120°/70° (Figura 4c).

Procesamiento de los datos estructurales

Los datos sobre la disposición de los elementos se tabularon y procesaron (Figura 5) mediante el análisis propuesto por Riedel (1929), (Figura 5a), que constituye una herramienta fundamental en geología estructural para orientar el esfuerzo principal con respecto a sus estructuras asociadas (pliegues, foliación, fallas, fracturas). Los datos analizados sugirieron el surgimiento de fracturas bajo esfuerzos horizontales máximos (σ_1) N315W y la rotación en el tiempo de estos esfuerzos, con una variación al N45E del máximo estrés compresivo (σ_1').

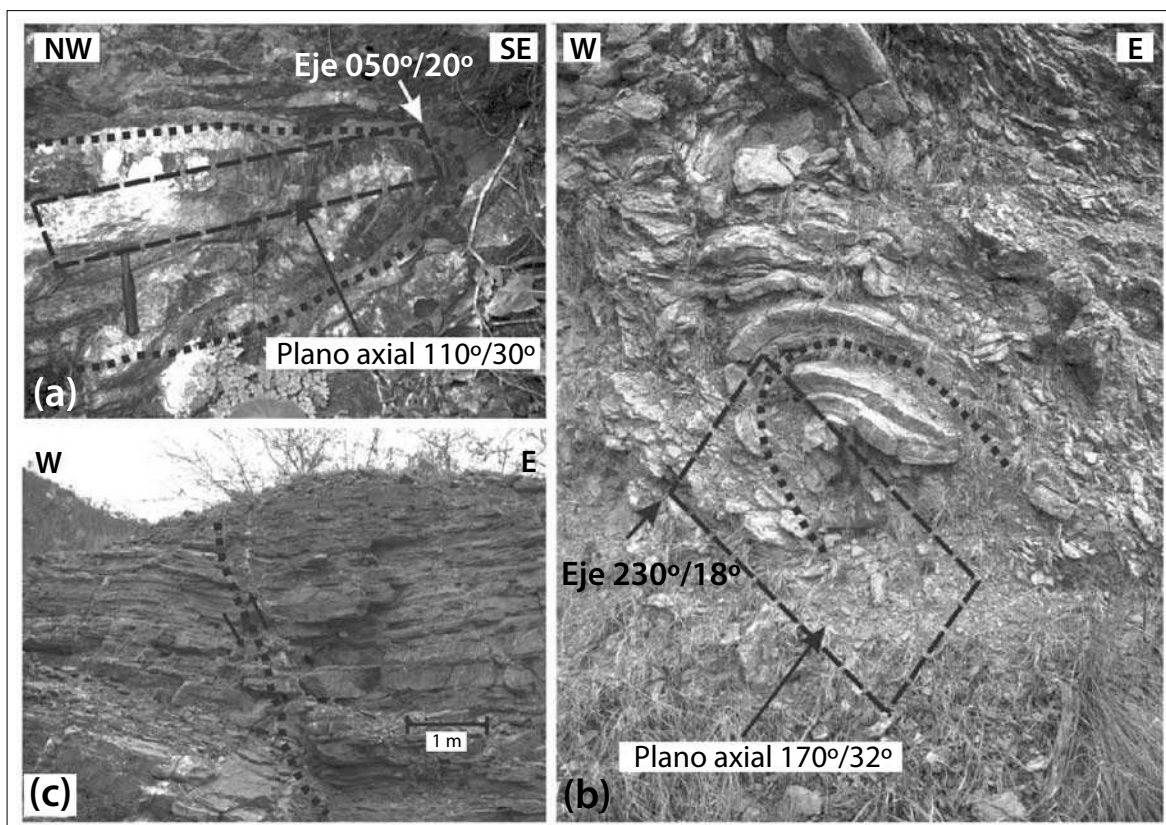
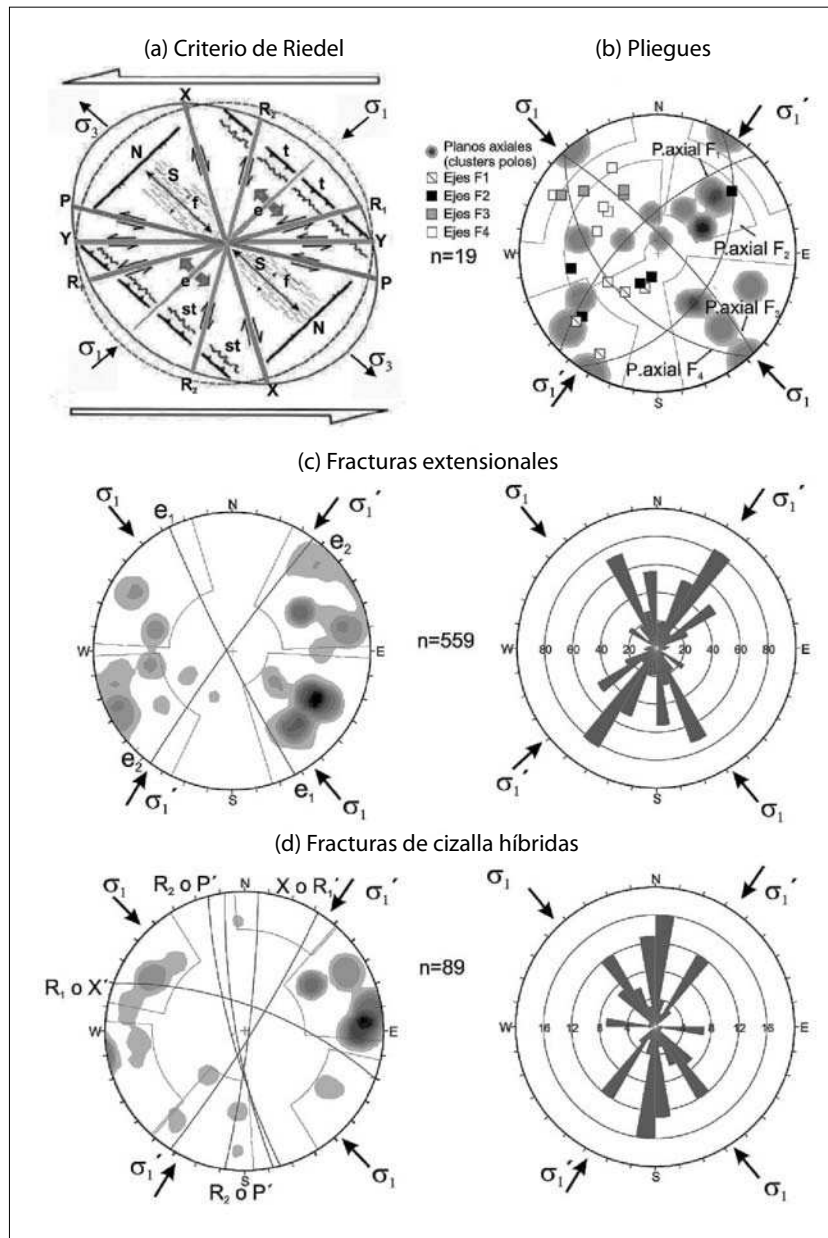


Figura 4. Estructuras en la Formación Artemisa: a) pliegue isoclinal-recumbente en calizas estratificadas con pedernales; b) pliegue isoclinal con su charnela estrangulada, en calizas fuertemente fracturadas; c) fallamiento inverso en calizas, ubicado en las cercanías de la falla Pinar.



La primera dirección es consistente con la generación de dos sistemas de pliegues (F_1 y F_2 ; Figura 5b), mientras que la segunda dirección se sustenta con la generación de otros dos sistemas (F_3 y F_4). Las fracturas extensionales pueden agruparse en dos sistemas fundamentalmente (e_1 y e_2 ; Figura 5c), cuya génesis está necesariamente asociada a dos direcciones distintas de esfuerzos horizontales: N315W (σ_1) y N45E (σ_1'). Además, se identifica-

ron varios sistemas de cizalla híbrida, que por su posición debieron originarse en momentos diferentes, en correspondencia con la variación del NW a NE del máximo estrés compresivo (Figura 5d).

El esfuerzo horizontal máximo (σ_1) N315W determinado en este trabajo, posiblemente esté asociado a los desplazamientos principales reportados en la Cordillera de Guaniguanico, que generaron sobrecorrimientos; cuyos planos principales poseen

una inclinación norte-noroeste, generados en el Paleoceno tardío-Eoceno temprano, durante la orogenia cubana (Pszczolkowski, 1994).

Posterior a los sobrecorrimientos ocurridos durante el Paleoceno superior-Eoceno inferior (Cáceres, 1997), ocurre una desviación paulatina hacia el este del estrés principal (Cofiño, 2002) hasta alcanzar la dirección N45E (σ_1'), estimada en este trabajo, y causante de la fractura de Riedel que genera la falla Pinar y activa hasta el presente (McGillavry, 1970; Gordon *et al.*, 1997). Cotilla y Álvarez (2001) sugieren un campo de esfuerzo actual N50E, muy cercano a los N45E determinado en este trabajo.

La presencia de fracturas de extensión sigmoidales, con dirección SW-NE y las estructuras de esquistosidad cizallamiento estudiadas por Cofiño y Cáceres (2003), (Figura 6), confirman el funcionamiento de la falla Pinar como una gran zona de shear, con desplazamiento transcurrente siniestro. Este resultado es consistente con los alcanzados por Gordon *et al.* (1997) y Cofiño (2002).

Análisis morfotectónico del relieve

Los estudios morfotectónicos se han convertido en una herramienta de trabajo en investigaciones aplicadas a la peligrosidad de origen tectónico. En áreas con sismicidad moderada y una tectónica activa, se hace necesaria la definición de los esfuerzos

que originan las deformaciones actuales (Olivera *et al.*, 1992). A nivel mundial, se combinan métodos estructurales y geomorfológicos, tales como el análisis de poblaciones de fallas y pliegues para la estimación de campos de esfuerzos regionales (Etchecopar *et al.*, 1981), el estudio de deformaciones jóvenes en frentes de montaña (Zovoili *et al.*, 2004; Tapia, 2007; Casa *et al.*, 2010), y la identificación de estructuras con actividad sísmica histórica, a través del análisis de perfiles morfométricos y sus anomalías (Mingorance, 2006).

Para Cuba, las investigaciones morfotectónicas aplicadas a la peligrosidad sísmica se han concentrado en el oriente cubano (Hernández *et al.*, 1984; Lilienberg *et al.*, 1988, 1993), con investigaciones morfoestructurales y sus correlaciones con las tendencias de los movimientos tectónicos recientes, mediante nivelaciones geodésicas reiteradas, y con los diferentes parámetros sísmicos regionales. En el occidente los estudios se han enfocado al desciframiento de los movimientos de la falla Pinar (Piotrowska, 1978; Gordon *et al.*, 1997; Cofiño y Cáceres, 2003; Cruz *et al.*, 2007), pero se adolece de la carencia de estudios sobre geomorfología tectónica.

En el análisis morfotectónico se aplicaron los métodos siguientes: *a)* interpretación hipsométrica y topográfica (Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía, 1985), a escala 1: 25 000; *b)* análisis

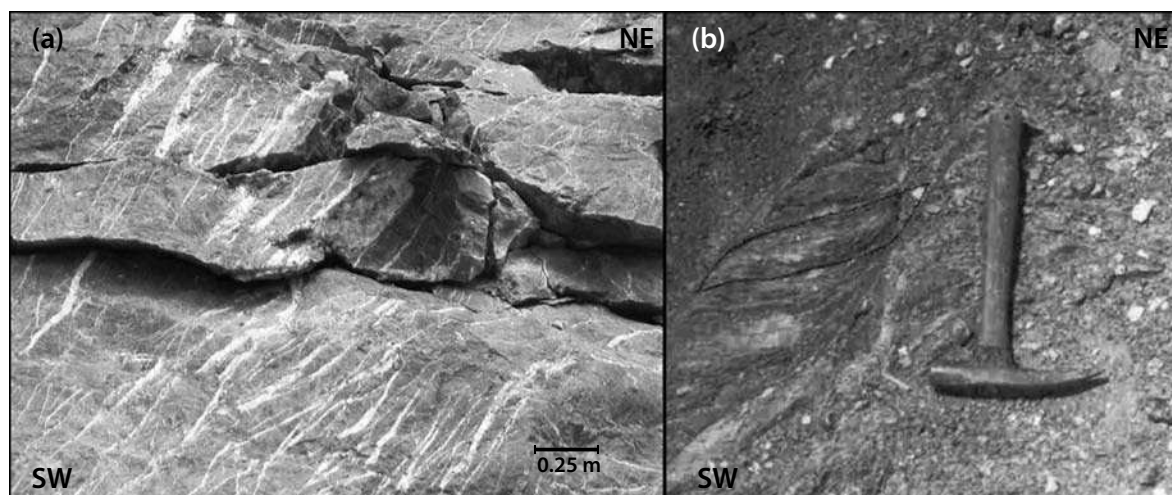


Figura 6. Estructuras originadas por movimientos transcurrentes siniestrales de orientación SW-NE en la zona de la falla Pinar: (a) facturas de extensión sigmoidales; (b) estructuras de esquistosidad cizallamiento.

estructuro-geomorfológico para la delimitación de las estructuras geológicas con expresión en el relieve, a escala 1:25 000; *c*) evaluación de la disección vertical del relieve (m/6.25 ha), a escala 1:25 000; *d*) análisis del espectro de superficies cumbres, y *e*) evaluación de indicadores geomorfológicos de la actividad neotectónica: índices de incisión fluvial, de separación de cuencas, de desarrollo de frentes de montaña, de sinuosidad de escarpes tectónicos (Tablas 2 y 3) e identificación de “lomos de presión” (Velandia, 2005; Figura 9c).

Los aspectos morfotectónicos y su representación cartográfica fueron abordados con el módulo Spatial Analysis, SIG Arc Gis, v. 9.3.

Evaluación de índices geomorfológicos

La aplicación de los índices geomorfológicos demandó el trazado del perfil longitudinal complejo A-B (Figuras 2, 7, 8 y 9), a lo largo de las superficies cumbres máximas del frente de montaña, asociado al plano tectónico de la falla Pinar.

Índice de disección vertical o de profundidad de disección (Dv)

En la Figura 7 se presentan ocho intervalos de la profundidad de disección del relieve, reflejando a lo largo del frente de montaña de la falla Pinar una marcada diferenciación en tres sectores: I - el occidental, denominado Loma Peña Blanca-Los Pelayos, con valores de disección entre 201 y 300 m,

Tabla 2. Índices geomorfológicos empleados para evaluar la actividad neotectónica

Índice geomorfológico	Método de cálculo	Observaciones
Índice de disección vertical o profundidad de disección (Dv)	$Dv = H_2 - H_1$ H ₂ : altitud máxima por unidad de área; H ₁ : altitud mínima por unidad de área.	El valor de este índice nos refleja la magnitud del corte erosivo por unidad de área. En localidades con homogeneidad litológica, la presencia de mayor disección vertical sugiere ascensos neotectónicos notables.
Índice de incisión fluvial (IIF)	$IIF = A / H$ A: ancho del valle; H: profundidad del valle, como promedio de las alturas relativas de los parteaguas en ambas márgenes del valle ($H = (H_1 + H_2) / 2$), (Tapia, 2007).	El valor de este índice es inversamente proporcional a la intensidad de la actividad neotectónica. Ante una mayor intensidad en los ascensos neotectónicos tendrá valores mínimos, reflejando una tendencia a la profundización del valle, como respuesta a la actividad tectónica.
Índice de separación de cuencas (ISC)	$ISC = SC / L$ SC: distancia de separación entre cauces de cuencas vecinas; L: longitud de la cuenca (Tapia, 2007).	El valor de este índice es inversamente proporcional a la intensidad de la actividad neotectónica. A menor separación de cuenca y mayor longitud, el valor se reduce, indicando el desarrollo vertical de la cuenca.
Índice de desarrollo del frente montañoso (IDFM)	IDFM = altura relativa del escarpe tectónico en el frente de montaña, asociado a la falla (Tapia, 2007).	El valor de este índice es directamente proporcional a la actividad de los ascensos neotectónicos. A mayor desarrollo del frente, mayor es la misma.
Índice de sinuosidad del frente montañoso (ISFM)	$ISFM = L_{et} / L_{tf}$ L _{et} : longitud del pie del escarpe tectónico; L _{tf} : longitud de la traza de la falla determinante (Casa <i>et al.</i> , 2010).	Relaciona la longitud del pie del frente montañoso (escarpe tectónico) con la longitud de la traza de la falla que controla el frente montañoso (aplicado solamente al escarpe de la falla Pinar en este trabajo).

Tabla 3. Evaluación de indicadores geomorfológicos de la actividad neotectónica

Bloques morfoestructurales transversales en el frente montañoso de la Sierra del Rosario (I,..., III)	Altitud de restos de superficies cumbrales (m)	Disección vertical máxima del relieve (m)	Índice de sinuosidad del escarpe tectónica de la falla Pinar	Índice de incisión en frentes de montañas en la falla Pinar (Máxs./Prom.)	Índice de separación de cuencas y micro-cuencas (Máxs./Prom.)	Altura relativa de frentes de montañas en la falla Pinar (m)
Bloque occidental I	620-640	Mayor de 300	1.00	5,0-5,9 / 5,45	0,97-1,03 / 0,53	620-670
Bloque central II	520-530	151-200 m (200-300 m, aislado)	1.02 (•)	7,1-7,5 / 6,4	1,51-2,08 / 0,83	520-530
Bloque oriental III	400-415	101-150 m	1.03	9,7-13,6 / 8,77	0,83-0,97 / 0,63	330-410

• Presencia de “lomo de presión”, con escalonamiento interno de microbloques, en segmento sinuoso de la falla Pinar.

y mayores de 300 m; el central, Loma de la Pimienta-Collazo-Santa Lutgarda, con valores entre 101 a 150 y de 151 a 200 m; y el oriental, del orden de 51 a 100 y de 101 a 200 m. Esta diferenciación escalonada también se corresponde con las altitudes de las superficies cumbrales: ma-

yores en el occidente (620 a 640 m), intermedias en el sector central (520 a 530 m) e inferiores, en el sector oriental La Villa-La Revuelta-Soca (400 a 415 m), (Figuras 7 y 8; Tabla 3). La diferenciación morfológico-morfométrica del relieve reportó estas tres grandes unidades o bloques transversales, con

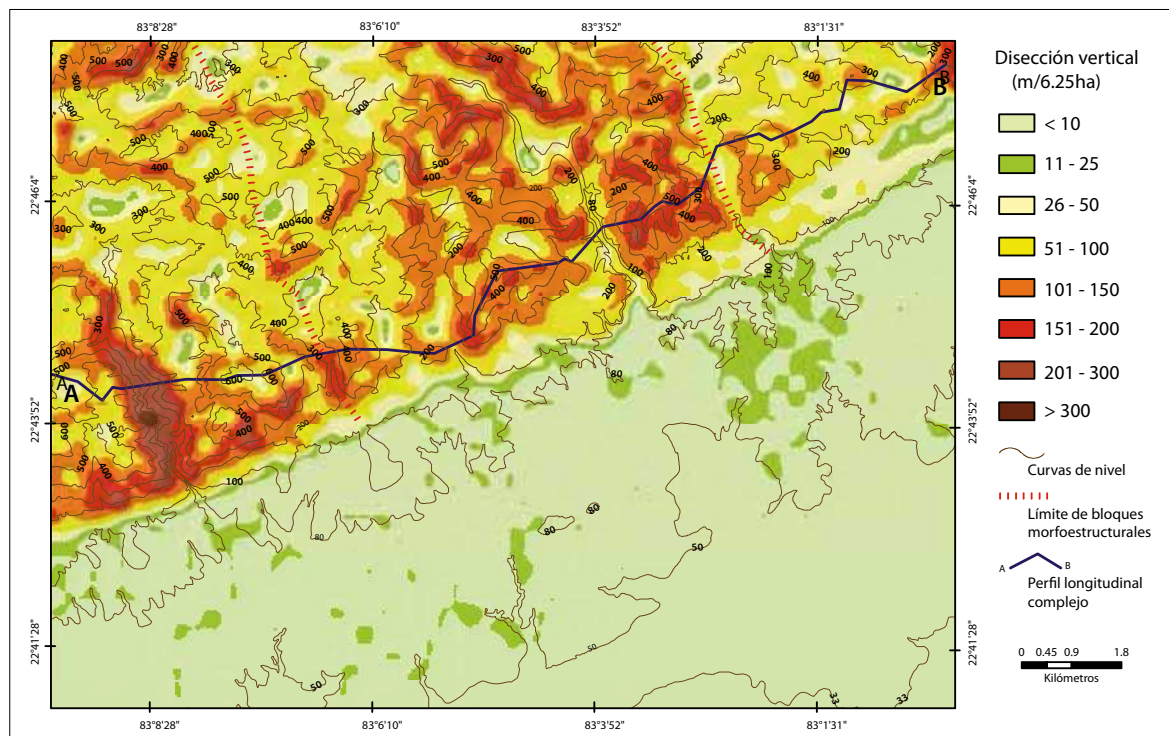


Figura 7. Disección vertical del relieve (m/6.25 ha).

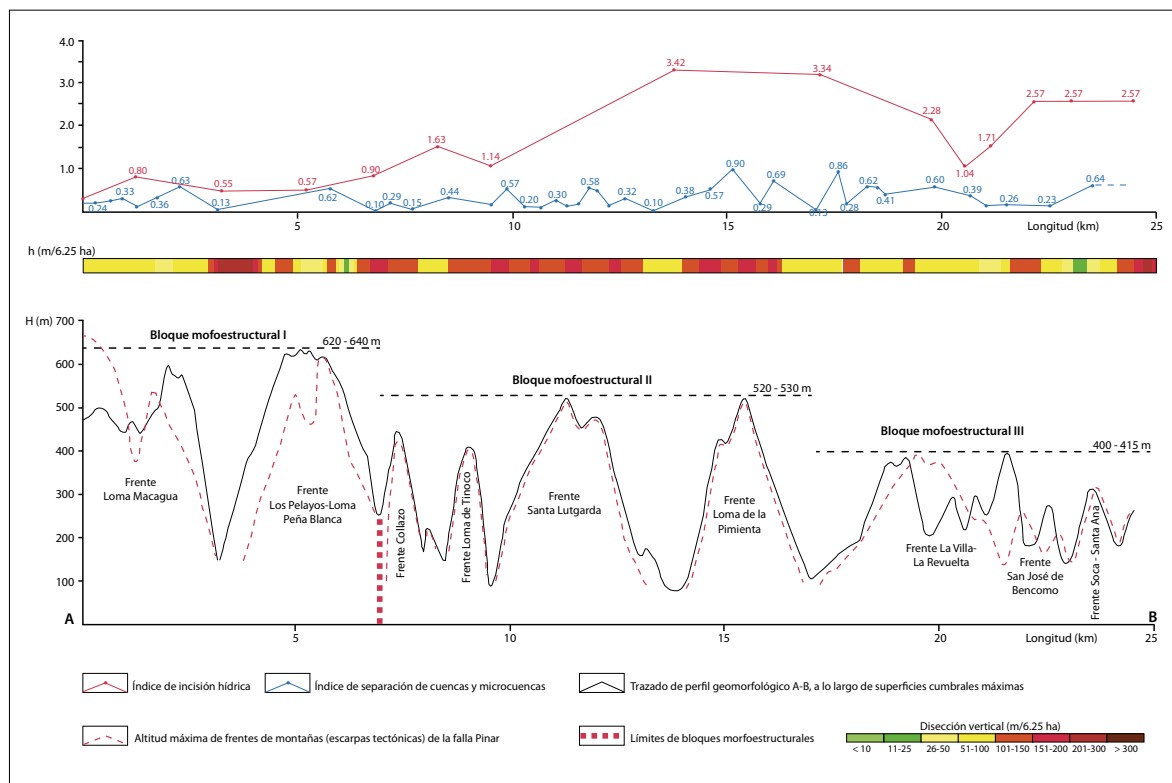


Figura 8. Perfil longitudinal complejo A-B, con los valores de las superficies cumbreales máximas y la altura relativa de los frentes de montaña, así como de los índices de incisión fluvial, separación de cuencas y disección vertical, por bloques morfoestructurales I, II y III.

una tendencia decreciente en la altitud, de 100 a 115 m entre cada uno de los mismos, de oeste a este (Figura 8). La traza del perfil A-B ocupa litologías similares de las formaciones Artemisa y Polier, compuestas por calizas micríticas, areniscas y pedernales, lo que descarta la influencia litológica en los grados de incisión erosiva (Figura 2).

Índice de incisión fluvial (IIF)

El índice de incisión fluvial en los frentes de montaña (en m) fue calculado como el cociente del ancho del valle en la parte superior del frente, asociado a la falla Pinar, entre el promedio de las alturas relativas con respecto al cauce, en ambas márgenes (Tabla 2). Este índice muestra menores valores en el bloque occidental (I), que varían entre 5.0 y 5.9, muy contrastantes con los del bloque central (II), entre 7.1 y 7.5, y el oriental (III), entre 9.7 y 13.6, indicando una mayor actividad neotectónica en

el bloque occidental con respecto a los otros dos, mostrando una morfología de valles estrechos y muy profundos (Figura 8, Tabla 3).

Índice de separación de cuencas (ISC)

Este método fue aplicado a todas las cuencas que cortan el frente montañoso de la falla Pinar, dividiendo la separación lineal entre cauces vecinos, entre la longitud de la cuenca. Ante una actividad neotectónica notable, la morfología de las cuencas tenderá a un acortamiento en la distancia entre los cauces, determinando cuencas alargadas y estrechas, con un menor valor del índice. Los valores máximos (0.97-1.03) y promedio (0.53), menores en el área, señalan al bloque occidental (I) Loma Peña Blanca-Los Pelayos (Figura 8, Tabla 3), como el de mayor actividad neotectónica.

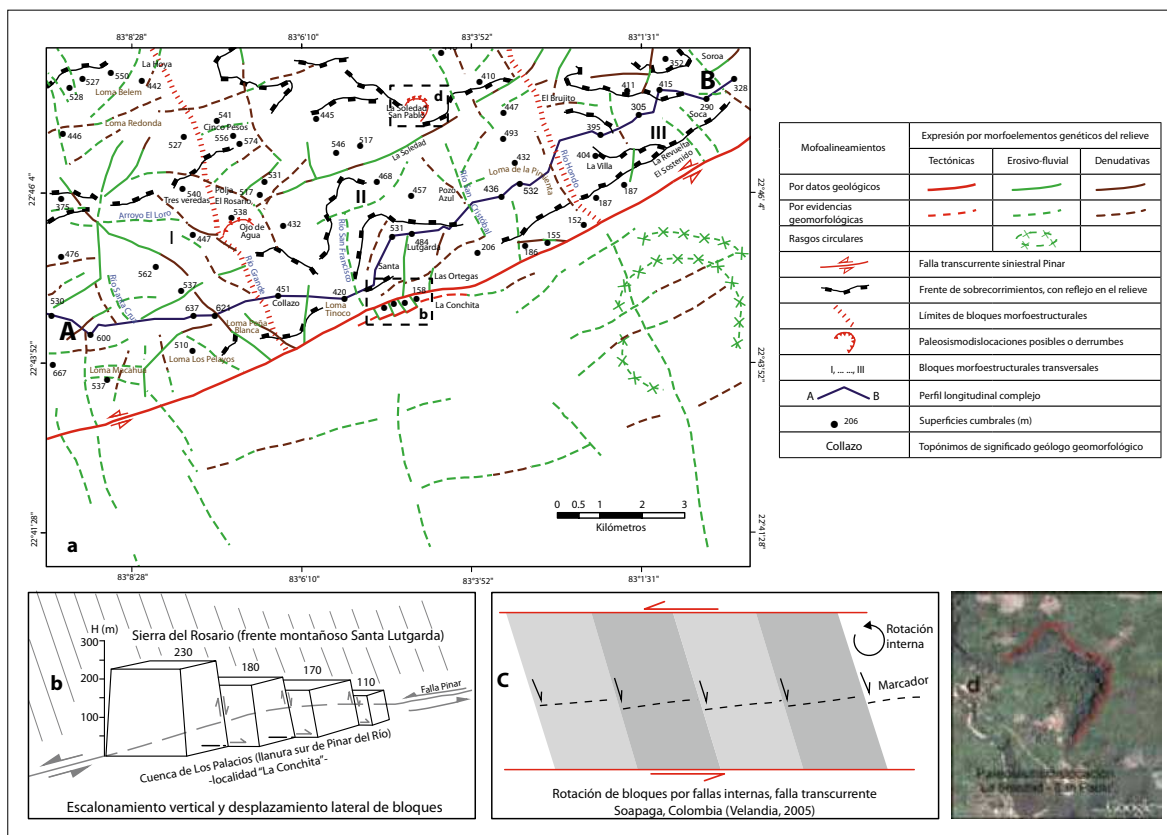


Figura 9. Morfotectónica regional (a), esquema del “lomo de presión” La Conchita, Cuba occidental (b), lomo de presión de Soapaga, Colombia (Velandia, 2005) (c), e imagen de la posible paleodislocación sísmica La Soledad-San Pablo (d).

Índice de desarrollo del frente montañoso (IDFM)

La altura relativa entre la superficie cumbreles máxima, asociada al escarpe tectónico de la falla Pinar con respecto a su base, marcó la expresión numérica del desarrollo neotectónico a lo largo del frente montañoso. Los mayores valores se reportan en el bloque occidental Loma Peña Blanca-Los Pelayos entre 620 y 670 m, con diferencias sustanciales de 100 a 140 m con respecto al bloque central Loma de la Pimienta-Collazo-Santa Lutgarda, y de 225 a 270 m con respecto al oriental La Villa-La Revuelta-Soca (Figura 8, Tabla 3).

Índice de sinuosidad del frente montañoso (ISFM)

La aplicación de los índices geomorfológicos anteriores propició la delimitación de los tres grandes

bloques morfotectónicos expresados en el relieve. A partir de este criterio se aplicó el índice de sinuosidad del frente montañoso (Zovoili *et al.*, 2004; Tapia, 2007; Casa *et al.*, 2010), relacionando para cada sector la longitud del pie del escarpe tectónico con la longitud de la traza de la falla Pinar. La mayor actividad neotectónica la presenta el bloque occidental con valor de 1.0, lo que refleja una expresión tectónica del frente, ausente de un retroceso por los procesos geomórficos del modelado exógeno. Destaca el hallazgo de un lomo de presión en la localidad La Conchita (Figuras 8 y 9, Tabla 3).

En la zona de articulación del frente de montaña de la falla Pinar con las llanuras monoclinales (100 a 120 m de altitud) de la Cuenca de Los Palacios, existen algunos lomeríos estructuro-tectónicos (110, 155, 170, 180 y 230 m de altitud) en las loca-

lidades de Tinoco, Las Ortegas, La Paila, Las Minas, El Sostenido y La Conchita (Figuras 3 y 9). En esta última localidad, en la zona inflexiva de la falla Pinar, existen evidencias morfotectónicas de un ambiente transpresivo, que ha generado un “lomo de presión”, con deformaciones tectónicas internas, tanto verticales en forma de bloques escalonados, como horizontales delineando un contorno indentado (Figura 9b). Una configuración estructural parecida fue revelada por Velandia (2005), en la falla transcurrente Soapaga, en Colombia (Figura 9c). Esta situación morfotectónica puede sugerir su carácter móvil y activo, y su potencial sismogenerador. En el radio cercano a esta estructura transpresiva existen grandes derrumbes o posibles paleosismodislocaciones, en las localidades de La Soledad-San Pablo y Ojo de Agua (Figura 9d).

El papel de los elementos estructuro-tectónicos del substrato geológico en la formación de los

rasgos morfoestructurales del relieve fue analizado mediante una correlación entre la frecuencia y la longitud (en kilómetros) de las fracturas y los morfoalineamientos y fallas expresadas a través de morfoelementos del relieve de distinta génesis (Figuras 9, 10 y 11). El análisis refleja la frecuencia y longitud predominantes de los morfoalineamientos con dirección N70°E, asociados con la falla Pinar, estructura principal de la región; y en segundo plano, las orientaciones N40°E, N340°W, N350°W, N60°E y N10°E, tanto en longitud como en frecuencia.

Las direcciones preferenciales de las frecuencias de las fracturas y de los morfoalineamientos revelan la existencia de una gran correspondencia en sus orientaciones (Figura 11), que precisamente controlan las zonas de articulación entre los tres bloques morfotectónicos propuestos. La frecuencia de los morfoalineamientos en la dirección de la falla

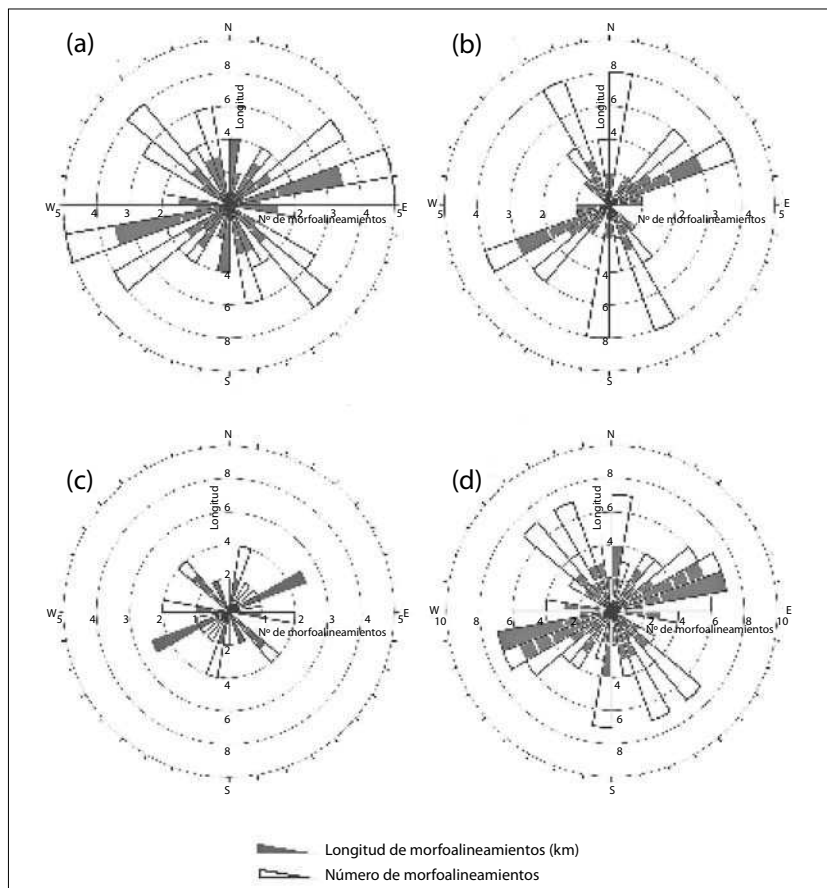


Figura 10. Dirección preferencial de los morfoalineamientos y su longitud total: (a) bloque morfoestructural occidental I, (b) bloque morfoestructural central II, (c) bloque morfoestructural oriental III y (d) territorio montañoso total.

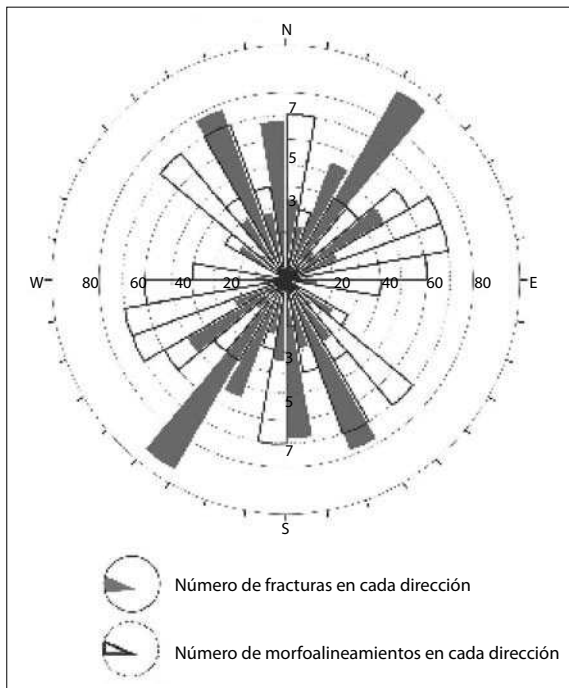


Figura 11. Dirección preferencial de los morfoalineamientos y de fracturas en el área en estudio.

Pinar (NE-SW) es elevada, lo que indica un origen común a partir de los esfuerzos σ_1' , posteriores a la orogénesis cubana (Paleoceno tardío-Eoceno temprano), (Figuras 5 y 11).

CONCLUSIONES

La poca consolidación de las formaciones geológicas terciarias en las llanuras, ubicadas al lado sureste de la falla Pinar, imposibilitó la identificación y medición de las estructuras más jóvenes para comprender el papel de las deformaciones neotectónicas en la formación del relieve moderno. No obstante, algunos elementos estructurales medidos en rocas mesozoicas, localizadas en las estribaciones montañosas, muy cerca a la falla Pinar, reflejan cierta correspondencia con los movimientos neotectónicos y la formación de diversos morfoelementos, como valles fluviales, escarpes denudativos y otras formas del relieve. Esto se aprecia en la similitud entre los patrones de orientación de fracturas extensionales y de cizalla con la orientación de los

morfoalineamientos, donde sus direcciones preferenciales en número de elementos estructurales y de morfoalineamientos destacan las orientaciones N40°E, N340°W, N350°W, N60°E y N10°E, todas del régimen neotectónico, muy extendido en el archipiélago cubano.

Desde un ángulo geomorfológico, la actividad neotectónica determinó desplazamientos en el frente de montaña de la falla Pinar, apreciado en diferencias del espectro de restos cumbresales en los bloques morfotectónicos expresados en el relieve y también por sus índices geomorfológicos. La actividad neotectónica determinó cambios de la profundidad de disección, en la morfología-morfometría de los valles fluviales, en el grado de incisión fluvial y la amplitud del desarrollo de los frentes de montaña en los diferentes bloques.

La mayor actividad neotectónica se destaca en el bloque Loma Peña Blanca-Los Pelayos, con superficies cumbresales entre 620-640 m; un índice de sinuosidad de 1.0; un índice de incisión fluvial máximo de 5.0-5.9 y promedio de 5.45; una separación de cuencas del orden de 0.97-1.03 máximo y 0.53 como promedio; y altura relativa del desarrollo del frente montañoso de 620 a 670 m.

La sinuosidad de la traza de la falla Pinar, en la localidad La Conchita, ha creado un ambiente transpresivo que ha determinado la formación de un “lomo de presión”, cuyo fracturamiento interno refleja un escalonamiento de cuatro microbloques con desplazamientos horizontales entre ellos, siguiendo el rumbo del fallamiento. Esta deformación sugiere una condición estructural de peligrosidad sísmica para los poblados de San Cristóbal y de Candelaria.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, a la Universidad de Pinar del Río, Cuba, y a los Institutos de Geofísica, Geología y Geografía de la Universidad Nacional Autónoma de México, su apoyo al proyecto “Microzonación sísmica del pueblo de San Cristóbal”. A los árbitros anónimos y editores, por sus muy valiosos señalamientos y comentarios.

REFERENCIAS

- Álvarez, L., R. S. Mijailova y T. Chuy (1993), *Catálogo de los terremotos fuertes de la región 16°/24°N y -78°/-86°O, desde el siglo XVI hasta 1988*, Informe científico-técnico, Instituto de Geofísica y Astronomía, Academia de Ciencias de Cuba.
- Álvarez, L., T. J. Chuy, B. García Moreno, H. M. Álvarez Blanco, O. Exposito, O. González and A. I. Fernández (1999), *An earthquake catalogue of Cuba and neighbouring areas*, The Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Miramare-Trieste Internal, Report IC/IR/99/1, 60 p.
- Cabrera, J., R. Guardado, R. Peláez y N. González (2004), "Regionalización hidrogeológica de la provincia de Pinar del Río en un SIG", *Revista Minería y Geología*, núm. 1-2, pp. 1-26.
- Cáceres, D. (1997), *Estructura geológica y pronóstico preliminar para metales básicos + Barita en la parte central de las Alturas Pizarrosas del Sur* (tesis doctoral), Universidad de Pinar del Río, Pinar del Río.
- Casa, A. L., J. M. Cortés y M. M. Borgnia (2010), "Evidencias de deformación pleistocena en el sistema de falla La Carrera (32°40'-33°15'ls), Cordillera Frontal de Mendoza", *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 67, núm. 1, pp. 91-104.
- Chuy, T., B. González and L. Orbera (1994), "Seismicity and seismic hazard assessment for Western Cuba", *Revista Minería y Geología*, vol. 11, núm. 3, pp. 45-51.
- Chuy, T. J. (2002), "Precisión por zonas de la peligrosidad sísmica de Cuba con fines de su desarrollo económico sostenible", *Memorias del II Congreso Cubano de Geofísica*, Nuevas Investigaciones Sismológicas en Cuba, Ed. Academia, La Habana, pp. 27-36.
- Cobiella Reguera, J. L., S. Gil González, A. Hernández Escobar y N. Díaz Díaz (2000), "Estratigrafía y tectónica de la Sierra del Rosario, Cordillera de Guaniguanico, Cuba occidental", *Revista Minería y Geología*, vol. XVII, núm. 1, pp. 5-15.
- Cobiella Reguera, J. L. (2008), "Reconstrucción palinspástica del paleomargen mesozoico de América del Norte en Cuba occidental y el sudeste del Golfo de México. Implicaciones para la evolución del SE del Golfo de México", *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 25, núm. 3, pp. 382-401.
- Cofiño, C. E. (2002), *Características microestructurales de las secuencias del Jurásico Superior-Cretácico y su relación con la potencialidad de hidrocarburos en la parte oriental de la Sierra del Rosario*, tesis Doctoral, Universidad de Pinar del Río, Pinar del Río.
- Cofiño, C. E. y D. Cáceres (2003), "Efectividad de la utilización de métodos microtectónicos en el desciframiento de la evolución de estructuras tectónicas (Falla Pinar)", *Revista Minería y Geología*, vol. 19, núms. 3-4, pp. 29-34.
- Cotilla, M. y J. L. Álvarez (2001), "Regularidades sistémicas de la Unidad Neotectónica Occidental de Cuba". *Rev. Geol. Chile*, vol. 28, núm. 1, pp. 3-24.
- Crone, A. J., M. N. Machette and J. R. Browman (1992), "Geologic investigations of the Tennant Creek, Australia. Earthquake. implications for paleoseismicity in stable continental regions", *U. S. Geol. Sur. Bull.*, 2032-A, pp. 1-51.
- Cruz Toledo, R., J. Sánchez Arango, R. Otero Marrero, J. E. Gómez Herrera, C. Sosa Meizoso, C. Fariñas Hernández, Y. Pérez Martínez, L. Mejías Rodríguez y O. Rodríguez Morán (2007), "Efectividad de la geomorfología aplicada en la precisión de fallas generadoras del relieve en la provincia Pinar del Río, Cuba", *Anais XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, Florianópolis, pp. 2207-2213.
- Díaz Díaz, J. L. y D. A. Lilienberg (1989), "Nuevos datos sobre los movimientos tectónicos recientes en Cuba Occidental", *Reporte de Investigación*, Instituto de Geografía, núm. 4, 11 p.
- Etchecopar, A., G. Vasseur and M. Daignières (1981), "An inverse problem in microtectonic for the determination of stress tensors from fault striation analysis", *Journal of Structural Geology*, vol. 3, no. 1, pp. 51-65.
- Fernández de Lara, R. y S. Fajardo López (2002), "Contribución de la Información Geofísica a la constitución geológica de la provincia de Pinar del Río en apoyo a modelos regionales de prospección", *Memorias del II Congreso Cubano de Geofísica*, Ciudad de La Habana.
- Gahalaut, V. K. and P.S.R. Kalpna (2003), "Rupture mechanism of the 1993 Killari earthquake, India: constraints from aftershocks and static stress change", *Tectonophysics*, no. 369, pp. 71-78.
- Gordon, M., P. Mann and D. Cáceres (1997), "Cenozoic tectonic history of the North American-Caribbean plate boundary zone in western Cuba", *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, pp. 10055-10082.
- Hernández Santana, J. R., D. A. Lilienberg, M. E. Marqués Tablón, J. Rueda Pérez, L. Álvarez Gómez y A. Venereo Morales (1984), "Las correlaciones de los movimientos tectónicos recientes y de la sismicidad con la diferenciación morfoestructural y la estructura profunda de Cuba suoriental en la zona de articulación con la fosa de Bartlett", *Problemas principales de sismotectónica*, Moscú, Ed. Nauka, vol. IV, pp. 97-99.

- Instituto Cubano de Geodesia y Cartografía (1985), Mapas 3584-II-a, 3584-II-b, 3684-III-a, 3584-II-c, 3584-II-d y 3684-III-c, a escala 1:25 000, La Habana.
- Instituto de Geología y Paleontología (2004), *Mapa geológico digital*, Hoja Los Palacios 3583, Centro de Información Geológica, La Habana, 1 hoja.
- Iturralde-Vinent, M. (1988), "Consideraciones generales sobre el magmatismo de margen continental de Cuba", *Tecnológica*, vol. XVIII, núm. 4, pp. 17-24.
- Iturralde-Vinent, M. (1996), "Magmatismo de margen continental de Cuba", *Ofiolitas y Arcos Volcánicos de Cuba*, pp. 121-130.
- Iturralde-Vinent, M. (1998), "Sinopsis de la constitución geológica de Cuba", *Acta Geológica Hispánica*, vol. 33, núm. 1-4, pp. 9-56.
- Jain, V. E. (1971), *Geotectónica General*, t. 1, Ed. Niedra, Leningrado.
- Lilienberg, D. A., J. R. Hernández Santana, M. E. Marqués Tablón and J. Rueda Pérez (1988), "General trends and regional differentiation of the recent geodynamics of morphostructures of an Island Interplate Zone: studies in a complex polygon at Santiago de Cuba and in an Eastern Cuba Model Area", *Geodynamics*, vol. 9, núms. 2-4, pp. 305-318.
- Lilienberg, D. A., J. R. Hernández Santana, M. E. Marqués Tablón y L. Álvarez Gómez (1993), *Movimientos tectónicos recientes de Cuba. El polígono geodinámico complejo de Santiago de Cuba*, Ed. Academia, La Habana.
- Machette, M. N., A. J. Crone and J. R. Bowman (1993), "Geologic investigations of the 1986 Marryat Creek, Australia, earthquake-implications for paleoseismicity in stable continental regions", *USGS Bulletin*, no. 2032-B, pp. B1-B29.
- McGillivray, H. J. (1970), "Geological history of the Caribbean", *Koninkl. Nederlanse Acad. Wetensch. Proc.*, ser. B, no. 73, pp. 64-96.
- Mingorance, F. (2006), "Morfometría de la escarpa de falla histórica identificada al norte del cerro La Cal, zona de falla La Cal, Mendoza", *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, vol. 61, núm. 4, pp. 620-638.
- Nikonov, A. A. (1979), *Movimientos modernos de la corteza terrestre*, Nauka, Moscú (en ruso).
- Oficina Nacional de Normalización (1999), *Construcciones sismorresistentes. Requisitos básicos para el diseño y construcción (Norma Cubana-46:1999)*, La Habana.
- Olivera, C., T. Susagna, A. Roca and X. Goula (1992), "Seismicity of the Valencia trough and surrounding areas", *Tectonophysics*, no. 203, pp. 99-109.
- Ordaz, A., T. J. Chuy, J. R. Hernández Santana y J. A. García (2012), "División geológico-geotécnica aplicada a la zonación sísmica urbana: San Cristóbal, Cuba occidental", *Cuaternalario y Geomorfología*, vol. 26, núm. 1-2, pp. 89-104.
- Pszczolkowski, A. (1994), "Geological cross-sections through the Sierra del Rosario thrust belt, western Cuba", *Studia Geologica Polonica*, no. 105, pp. 67-90.
- Piotrowska, K. (1978), "Nappe structures of Sierra de los Órganos, Western Cuba", *Acta Geol.*, núm. 20, pp. 97-170.
- Ramírez, J. F., P. L. Hernández y J. Macle (2010), *Terremoto de vueltabajo 1880*, Ed. Loynaz, Pinar del Río.
- Riedel, W. (1929), "Zur mechanik geologischer brucherscheinungen", *Zbl. Miner. Geol. Palaeont.*, B354.
- Salterain, P. (1884), "Ligera reseña de los temblores de tierra ocurridos en la Isla de Cuba", *Anales de la Academia de Ciencias de La Habana*, núm. 21, pp. 203-218.
- Tapia Espinosa, A. A. (2007), *Neotectónica del sistema de fallas Soná-Azuero, región de Los Santos, Panamá*, tesis de Maestría, Universidad de Panamá.
- Velandia, F. (2005), *Interpretación de transcurriencia de las fallas Soapaga y Boyacá, a partir de imágenes Landsat TM*, Instituto Colombiano de Geología y Minería, Bogotá.
- Viñes, B. y P. P. Salterain (1880), *Excursión a Vuelta Abajo de Viñes y Salterain en ocasión de los fuertes temblores de tierra ocurridos en la noche del 22 al 23 de enero de 1880*, Ed. "La Voz de Cuba", La Habana.
- Zovoili, E., E. Konstantinidi and I. K. Koukouvelas (2004), "Tectonic geomorphology of escarpments: the cases of Kompotades and Nea Anchialos Faults", *Bulletin of the Geological Society of Greece*, vol. XXXVI, pp. 1716-1725.