



## CARACTERIZACIÓN DEL RELIEVE PLIO-CUATERNARIO DEL ENTORNO COSTERO DEL ESTADO DE VERACRUZ, MÉXICO

*Characterization of the Plio-Quaternary Relief of the Veracruz State  
Coastal Environment, México*

Relieve costero plio-cuaternario de Veracruz, México

J. R. Hernández Santana, A. P. Méndez Linares y M. Figueroa Mah Eng

*Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México.,  
Circuito Exterior s/n. Ciudad Universitaria, C.P. 04510, México, D.F.  
Tel. (52-55) 5622-4335/51, ext. 45498 - Fax (52-55) 5616-2145  
E-mail: santana@igg.unam.mx y/o hernandezsantanajr@hotmail.com*

**Resumen:** Con la finalidad de emprender estudios correlativos entre el relieve y la ecología de los sistemas de manglares y de dunas del Estado de Veracruz, México, se presenta el mapa geomorfológico general, sobre una base morfogenética y cronológica, del entorno costero de las unidades morfoestructurales Cuenca Tampico-Misantla, Macizo de Teziutlán y Cuenca de Veracruz. Los principios básicos de la clasificación morfogenética incluyen: I-Categorías básicas del relieve; II-Piso altitudinal de las subcategorías del relieve; III-Tipo morfogenético específico; y IV-Datación relativa del relieve. Finalmente, se presentan las regularidades morfogenéticas regionales del relieve y se proponen las etapas fundamentales de su formación, consolidación y evolución durante el final del Plioceno y el Cuaternario, incluyendo las unidades regionales del Macizo de los Tuxtlas y de la Cuenca Salina del Istmo. Desde el punto de vista regional, las grandes morfoestructuras (Cuenca Tampico-Misantla, Macizo de Teziutlán, Cuenca de Veracruz, Macizo volcánico Los Tuxtlas y Cuenca Salina del Istmo) presentan rasgos morfogenéticos del relieve, que evidencian tendencias tectónicas diferenciadas durante todo el Cuaternario, incluso en el contexto de la Cuenca de Veracruz, donde sobresalen los escalones morfoestructurales jóvenes: (a) Mixquetilla, (b) Cuencas inferiores de los ríos Limón y Acula, (c) Cuencas de los ríos Papaloapan, San Agustín y San Juan, y (d) Cinapa.

**Palabras clave:** cartografía geomorfológica, costas, Cuaternario, Veracruz.

**Abstract:** In order to undertake correlative studies between the landforms and the ecology of the swamp and dune systems of the State of Veracruz, Mexico, a general geomorphological map (morpho-chrono-genetic) was produced. The map shows the coastal environment of the morphostructural units Basin Tampico-Misantla, Massif of Teziutlán and Basin of Veracruz. The basic principles of the morphogenetic classification include: I- basic categories of the relief; II- altitudinal levels of the relief subcategories; III- specific morphogenetic type; and IV- relative dating of the relief. A final discussion focuses on the regional morphogenetic regularities and the fundamental stages of relief formation, consolidation and evolution during the late Pliocene and Quaternary, including the regional units of the Massif Los Tuxtlas, and Saline Basin of the Isthmus. From the regional point of view, the main morphostructures (Basin Tampico-



J. R. Hernández Santana, A. P. Méndez Linares y M. Figueroa Mah Eng (2007). Caracterización del relieve plio-cuaternario del entorno costero del estado de Veracruz, México. *Rev. C & G.*, 21 (3-4), 113-131.

Misantla, Massif of Teziutlán, Basin of Veracruz, Volcanic Massif Los Tuxtlas and Saline Basin of the Isthmus) presents morphogenetic features of the relief that evidence different tectonic trends during the Quaternary. In the context of Basin of Veracruz stand out the morphostructural steps: a) Mixquetilla, (b) Lower basins of Limón and Acula rivers, (c) Lower basins of Papaloapan, San Agustín and San Juan rivers, and (d) Cinapa

**Keywords:** geomorphological cartography, coasts, Quaternary, Veracruz.

## Introducción

Las condiciones geológicas, geofísicas y geomorfológicas de un espacio geográfico, constituyen el basamento de su esqueleto medioambiental, descansando sobre ellas, las peculiaridades estructurales y dinámicas de cada uno de los restantes componentes de los geosistemas naturales, antroponaturales o antropogénicos existentes. Por tal razón, el objetivo geomorfológico central del presente trabajo está orientado al estudio del relieve del entorno costero veracruzano, bajo un enfoque morfogenético y cronológico, con vistas a revelar las regularidades de la formación general del relieve durante el Plioceno y el Cuaternario y de su ambiente costero.

En este sentido, la clasificación de su relieve representa uno de los primeros pasos para la definición y delimitación de unidades sintéticas naturales, indispensables para el establecimiento de modelos de ordenamiento ecológico, y para el inicio de levantamientos geomorfológicos, más detallados, en localidades de manglares, con vistas a determinar las zonaciones internas de sus comunidades de especies, en dependencia de la estructura y dinámica del microrrelieve (Méndez-Linares *et al.*, 2007). Estudios correlativos de esta naturaleza multidisciplinaria, ya han sido desarrollados por diferentes especialistas (Thom, 1967, 1984; Dawes, 1986; López-Portillo y Ezcurra, 1989a, 1989b; Semeniuk, 1994), entre los principales exponentes de la teoría geomorfológica del desarrollo de los ecosistemas de manglares.

La teoría geomorfológica o de ecología fisiográfica (Thom, 1967, 1984; Zimmermann y Thom, 1982; Stoddard, 1980), es considerada como la visión geográfica de la fisiografía de las plantas, ya que comprende a los paisajes botánicos y físicos como mosaicos de geoformas, como resultado de la acción de procesos sobre materiales con diferentes

propiedades y comunidades de plantas, las cuales se dividen en varias geoformas con sus diferentes condiciones de crecimiento. Estos autores proponen tres estados fisiográficos: progradación o acreción (dominancia de flujo sedimentario con crecimiento frontal y elevación de la superficie del terreno); retrogradación o retroceso por erosión marina, destrucción de geoformas y cambios descendentes de sus alturas; y estable, de equilibrio entre la erosión y la deposición. Thom (1984) demuestra la estrecha correlación entre la evolución de los patrones de vegetación y la dinámica del desarrollo costero y la sedimentación, que ya Stoddard (1980) había reconocido como patrones de comunidades vegetales asociados a variaciones del substrato y de las condiciones de energía, en definitiva, determinadas por el relieve.

A todas luces, la influencia de los factores ambientales, especialmente aquellos relacionados con las geoformas del relieve, determinan la distribución de los manglares en patrones típicos de zonación. En México, en los últimos años esto se ha demostrado en los trabajos de López-Portillo J. y E. Ezcurra (1989a); Méndez-Linares (2003) y Méndez-Linares *et al.* (2007); donde se revela el papel preponderante de las características morfogenéticas del relieve y de su microtopografía, como condicionantes del régimen hidrológico interno para el desarrollo de los ecosistemas de manglares.

Realmente, estos ecosistemas se desarrollan en las regiones de interfase tierra-mar, en donde los procesos fluviales, lacustres, fluviomarinos y litorales, determinan la génesis, estructura, funcionamiento y dinámica de las geoformas. Por su enfoque, Thom (1967) estableció una clasificación muy cercana a los principios genéticos de la formación del relieve y distinguió tres grandes grupos de hábitats, a saber: (1) fluviales, restringidos a geoformas lineales del relieve, asociados a canales de corriente y cuencas bajas (canales distributarios, barras de

meandros, diques naturales, cuencas interdistributarias); (2) lacustres, en estos hábitats se puede distinguir la acreción lacustre por flujos de lodo en la costa, el desarrollo de líneas costeras estables, como resultado de la acumulación de la turba de *Rhizophora mangle* y la destrucción de la vegetación de la línea costera por el oleaje, permitiendo la expansión de los cuerpos de agua y la deposición de sedimentos desfavorables a la reproducción del manglar (llanura lodosa, costa boscosa, playa, arrecife de ostiones) y (3) canales de playa abandonados o cordones litorales, se reconocen como otro hábitat de crecimiento de los manglares. En general, en la zona costera los cambios están determinados por la dominancia relativa de procesos geomorfológicos específicos, como erosión del oleaje en la playa, la dinámica de los canales fluviales, la acumulación en las llanuras lodosas por la dinámica intermareal, y otros procesos.

El presente trabajo se enfoca a la caracterización del relieve costero plio-cuaternario del Estado de Veracruz, México, como soporte básico para el ulterior estudio de la distribución y del funcionamiento de los ecosistemas de manglares y de los sistemas de llanuras eólico-marinas, compuestas por dunas transversales y parabólicas, así como de las tendencias regionales y locales de su formación, consolidación y evolución durante el Cuaternario y hasta el presente.

### **Área de estudio**

El Estado de Veracruz se encuentra en el extremo oriental de México, comprendido entre los 22° 30' y los 17° 15' de Latitud Norte, y los 93° 20' y 98 40' de Longitud Oeste. Los criterios para la delimitación del área de estudio fueron los siguientes: (a) Se consideró como límite al contorno envolvente de todos los ecosistemas de manglares y de dunas del Estado, por el interior continental; la costa del Golfo de México, al Este; y al Norte y al Sureste, por los ríos Pánuco y Tonalá respectivamente (Fig. 1); (b) Para fines de correlación geomorfológica, el área adoptó una extensión variable, en función del relieve local y de la extensión de los ecosistemas.

La constitución geológica del basamento antiguo veracruzano está compuesta por rocas intrusi-

vas, metamórficas y sedimentarias (carbonatadas y terrígenas) paleozoicas y mesozoicas. El basamento cenozoico está compuesto por complejos intrusivos y volcánicos, y carbonatados y terrígenos del Terciario al presente.

Los ascensos del actual territorio de la Sierra Madre Oriental durante la orogenia Laramide (Cretácico superior al Eoceno superior), así como, los ulteriores movimientos neotectónicos, iniciados en el Mioceno, determinaron la energía del relieve montañoso actual y desencadenaron la intensidad de los procesos erosivos y denudativos, con la consiguiente formación de extensas llanuras acumulativas poligenéticas. Indiscutiblemente, la evolución de la estructura geológica de la región incidió en la diferenciación morfoestructural del relieve y en la extensión de la sedimentogénesis costera. Durante el Plioceno y el Cuaternario, esta región costera experimentó ascensos y descensos débiles (Lugo-Hubp, 1990), permitiendo el desarrollo de amplias llanuras y terrazas fluviales, lacustres y palustres; de extensos campos de dunas; y de estrechos espectros de terrazas marinas. Finalmente, la actividad volcánica sobresale entre el final del Terciario y durante el Cuaternario.

### **Antecedentes**

Entre los primeros trabajos regionales y locales consultados, se destacan el análisis geomorfológico costero del entorno de Veracruz y del Macizo de los Tuxtlas (Coll Hurtado, 1969, 1970), donde se presentan los rasgos morfogenéticos, fundamentalmente marinos, fluviales y eólicos del relieve de algunas localidades costeras veracruzanas. Los rasgos geomorfológicos más generales del relieve se presentan en el mapa morfogenético, a escala 1:1 000 000, elaborado por Lugo-Hubp y Córdova (1990) para el Atlas Nacional de México. En esta obra se refleja el conjunto de llanuras poligenéticas de las cuencas, así como las premontañas y lomeríos de génesis volcánica de los complejos del Macizo de Teziutlán y del Macizo de los Tuxtlas. Esta clasificación constituye la primera cartografía geomorfológica del país y ofrece una visión morfogenética general del relieve. Más recientemente,

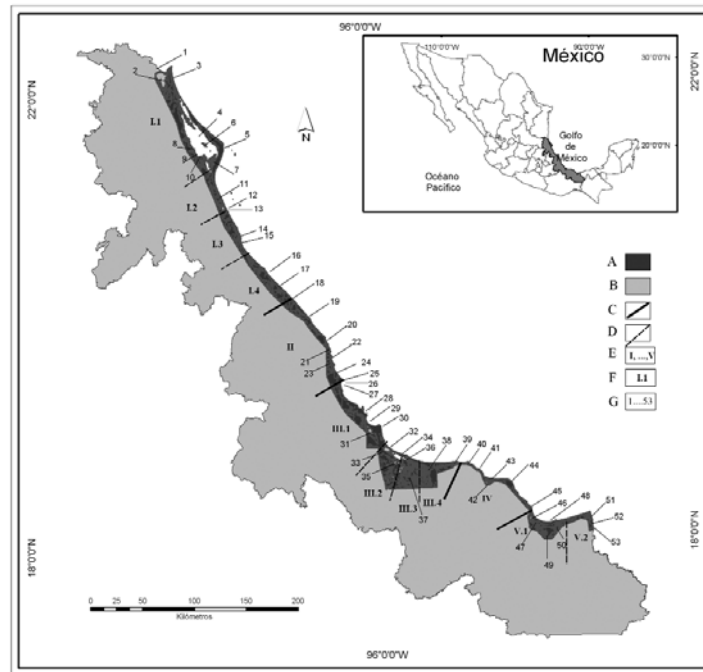


Figura 1. Área del estudio geomorfológico del entorno costero veracruzano. A. Área de estudio; B. Territorio del Estado de Veracruz; C. Límites de las cinco grandes unidades morfoestructurales regionales del relieve; D. Límites de bloques de morfoestructurales de menor jerarquía; E. Denominación de las unidades morfoestructurales regionales: I. Cuenca Tampico-Misantla, II. Macizo de Teziutlán, III. Cuenca de Veracruz, IV. Macizo de los Tuxtlas y V. Cuenca Salina del Istmo (sector Coatzacoalcos); F. Denominación de los bloques morfoestructurales de jerarquía inferior: I.1 Tampico-Cabo Rojo-Laguna de Tamiahua, I.2 Laguna de Tampamachoco, I.3 Cazonas, I.4 Tecolutla-Misantla; II. Macizo de Teziutlán; III.1 Veracruz-Misquetilla, III.2 Cuencas inferiores de los ríos Limón y Acula; III.3 Cuencas inferiores de los ríos San Agustín y San Juan, III.4 Cinapa; IV. Macizo de los Tuxtlas; V.1 Laguna del Ostión-Coatzacoalcos, V.2 Pajaritos-Tonalá; G. Topónimos con significado geomorfológico: 1. Río Pánuco; 2. Laguna Pueblo Viejo; 3. Ciudad Cuauhtémoc; 4. Laguna Tamiahua; 5. Cabo Rojo; 6. Isla Punta Caballos; 7. Isla del Ídolo; 8. Estero Cucharas; 9. Cerro Bilbao; 10. Cerro Santa Catarina; 11. Estero Oro Verde; 12. Laguna Tampamachoco; 13. Río Túxpam; 14. Río Cazonas; 15. Boca de Higuera; 16. Río Tecolutla; 17. Río Bobos (Nautla); 18. Villa Emilio Carranza; 19. Punta El Morro; 20. Cerro La Cruz; 21. Cerro Azul; 22. Laguna El Llano; 23. Cerro El Sombrero; 24. Laguna La Mancha; 25. Río Mozomboa; 26. Punta Zempoala; 27. Punta San Francisco; 28. Ciudad de Veracruz; 29. Boca del Río; 30. Antón Lizardo; 31. Laguna Mandinga Grande; 32. Laguna Camaronera; 33. La Palma; 34. Laguna Alvarado; 35. Río Limón-Río Acula, (el poblado de Mixquetilla, 5 km al oeste); 36. Río Papaloapan; 37. Río San Juan-Río San Agustín; 38. El Yahual-Punta de Arena; 39. Punta Puntilla; 40. Punta Roca Partida; 41. Punta Piedra de Barco; 42. Laguna Sontecomapan; 43. Punta La Chorrera; 44. Punta Zapotitlán; 45. Punta San Juan; 46. Laguna del Ostión; 47. La Cántica; 48. Ciudad de Coatzacoalcos; 49. Ciudad de Minatitlán; 50. Ciudad Nanchital-Pajaritos; 51. Pueblo Gavilán Norte; 52. La Venta; 53. Río Tonalá (límite suroriental del Estado de Veracruz).

Figure 1. Geomorphological study area in the Veracruz coast. A. Study area; B. State of Veracruz area; C. Boundaries of the five major regional morphostructural relief units; D. Boundaries of low-hierarchy morphostructural blocks; E. Name of regional morphostructural units: I. Tampico-Misantla Basin, II. Massif of Teziutlán; III. Veracruz Basin; IV. Los Tuxtlas Massif and V. Salina del Istmo Basin (Coatzacoalcos sector); F. Name of low-hierarchy morphostructural blocks: I.1 Tampico-Cabo Rojo-Laguna de Tamiahua, I.2 Tampamachoco Lagoon, I.3 Cazonas, I.4 Tecolutla-Misantla; II. Massif of Teziutlán; III.1 Veracruz-Misquetilla, III.2 Low basins of the Limón and Acula rivers; III.3 Low basins of the San Agustín and San Juan rivers, III.4 Cinapa; IV. Los Tuxtlas Massif; V.1 Ostión-Coatzacoalcos Lagoon, V.2 Pajaritos-Tonalá; G. Toponyms of geomorphological importance: 1. Pánuco River; 2. Pueblo Viejo Lagoon; 3. Cuauhtémoc City; 4. Tamiahua Lagoon; 5. Cabo Rojo; 6. Punta Caballos Island; 7. Del Ídolo Island; 8. Cucharas Estuary; 9. Cerro Bilbao; 10. Cerro Santa Catarina; 11. Oro Verde Estuary; 12. Tampamachoco Lagoon; 13. Túxpam River; 14. Cazonas River; 15. Boca de Higuera; 16. Tecolutla River; 17. Bobos River (Nautla); 18. Villa Emilio Carranza; 19. Punta El Morro; 20. Cerro La Cruz; 21. Cerro Azul; 22. El Llano Lagoon; 23. Cerro El Sombrero; 24. La Mancha Lagoon; 25. Mozomboa River; 26. Punta Zempoala; 27. Punta San Francisco; 28. Veracruz City; 29. Boca del Río; 30. Antón Lizardo; 31. Mandinga Grande Lagoon; 32. Camaronera Lagoon; 33. La Palma; 34. Alvarado Lagoon; 35. Limón River-Acula River (Mixquetilla, 5 km to West); 36. Papaloapan River; 37. San Juan River-San Agustín River; 38. El Yahual-Punta de Arena; 39. Punta Puntilla; 40. Punta Roca Partida; 41. Punta Piedra de Barco; 42. Sontecomapan Lagoon; 43. Punta La Chorrera; 44. Punta Zapotitlán; 45. Punta San Juan; 46. Ostión Lagoon; 47. La Cántica; 48. Coatzacoalcos City; 49. Minatitlán City; 50. Nanchital City-Pajaritos; 51. Gavilán Norte Village; 52. La Venta; 53. Tonalá River (southeastern border of the Veracruz State).

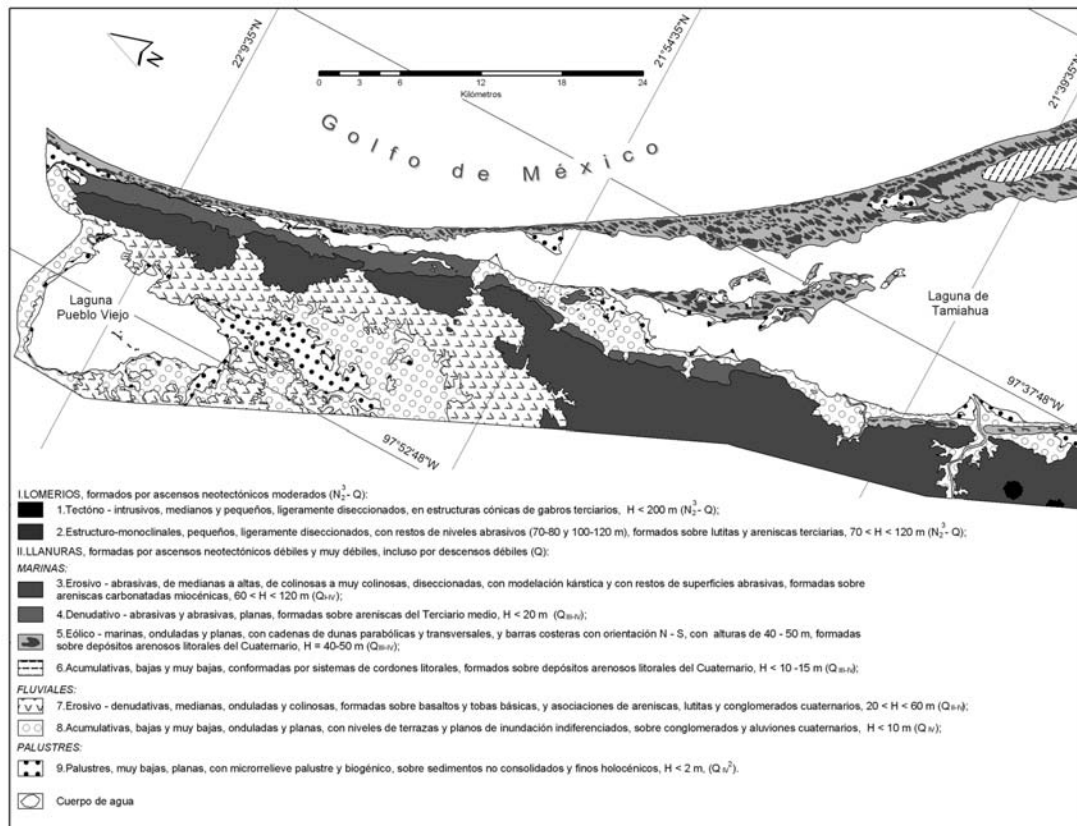


Figura 2a. Mapa geomorfológico general de la cuenca Tampico-Misantla, a escala 1:100 000 (correspondiente a las hojas cartográficas Tampico, F14-3-6; y Tamiahua, F14-9, a escala 1:250 000).

Figure 2a. General geomorphological map of the Tampico-Misantla basin, at scale 1:100 000 (corresponding to the cartographic sheets Tampico, F14-3-6 and Tamiahua, F14-9 at scale 1:250 000).

Geissert (1999) presenta una regionalización geomorfológica estatal, a escala 1:1 000 000.

Entre otros estudios recientes sobresalen los trabajos de Hudson (2003) y de Hudson y Heitmuller (2003) sobre geomorfología y sedimentología fluvial en la cuenca baja del Río Pánuco, presentando las características de los patrones de drenaje, la morfología de sus geoformas y el desarrollo de los procesos de sedimentación en condiciones de flujos intensos durante el verano; y los de Priego-Santander (2004), donde presenta resultados de clasificación y mapeo morfogenético detallado, a escala 1:50 000, en las localidades de La Mancha y El Llano, con la inclusión de morfoelementos y atributos morfométricos del relieve. En estos aportes locales, el estudio geomorfológico

persiguió objetivos de síntesis natural para la clasificación de sus paisajes físico-geográficos.

Por otra parte, Nava Uribe (2005) y Aragón González (2005) investigaron las cuencas hidrográficas de la Laguna de Tamiahua y del tercio inferior del Río Pánuco, a escala 1:100 000, y partiendo de los criterios metodológicos de Verstappen y van Zuidam (1991), presentaron nuevos elementos morfogenéticos de la porción oriental de la Cuenca Tampico-Misantla. Finalmente, Sluyter (1997) aporta información geocronológica con dataciones de las llanuras lodosas, lacustres y estuarinas, en el entorno de la Laguna Catalina, al Noroeste de la ciudad de Veracruz. En general, los estudios geomorfológicos detallados, tanto tipológicos como regionales, son realmente muy escasos y, en ocasiones, fragmentarios y de carácter local.

## Materiales y métodos

### *Materiales topográficos, ortofotográficos y geológicos*

El entorno costero veracruzano ocupa seis hojas cartográficas, a escala 1:250 000, a saber: Tampico, Tamiahua, Poza Rica, Veracruz, Orizaba y Coatzacoalcos. Para la interpretación morfogenética del relieve fueron analizadas 29 hojas cartográficas, a escala 1:50 000, considerada como la escala de trabajo. Paralelamente, fueron interpretadas las ortofotos digitales, a escala 1:20 000 (INEGI, 2000, 2001, 2002), con cobertura para todo el territorio. Las fuentes geológicas fueron de INEGI (1984) y del Consejo de Recursos Minerales (1994).

### *Métodos*

En el análisis morfogenético del relieve se tomaron los criterios metodológicos para el levantamiento geomorfológico detallado, desarrollados en Cuba (Magaz García et al., 1992; Hernández-Santana y Reyes, 2002); y en México (Priego-Santander, 2004), a saber: (1) Interpretación morfométrica del relieve; (2) Análisis morfogenético y morfoestructural del territorio; (3) Identificación y discriminación de los morfoelementos lineales y de los rasgos estructurales del relieve; (4) Comparación de los datos geomorfológicos con la constitución y estructura geológicas; (5) Análisis de los niveles de cimas y sistemas de llanuras, sus terrazas y fragmentos; (6) Revisión bibliográfica y cartográfica; (7) Método investigativo de campo. Las investigaciones de campo contemplaron recorridos y muestreo en estaciones, desde la ciudad de Tampico, al Norte, hasta la desembocadura del Río Tonalá, al Sur, en el sentido longitudinal; y múltiples transectos transversales desde la costa hasta 10-20 km al interior, todos ejecutados entre los años 2004 y 2006.

### *Principios de clasificación tipológica morfogenética del relieve*

Los principios teóricos y niveles jerárquicos para la clasificación morfogenética, propuestos en este trabajo, fueron los siguientes: *Nivel jerárquico*

*I*: Categorías básicas del relieve, determinadas por las diferencias en la intensidad de los movimientos neotectónicos (N-Q), expresadas en escalones de montañas, lomeríos y sistemas de llanuras; *Nivel jerárquico II*: Piso altitudinal de las subcategorías del relieve (montañas bajas y premontañas, con altitudes (H) entre 400 y 800 m; lomeríos grandes y medianos, con (H) entre 200 y 300 m, y los pequeños, inferiores a los 80 m; en tanto, las llanuras costeras altas (entre 60 y 100 m), las medias (entre 40 y 60 m), las bajas (entre 20 y 40 m), y las muy bajas (inferiores a 20 m); *Nivel jerárquico III*: Tipo morfogenético específico, según su morfología, morfometría y proceso genético de formación, con indicaciones sobre sus condiciones morfoestructurales y de su constitución geológica; *Nivel jerárquico IV*: Datación relativa del relieve; y *Nivel jerárquico V*: Complejo genético de formas del relieve (tectónicas, marinas, erosivas, denudativas, fluviales, eólicas, palustres, antrópicas). Por limitaciones de impresión cartográfica detallada sólo se presentan los mapas de la Cuenca Tampico-Misantla y del Macizo de Teziutlán-Cuenca de Veracruz, así como, la distribución de los ejes principales de dunas en los mismos. Las formas del relieve fueron excluidas de la presente versión por limitaciones de escala cartográfica y, dado además, que el alcance del trabajo es regional y se relaciona más con los tipos del relieve y su evolución.

## Resultados y discusión

La formación del relieve costero obedece a la acción diferenciada de los procesos tectónicos y volcánicos, y de los procesos abrasivos y acumulativos marinos, erosivos, denudativos, gravitacionales, fluviales, eólicos, lacustres, palustres y antropogénicos, como parte del modelado del relieve. Las características morfoestructurales dependen, en gran medida, de la posición del Estado de Veracruz, en el contexto del borde pasivo continental del Golfo de México, que propició la extensión de los depocentros cenozoicos, a lo largo de todo su territorio costero.

Determinando el enclave, la extensión y la configuración de estas cuencas y depocentros, sobresalen las edificaciones volcánicas terminales del Cinturón Neovolcánico Transversal Mexicano,

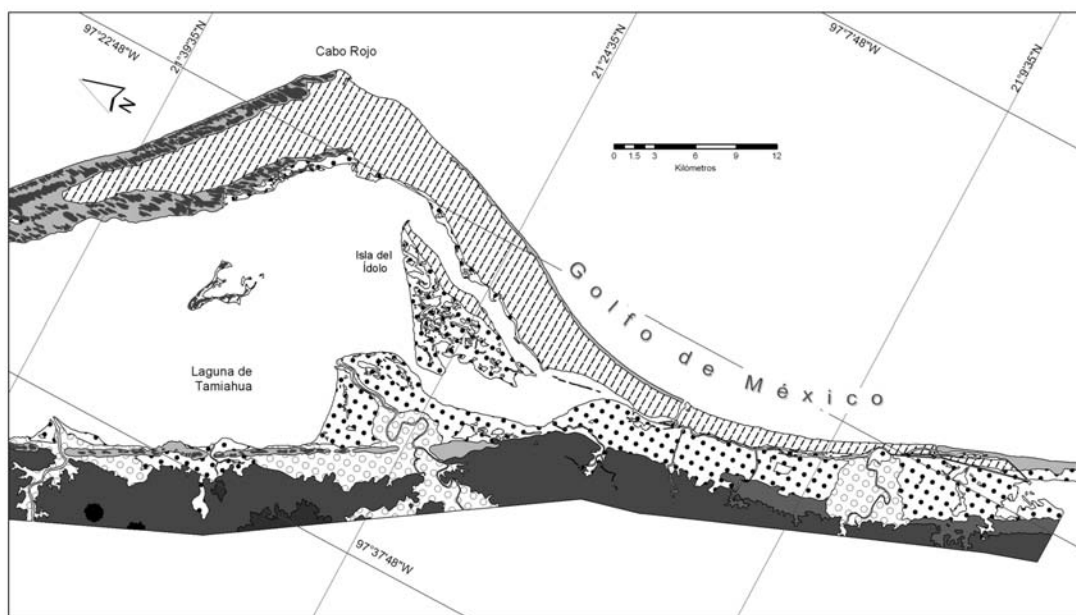


Figura 2b. Mapa geomorfológico general de la cuenca Tampico-Misantla, a escala 1:100 000 (correspondiente a las hojas cartográficas Tampico, F14-3-6; y Tamiahua, F14-9, a escala 1:250 000).  
*Figure 2b. General geomorphological map of the Tampico-Misantla basin, at scale 1:100 000 (corresponding to the cartographic sheets Tampico, F14-3-6 and Tamiahua, F14-9 at scale 1:250 000).*

representadas por el Macizo de Teziutlán, y las estructuras volcánicas, más jóvenes, del Macizo de los Tuxtlas. Las primeras separando a las cuencas de Tampico-Misantla, al Norte, y de Veracruz, al Sur, mientras que las segundas interrumpen la cuenca de Veracruz de la Salina del Istmo. Estas cinco unidades constituyen las unidades morfoestructurales regionales más importantes. Por otra parte, el régimen hidrotérmico del trópico húmedo veracruzano, con abundantes precipitaciones anuales (1 200 a 1 800 mm, en la costa, y entre 2500 y hasta 4 000 mm, en los tercios superiores de las cuencas fluviales) y elevadas temperaturas medias anuales (22 a 26° C y más), conjuntamente con los fuertes vientos Alisios del Noreste, persistentes durante la mayor parte del año, y los frentes fríos (“Nortes”), en invierno, proporcionan la energía suficiente para el desarrollo de los procesos geomorfológicos. Por supuesto, que tanto las superficies esculturales como las acumulativas deben, en gran medida, la formación de sus niveles de llanuras y de terrazas a la influencia de las oscilaciones glacio-eustáticas del Cuaternario.

#### *Algunos criterios sobre la datación relativa del relieve*

Uno de los aspectos que debe satisfacer el levantamiento geomorfológico general (morfofenético) es la datación absoluta o relativa del relieve, lo que a menudo adolece de imprecisiones, debido a la ausencia de estudios geocronológicos regionales. En el caso de la región mexicano-caribeña, en cuyo sector noroccidental se localiza el área de estudio, se desarrollan diferentes mecanismos geotectónicos en cada uno de sus límites de interacción dinámica entre placas: (a) subducción en el frente de las Antillas Menores, al Este, y en la Fosa Centroamericana, al Oeste, y (b) desplazamientos horizontales de izquierda, tanto en el contacto de las placas Caribe y Norteamericana (Heubeck y Mann, 1991), al Norte, como a lo largo del sistema de fallas Oca-El Pilar, entre las placas Suramericana y Caribe, al Sur. En cada una de estas fronteras la historia neotectónica del desarrollo cortical y las situaciones geodinámicas recientes suelen ser también muy distintas. Esto determina intensos movimien-

tos neotectónicos y notables deformaciones tectónicas de los niveles geomorfológicos en las zonas más móviles, como es el caso de la región suroriental cubana (Horsfield, 1975; Hernández-Santana *et al.*, 1989; Díaz Díaz *et al.*, 1991; Rojas-Agramonte *et al.*, 2005), la Península nororiental de Haití y otros sectores caribeños; pero en otras regiones intraplacas, como ocurre con el margen del Golfo de México, la Península de Yucatán y la región noroccidental cubana, situadas hacia el interior de la placa Norteamericana, los desplazamientos tectónicos diferenciados suelen ser menos notables y responden a situaciones locales.

Una de las referencias adoptadas en este trabajo, aunque sólo para las llanuras marinas acumulativas con cordones litorales, más jóvenes y bajas del entorno veracruzano, son los estudios de Curray *et al.* (1969), desarrollados en el Pacífico mexicano, donde la datación de dichas llanuras alcanzó la edad estimada de 3,600-4,750 años. Más recientemente, Sluyter (1997) mediante muestreo en las llanuras lodosas y estuarinas del entorno de la Laguna Catalina, unos 15 km al Noroeste de la ciudad de Veracruz, y a una altitud inferior a los 5-6 m, reportó edades del Holoceno medio-final (2440±35 a 6470±85 años), lo cual se corresponde con las observaciones y dataciones realizadas por Pavlidis (2002) en muestreos de la plataforma de abrasión marina más baja y joven del territorio cubano, denominada "Seboruco", con altitudes entre 2-3 m, en el occidente del país, y hasta 5 m, en la región oriental (precisamente en la zona de interacción entre las placas Norteamericana y Caribe, más móvil y sismoactiva), con valores de 2230±130, 2240±150 y 3889±130 años, es decir, en el entorno del final del Holoceno. En este sentido, las dataciones de los niveles bajos de 2-3 y 5-7 m (Holoceno temprano y final) de la propuesta de Lilienberg (1970, 1973) y Portela Peraza *et al.* (1989) respectivamente, se corresponden con estas dataciones y pueden aplicarse al entorno costero veracruzano, donde se presenta una distribución regional, y de manera muy notable cerca de la desembocadura del Río Cazonés.

Otros estudios en el Caribe, mediante el método de datación  $^{234}\text{U} / ^{230}\text{Th}$  en muestras de corales, reportan basculamientos en la Isla de Gran Inagua, en las Islas Bahamas, en los últimos 100 000 años (Kindler *et al.*, 2007), con ascensos y descensos

entre 2 y 3 m, tanto en el sureste como en el noroeste respectivamente, lo que reconocen dichos autores como una consecuencia tectónica, motivada por su cercanía al margen activo entre las placas Norteamericana y Caribe. Sin embargo, las dataciones realizadas por Dodge *et al.* (1983) y Dumas *et al.* (2006), estos últimos también por dataciones de la serie  $^{238}\text{U} / ^{230}\text{Th}$ , en la región de Mole Saint Nicolas, en Haití, reconocen las siguientes edades por niveles altitudinales de terrazas marinas (t): t<sub>1</sub> (H=19.0-21.2 m, 76 000±2 000 A. P.), t<sub>2</sub> (H=23.4 m, 81 000 a 82 000±2 000 A. P.), t<sub>3</sub> (H=37.2 m, 107 300±5 000 A. P.), t<sub>4</sub> (H=57.7 m, 117 900±5 000 A. P.) y t<sub>5</sub> (H=60.7 m, 130 500±5 000 A. P.), las cuales revelan que las sucesiones de terrazas marinas entre la península nororiental de Haití y la Isla de Barbados, en las Antillas Menores, ambas ubicadas en zonas geotectónicas muy activas, son semejantes (Dumas *et al.*, 2006). De cierta manera, dicha situación apoya la propuesta de los autores con relación a la región del noroeste cubano y la porción veracruzana del Golfo de México, ambas mucho menos activas, desde el punto de vista geotectónico y sísmico.

Por otra parte, en estudios de Muhs (2002) en zonas estables, se reportan edades de 118 900±600 y 113 400±900 A. P., en niveles emergidos de 2-3 m, en Bermuda, y de 127 900±1 200 y 119 900±1 400 A. P., en las islas de San Salvador y Gran Inagua, en las Bahamas, es decir, en el límite inferior del final del Pleistoceno. De idéntica manera, pero en Australia occidental, Stirling *et al.* (1995, 1998) dataron el nivel de terraza entre 2 y 4 m con edades entre los 128 900±600 y 116 100±300 A. P.

Dada la similitud relativa de los niveles geomorfológicos veracruzanos con los existentes en la región noroccidental del archipiélago cubano, sujetos ambos a similares condiciones glacio-eustáticas cuaternarias, y con las dataciones de otros autores en regiones del Golfo de México y del Caribe, en este trabajo se ajustaron los criterios de datación, propuestos por Lilienberg (1970, 1973) y Portela Peraza *et al.* (1989), sobre todo para el final del Pleistoceno. Este esquema geocronológico correlativo permite establecer intervalos generales de edad, en regiones relativamente estables, pero confronta en ocasiones, como se señala anteriormente, la interferencia de las deformaciones tectónicas cuaternarias, las cuales distorsionan y dificul-





Figura 3. Acantilados activos en los niveles de 2-3 (a) y 5-7 m (b) de las terrazas marinas del Holoceno, en la localidad de Cazonés.

Figure 3. Active cliffs at 2-3 (a) and 5-7 m (b) of Holocene marine terraces at the Cazonés site.

tan las correlaciones entre idénticos niveles de formación y edad, desplazados verticalmente por la componente tectónica (Ionin, 1975; Hernández-Santana *et al.*, 1989; Díaz Díaz *et al.*, 1991). En este sentido, es bueno recalcar, que la extensión de estos criterios debe aplicarse con cierta reserva y sólo tomarse como la referencia de un esquema regional, quizás más válido para el margen mexicano del Golfo. Los criterios adoptados en este trabajo, después de analizar las referencias anteriores sobre edades geomorfológicas, fueron los siguientes: *Holoceno* (2-3, 5-7 m), de acuerdo con los resultados y criterios de Curray *et al.* (1969) y Sluyter (1997) en México, y Lilienberg (1970, 1973), Ionin (1975) y Pavlidis (2002) en Cuba; *final del Pleistoceno* (10-12, 20-25 y 30-40 m), en

correspondencia con Lilienberg (1970, 1973) sólo para los dos primeros niveles, en Cuba, y según Dodge *et al.* (1983) y Dumas *et al.* (2006), en el noroeste de Haití, para los tres niveles de terrazas; *Pleistoceno medio* (45-50 y 60-65 m), según Dodge *et al.* (1983) y Dumas *et al.* (2006) en sus dataciones en Haití y Barbados; y *Pleistoceno temprano* (75-85 y 90-110 m), según la escala cronológica de Lilienberg (1970, 1973) y de Portela Peraza *et al.* (1989) para el archipiélago cubano. Estos niveles del sistema de escalones de llanuras y de terrazas se aprecian a lo largo de todo el entorno costero veracruzano, guardando una estrecha similitud con las llanuras septentrionales de la provincia de Pinar del Río, en el noroeste cubano (Portela Peraza *et al.*, 1989).

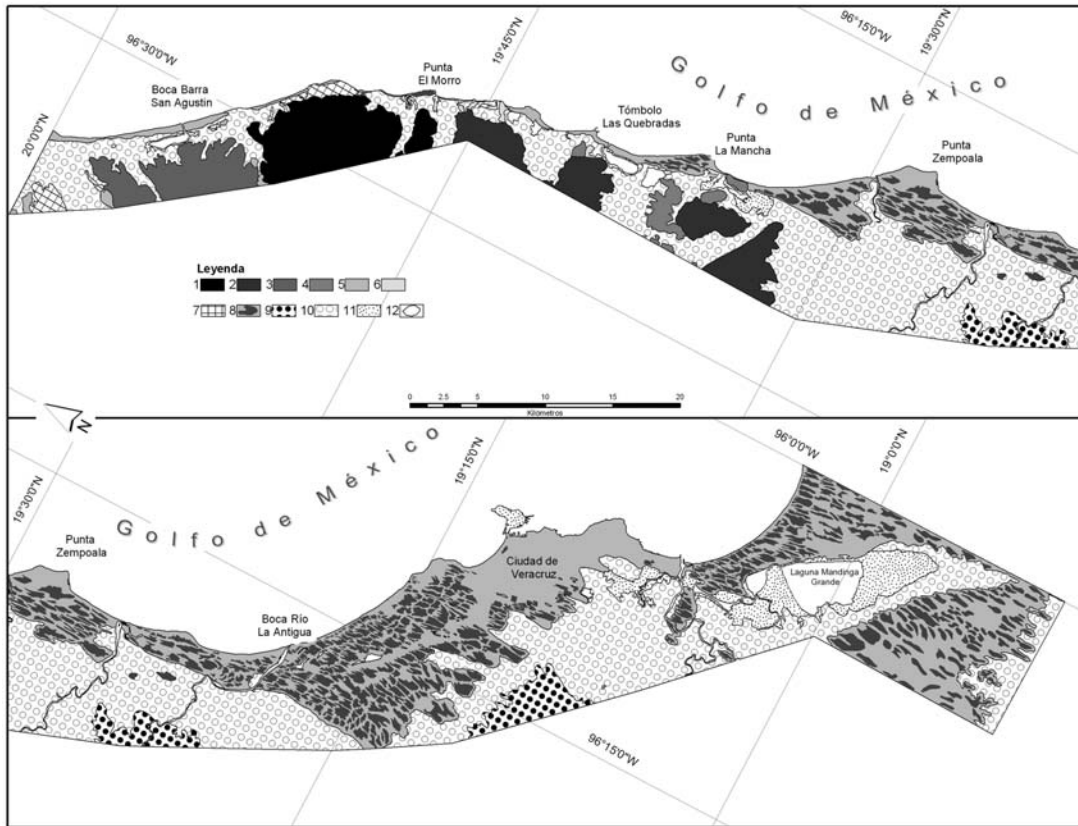


Figura 4. Mapa geomorfológico general del sector costero del Macizo de Teziutlán y de la Cuenca de Veracruz, a escala 1:100 000 (correspondiente a las hojas cartográficas Veracruz, F14-3, y del extremo nororiental de Orizaba, E14-6, a escala 1:250 000).

Leyenda: I. MONTAÑAS BAJAS Y PREMONTAÑAS, formadas por ascensos neotectónicos moderados a fuertes (N2 - Q): 1. Montañas bajas, volcánicas, de edificaciones cuaternarias, moderadamente disecionadas, formadas sobre derrames basálticos jóvenes,  $600 < H < 800$  m (N2 - Q); 2. Montañas bajas, tectónico - volcánicas, aisladas, disecionadas, formadas sobre el complejo volcánico andesítico y tobáceo intermedio del Terciario superior,  $500 < H < 700$  m (N2 - Q); 3. Premontañas volcánicas, disecionadas, con interfluvios planos y escalonados de origen abrasivo, formadas sobre derrames andesíticos y basálticos del Terciario superior y del Cuaternario,  $200 < H < 400$  m (N23 - Q).

II. LOMERÍOS, formados por ascensos neotectónicos moderados (N23 - Q): 4. Tectónico - volcánicos, grandes y medianos, formados sobre el complejo volcánico andesítico y tobáceo intermedio del Terciario superior,  $200 < H < 300$  m (N23 - Q); 5. Abrasivo y erosivo - abrasivos, medianos y pequeños, formados sobre el complejo basáltico y andesítico del Triásico superior - Cuaternario y en conglomerados cuaternarios,  $80 < H < 200$  m (N23 - Q); 6. Erosivo - abrasivos, pequeños, formados sobre el complejo volcánico andesítico y tobáceo intermedio del Terciario superior,  $60 < H < 80$  m (Q1 - IV).

III. Llanuras, formadas por ascensos neotectónicos débiles y muy débiles, incluso por descensos débiles (Q): MARINAS: 7. Abrasivas, muy bajas, ligeramente onduladas a planas, formadas sobre areniscas, basaltos, andesitas, tobas ácidas y brechas volcánicas básicas del Terciario,  $H < 20$  m (QIII - IV); 8. Eólico - marinas, onduladas y planas, con cadenas de dunas parabólicas y transversales, y barras costeras con orientación N - S, con alturas entre 120 - 200 m, formadas sobre depósitos arenosos litorales del Cuaternario (QIII -IV); FLUVIALES. 9. Erosivo - denudativas, medianas, onduladas y colinosas, formadas sobre basaltos y tobas básicas, y asociaciones de areniscas, lutitas y conglomerados cuaternarios,  $20 < H < 60$  m (QII - IV); 10. Acumulativas, bajas y muy bajas, onduladas y planas, con niveles de terrazas y planos de inundación indiferenciados, sobre conglomerados y aluviones cuaternarios,  $H < 10$  m (QIV). PALUSTRES. 11. Palustres, muy bajas, planas, con microrrelieve palustre y biogénico, sobre sedimentos no consolidados y finos del Holoceno,  $H < 2$  m, (QIV2).

Figure 4. General geomorphological map of the Massif of Teziutlán and Veracruz Basin coast, at scale 1:100 000 (corresponding to the cartographic sheets Veracruz, F14-3 and Orizaba's northeastern end, E14-6 at scale 1:250 000). Legend: I. LOW MOUNTAINS AND PREMOUNTAINS, formed by moderate-to-strong neotectonic uplifting (N2 - Q): 1. Low, volcanics, moderately dissected, mountains of quaternary structure, formed upon young basalt spills,  $600 < H < 800$  m (N2 - Q); 2. Low isolated and dissected tectono-volcanic mountains, formed upon the Upper Tertiary intermediate andesite and tuff volcanic complex,  $500 < H < 700$  m (N2 - Q); 3. Dissected volcanic premountains, with smooth and stepped interfluvies of abrasive origin, formed upon Upper Tertiary and Quaternary andesite and basalt spills,  $200 < H < 400$  m (N23,Q).

II. HILLS, formed by moderate neotectonic upliftings (N23.Q): 4. Large and mid-sized tectono-volcanic hills, formed upon the Upper Tertiary intermediate andesite and tuff volcanic complex,  $200 < H < 300\text{m}$  (N23.Q). 5. Mid-sized and small abrasive and erosive-abrasive hills, formed upon the Upper Triassic-Quaternary basalt and andesite complex and upon Quaternary conglomerates,  $80 < H < 200\text{ m}$  (N23.Q); 6. Small erosive-abrasive hills formed upon the Upper Tertiary intermediate andesite and tuff volcanic complex,  $60 < H < 80\text{ m}$  (QI-IV).

III. PLAINS, formed by weak and very weak neotectonic upliftings, including those derived from weak descents (Q): MARINE PLAINS: 7. Abrasive, very low, slightly undulated to smooth, formed upon Tertiary sandstones, basalts, andesites, acid tuffs and basic volcanic brecciae,  $H < 20\text{ m}$  (QIII-IV); 8. Undulated and smooth eolic-marine plains, with parabolic and transversal dune ridges and N-S coastal bars, with altitude between 120 - 200 m, formed upon Quaternary littoral sand deposits (QIII-IV); FLUVIAL PLAINS. Erosive-denudative, mid-sized, undulated and hilly, formed upon basalts and basic tuffs in addition to associations of sandstones, lutites and quaternary conglomerates,  $20 < H < 60\text{ m}$  (QII-IV); 10. Cumulative, low and very low, undulated and smooth, with terrace levels and undifferentiated flood planes, upon quaternary conglomerates and alluvions,  $H < 10\text{ m}$  (QIV).

PALLUSTRINE. 11. Pallustrine, very low, smooth, with pallustrine and biogenic micro-relief upon fine and unconsolidated Holocene sediments,  $H < 2\text{ m}$ , (QIV2).

### Diferenciación morfogenética del relieve

Las regularidades generales del relieve se presentan, según su expresión, en cada una de las grandes morfoestructuras regionales (Fig. 1), que distribuidas de Norte a Sur, son las siguientes:

Cuenca de Tampico - Misantla (entorno costero) (Fig. 2a y 2b)

Esta unidad morfoestructural es la más extensa de la región veracruzana, limitada por el Río Pánuco, al Norte; por el Macizo de Teziutlán, al Sur; y hacia el continente, al oeste, por un límite variable, que alcanza las estribaciones de la Sierra Madre oriental. En el área de estudio este límite oscila entre los 6 y los 16 km, según la presencia de los ecosistemas estudiados. El escalón geomorfológico más alto, con altitudes (H) entre 120 y 200 m, se corresponde con los lomeríos tectónicos extrusivos, en estructuras cónicas de gabros (INEGI, 1984), con  $H$  (altitud)  $< 200\text{ m}$  en los cerros Bilbao y Santa Catarina; y lomeríos en monoclinales, con restos de diferentes niveles de plataformas de abrasión marina (70-80 y 100-120 m), sobre lutitas y areniscas terciarias (Aragón González, 2005), al Oeste de San Jerónimo y de Punta La Curvina, y en Monte Grande y Monte Alto.

En el entorno de la Laguna Pueblo Viejo, existe cierta zonalidad morfogenética, con una orientación Norte-Sur: la llanura eólico-marina se torna muy estrecha, con una amplitud de apenas 1 km, separada de las llanuras erosivo-abrasivas y denudativo-abrasivas, al oeste, por una restringida franja de la Laguna de Tamiahua, hacia el Norte (Fig. 2a). Estas plataformas originales de abrasión mari-

na, remodeladas por la erosión y la denudación, poseen un ancho de hasta 7 km, con una contrastante expresión morfológica en forma de colinas. Realmente, si se analiza el espectro de cimas, desde el Este de Ciudad Cuauhtémoc hasta la Laguna Tampamachoco, más al Sur, se apreciará la continuidad del nivel de 60-70 m en numerosas cimas, que representan un antiguo plano abrasivo, erosionado y denudado posteriormente durante los pisos medio y final del Pleistoceno al presente. Al Oeste de estas llanuras erosivo y denudativo-abrasivas, se distribuyen niveles erosivos paragenéticos del Río Tamacuil (La Llave), indicando las diferentes etapas sincrónicas de planación erosiva cuaternaria.

Una de las zonas de mayor expresión geomorfológica de la cuenca, lo constituye la extensa formación acumulativa de Cabo Rojo y la Laguna de Tamiahua (I.1 en Fig.1). Ayala Castañares (1969) considera que el origen del primero está asociado con deposiciones sobre arrecifes coralinos, e incluso reconoce una barrera anterior, más antigua, de la cual las islas Juana Ramírez, del Toro y del Ídolo forman parte. Si se reconocen otros arrecifes actuales (Tanhuijo, de Enmedio y Tuxpan), visibles en la carta 1:250 000, y externos a la configuración de Cabo Rojo, pero paralelos al mismo, es evidente que tal propuesta es una acertada fundamentación genética y evolutiva. Cabo Rojo está constituido por llanuras eólico-marinas, que pueden relacionarse con las edades calculadas por Curray *et al.* (1969), es decir, en el Holoceno. La estructura de estos cordones litorales refleja la formación de dos sistemas, y precisamente es en el ápice de la inflexión de Cabo Rojo, donde se aprecia que el ramal de cordones

meridionales, más jóvenes, se encuentra sobrepuesto al sistema septentrional, más antiguo.

En la porción central del entorno costero de la Laguna de Tamiahua, se presentan fragmentos de una llanura eólico-marina, con carácter de barras, también identificada por Nava Uribe (2005), bordeadas por una estrecha llanura fluvial acumulativa de Río La Piedra, el Estero Cucharas y otros (Fig. 2). Al Oeste y hacia el interior de ambos tipos de llanuras, están desarrolladas las paragenéticas erosivo-denudativas con restos abrasivos indiferenciados. Las edades de este sistema poligenético de llanuras fluctúan entre los pisos medio y final del Pleistoceno (erosivo-abrasivos) hasta el Holoceno (marinas acumulativas y eólico-marinas). Más hacia el Sur, se mantiene esta situación hasta el delta del Río Tancochín, que constituye el límite final de las llanuras fluviales acumulativas, extendiéndose ahora, casi ininterrumpidamente, amplias llanuras lacustres y palustres, que sólo se fragmentan en la llanura aluvial del Estero Oro Verde. Estas llanuras se corresponden con los esteros La Tortuga, Chichaguas y La Escalera, así como con las lagunas San Simón, Baltasar y Tampamachoco (I.2 en Fig.1; Fig. 2b).

Este sector de la Cuenca de Tampico-Misantla posee más de 200 km de llanuras marinas acumulativas continuas, con cordones litorales desde el norte de Cabo Rojo hasta prácticamente la desembocadura del Río Pantepec (Túxpam), lo que atestigua el carácter de ascensos tectónicos débiles durante el Holoceno. La tendencia emergente se acentúa hacia el Sur de la desembocadura del Río Túxpam, y hasta la desembocadura del Río Tecolutla, alcanzando sus niveles máximos en la costa de acantilados abrasivos activos, del Holoceno, de la desembocadura del Río Cazones (I.3 en Fig. 1; Fig. 3). En esta zona se distinguen todos los escalones de plataformas de abrasión marina (inferiores a 20 m de altitud; denudativo-abrasivas y abrasivas, con altitudes entre 20 y 40 m; denudativo-abrasivas, entre 40 y 60 m; y erosivo-abrasivas, entre 60 y 100 m).

Al parecer, estas estructuras escalonadas de llanuras están basculadas o diferenciadas hacia el Sureste, ya que al nivel del Estero Tenixtepec, el escalón erosivo-abrasivo, de 60 a 100 m, desaparece en el entorno costero y se adentra más hacia el continente. Esto también se expresa en la superfi-

cie, en forma de cuña, de las llanuras fluviales, lacustres y palustres, que desde Boca de Higuera hasta la desembocadura del Río Tecolutla, aumentan su amplitud desde menos de 1 km hasta 12 km. A partir de la desembocadura del Río Tecolutla aparecen nuevamente las llanuras marinas con cordones litorales, con una extensión de más de 110 km, sólo interrumpidas por los ríos Bobos (Nautla), Misantla y Colipa (I.4 en Fig.1).

La historia del desarrollo geomorfológico del entorno costero de la cuenca Tampico-Misantla, está relacionada fundamentalmente con los cambios glacio-eustáticos del nivel medio del mar, con los procesos de subsidencia y de emergencia relativa de algunos de sus estructuras de bloque y por la acción conjunta de los procesos geomorfológicos exógenos del modelado del relieve. En la configuración de su línea costera un importante papel ha jugado el desarrollo de las barreras de arrecifes coralinos, representando "las raíces" de la formación y consolidación de las llanuras marinas acumulativas de cordones litorales, las cuales en algunos sectores y bajo la acción de la energía de las corrientes litorales y del viento anual predominante, han evolucionado a llanuras eólico-marinas, con sistemas de dunas parabólicas y transversales.

Macizo de Teziutlán (Fig. 4)

Esta morfoestructura regional se extiende desde el poblado Villa Emilio Carranza hasta el límite del Río Mozomboa (II en Fig.1). Desde el punto de vista morfogenético, se destacan montañas bajas y premontañas volcánicas y tectóno-volcánicas, a manera de edificaciones aisladas (cerros La Cruz-El Pailón, El Sombrero-San Antonio, La Palma-Cerro Azul, La Paila, Los Atlixcos y las estribaciones de la Sierra La Bandera), formados sobre materiales volcánicos del Terciario superior al Cuaternario (INEGI, 1984; Consejo de Recursos Minerales, 1994) (Fig. 4, superior). Considerando el basamento de consolidación, la edad de su relieve oscila entre el final del Plioceno y el Cuaternario ( $N_2^3$ -Q). Una característica morfogenética que singulariza a este sector costero es la presencia, entre los lomeríos y las llanuras fluviales y el litoral, de lagunas y llanuras palustres alargadas y estrechas (lagunas La Mancha, El Farallón, del Llano, de la Sal, Verde, Boca Andrea, Santander, San Agustín y Corral), ocupando depresiones tectónicas estrechas



Figura 5. Restos de superficies de terrazas abrasivas marinas en el promontorio de Punta Roca Partida. Obsérvense los niveles escalonados de 50-60 (a), 20-25 (b) y 10-15 m (c), del Pleistoceno medio y final (QII - III) respectivamente.

Figure 5. Remains of marine abrasive terraces at the Punta Roca headland. Note the Mid- and Late Pleistocene 50-60m (a), 20-25 (b) and 10-15 (c) stepped levels (QII-III), respectively.

(Priego-Santander, 2004), así como de llanuras eólico-marinas interrumpidas, con sectores de playas, de dunas y de barras costeras, formadas sobre depósitos litorales del Cuaternario (Fig. 4, superior).

La situación de las edificaciones volcánicas en la zona de interacción tierra-mar determinó, tanto la zonación morfogenética longitudinal como la transversal del relieve, que durante el Pleistoceno medio y final (Q<sub>II-III</sub>) se caracterizaba por estrechas ensenadas, entre los promontorios premontañosos, donde los ríos formaron sus llanuras acumulativas actuales. En esa época, las montañas bajas, premontañas y lomeríos constituían islas costeras, unidas posteriormente al continente por los procesos de sedimentación fluvial y marina. En ese contexto,

entre el final del Pleistoceno y el Holoceno (Q<sub>III-IV</sub>), las corrientes litorales comenzaron la formación de barras, playas, tombolos (Las Quebradas) y otras formas costeras, las cuales emplazaron a las principales lagunas, en sus estrechas y locales llanuras palustres.

Cuenca de Veracruz (Fig. 4)

Se extiende desde el Río Mozomboa, en el sureste de las estribaciones volcánicas del Macizo de Teziutlán, hasta el occidente de las edificaciones volcánicas del Macizo de los Tuxtlas (III en Fig. 1). Las grandes extensiones interiores de las llanuras fluviales bajas y muy bajas, y palustres, atestiguan el carácter subsidente de esta morfoestructura

regional, y su acentuación durante el Cuaternario. Todo el norte de la cuenca de Veracruz está formado por amplias llanuras eólico-marinas (Fig. 4), con amplitudes de hasta 15-25 km hacia su interior, como ocurre entre los poblados de Antón Lizardo, al Norte, y La Palma y La Tuna, al Sur (III.1 en Fig. 1). Sobre estas llanuras los procesos eólicos han conformado campos de dunas parabólicas y transversales de hasta 160 m de altura (al Norte de Laguna El Marqués). En esta zona, la cuenca presenta fraccionamientos tectónicos ligeros, que han condicionado los límites de los sistemas de dunas a morfoalineamientos notables, como ocurre en el caso de El Yahual-Punta de Arena, donde la alineación alcanza más de 10 km, en el contacto entre las llanuras eólico-marinas con las fluviales y palustres. Estos fallamientos recientes también han sido reportados por Geissert y Dubroeuq (1995), en el litoral de La Mancha, donde existen varias generaciones de dunas desniveladas.

Son varias las condiciones que determinan el mayor desarrollo de los sistemas de dunas en esta cuenca con respecto a las restantes: (a) la presencia de los vientos Alisios del Noreste, que inciden perpendicularmente con el mayor fetch, con 10 m/seg de componente N, y 9 m/seg de componentes NE y NW (Pérez Villega, 1990a); (b) una mayor extensión de su recorrido por la cuenca del Golfo de México, de 1 300 a 1 400 km, en el eje NE; y (c) una dominancia anual del viento, de 5 meses (abril a agosto) con componentes NE y E, y de 7 meses (septiembre a marzo) con componentes N y NW (Pérez Villega, 1990b). Hernández Cerda y Macías Morales (2005) reportan la dirección Norte con un 57.7 % de frecuencia anual y las del Este, Noreste, Este-Noreste y Norte-Noreste con aproximadamente un 10 % para cada una. Es por ello, que la dirección predominante de los cuadrantes septentrionales ha determinado el diseño geomorfológico de los sistemas de dunas transversales. No obstante, los ejes principales de dunas están orientados entre NNW y N, debido a la influencia del régimen de los "Nortes". La principal extensión de las llanuras eólico-marinas, con sus sistemas de dunas de diferentes generaciones, se encuentra en el sector Boca del Río-La Aguada-Antón Lizardo-La Palma, alcanzando hasta 25 km hacia el interior.

La evolución cuaternaria de la cuenca ha heredado las tendencias de sus movimientos tectónicos

descendentes durante todo el Cenozoico, como lo demuestra la columna general de sus depocentros. No obstante, en la actualidad, sustentado por el análisis morfogénico de su relieve, se aprecian cuatro zonas bien diferenciadas: a) la zona más estable, con tendencias ascendentes, al Oeste de Mixquetilla, ocupada predominantemente por las llanuras fluviales, desde acumulativas bajas y muy bajas, del Holoceno, hasta erosivo-denudativas, medianas, del final del Pleistoceno (III.1 en Fig. 1); b) la zona más inestable, correspondiente a las cuencas inferiores de los ríos Limón y Acula, entre el poblado de Mixquetilla y el interfluvio occidental del Río Papaloapan, con tendencias de subsidencia marcada, y predominio de grandes sistemas lacustres y de llanuras palustres, muy bajas, de edad del final del Holoceno (III.2 en Fig. 1); c) la zona moderadamente inestable, con predominio de los procesos fluviales acumulativos y un carácter fraccionado de las llanuras palustres y de una red de pequeñas lagunas, ligeramente interconectadas en núcleos aislados. Esta zona ocupa la margen oriental de la cuenca del Río Papaloapan y de las subcuencas de sus afluentes San Juan y San Agustín (III.3 en Fig. 1); y d) la zona oriental, de articulación con las estribaciones occidentales del Macizo de los Tuxtlas, limitada por la zona estructural El Yahual-Punta de Arena, y hasta los poblados Luis Valenzuela y Ángel R. Cabadas, que se podría denominar como Cinapa (III.4 en Fig. 1). En esta zona se extienden las llanuras erosivo-denudativas del Pleistoceno medio-final ( $Q_{II-III}$ ), elaboradas sobre un substrato volcánico, que van transitando gradualmente a los escalones de lomeríos y de premontañas volcánicas, ya en la unidad morfoestructural del Macizo de los Tuxtlas.

De acuerdo con la distribución y el diseño de los ejes principales de dunas y la amplitud de las llanuras eólico-marinas, y el carácter tectónico de cada una de las zonas descritas, las zonas más estables o relativamente ascendentes de Veracruz y de Cinapa, se corresponden con las fajas más anchas de dichas llanuras y sistemas eólicos, mientras que las zonas descendente y relativamente descendente de la cuenca inferior de Río Limón y de las subcuencas de los afluentes San Juan y San Agustín respectivamente, presentan las amplitudes menores de los dos ramales de llanuras eólico-marinas, separados por las extensas lagunas La Camaronera y Alvarado.

El dominio del relieve fluvial refleja elementos morfológicos de migración activa de los cursos de los principales ríos en el presente, meandros abandonados, barras fluviales laterales y centrales, isletas, e incluso en su tránsito al dominio palustre, de patrones hidrológicos mixtos de conectividad con cuerpos lacustres de grandes dimensiones. Esta continua interacción entre los procesos fluviales, palustres y eólicos, asevera el dinamismo de los procesos geomorfológicos exógenos de este entorno costero.

#### Macizo volcánico de la Sierra de los Tuxtlas

Esta unidad morfoestructural se corresponde con las edificaciones volcánicas monogenéticas, que se emplazaron desde el final del Mioceno (Stephen y González-Caver, 1992) y hasta el Cuaternario, dividiendo las cuencas de Veracruz y Salina del Istmo (IV en Fig.1). El escalón morfoestructural de lomeríos presenta tipos morfogenéticos diseccionados, con restos de plataformas de abrasión marina, modelados por procesos erosivo-denudativos en laderas premontañas escalonadas. Los sectores donde sobresalen estas estructuras están caracterizados por plataformas de abrasión marina, con acantilados activos, y pasivos en otros niveles de terrazas más elevados (Coll Hurtado, 1970). Entre ellos se pueden citar, de Oeste a Este: Punta Puntilla, Punta Roca Partida (Fig. 5), Punta El Lagarto, Punta Piedra de Barco, Punta Escondida, Punta La Chorrera, Punta Los Morritos, Punta Los Pinos, Punta Zapotitlán, Punta Monte Loro, Punta El Campanario y Punta San Juan.

En esta unidad morfoestructural volcánica sólo existen tres fragmentos de estrechas llanuras eólico-marinas (1-2 km), con restringidos ejes y campos de dunas, en las localidades de Las Delicias, de Toro Prieto y de El Real, este último al Noroeste del graben Sontecomapan. Las llanuras erosivo y denudativo-abrasivas, y las abrasivas circundan las edificaciones volcánicas, y entre ellas en ocasiones, se abren estrechas llanuras fluviales acumulativas. En el graben de Sontecomapan, limitado por fallas de dirección NW-SE, se extienden amplias llanuras fluviales y palustres, las más notables de este territorio.

Desde el punto de vista evolutivo, el emplazamiento del macizo volcánico de los Tuxtlas, marcó una nueva etapa en la conformación y desarrollo de

la gran morfoestructura regional del margen pasivo del Golfo de México. En la medida que el emplazamiento volcánico se consolidó y aumentó la energía del relieve, se fueron formando una serie de niveles geomorfológicos, en un inicio de carácter abrasivo, con una ulterior modelación por los procesos erosivos y denudativos, que en diferentes etapas de actividad volcánica y en distintos lugares, fueron total o parcialmente sepultados. Este proceso, aun está vigente, vale recordar que en los años 1530 (<http://members.fortunecity.es/municipio/DHistoricos.htm>), 1664 (Stephen y González-Caver, 1992) y 1792-1793 ([http://redescolar.ilce.edu.mx/redescolar/publi\\_volcanes.htm](http://redescolar.ilce.edu.mx/redescolar/publi_volcanes.htm)), se presentaron erupciones del volcán San Martín.

#### Cuenca Salina del Istmo (sector Coatzacoalcos)

Su entorno costero está limitado por las edificaciones volcánicas de la Sierra de los Tuxtlas, al Oeste-Noroeste; por el Río Tonalá, al Este; por las llanuras medias, erosivo y denudativo-abrasivas del sector comprendido entre los poblados Gavilán Norte y Ciudad Nanchital-Pajaritos; así como por las llanuras fluviales acumulativas, al nivel del perímetro de los asentamientos de Minatitlán, Barrancas, Cerritos, Lorenzo Azua Torres y El Pescador.

Los límites morfoestructurales occidental y oriental quedan muy definidos, entre las edificaciones volcánicas de San Juan Volador y la articulación tectónica, utilizada por el curso del Río Tonalá, entre los bloques contrastantes de Villa La Venta y El Cedral-Matamoros-Agua Dulce; el primero, con desarrollo hacia el Estado de Tabasco, compuesto por extensas llanuras palustres, y el segundo, integrado por un espectro de llanuras, esculpidas sobre areniscas del Mioceno (INEGI, 1984), desde abrasivas, onduladas a planas, hasta abrasivas y denudativo-abrasivas, onduladas a colinosas (V.2 en Fig. 1). Este sistema de llanuras presenta un espectro de niveles conservados de terrazas marinas, de 10-15, 35-40, y 55-65 m, que se corresponden con el Pleistoceno medio-final. El nivel más bajo de este sector oriental de la cuenca corresponde a la llanura eólico-marina, con formaciones acumulativas de barras arenosas alargadas, y a las llanuras marinas acumulativas con presencia de cordones litorales, al Este del Río Tonalá.

Este bloque tectónicamente ascendente, se extiende hasta el curso inferior del Río Coatzacoalcos, a partir de este río y hacia el Noroeste, y hasta la Laguna del Ostión, se presenta una zona deprimida (V.1 en Fig. 1), de graben relativo respecto a los Tuxtlas y a la unidad descrita anteriormente, compuesta por llanuras acumulativas fluviales, palustres y eólico-marinas en la costa, todas del Holoceno. Esta cuenca deprimida se divide en dos zonas por la presencia de los restos denudativo-abrasivos de Barrancas-La Cántica-Kilómetro Catorce (Calzadas). Al Oeste, se localiza la Laguna del Ostión, y al Este, la Laguna El Tepache. En esta última, se aprecian numerosos rasgos de un paleocauce del Río Coatzacoalcos, que desembocaba al este del poblado Estero del Pantano. Además, existen diversas evidencias lacustres y fluviales, que en tiempos como el Holoceno temprano, el Río Coatzacoalcos drenaba por el conjunto de lagunas, situado al Norte de Minatitlán, alcanzando la actual laguna El Tepache y hasta donde desembocaba el paleocauce más joven, en Estero del Pantano.

De acuerdo con los tipos morfogenéticos actuales, se puede inferir que en el Pleistoceno medio y final ( $Q_{II-III}$ ), se extendía una enorme ensenada (V.1 en Fig.1) entre las edificaciones volcánicas de los Tuxtlas y el bloque de Pajaritos-Ciudad Nanchital (V.2 en Fig.1), para en el Holoceno temprano comenzar el cierre de la depresión por las deposiciones litorales, y comenzar a colmatarse con los depósitos aluviales de los ríos Coatzacoalcos, Calzadas y Huazuntlán, así como con las deposiciones palustres más recientes.

### **Evolución geomorfológica regional**

-El relieve del entorno costero veracruzano es sumamente joven, estableciéndose durante la etapa neotectónica (N-Q) del desarrollo geomorfológico. Esta realidad determina, que la formación y la consolidación de los macizos volcánicos de Teziutlán y de los Tuxtlas, y de los lomeríos ocurre durante el final del Plioceno, dado que la edad de los substratos geológicos, sobre los cuales están esculpidos, son del Terciario superior. En cuanto a las llanuras de diferente génesis, sus edades quedan comprendidas en el Cuaternario, las altas y medias con

edades entre el Pleistoceno temprano ( $Q_I$ ) y el medio ( $Q_{II}$ ), y las más bajas, entre el final del Pleistoceno ( $Q_{III}$ ) y el Holoceno ( $Q_{IV}$ ).

-Durante todo el Paleógeno, el margen continental pasivo del Golfo funcionó como un depocentro regional, donde se acumularon grandes espesores de rocas terrígenas y marinas, debido al proceso regresivo del mar hacia el Este. Los grandes volúmenes sedimentarios fueron también el reflejo de la Orogenia Laramide, que elevó y deformó las secuencias del Paleozoico y del Mesozoico en el territorio actual de la Sierra Madre Oriental.

-En el Mioceno, el territorio funciona como un depocentro de aguas someras, que a finales del período experimenta los primeros ascensos tectónicos. En esta etapa se forman las areniscas y conglomerados, que constituyen el zócalo sobre el cual están esculpidas las llanuras erosivo y denudativo-abrasivas, abrasivas, y erosivo-denudativas del territorio. A finales de esta etapa, se produce el emplazamiento de las edificaciones volcánicas de los macizos de Teziutlán y de los Tuxtlas, los cuales rediseñan la morfoestructura de toda la región, dividiéndola en cinco grandes unidades: Cuenca Tampico-Misantla, Macizo de Teziutlán, Cuenca de Veracruz, Macizo de los Tuxtlas y Cuenca Salina del Istmo. Al final del Plioceno ( $N_2^3$ ), se establece la diferenciación morfogenética del relieve, con expresiones degradativas en las estructuras volcánicas nacientes, así como en algunos sectores, de bloques tectónicos locales en ascenso, que propiciaron la formación de los lomeríos actuales; y de tipos y formas acumulativas de diferente génesis en las tres grandes nuevas cuencas.

-El desarrollo del relieve durante el Pleistoceno ( $Q_{I-III}$ ) estuvo subordinado a las oscilaciones glacio-eustáticas del nivel medio del mar, al ascenso tectónico y tectono-volcánico de los macizos montañosos y al débil de los niveles de la secuencia de plataformas de abrasión marina más jóvenes, sobre todo, en las zonas de articulación estructural con los territorios más emergentes. En las zonas de subsidencia se extendieron las llanuras acumulativas paragenéticas y en las zonas ascendentes, se incrementó la energía del relieve, se profundizaron los valles, se establecieron los diseños de las cuencas fluviales, fue formado el espectro de niveles abrasivos en los escenarios abiertos al mar y de sus análogos erosivos, erosivo-acumulativos y acumulativos fluviales, de carácter sincrónico, en las monta-



ñas, premontañas y lomeríos interiores. En algún momento de esta etapa, las edificaciones de los macizos volcánicos pasaron de territorios insulares a integrar, conjuntamente con las llanuras en formación, el relieve costero del margen continental del Pleistoceno. A lo largo de toda esta etapa se refuerzan los límites entre las cinco morfoestructuras regionales e incluso en su interior, se definen los pisos altitudinales de las llanuras poligenéticas y se interdigitan, en el plano horizontal, las llanuras acumulativas paragenéticas de las cuencas-depocentros, bajo la acción de los procesos marinos, fluviales, eólico y palustres. Este proceso general ocurre bajo la migración de los procesos litorales y de sus tipos y formas de relieve; de las variaciones de los cauces y del grado de meandrosidad de los sistemas hidrológicos más importantes; del emplazamiento de lagunas de diferentes dimensiones, en función de los cambios fluviales y lacustres, y de la subsidencia local diferenciada; así como del desarrollo de las formas eólicas en función de los cambios del régimen de vientos durante las glaciaciones cuaternarias.

-En el Holoceno ( $Q_{IV}$ ), en los territorios más bajos, se establecen los pisos menos notables de llanuras, con altitudes inferiores a los 10 m, donde se forman llanuras marinas acumulativas, con el desarrollo de cordones litorales, a lo largo de centenares de kilómetros de litoral, en zonas estables o de ascensos muy débiles; las llanuras fluviales acumulativas, en zonas relativamente estables; en contacto con estas últimas, las palustres, en áreas de subsidencia hasta el presente; y las eólico-marinas, con formación de sistemas de dunas, a lo largo del litoral. Durante el Holoceno, se desarrollaron algunas generaciones de formaciones litorales, como sucedió con los sistemas de cordones litorales en Cabo Rojo, donde se aprecia la formación de los cordones actuales y los relictos, más antiguos. En general, durante esta etapa se conforman los límites y zonas de contacto entre los tipos morfogenéticos actuales, y se define, aun más, el complejo de formas del relieve contemporáneo.

## **Conclusiones**

La formación y la consolidación del relieve costero veracruzano están determinadas por dife-

rentes etapas evolutivas del margen del Golfo de México, entre las que sobresalen: (a) la etapa compresiva de la Orogenia Laramide (Cretácico superior al Eoceno superior), de deformación de las rocas paleozoicas y mesozoicas pre-existentes, y de inicio de los ascensos del actual territorio de la Sierra Madre Oriental, con su consiguiente desmembramiento erosivo en los territorios emergidos y deposiciones sedimentarias en los periféricos y costeros del Paleógeno; (b) la etapa neotectónica (Mioceno-Cuaternario), de movimientos tectónicos verticales diferenciados, con formación de cuencas sedimentarias o depocentros en las zonas de subsidencia, así como el emplazamiento de las edificaciones volcánicas de los macizos de Teziutlán y de Los Tuxtlas. En la región veracruzana, esta última etapa del desarrollo de la corteza terrestre coincide con la geomorfológica de la formación de su relieve, donde la amplitud de los movimientos determinó la energía del relieve montañoso actual y desencadenó la intensidad de los procesos erosivos, denudativos, gravitacionales y abrasivos, con la consiguiente formación de extensas llanuras acumulativas poligenéticas.

La combinación de los desplazamientos tectónicos verticales, de diferente signo, y de los procesos volcánicos, relativamente más jóvenes, estableció un patrón morfoestructural del relieve, que se expresa en la alternancia y diferenciación espacial de la morfogénesis tropical costera: extensas cuencas sedimentarias con desarrollo de sistemas de llanuras acumulativas de diferente génesis (fluvial, marina, eólica, lacustre, palustre y sus combinaciones); y edificaciones volcánicas con presencia de relieve montañoso, donde se modelaron espectros de antiguas superficies de planación y de niveles geomorfológicos más jóvenes (terrazas marinas y fluviales), así como una amplia gama morfoescultural de formas del relieve (gravitacionales, erosivas, denudativas, abrasivas y otras).

Uno de los problemas más complejos en el levantamiento geomorfológico del relieve es el concerniente a la datación o estimación de su edad. Para regiones extensas, como la costera veracruzana, no siempre se dispone de información suficiente para lograr una cronología exacta de todos sus tipos de relieve, fundamentalmente de las llanuras y terrazas más jóvenes del Cuaternario. Una de las vías para solucionar este problema es la construc-

ción de un esquema cronológico correlativo, de tipo regional, tomando en consideración la relativa similitud de espectros altimétricos de niveles geomorfológicos, de condiciones glacio-eustáticas y de estabilidad tectónica. Los criterios adoptados en este trabajo, luego de analizar las referencias de datación de diversos autores, fueron los siguientes: *Holoceno* (2-3, 5-7 m), de acuerdo con los resultados y criterios de Curray *et al.* (1969) y Sluyter (1997), en México, y Lilienberg (1970, 1973), Ionin (1975) y Pavlidis (2002), en Cuba; *final del Pleistoceno* (10-12, 20-25 y 30-40 m), en correspondencia con Lilienberg (1970, 1973) sólo para los dos primeros niveles, en Cuba, y según Dodge *et al.* (1983) y Dumas *et al.* (2006) para los tres niveles de terrazas, en Haití y Barbados; *Pleistoceno medio* (45-50 y 60-65 m), según Dodge *et al.* (1983) y Dumas *et al.* (2006) en sus dataciones en Haití y Barbados; y *Pleistoceno temprano* (75-85 y 90-110/120 m), según la escala cronológica de Lilienberg (1970, 1973) y Portela Peraza *et al.* (1989), en dataciones cubanas.

En general, los niveles del sistema de escalones de llanuras y de terrazas, que se aprecian a lo largo de todo el entorno costero veracruzano, guardan cierta similitud con las llanuras septentrionales de la provincia Pinar del Río, ubicadas al Norte de la Cordillera de Guaniguanico, en el Noroeste del archipiélago cubano. Para ambos territorios, las condiciones glacio-eustáticas y el régimen tectónico son relativamente semejantes. No obstante, es bueno insistir en que la aplicación de estos criterios debe tomarse con cierta reserva, dado su carácter de esquema regional, quizás válido para el territorio más occidental del Golfo de México, incluido el archipiélago cubano.

### Agradecimientos

Los autores agradecen a CONACyT el apoyo presupuestario al proyecto *SEMARNAT-2002-COI-0126*. A su vez, se agradece a Julio César Preciado López, el apoyo en el procesamiento digital del material cartográfico, y a Joaquín Rodríguez Vidal y Pedro Blanco Segundo, por sus valiosos comentarios y acertadas sugerencias durante el proceso de arbitraje científico.

### Bibliografía

- Aragón González, R. (2005). *Geomorfología fluvial en el curso bajo del Río Pánuco: identificación de áreas propensas a inundación*. Tesis de Licenciatura, UNAM, México, D. F., 189 pp.
- Ayala Castañares, C.A. (1969). Síntesis de los conocimientos sobre la geología marina de la Laguna de Tamiahua, Veracruz, México. En: *Memorias Simposio Internacional sobre Lagunas Costeras UNAM-UNESCO*, México, D. F., 39-48.
- Coll Hurtado, A. (1969). Estudio geomorfológico preliminar de la costa veracruzana comprendida entre Alvarado y Puntilla, Veracruz. *Boletín del Instituto de Geografía*, 1, 65-78.
- Coll Hurtado, A. (1970). Carta geomorfológica de la región costera de los Tuxtlas, estado de Veracruz. *Boletín del Instituto de Geografía*, 3, 23-28.
- Consejo de Recursos Minerales (1994). *Monografía geológico-minera del Estado de Veracruz*. Ed. Pedagógica Iberoamericana, 123 pp.
- Curray, J.R., Emmel, F.J. & Crampton, J.S. (1969). Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. En: *Coastal Lagoons, a Symposium UNAM* (A. Ayala Castañares & F. B. Phleger (eds.)). UNAM, Mexico, D. F., 63-100.
- Dawes, C. (1986). *Botánica Marina*. Ed. Limusa, México, D. F., 673 pp.
- Díaz Díaz, J.L., Magaz García, A.R., Hernández-Santana, J.R., Venereo Morales, A. & Pérez Cárdenas, F. (1991). Reconstrucción tectónica local mediante el análisis de la morfoescultura marina en la franja costera Río Seco-Punta Maisí, provincia de Guantánamo, Cuba: En: *Morfotectónica de Cuba Orienta* (H. Moreno, ed.). Ed. Academia, La Habana, 19-23.
- Dodge, R.E., Fairbanks, R.G., Benninger, L.K. & Maurasse, F. (1983). Pleistocene sea levels from raised coral reefs of Haiti. *Science*, 219, 1423-1425.
- Dumas, B., Hoang, C.T. & Raffy, J. (2006). Record of MIS 5 sea-level highstands based on U/Th dated coral terraces of Haiti. *Quaternary International*, 145/146, 106-118.
- Geissert, D. (1999). Regionalización geomorfológica del estado de Veracruz. *Investigaciones Geográficas*, 40, 23-47.
- Geissert, D. & Dubroeuq, D. (1995). Influencia de la geomorfología en la evolución de suelos de las dunas costeras en Veracruz, México. *Investigaciones Geográficas*, 3, 37-52.
- Hernández Cerda, M.E. & Macías Morales, L. (2005). Régimen de vientos. En: *Caracterización nacional del subsistema natural para el ordenamiento territorial* (J. López-Blanco, ed.). UNAM, México, D. F., 97-100.
- Hernández-Santana, J.R., González Ortiz, R., Venereo Morales, A. & Pérez Cárdenas, F. (1989). Deformaciones tectónicas de las terrazas marinas de la Sierra Maestra, Cuba. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, 15-16, 115-130.
- Hernández-Santana, J.R. & Reyes González, R. (2002). Regeneración artificial de playas y desarrollo sostenible: Experiencias ambientales en la Playa de Varadero, Península de Hicacos, Cuba. *Investigaciones Geográficas*, 49, 43-56.

- Heubeck, C. & Mann, P. (1991). Geologic evaluation of plate kinematic models for the North American-Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics*, 191, 1-26.
- Horsfield, W.T. (1975). Quaternary vertical movements in the Greater Antilles. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, 933-938.
- Hudson, P.F. (2003). Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco Basin, Mexico. *CATENA*, 52, 57-76.
- Hudson, P.F. & Heitmuller, F.T. (2003). Local- and watershed-scale controls on the spatial variability of natural levee deposits in a large fine-grained floodplain: Lower Panuco Basin, Mexico. *Geomorphology*, 56, 255-169.
- INEGI (1984). Mapa geológico escala 1:250 000. Hojas F14-3-6, F14-9, F14-12, E14-3, E14-6 y E15-4, México, D. F.
- INEGI (2000). Ortofotos digitales escala 1:20 000, México, D. F.
- INEGI (2001). Ortofotos digitales escala 1:20 000, México, D. F.
- INEGI (2002). Ortofotos digitales escala 1:20 000, México, D. F.
- Ionin, A.S. (1975). Formación del relieve del shelf cubano en el Cuaternario superior. En: *Problemas de Geología del shelf* (A. S. Ionin, ed.). Ed. Nauka, Moscú, 198-205.
- Kindler, P., Reyss, J.L., Cazala, Ch. & Plagnes, V. (2007). Discovery of a composite reefal terrace of middle and late Pleistocene age in Great Inagua Island, Bahamas. Implications for regional tectonics and sea-level history. *Sedimentary Geology*, 194, 141-147.
- Lilienberg, D.A. (1970). Mapa geomorfológico de Cuba escala 1:1 500 000. En: *Atlas Nacional de Cuba*. Ed. GUGK, Moscú, 25-27.
- Lilienberg, D.A. (1973). Algunos problemas de la formación del relieve del archipiélago cubano. *Serie Espeleológica y Carsológica*, 48, 12 pp.
- López-Portillo, J. & Ezcurra, E. (1989a). Response of three mangroves to salinity in two geoforms. *Functional Ecology*, 3, 355-361.
- López-Portillo, J., Ezcurra, E. & Maass, J.M. (1989b). Los petenes de Sian Kaán, Quintana Roo, y su relación con gradientes de presión hídrica. *Acta Botánica Mexicana*, 5, 19-29.
- Lugo-Hubp, J. (1990). El Relieve de la República Mexicana. *Revista del Instituto de Geología*, UNAM, 9, 82-111.
- Lugo-Hubp, J. & Córdova, C. (1990). Geomorfología I. En: *Atlas Nacional de México*. Ed. Instituto de Geografía, UNAM, México, D. F., IV.3.3.
- Magaz García, A.R., Portela Peraza, A.H., Hernández-Santana, J.R. & Cisneros Merconchini, L. (1992). Geomorfología, Topes de Collantes, escala 1:25 000. Ed. I. C. G. C., Santa Clara, 1 hoja.
- Méndez-Linares, A.P. (2003). *Fisonomía y estructura de diferentes asociaciones de manglar y su relación con la geomorfología del abanico deltaico de Arroyo Seco, Jalisco*. Tesis de Maestría en Ciencias, UNAM, México, D. F., 72 pp.
- Méndez-Linares, A.P., López-Portillo, J., Hernández-Santana, J.R., Ortiz-Pérez, M.A. & Oropeza-Orozco, O. (2007). The mangrove communities in the Arroyo Seco deltaic fan, Jalisco, Mexico, and their relation with the geomorphic and physical-geographic zonation. *CATENA*, 70, 127-142.
- Muhs, D.R. (2002). Evidence for the Timing and Duration of the Last Interglacial Period from High-Precision Uranium-Series Ages of Corals on Tectonically Stable Coastlines. *Quaternary Research*, 58, 36-40.
- Nava Uribe, E. (2005). *Estudio geomorfológico de la región hidrográfica de la Laguna de Tamiahua, Veracruz*. Tesis de Licenciatura, UNAM, México, D. F., 173 pp.
- Pavlidis, Yu.A. (2002). Eventual changes in the coral coast's morphology and dynamic in the light of global warming. *Geomorfologuia*, 4, 96-104. (en ruso).
- Pérez Villega, G. (1990a). Energía del viento dominante. En: *Atlas Nacional de México*. Ed. Instituto de Geografía, UNAM, México, D. F., IV.4.3.
- Pérez Villega, G. (1990b). Viento dominante durante el año. En: *Atlas Nacional de México*. Ed. Instituto de Geografía, UNAM, México, D. F., IV.4.2.
- Portela Peraza, A.H., Díaz Díaz, J.L., Hernández-Santana, J.R., Magaz García, A.R. & Blanco Segundo, P., 1989. Geomorfología. En: *Nuevo Atlas Nacional de Cuba*. Ed. Inst. Geogr. Nac. España, Madrid, IV.3.2-3.
- Priego-Santander, A.G. (2004). *Relación entre la heterogeneidad geocológica y la biodiversidad de ecosistemas costeros tropicales*. Tesis Doctoral, Instituto de Ecología, A. C., Xalapa, 117 pp.
- Rojas-Agramonte, Y., Neubauer, F., Handler, R., García-Delgado, D.E., Field, G. & Delgado Damas, R. (2005). Variation of palaeostress patterns along the Oriente transform wrench corridor, Cuba: significance for Neogene-Quaternary tectonics of the Caribbean realm. *Tectonophysics*, 396, 161-180.
- Semeniuk, V. (1994). Predicting the effect of sea-level rise on mangroves in Northwestern Australia. *Journal of Coastal Research*, 10 (4), 1050-1076.
- Sluyter, A., 1997. Regional, Holocene records of the human dimension of global change: sea-level and land use change in prehistoric Mexico. *Global and Planetary Change*, 14, 127-146.
- Stephen, A.N. & González-Caver, E. (1992). Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, México. *Volcanology*, 55, 85-96.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., McCulloch, M.T. & Lambeck, K. (1995). High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the last interglacial. *Earth and Planetary Science Letters*, 135, 115-130.
- Stirling, C.H., Esat, T.M., Lambeck, K. & McCulloch, M.T. (1998). Timing and duration of the last interglacial: evidence for a restricted interval of widespread coral reef growth. *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 745-762.
- Stoddard, D.R. (1980). Mangroves and Successional Stages, Inner Reefs of the Northern Great Barrier Reef. *Journal of Biogeography*, 7, 269-284.
- Thom, B.G. (1967). Mangrove ecology and deltaic geomorphology: Tabasco, México. *Journal of Ecology*, 55, 301-343.
- Thom, B.G. (1984). Coastal landforms and geomorphic processes. In: *The Mangrove Ecosystems: research methods* (S. C. Snedaker & J. C. Snedaker, eds.). UNESCO, U. K., 3-17.
- Verstappen, H.T., & van Zuidam, R.A., 1991. *The ITC System of Geomorphologic Survey*. Netherlands, 89 pp.
- Zimmermann, R.C. & Thom, B.G. (1982). Physiographic Plant Geography. *Progress in Physical Geography*, 6, 45-59.