Univ. Nal. Autón. México, Inst. Geología,
Revista, vol. 9, núm. 1, 1990, p. 82-111

EL RELIEVE DE LA REPÚBLICA MEXICANA

*José Lugo-Hubp**

RESUMEN

El relieve de la República Mexicana (el de la tierra firme y el del fondo oceánico de la zona económica exclusiva) se representa en un mapa de escala pequeña (1:12'000,000) subdividido en las siguientes unidades principales: (1) Para la tierra firme: montañas y altiplanos (12 categorías de acuerdo con rasgos morfológico-geológicos); márgenes montañosas (tres categorías); superficies de plataforma (tres categorías); y planicies costeras acumulativas (tres categorías). (2) Para el fondo oceánico: zona continental submarina (plataforma continental, talud continental, pie del continente y *borderland*); y zonas transicional y del lecho oceánico (trincheras, planicies abisales, crestas montañosas, dorsales, *rifts*, fosas-fractura, montañas submarinas y bancos). Complementan el mapa algunos símbolos. El relieve mexicano es muy joven y se ha definido esencialmente a partir del Neógeno y se caracteriza también por una intensa dinámica actual de transformación por factores endógenos y exógenos.

Palabras clave: geomorfología, formas estructurales, México.

ABSTRACT

The topography of the Mexican Republic (that of the continent and that of the ocean bottom of the exclusive economic zone) is represented in a very small scale (1:12'000,000) which permits the recognition of the major structural landforms: block-type, volcanic, and folded mountain systems; high plateau surfaces with diverse geologic and morphological characteristics; platform plains; intermontane depressions; and border plains of the mountain systems. The topography of the ocean bottom is extraordinarily diverse and complex; in it, the shelf and continental slope, continental rise, trenches, ridges, mid-oceanic ridges and rift depressions, abyssal plains of marine and oceanic basins, fracture zones, and sea-mounts are recognized. This complex of structural forms is the expression of the youthness of Mexican topography and of its intense present dynamics.

Key words: geomorphology, structural landforms, Mexico.

INTRODUCCIÓN

En el paisaje de la República Mexicana se conjugan sistemas montañosos, altiplanos, cuencas intermontanas y planicies costeras. Los climas variados, condicionados en parte por una topografía contrastante, han dado lugar al desarrollo de desiertos y semidesiertos, selvas tropicales, bosques montañosos, lagos en los altiplanos y lagunas a lo largo de los 10,000 km de litorales.

Las grandes formas del relieve mexicano son una expresión de estructuras geológicas jóvenes, con desarrollo especialmente durante el Neógeno-Cuaternario, muchas de ellas con evidente actividad actual. Ejemplos son la península de Baja California, en proceso de separación respecto al continente; el Sistema Neovolcánico Transmexicano, con volcanes históricos y otros prehistóricos activos; la Sierra Madre del Sur, marginal a una zona de subducción; la plataforma de la península de Yucatán, con desarrollo fundamentalmente en el Plioceno-Cuaternario.

En estrecha relación con el relieve de la tierra firme, en lo que se refiere a su origen, evolución y dinámica actual, se encuentra el de los fondos oceánicos, también con la característica de un gran contraste morfológico, diversidad de estructuras e intensa actividad actual. Es el caso del *rift* del Golfo de California, la dorsal del Pacífico oriental, la Trinchera Mesoamericana y la compleja cuenca del Caribe, vecina de las costas mexicanas.

En este estudio se pretende presentar la información más reciente sobre el relieve mexicano, de tierra firme y fondo oceánico, basada en el análisis de mapas topográficos y temáticos, así como en consulta bibliográfica. Dos mapas principales sobre el país representan la síntesis de este bosquejo y se agrega algunos esquemas complementarios para ilustrar provincias con más detalle.

MARCO REGIONAL

La comprensión del relieve actual de la República Mexicana y los procesos que lo modifican, se facilita a partir del conocimiento de la estructura tectónica regional y morfoclimática.

En lo que se refiere a la tectónica regional, México y América Central, en conjunto, ocupan una posición excepcional en el mundo por la complejidad y actividad de los procesos en el tiempo geológico moderno (Neógeno-Cuaternario) y por la dinámica actual.

Cuatro placas oceánicas tienen movimiento respecto al continente (placa de América del Norte): Pacífica, Rivera, de Cocos y del Caribe (Figura 1). Resultado de esto es la formación de las fosas principales: Golfo de California, Trinchera Mesoamericana y trinchera Cayman o Bartlett. Son activas las márgenes pacífica y caribeña y, en apariencia, pasiva la del Golfo de México. La subsidencia es evidente en varias regiones, y la actividad volcánica y sísmica, presente en el sur del mismo, demuestra que el adjetivo "pasivo" no es del todo

**Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 D.F.*

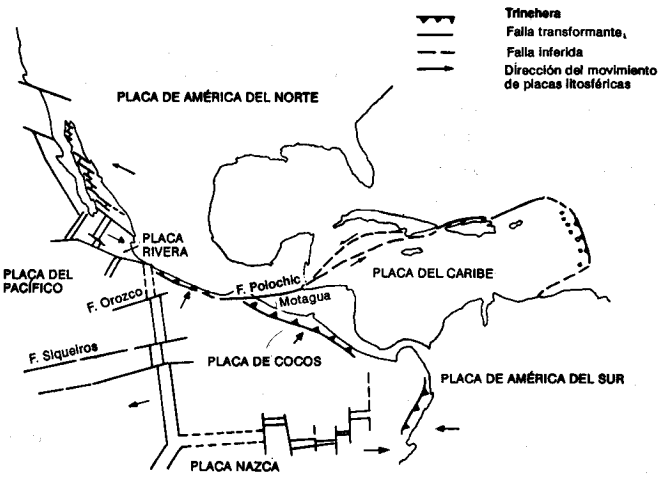


Figura 1.- Placas litosféricas que influyen en el territorio mexicano, de acuerdo con los esquemas tradicionales y Campa (1985).

apropiado. De Cserna (1984) sugirió la presencia de una placa en el sur del Golfo de México en colisión con el continente.

Los sistemas montañosos mexicanos, aun cuando sean producto de orogenias de fines del Cretácico o del Paleógeno, continuaron en desarrollo en el Neógeno-Cuaternario en Baja California, las sierras madre, la Sierra de Chiapas y el Sistema Neovolcánico Transmexicano. La planicie de la península de Yucatán es esencialmente de formación cuaternaria.

Lo anterior demuestra no sólo la juventud del relieve mexicano, sino intensos procesos endógenos que contribuyen a su desarrollo: la apertura del Golfo de California, con influencia posible en los sistemas montañosos de la península; la subducción de las placas Rivera y de Cocos, con actividad más manifiesta la segunda, que puede influir en movimientos verticales en la Sierra Madre del Sur y en la de Chiapas, y posiblemente también en el Sistema Neovolcánico, como suponen varios autores. La sedimentación en la plataforma continental del Golfo de México es un proceso exógeno que también forma parte de la morfogénesis actual.

A los procesos mencionados, se agrega los controlados por el clima (meteorización, erosión y acumulación). El mapa global morfoclimático (Figura 2) muestra el predominio de los siguientes ambientes climáticos en México: árido en la península de Baja California, Sonora y Altiplano, principalmente; de montaña en todos los grandes sistemas, excepto el de la península de Baja California; y de sabana en la península de Yucatán.

En el dominio árido, la red fluvial está constituida esencialmente por corrientes de temporada; en casos excepcionales, los ríos que nacen en un ambiente montañoso consiguen atravesar la zona árida para desembocar en el océano. Las precipitaciones pluviales anuales son, en promedio, menores que 200 mm, en amplios territorios menores que 100 mm, y se producen en unos pocos días a manera de chubascos. La intensa meteorización que actúa en estas regiones (en las elevaciones) de suelos y vegetación pobres, favorecen un fuerte escurri-

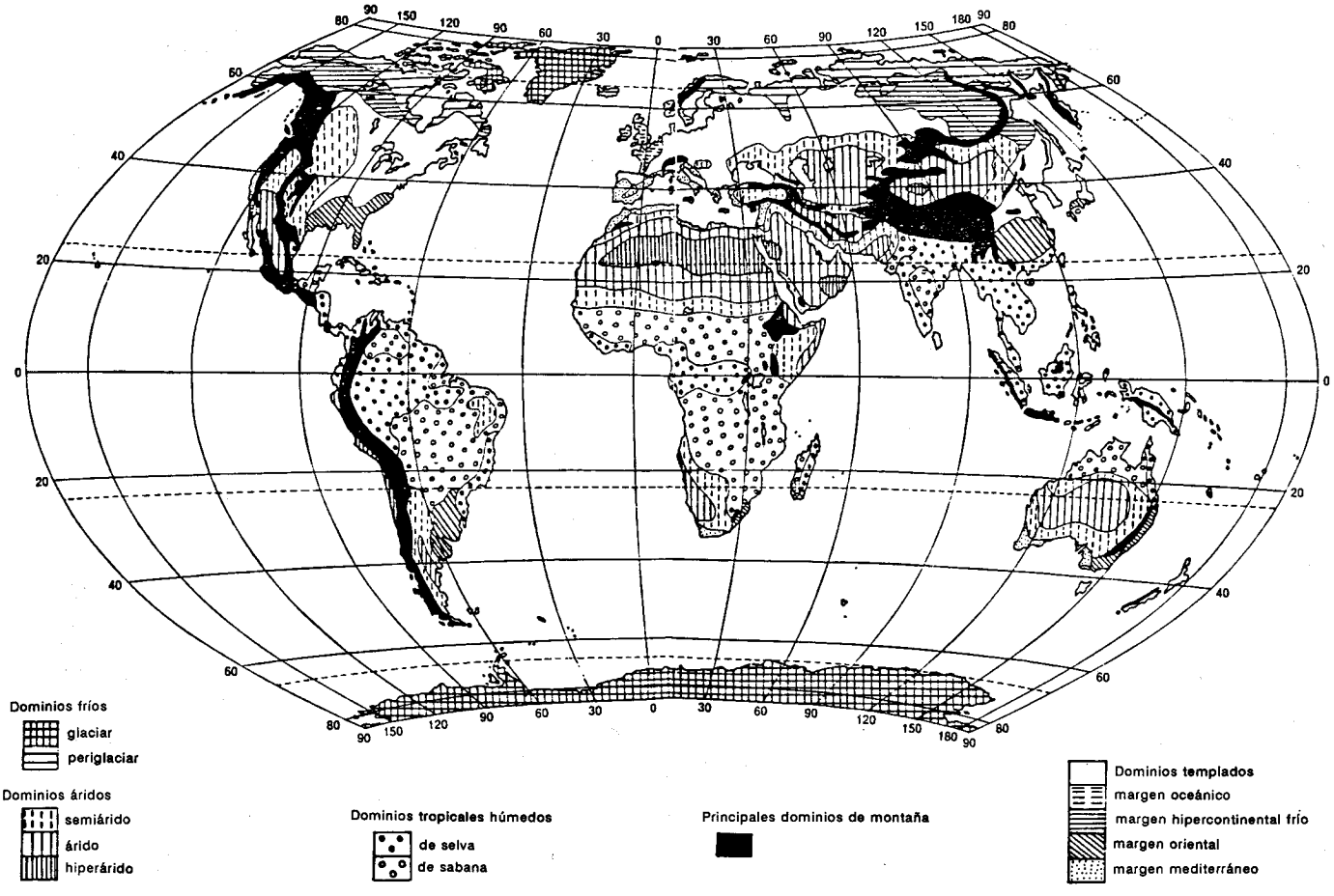


Figura 2.- Dominios climáticos de los continentes. Mapa de J. Tricart (*in* Coque, 1984).

miento con acarreo de detritos y su depósito al pie de las montañas, formando los extensos mantos de piedemonte característicos de estas regiones. En algunas zonas se forman lagos salinos.

El ambiente de sabana de la península de Yucatán corresponde a un clima tropical lluvioso, con precipitación media anual de hasta 1,600 mm. La red fluvial está ausente debido a las condiciones litológico-estructurales que favorecen un régimen hidrológico esencialmente subterráneo.

En el ambiente de montaña, las condiciones climáticas varían de acuerdo con la altitud, la posición geográfica de las montañas y la orientación de sus vertientes, principalmente. En general son zonas húmedas, con precipitaciones que llegan a ser en algunas regiones de incluso más de 2,000 mm anuales. Por encima de los 4,700 m.s.n.m. hay nieves permanentes y glaciares. En este ambiente montañoso, predominan las corrientes que no han desarrollado un perfil de equilibrio en valles estrechos y profundos, localmente con desarrollo cárstico.

EL RELIEVE MEXICANO

La clasificación del relieve mexicano en grandes unidades es el punto de partida para el estudio del mismo, en su conjunto o en pequeñas porciones. De ahí la importancia que tienen los distintos mapas de orientación geomorfológica que han sido elaborados para el país. Puede considerarse el primero de éstos —una clasificación del país en provincias fisiográficas— el de Ordóñez (1936, 1942), aunque tenga un antecedente en Thayer (1916), de acuerdo con de Cserna (1989). Otros autores que han tratado el tema son Tamayo (1941), Alcorta (1964), Álvarez (1961) y Raisz (1959). Este último elaboró un mapa de tipo morfográfico para el territorio nacional.

Otros estudios afines son el mapa tectónico de de Cserna (1961), con la batimetría correspondiente; el mapa de lineamientos del país de Guerra-Peña (1976), con base en la interpretación de imágenes de satélite a la millonésima, un estudio primero en su género intitulado "Interpretación preliminar de la tectónica mexicana"; y el mapa de provincias geológicas de López-Ramos (1979).

El actual Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática editó, en 1985, el primer mapa fisiográfico de la República, en ocho hojas a la millonésima, cuyo principal autor fue H. Quiñones (oficialmente no aparecen los nombres de los autores).

El autor presente elaboró un mapa de morfoestructuras del fondo oceánico mexicano (Lugo-Hubp, 1985), con base en la interpretación de ocho hojas batimétricas a la millonésima.

Desde 1986 se elabora en el Instituto de Geografía de la UNAM una serie de mapas geomorfológicos de la República Mexicana (Lugo-Hubp y Córdova-Fernández de Arteaga, 1990a, 1990b; Lugo-Hubp, Aceves-Quesada y Córdova-Fernández de Arteaga, 1990; Lugo Hubp, Aceves-Quesada y García-Arizaga, 1990). La información resultante de este proceso se ha tomado como base para este estudio, mismo que pretende sintetizar el conocimiento actual del relieve mexicano a partir de la clasificación del mismo en grandes provincias (Figura 3). Para la tierra firme se ha hecho una adaptación de las de Álvarez (1961), Raisz (1959) y especialmente la del INEGI (Morán-Zenteno, 1982; Quiñones, 1987), y es la siguiente: (1) Península de Baja California, (2) Provincia de Sonora o Llanura Sono-

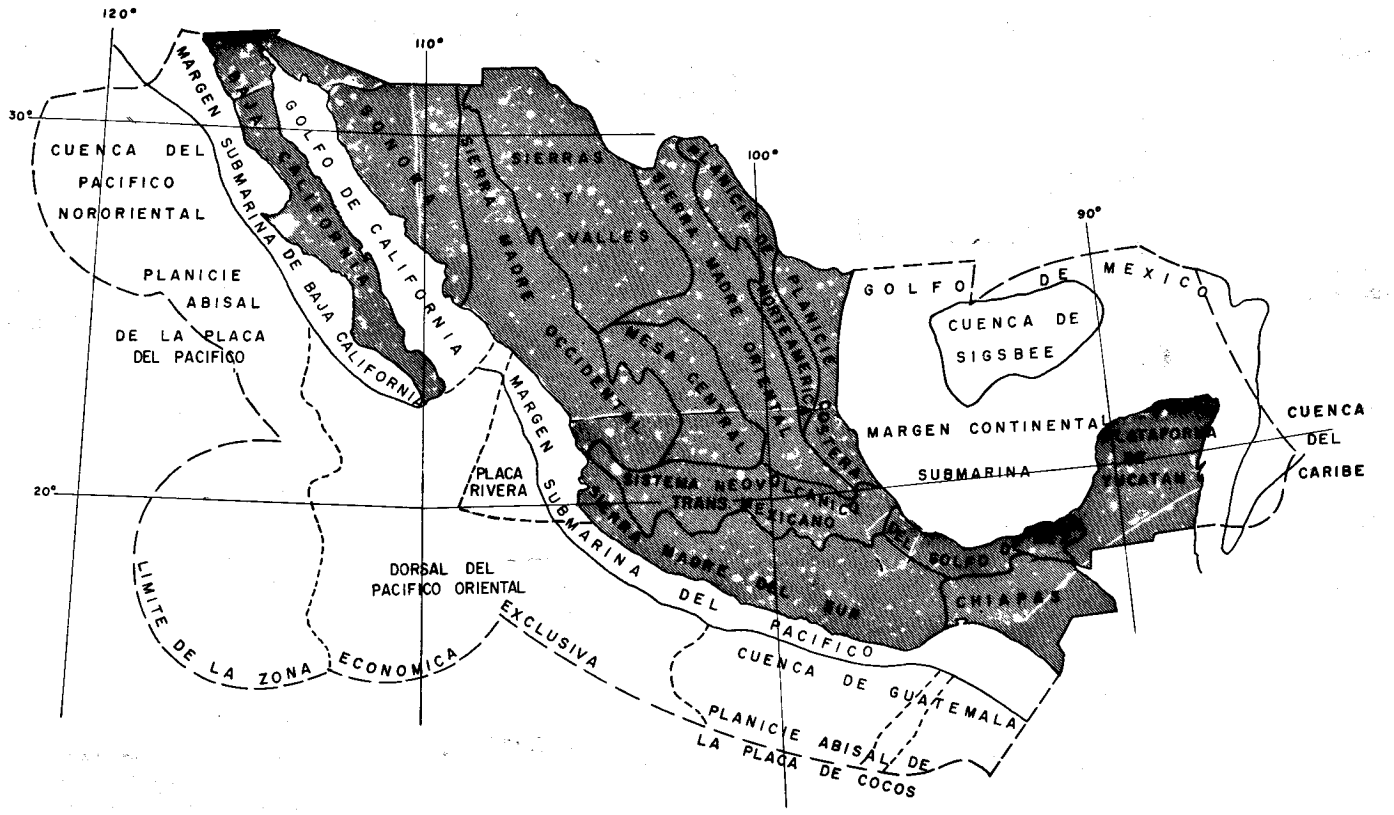


Figura 3.- Provincias fisiográficas de la República Mexicana (basado en Morán-Zenteno, 1982).

rense, (3) Sierra Madre Occidental, (4) Sierras y Llanuras del Norte, (5) Sierra Madre Oriental, (6) Planicie del Noreste de México, (7) Planicie Costera del Pacífico, (8) Mesa Central (Altiplano), (9) Planicie Costera del Golfo de México, (10) Sistema Neovolcánico Transmexicano, (11) Sierra Madre del Sur, (12) Depresión del Balsas, (13) Sierras de Chiapas, y (14) Península de Yucatán.

Para el fondo oceánico se propone una clasificación de 10 unidades geomorfológicas principales, definidas por rasgos batimétricos y tectónicos, ambos en relación estrecha: (1) Golfo de California, (2) Margen occidental de la península de Baja California, (3) Planicie abisal de la placa del Pacífico (cuenca nororiental), (4) Dorsal del Pacífico oriental, (5) Margen submarina del sur de México, (6) Planicie abisal de la placa Rivera, (7) Planicie abisal de la placa de Cocos, (8) Trinchera Mesoamericana, (9) Golfo de México, y (10) Cuenca del Caribe (Mar de las Antillas).

Cada unidad consiste, a su vez, en un número determinado de provincias geomorfológicas y suman un total de 26 (Lugo-Hubp y Córdova-Fernández de Arteaga, 1990b). Algunos datos de morfometría fueron obtenidos por Lugo-Hubp, Aceves-Quesada y Córdova-Fernández de Arteaga (1990), y Lugo Hubp, Aceves-Quesada y García-Arizaga (1990), a partir del análisis de unos 2,250 mapas topográficos de escala 1:50,000 que cubren la República. Se menciona a continuación algunos resultados.

La densidad de disección, equivalente a la longitud de cauces fluviales (en km) por kilómetro cuadrado, varía del cero al 10. Los valores más elevados —los de mayor interés en la geomorfología— están ubicados en la Sierra del Soconusco, en Chiapas (nueve). Otros, de ocho a nueve, son comunes en el extremo septentrional de la Sierra Madre Occidental, de la Sierra Madre del Sur y de la depresión del Balsas. En menor proporción, están localizados en el sistema montañoso de Baja California (Norte) y en la Sierra Madre Oriental.

La profundidad de disección, equivalente al valor máximo (en m) de corte vertical por erosión fluvial en un mapa de escala 1:50,000, llega a alcanzar hasta 1,300-1,600 m, valores exclusivos de la Sierra Madre Occidental, al norte del paralelo 24 y hasta el 27.

Los valores de energía o amplitud del relieve —máxima diferencia de altitudes en cada mapa— reflejan con precisión todas las grandes estructuras geológicas continentales y oceánicas. Los mayores corresponden a 4,000-4,700 m. En la tierra firme, los valores más elevados (3,500 m) son exclusivos de los grandes estratovolcanes. En los océanos, estos valores son mucho más comunes y definen con precisión la margen occidental de la península de Baja California (*borderland*), los conjuntos montañosos de la planicie abisal de la placa del Pacífico, la Trinchera Mesoamericana y la cuenca del Caribe. Otros valores elevados (2,000 m) complementan la configuración precisa de los sistemas montañosos continentales y oceánicos, así como de las depresiones oceánicas y escarpes como el de Sigsbee.

El mapa principal (Lámina 1) ha resultado fundamentalmente de la interpretación de las cartas topográficas, geológicas y batimétricas a la millonésima, editadas por la Secretaría de Programación y Presupuesto. Un segundo mapa es el de regionalización de procesos exógenos (Figura 4). El análisis de éstos y la consulta de publicaciones diversas permitió la elaboración del texto.

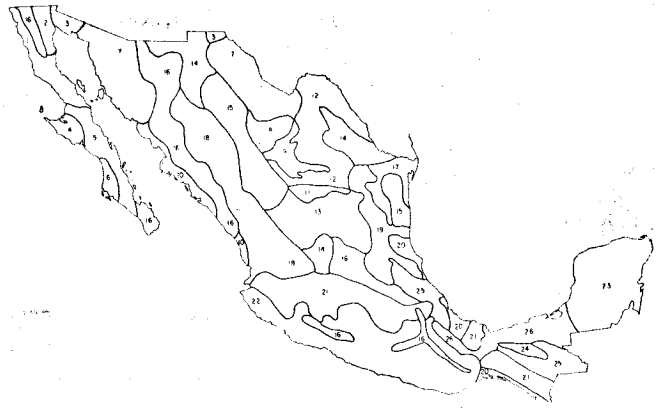


Figura 4.- Mapa de regionalización de los procesos exógenos actuales en la República Mexicana. (Elaborado con base en García-Amaro, 1990; Lugo-Hubp, 1990; Lugo-Hubp y Córdoba-Fernández de Arteaga, 1990a, 1990b). Regiones muy áridas: 1, Erosión fluvial; 2, Erosión fluvial, procesos gravitacionales y acumulación del piedemonte (proluvial); 3, Acumulación eólica; 4, Erosión y acumulación eólica; 5, Erosión remontante; 6, Acumulación proluvial; 7, Erosión (procesos gravitacionales) y acumulación proluvial; 8, Erosión y acumulación fluvial; 9, Acumulación proluvial y eólica; 10, Acumulación fluvial deltaica. **Regiones áridas**: 11, Acumulación fluvial y proluvial; 12, Erosión fluvial; 13, Erosión y acumulación proluvial. **Regiones subáridas**: 14, Erosión y acumulación proluvial; 15, Erosión y acumulación fluviales; 16, Erosión fluvial; 17, Acumulación fluvial. **Regiones subhúmedas**: 18, Erosión fluvial vertical y remontante; 19, Erosión fluvial y carso; 20, Acumulación fluvial; 21, Erosión fluvial, acumulación fluvial, lacustre y proluvial; 22, Erosión fluvial y carso (en localidades pequeñas); 23, Carso. **Regiones húmedas**: 24, Erosión fluvial; 25, Carso; 26, Acumulación fluvial y deltaica.

TIERRA FIRME

Con el fin de facilitar la descripción del relieve mexicano, se considera, con base en la clasificación en provincias expuesta en la Figura 3, un total de 14 para la tierra firme.

PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA

Esta gran estructura se extiende con una orientación NW-SE, aproximadamente 1,200-1,300 km y su superficie total es del orden de 170,000 km^2. La anchura de la misma varía de 40 a 225 km y está limitada por las aguas del Pacífico; tiene un litoral de 3,340 km de longitud. Existen dos estudios geológicos principales sobre la península con información geomorfológica valiosa: de Gierloff-Emden (1964; *in* de Cserna, 1989) y Gastil y colaboradores (1975).

Entre los extremos septentrional y meridional de la península, predomina el relieve montañoso, bien diferenciado por rasgos morfológicos, estructura geológica, edad y posición geográfica, en tres sistemas principales: el septentrional, el centromeridional y el meridional. A estos sistemas se encuentra asociada la planicie marginal, misma que, con diverso grado de desarrollo, se reconoce en toda la península.

Baja California representa una de las regiones más activas de la Tierra. Varios investigadores se han ocupado de los movimientos horizontales de la misma; por ejemplo, Kasser y colaboradores (1987) y Lesage y colaboradores (1988) establecieron, por medio de observaciones directas entre dos pun-

tos de las costas de la península y Sonora, a través de la Isla Ángel de la Guarda, un desplazamiento horizontal promedio de 6-8 cm/año. Es convincente que la neotectónica del Plioceno-Cuaternario se haya manifestado no sólo por movimientos horizontales, sino también verticales, lo que se aprecia en el relieve por el desarrollo de terrazas, basculamientos regionales, grandes fallas de expresión clara en el relieve y otros rasgos. Además, los depósitos neogénicos de ambientes litorales son conocidos en las cuencas de la zona de Vizcaíno, lo mismo que en diversas porciones de la planicie costera.

En pocas regiones de la República Mexicana es tan marcada en el relieve la actividad neotectónica, lo cual es aún más notorio si se aprecia en conjunto la tierra firme y la superficie submarina contigua a la península. Se trata, en general, de bloques de diversas magnitudes, que corresponden a elevaciones montañosas, a cuencas intermontanas y marginales. Todo es resultado de una interacción de procesos endógenos y exógenos de intensidades diversas. La meteorización y la erosión se manifiestan especialmente en las zonas elevadas, mientras que la acumulación se encarga de rellenar las depresiones tectónicas. A esto hay que agregar las oscilaciones bruscas del nivel del mar a fines del Pleistoceno, mismas que provocaron un avance del mar sobre la tierra firme en la margen noroccidental de la península, donde la plataforma continental es considerablemente ancha. En la península predomina el clima árido, excepto en las porciones más elevadas de la sierra, donde es subhúmedo. Las precipitaciones varían de unos 500 mm anuales en las zonas más elevadas a 10 mm en las planicies costeras.

Las terrazas son reconocidas prácticamente en toda la península; sin embargo, los estudios de las mismas son aún escasos. Orme (1980) reconoció entre Ensenada y Punta Blanca una escalera de terrazas marinas cuaternarias deformadas; la más antigua levantada hasta 345 m.s.n.m. En Punta Banda, los niveles más bajos de las terrazas fueron medidos en 12 m; las intermedias presentan deformaciones mayores que las altas y las bajas, de lo que se infirió una mayor intensidad de los levantamientos en el Pleistoceno medio, con una velocidad promedio de 1 m/1,000 años.

Ortlieb (1978) describió una serie de terrazas marinas en la costa occidental de la península, con una altura máxima en conjunto de hasta 130 m; menciona otras (Ortlieb, 1981-1982), en las costas de Baja California y Sonora, de 6 a 10 m de altura, formadas en el Pleistoceno tardío. El mismo autor (Ortlieb, 1980) considera que la tectónica disyuntiva ha estado activa especialmente en el Cuaternario medio-tardío y en el Plioceno debe haberse producido el levantamiento de la porción septentrional de la península.

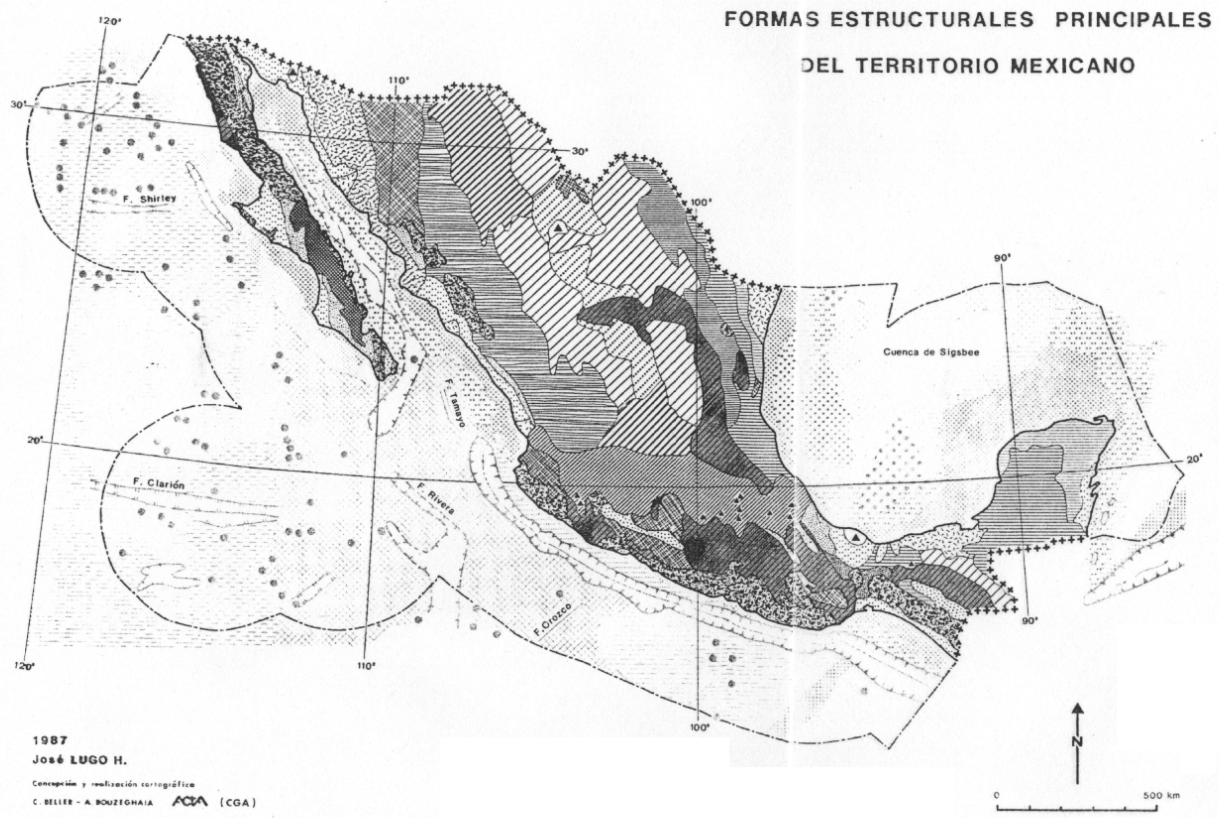
En otros estudios sobre terrazas marinas, Malpica-Cruz y Celis-Gutiérrez (1984a) las encontraron asociadas con depósitos eólicos en la costa central del occidente. En Bahía Asunción, también fueron descritas terrazas con alturas de 2 a más de 100 m.s.n.m. por Keenan y colaboradores (1987), quienes por correlación fecharon las más antiguas en 200,000-300,000 años. Malpica-Cruz y Celis-Gutiérrez (1984b) establecieron una escalera de nueve líneas de costa antiguas, la más alta de 90 m. Ashby y colaboradores (1987) mencionaron una terraza de 12 m de altura en la zona de Mulegé, en la costa del golfo, con una edad que varía entre 124,000 y 144,000 años.

En el norte de la península, se extiende un conjunto de montañas, continuación de la Sierra Nevada de los Estados Unidos de América. Éste consiste, esencialmente, en bloques de rocas intrusivas mesozoicas. En menor proporción, están presentes elevaciones de rocas sedimentarias plegadas, metamórficas y volcánicas. Este sistema recibe distintos nombres, según los bloques montañosos que lo integran, los cuales se encuentran desmembrados en grado diverso. Los mayores son las sierras de Juárez y de San Pedro Mártir, esta última con su cima a 3,078 m, en el Pico del Diablo, el punto más alto de la península. Algunos bloques constituyen montañas independientes, como la sierra de San Felipe, en la porción nororiental de la península, con más de 1,000 m de altitud sobre la planicie de piedemonte en que se asienta.

La línea divisoria delimita dos vertientes con una clara asimetría: la occidental es extensa, escalonada, con una anchura de más de 100 km en San Pedro Mártir, mientras que la del lado opuesto es de 16 km. Este fenómeno se presenta prácticamente en toda la península y es reflejo de un levantamiento

Lámina 1.- 1. TIERRA FIRME. **1.1, Sistemas montañosos y altiplano**: 1.1.1, Montañas de bloque, esencialmente de rocas mesozoicas intrusivas y metamórficas; 1.1.2, Montañas plegadas, principalmente de rocas mesozoicas; 1.1.3, Conjuntos montañosos volcánicos del Oligoceno-Neógeno; 1.1.4, Altiplano con elevaciones volcánicas terciarias; 1.1.5, Mesa volcánica (riolítica) terciaria disecada; 1.1.6, Altiplano con superficie acumulativa y montañas plegadas de rocas mesozoicas; 1.1.7, Altiplano esencialmente con superficies acumulativas (fluviales, lacustres y eólicas); 1.1.8, Cadenas montañosas, esencialmente volcánicas terciarias, paralelas, separadas por cuencas intermontanas; 1.1.9, Montañas volcánicas terciarias asociadas a montañas de bloque y plegadas; 1.1.10, Altiplano volcánico del Neógeno-Cuaternario, que consiste en planicies escalonadas y montañas; 1.1.11, Mesetas en sistemas montañosos plegado y de bloque; 1.1.12, Montañas plegadas y lomeríos de rocas sedimentarias mesozoicas. **1.2, Márgenes montañosas**: 1.2.1, Planicies acumulativas y erosivas con elevaciones montañosas de rocas volcánicas, sedimentarias y metamórficas; 1.2.2, Depresiones intermontanas; 1.2.3, Valles intermontanos y superficies de piedemonte. **1.3, Superficies de plataforma**: 1.3.1, Niveladas, con predominio de rocas sedimentarias cretácicas; 1.3.2, Paleogénicas; 1.3.3, Neogénicas. **1.4, Planicies costeras acumulativas (marginales a sistemas montañosos o de plataforma)**: 1.4.1, De acumulación aluvial, litoral y eólica; 1.4.2, Deltaica. **1.5, Volcanes**: 1.5.1, Campos volcánicos cuaternarios; 1.5.2, Estratovolcanes principales. 2. FONDO OCEÁNICO. **2.1, Zona continental submarina**: 2.1.1, Plataforma continental; 2.1.2, Talud continental: 2.1.2.1, De inclinación débil a fuerte; 2.1.2.2, De inclinación media, con numerosos valles submarinos debidos a la estructura geológica de pliegues; 2.1.2.3, Con relieve montañoso de domos salinos; 2.1.2.4, Escarpado; 2.1.3, *Borderland* (relieve montañoso complejo en lugar del talud continental); 2.1.4, Pie del continente. **2.2, Zonas transicional y del lecho oceánico**: 2.2.1, Trincheras; 2.2.2, Planicies abisales: 2.2.2.1, Horizontales, con pocos accidentes; 2.2.2.2, Onduladas y con lomeríos; 2.2.2.3, Con lomeríos y montañas; 2.2.3, Crestas montañosas; 2.2.4, Dorsal; 2.2.5, *Rift*; 2.2.6, Fosas-fractura; 2.2.7, Depresiones; 2.2.8, Montañas submarinas de más de 1,000 m de altura; 2.2.9, Zona axial de fosas profundas: 2.2.9.1, Deprimida; 2.2.9.2, Elevada. **2.3, Símbolos complementarios**: 2.3.1, Bancos; 2.3.2, Límites inferidos; 2.3.3, Límites de la zona económica exclusiva.

FORMAS ESTRUCTURALES PRINCIPALES DEL TERRITORIO MEXICANO



1987
José LUGO H.
Concepción y realización cartográfica
C. BELLER - A. BOUZEGHAIA ACTA (CGA)

1 TIERRA FIRME

1.1 sistemas montañosos y altiplano

1.1.1 1.1.7
1.1.2 1.1.8
1.1.3 1.1.9
1.1.4 1.1.10
1.1.5 1.1.11
1.1.6 1.1.12

1.2 márgenes montañosas

1.2.1
1.2.2
1.2.3

1.3 superficies de plataforma

1.3.1
1.3.2
1.3.3

1.4 planicies costeras acumulativas

1.4.1
1.4.2

1.5 volcanes

1.5.1
1.5.2

2 FONDO OCEÁNICO

2.1 zona continental submarina

2.1.1

2.1.2 talud continental

2.1.2.1
2.1.2.2
2.1.2.3
2.1.2.4
2.1.3
2.1.4

2.2 zonas transicional y del lecho oceánico

2.2.1

2.2.2 planicies abisales

2.2.2.1
2.2.2.2
2.2.2.3

2.2.3
2.2.4
2.2.5
2.2.6
2.2.7
2.2.8

2.2.9 zona axial de fosas profundas

2.2.9.1
2.2.9.2

2.3 símbolos complementarios

2.3.1
2.3.2
2.3.3

más intenso hacia la margen occidental del Golfo de California.

En sección de occidente a oriente, se reconoce una gran variedad de tipos litológicos, estructuras y formas del relieve, en especial en la vertiente occidental, que incluye lomeríos y superficies niveladas, laderas escalonadas, elevaciones bruscas, generalmente de rocas más resistentes (calizas), mesas en rocas intrusivas y valles montañosos profundos y estrechos. Continúa hacia el oriente de la divisoria de aguas, una ladera escarpada con escalones estrechos, controlada por una falla regional paralela al eje del Golfo de California. La altura relativa de la ladera es de 1,000-1,500 m, con máximos de 2,300 m; toda en su conjunto hace contacto con una extensa planicie inclinada de piedemonte a los 500-600 m.s.n.m., originada por acumulaciones potentes, prácticamente sin disección y con su extremo inferior en la línea de costa, aunque desmembrada por elevaciones de bloques de rocas intrusivas, como la Sierra de San Felipe.

En esta región de la península, la red fluvial tiene un desarrollo considerablemente mayor en la vertiente del Pacífico que en la del golfo. Es común el control tectónico de muchos valles fluviales, lo que se reconoce por sus alineaciones en el plano y por incrementos bruscos de la profundidad de erosión; con frecuencia, éstas rebasan los 300 m. Una meteorización intensa ha alterado las rocas, lo que aunado a la pendiente y condiciones climáticas, favorece la remoción por procesos fluviales y de gravedad. Esto se manifiesta con mayor intensidad en la vertiente oriental.

La expresión de las fallas mayores es clara en el relieve: laderas empinadas y de decenas de kilómetros de longitud, paralelas al eje del golfo; crestas montañosas, alargadas en una dirección definida; valles casi rectilíneos, en una misma orientación y con disección profunda; planicies marginales a las montañas, con aspecto de fosas tectónicas; terrazas; líneas de costa de erosión marina y otros rasgos más. Un ejemplo es la falla de Agua Blanca, de desplazamiento lateral, misma que corta todo el sistema montañoso de la península, con una longitud de 125 km; corresponde a una depresión limitada por laderas de montañas y de valles fluviales.

Hacia el paralelo 28, se presenta la zona limítrofe entre los dos sistemas montañosos mayores de la península. Continúa la cadena montañosa volcánica (sierra La Giganta) con su extremo meridional en la zona del paralelo 24. Presenta las altitudes mayores hacia el extremo septentrional, con su cima más alta en el volcán compuesto Las Vírgenes (1,920 m.s.n.m.), marginal al Golfo de California, activo en tiempos históricos en 1746 y 1857, de acuerdo con la información de Yarza de la Torre (1984).

La sierra La Giganta, de acuerdo con varios autores (López-Ramos, 1979) tiene su desarrollo principal en el Mioceno tardío, simultáneamente con la formación del Golfo de California, aunque su inicio data del Oligoceno, hace 28 Ma.

Este sistema montañoso está constituido, en el extremo septentrional y hasta el paralelo 25°45', esencialmente por volcanes, lavas y material piroclástico; y hasta el paralelo 24, predominan los sedimentos cuaternarios aluviales y de piedemonte de un relieve de planicies, expuesto más ampliamente que las montañas.

Al igual que en el sistema montañoso septentrional, se aprecia un basculamiento más elevado hacia el NW y con menor altitud en su extremo SE, así como un mayor desarrollo hacia la margen del golfo que la del Pacífico. En su relieve, las laderas presentan una morfología diversa: empinadas y escarpadas o de inclinación suave y mesas cortadas por barrancos. Los volcanes se concentran principalmente en una zona comprendida entre los paralelos 26 y 27°30', donde se reconoce más de 20 unidades.

El relieve propio de las regiones volcánicas cuaternarias domina esta región de Baja California y se puede resumir en lo siguiente: volcanes alineados sobrepuestos constituyen las alturas mayores, rodeados de lava, principalmente en la vertiente occidental, con diverso grado de disección vertical; la erosión fluvial, favorecida por el levantamiento más intenso en la costa oriental de la península, da origen a la remoción de rocas, depositadas en las laderas inferiores, formando un piedemonte, en partes esencialmente de acumulación exógena, en otras, exógena-volcánica. En la vertiente occidental, tiene lugar una intensa erosión remontante en las mesas.

Las acumulaciones volcánicas pliocénicas y cuaternarias ocultan en gran parte las estructuras preexistentes.

El extremo meridional de la península está ocupado por un bloque montañoso de rocas granitoides de edad cretácica, orientado de sur a norte, delimitado por fallas en la misma dirección, que cortan diagonalmente a la península. Presenta dimensiones de 160 km de longitud por 75 de anchura en sentido este-oeste. Sin embargo, en esta dirección no es continuo, ya que se encuentra desmembrado totalmente por la depresión tectónica conocida como valle de Santiago y parcialmente, en el norte, por otra menor (valle de La Ventana).

Las montañas se elevan bruscamente desde la línea de costa o planicies marginales, en general, a partir de los 400-600 m.s.n.m., donde las pendientes aumentan bruscamente y las laderas empinadas rematan en varias cimas, destacando la de la sierra Mata Gorda (2,090 m), la máxima de este conjunto montañoso. Se trata de un bloque tectónico asimétrico, elevado con mayor intensidad hacia el oriente, delimitado en sus márgenes por la sierra La Giganta, el *borderland* en la margen pacífica y el *rift* del Golfo de California. Está controlado esencialmente por fallas regionales norte-sur, posiblemente transcurrentes (Hernández-H., 1986) que definen montañas y fosas con relleno aluvial y de piedemonte.

Aun cuando predominan las rocas intrusivas y metamórficas, en menor proporción se encuentran las volcánicas, generalmente aisladas, constituyendo elevaciones menores, frecuentemente con cimas de mesetas, inclinadas al occidente. Carrillo-Chávez (1986) reconoció en la estructura montañosa plutones concéntricos de diámetros de 4 a 15 km.

Las laderas rocosas de pendiente fuerte han sido alteradas en forma intensa por la meteorización, lo que favorece los procesos erosivos actuales que se llevan a cabo esencialmente por lluvias torrenciales de temporada. Por esto, donde el bloque no se eleva bruscamente desde la línea de costa o próximo a ella, se extienden amplias planicies acumulativas de piedemonte.

Planicies Marginales

Las planicies de la península están asociadas genéticamente a los sistemas montañosos; representan las márgenes niveladas de los mismos y son muy variables en su morfología y estructura geológica. Se reconoce los tipos siguientes: de lomeríos, erosivas, con escalones de terrazas, desmembradas por acumulaciones volcánicas, acumulativas con sedimentos

fluviomarinos, fluviales, eólicas y lacustres. En su extensión longitudinal no son continuas y con frecuencia quedan interrumpidas por laderas montañosas que se extienden hacia la costa.

El extremo septentrional de la península de Baja California, en su unión con el Estado de Sonora, está ocupado por la planicie acumulativa del Río Colorado: una depresión de unos 140 por 20 km en el norte y hasta 40 km de anchura en su desembocadura al océano. Esta planicie se ha formado por procesos de acumulación del río, en interacción con las potentes mareas del Golfo de California y favorecidos por un régimen de hundimiento. Esta depresión es una fosa tectónica profunda, continuación de la del Golfo de California, rellena de sedimentos pliocénico-cuaternarios, con un espesor de cerca de 8,000 m (Estavillo-González, 1982). De acuerdo con el mismo autor, consisten en capas de arena, arena limo-arcillosa, limo y limo arcilloso, todas de ambiente somero, esencialmente deltaico. Originalmente, el Río Colorado era caudaloso en territorio mexicano y discurría por un valle amplio. Hoy día, el régimen se encuentra muy alterado por diversas obras hidráulicas en ambos lados de la frontera.

En la porción septentrional de la península, la planicie tiene una extensión amplia hacia la vertiente oriental. Su contacto es preciso en el pie del sistema montañoso, a una altitud aproximada de 600 m.s.n.m., extendiéndose suavemente hacia la línea de costa, con un manto acumulativo de piedemonte, con depresiones lacustres (salinas) y desmembrada por grandes bloques montañosos. Moreno-Hentz (1986) señala la importancia de las fracturas de las rocas como elementos donde la meteorización y la erosión se producen con mayor intensidad, lo que da origen a bloques graníticos grandes que se acumulan en las laderas y, finalmente, en la base de las mismas; ya más trabajados, constituyen las rocas conglomeráticas de los conos de eyección del nororiente de la península.

La planicie más amplia se reconoce en la margen occidental, en San Sebastián Vizcaíno, donde se produce la fusión de los sistemas mayores de la península. En su extremo noroccidental, está desmembrada por un complejo de elevaciones que incluye pliegues, intrusivos y acumulaciones volcánicas. Esta planicie corresponde a dos cuencas sinclinales afectadas por fallas normales: la de Vizcaíno y la de Iray-Magdalena, constituidas por rocas sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico al Neógeno, probablemente separadas por un cuerpo ofiolítico, de acuerdo con la descripción que hace de las mismas Lozano (1976).

Islas

Numerosas islas están relacionadas genéticamente con la península de Baja California. En el golfo son 91 las mayores y unas 125 las menores, además de 40 islotes y bajos. Frente a las costas occidentales de la península, hay 17 islas de dimensiones mayores, además de 23 islotes y bajos y decenas de islas pequeñas en los litorales y lagunas (Secretarías de Gobernación y Marina, 1987). Un denominador común es la complejidad en la estructura geológica: en algunas islas predominan las rocas de corteza continental; en otras, las de corteza oceánica.

SONORA

Esta provincia, en la que domina un clima muy árido, consiste en una planicie extensa sobre la que hay numerosas montañas y elevaciones menores que van aumentando gradualmente en altitud desde la costa del Golfo de California hacia el oriente (Figura 5). Ha sido denominada Desierto de Sonora (Ordóñez, 1942), provincia de Sierras Sepultadas (Raisz, 1959), provincia desértica de Sonora (Álvarez, 1961), Llanura del Noroeste (Alcorta, 1964), provincia de Sonora (López-Ramos, 1979), Llanura Sonorense (Quiñones, 1987) y Sierras y Valles de Sonora (*Sonoran Basin and Range province*; de Cserna, 1989).

Se trata de una región geológica antigua, excepcional en la República Mexicana. Fue afectada por orogenias en el Precámbrico, el Paleozoico y el Mesozoico. Las rocas más antiguas han sido fechadas en 1,700-1,800 Ma (Anderson y Silver, 1981). Uno de los principales estudios geológicos sobre la región se debe a Roldán-Quintana (1981).

En el relieve de esta provincia predomina una planicie aluvial y de piedemonte, sobre la que se asientan montañas. Éstas son menores en superficie y altitud hacia la costa y van aumentando hacia el oriente. Se reconoce cuatro unidades principales en su relieve (Figura 5): (1) El desierto de Altar, en el extremo noroccidental del estado, en los límites con Baja California; (2) La planicie aluvial y de piedemonte, con elevaciones menores; (3) Las cadenas montañosas de bloque, transicionales a la Sierra Madre Occidental; (4) El campo volcánico cuaternario El Pinacate.

El desierto es una superficie nivelada, cubierta de arena, aunque con una densidad débil de vegetación propia de este ambiente. Heinz (1972) considera que, en el Plioceno, la región actual del desierto fue afectada por movimientos de levantamiento en condiciones climáticas húmedas que se convierten en áridas en la parte final del Pleistoceno. Esta opinión es compartida por muchos investigadores más que se han ocupado de porciones de esta provincia. El mismo autor describe en las planicies desérticas formas como pedimento y glacis, además de terrazas.

Lancaster y colaboradores (1987), en un estudio realizado en el desierto de Sonora, reconocieron que el 70% del mismo está cubierto por arenas en planicies onduladas, el 20% por barjanes de diversos tipos y el resto por dunas de hasta 80-100 m de altura, formadas por la conjugación de barjanes pequeños.

El Pinacate es un conjunto de cinco volcanes principales, reconocidos en el mapa topográfico correspondiente de escala 1:50,000 (INEGI, 1989), y lavas de composición basáltica, que constituyen una estructura ovalada de ejes aproximadamente de 60 y 40 km y una altitud máxima de 1,190 m.s.n.m. Las formas del relieve de órdenes menores consisten en cráteres, derrames de lava y depósitos de ceniza. La morfología joven refleja una edad probable del Pleistoceno tardío y es también una manifestación de la actividad tectónica actual en la extensión al norte del Golfo de California. Jahns (1959, *in* de Cserna, 1989) mencionó 10 cráteres aproximadamente, del tipo de diatremas afectadas por colapsos posteriores.

De la línea de costa hacia el oriente, aproximadamente hasta los 500 m.s.n.m., el relieve consiste en una planicie con sedimentos aluviales, de piedemonte y eólicos, desmembrada por conjuntos de elevaciones, principalmente de rocas intrusivas, metamórficas y, en menor proporción, volcánicas. Consisten en elevaciones residuales, tipo montañas isla (*inselbergs*), ocupando superficies reducidas, con laderas empinadas y en proceso de destrucción por movimientos de gravedad favorecidos por su pendiente y la meteorización física. Alejándose de

la costa forman crestas alargadas y estrechas, orientadas paralelamente al Golfo de California, con altitudes de hasta 1,000 m y, en algunas localidades, aun mayores. Este relieve domina en una franja de alrededor de 15 km de anchura en la porción del estado donde entra en transición con una serie de cadenas montañosas de mayores dimensiones, orientadas al norte o ligeramente desviadas al occidente.

Sobre movimientos neotectónicos, Bull y Pearthree (1988) reconocieron actividad de fallas desde el Mioceno y describen un escarpe de 75 km de longitud por 4 m de altura, en el noreste de Sonora, formado durante un terremoto ocurrido en 1887.

En las costas de Sonora, fueron hechos estudios sobre los sedimentos cuaternarios y las terrazas marinas por diversos autores: Lecolle y colaboradores (1977), Malpica-Cruz y colaboradores (1978), Ortlieb (1981-1982), Lancin (1985), Celis-Gutiérrez (1986) y Malpica-Cruz (1986a). Un rasgo característico del relieve costero de Sonora es la presencia de terrazas abrasivas que llegan a alcanzar hasta 10 m de altura, con frecuencia cubiertas por sedimentos de piedemonte y aluviales. Helgren y Bahre (1981) reconocieron tres series de depósitos de piedemonte (conos de eyección), la más joven alcanza la línea de costa y es erosionada por el mar. Al norte de San Ignacio, los depósitos de la última serie alcanzan 35 m de espesor y cubren a la intermedia.

En general, los investigadores que se han ocupado de esta región coinciden en que las terrazas se formaron en el Pleistoceno tardío y a fines del mismo, en los últimos 100,000-125,000 años. Presentan poca deformación y contrastan, por lo mismo, con las vecinas de Santa Rosalía, en Baja California.

La formación de las lagunas actuales se debe, de acuerdo con Malpica-Cruz y colaboradores (1978), a un ascenso del nivel del mar de 5 m, al inicio del Holoceno.

Las cadenas montañosas representan pilares constituidos por rocas volcánicas terciarias, intrusivas y sedimentarias mesozoicas. Se alternan con valles intermontanos, equivalentes a bloques hundidos o zonas de debilidad, con relleno aluvial y de piedemonte. El frente de la Sierra Madre Occidental marca una frontera precisa. La erosión fluvial está controlada por la estructura: los ríos principales siguen la dirección norte-sur de las fracturas paralelas a las cadenas montañosas y éstas son niveladas por retroceso lateral de sus laderas.

Esta provincia es la más antigua de la República Mexicana, heredada de un cratón precámbrico, pero con un relieve favorecido por una reactivación tectónica en el Neógeno-Cuaternario, que se manifiesta en bloques escalonados y actividad volcánica en el Plioceno y el Cuaternario.

SIERRA MADRE OCCIDENTAL

Por diversas razones, la Sierra Madre Occidental es la provincia de tierra firme menos estudiada de la República Mexicana. Sus dimensiones son de unos 1,400 km de longitud, por 120 a 300 km de anchura, con alturas medias de 2,100 a 2,200 m.s.n.m., aunque en algunas localidades supera los 3,000 m.s.n.m. Ocupa una superficie aproximada de 250,000 km^2 y está constituida por potentes acumulaciones de ignimbritas

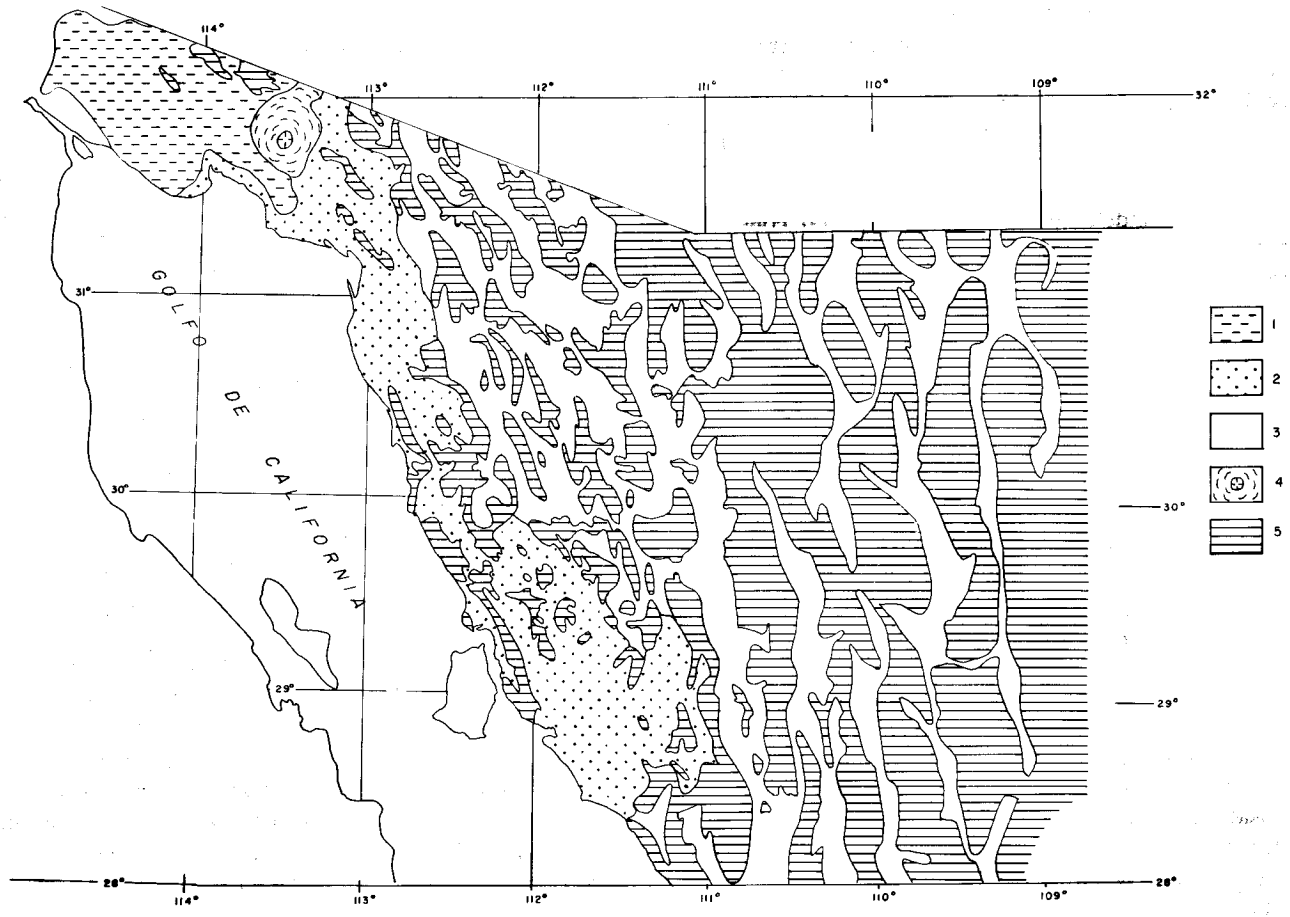


Figura 5.- Rasgos del relieve de la provincia de Sonora. 1, Planicie desértica (Altar); 2, Planicie acumulativa marginal, aluvial y de piedemonte; 3, Valles intermontanos; 4, Campo volcánico cuaternario El Pinacate; 5, Elevaciones montañosas residuales y de bloque.

originadas, de acuerdo con McDowell y Clabaugh (1981), en dos etapas principales de volcanismo: una entre el Cretácico Tardío y el Eoceno, y la otra, relativamente breve, de 7 millones de años, del Oligoceno al Mioceno. Córdoba (1988) definió una secuencia de riolitas y domos volcánicos cerca de la ciudad de Durango, de más de 1,800 m de espesor y edad de 12 Ma, que descansa sobre rocas sedimentarias del Cretácico Superior y molasa paleogénica; reconoció también fosas tectónicas con hundimiento de más de 300 m.

Se ha considerado que la formación de la Sierra Madre Occidental se debe no solamente a acumulaciones volcánicas, sino también a levantamientos tectónicos, lo que pudo relacionarse con la subducción de la antigua placa Farallón (McDowell y Clabaugh, 1981) o con la subducción de un hipotética cresta que se localizaba al oriente de la actual dorsal del Pacífico Oriental (McDowell y Clabaugh, *op. cit.*).

Antecede a la formación de la Sierra Madre Occidental, el desarrollo de cuerpos intrusivos a principios del Oligoceno, manifestación de un proceso orogénico. A fines de este período, hay acumulación de sedimentos de tipo molasa y para el Neógeno tiene lugar el intenso volcanismo acompañado de movimientos verticales que dan origen a la gran estructura, tipo meseta volcánica.

La Sierra Madre Occidental, como estructura tectónica, es un elemento clave en la evolución geológica de México en el Neógeno. Su disposición geográfica y tectónica la asocia estrechamente al Golfo de California (y a la península), a la Sierra Madre Oriental, al Altiplano, a la provincia de Sierras y Valles y al Sistema Neovolcánico Transmexicano.

En la formación del relieve de la Sierra Madre Occidental influyó, además, el desarrollo de calderas numerosas, las cuales pudieron haber sido alrededor de 400 (McDowell y Clabaugh, 1981). En la porción meridional de la Sierra Madre Occidental destacan lineamientos norte-sur y, hacia la porción central, predominan los paralelos a la estructura (NW), mientras que en el norte vuelven a ser casi norte-sur.

La morfología de la Sierra Madre Occidental, considerada en una escala pequeña que permita su observación completa en un solo mapa (Figura 6), consiste principalmente en lo siguiente:

a. Una superficie de mesas que constituye una amplia franja orientada al noroccidente. Se trata de altiplanicies que, observadas en escalas grandes, se presentan horizontales, inclinadas y, en conjunto, escalonadas. Si bien constituyen una sola gran unidad, las diferencias locales reflejan las distintas etapas de acumulación volcánica y los movimientos tectónicos posteriores que han modificado la altura e inclinación originales. Esta es la superficie primaria de la Sierra Madre Occidental, transformada por intensos procesos exógenos en el período Cuaternario.

b. Un conjunto de cañones profundos, producto del corte vertical por acción de las corrientes fluviales, con amplias cabeceras que reducen constantemente la superficie de la unidad anterior (meseta).

c. Una margen exterior perteneciente a la vertiente del Pacífico. Se trata de una ladera de fuerte inclinación, producto de la erosión del frente escarpado original de la sierra y de acumulaciones de piedemonte.

El volcanismo, de intensidad extraordinaria en el Oligoceno y Mioceno, sufrió una aparente extinción en el Plioceno-Cuaternario, lo que ha favorecido el proceso de la erosión ver-

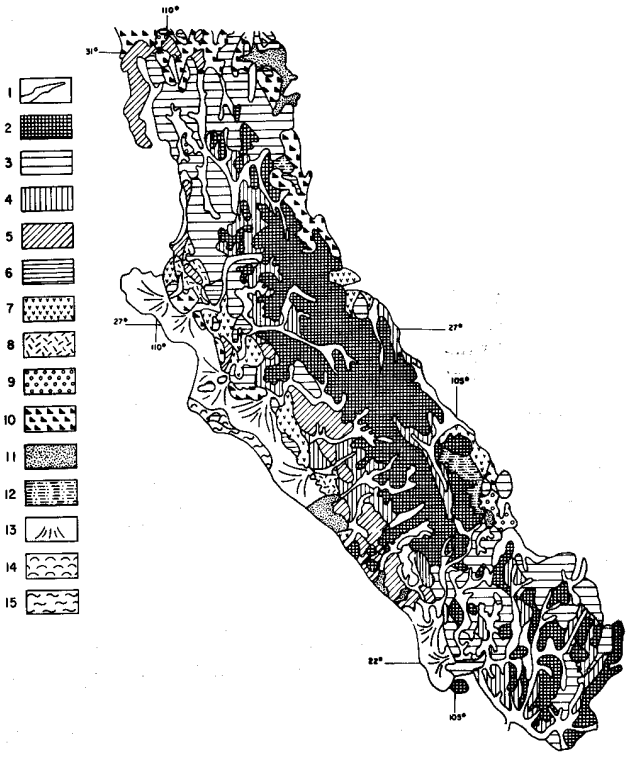


Figura 6.- Formas del relieve de la Sierra Madre Occidental (Lugo-Hubp y Córdova-Fernández de Arteaga, 1990). 1, Valles erosivos (Q); 2, Mesas de riolita (Oligoceno-Plioceno); 3, Elevaciones montañosas de riolitas; 4, Ladera escarpada (margen exterior) de la Sierra Madre Occidental; 5, Elevaciones plegadas o de bloque con cubierta volcánica del Neógeno-Cuaternario; 6, Elevaciones menores de riolitas (Oligoceno-Plioceno); 7, Lomeríos volcánicos (N-Q); 8, Lomeríos de rocas intrusivas y metamórficas; 9, Campos volcánicos cuaternarios (conos monogenéticos, piroclastos y lavas); 10, Superficies de piedemonte de acumulación proluvial (Q); 11, Planicies de acumulación fluvial (Q); 12, Planicies de acumulación fluviolacustre (Q); 13, Planicies de acumulación deltaica (13); 14, Planicies de acumulación marina-eólica (Q); 15, Planicies de acumulación marina (Q).

tical y remontante, además de los procesos de gravedad asociados. Los cortes de erosión son de más de 300 m, con valores máximos de 1,500 m, los máximos reconocidos en el país. Se trata de cañones de laderas empinadas, con frecuencia verticales, escalonadas y con fondos estrechos, formando auténticas montañas erosivas, con cimas testigos de antiguas superficies homogéneas.

La erosión fluvial se ve favorecida por el tipo de litología y precipitaciones pluviales que alcanzan hasta 1,500 mm en las partes altas del sur de la sierra. El escurrimiento predomina en la vertiente del Pacífico; en la contraria, que limita al altiplano, es reducido. La observación de los mapas topográficos correspondientes permite reconocer que los grandes sistemas fluviales de la sierra deben haber evolucionado por una erosión remontante, como se aprecia actualmente, con cabeceras de valles que consisten en circos de erosión con un avance rápido por procesos fluviales y de gravedad, de tal manera que

la divisoria continental se desplaza gradualmente al oriente. Numerosos ríos, afluentes de los principales, son paralelos a la sierra. El proceso de nivelación se produce por un retroceso lateral hacia el oriente del frente de la meseta y por el rebajamiento de las divisorias, aunque secundario. Se trata de un ejemplo típico de lo que puede definirse como un verdadero relieve juvenil, de acuerdo con la teoría de Davis (1899), sin que esto signifique aceptar el concepto en su totalidad.

PLANICIE COSTERA DEL OCCIDENTE

La extensa planicie, esencialmente de acumulación deltaica por los ríos principales (Mayo, Fuerte y Yaqui), marginal a la Sierra Madre Occidental, refleja una etapa prolongada de erosión en la estructura montañosa y la acumulación en sus márgenes. Esto se aprecia también en la plataforma continental correspondiente, considerablemente ancha tratándose de una margen activa asociada al *rift* del Golfo de California. Sin embargo, la construcción de grandes presas, con capacidad superior al millón de metros cúbicos, ha provocado una reducción sustancial del depósito de sedimentos y se presenta la tendencia de inversión en la relación de los procesos de acumulación a los de erosión de las costas.

PROVINCIA SIERRAS Y VALLES

Esta provincia, situada entre la Sierra Madre Occidental y la Oriental, tiene una longitud máxima, entre la frontera septentrional y la ciudad de Torreón, de 830 km. Ha sido definida también como Altiplano Septentrional y representa una extensión al sur de la provincia de los Estados Unidos de América *Basin and Range*. Hay una diferencia entre ambas porque, en la primera, predominan las rocas volcánicas terciarias y algunas cuaternarias aisladas, mientras que en los Estados Unidos de América tienen mayor representación estructuras bloque de rocas preterciarias. Consiste en cadenas montañosas alargadas, orientadas al norte (Figura 7), asentadas en el altiplano y delimitadas por fallas. Entre las montañas, se extienden depresiones tectónicas ocupadas por planicies aluviales y de piedemonte.

La altiplanicie se encuentra a unos 1,400 m.s.n.m. en el norte de México y desciende a aproximadamente 1,200 m.s.n.m. al oriente y al sur.

En la evolución del relieve de esta región de México, han tenido influencia los procesos antagónicos endógenos y exógenos. Los primeros favorecieron una tectónica de bloques, de-

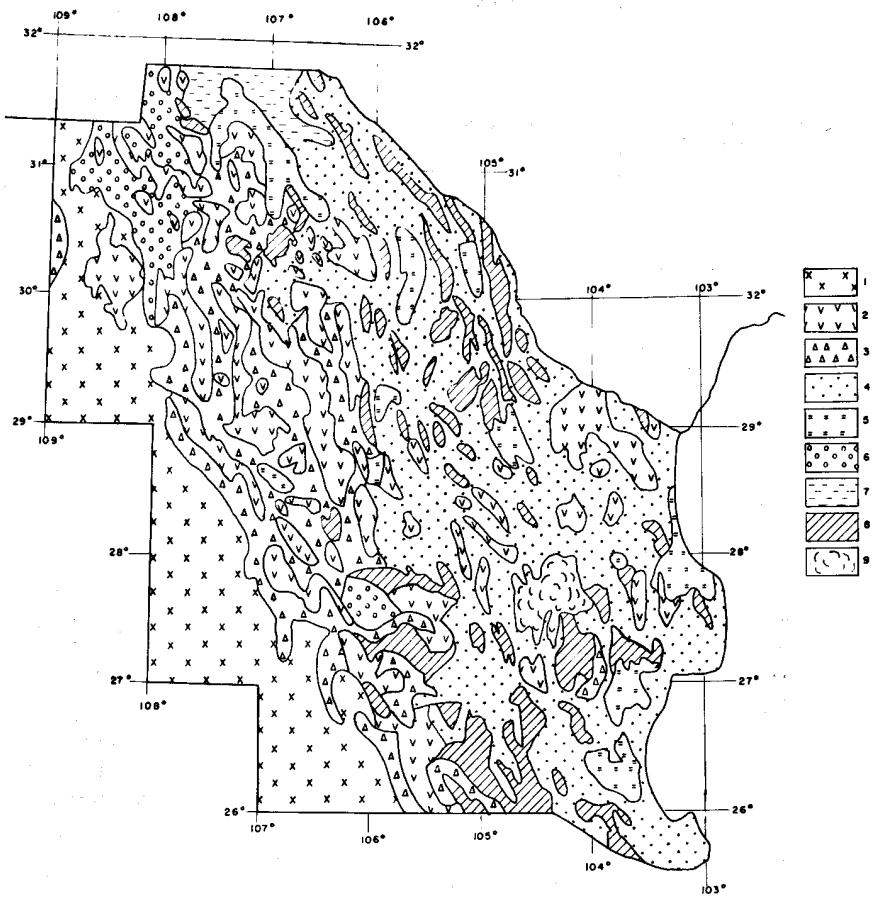


Figura 7.- Esquema general del relieve del norte de México. 1, Mesa riolítica (Terciario) de la Sierra Madre Occidental; 2, Cadenas montañosas volcánicas (riolitas terciarias); 3, Valles erosivos intermontanos (Q); 4, Altiplanicie de acumulación aluvial y de piedemonte (Q); 5, Planicies de origen lacustre y fluviolacustre (Q); 6, Depresiones intermontanas de erosión y acumulación fluvial-proluvial (Q); 7, Planicie desértica (con acumulación eólica) (Q); 8, Montañas plegadas de rocas mesozoicas; 9, Campo volcánico cuaternario.

finiendo pilares y fosas controlados por sistemas de falla de orientación NW-SE y N-S. Las depresiones fueron rellenadas por acumulaciones potentes en condiciones climáticas distintas a las actuales a fines del Pleistoceno, de mayor humedad. Los ríos montañosos de la Sierra Madre Occidental, en apariencia, han reducido su aporte por cambios climáticos a condiciones más secas y por un avance gradual de la divisoria principal hacia esta zona, lo que ha provocado la reducción de las cuencas fluviales.

De acuerdo con Stewart (1978), esta provincia se debe al desarrollo de fallas normales en un sistema de bloques en distensión. La actividad tectónica debió haber tenido lugar desde el Neógeno y en muchas regiones se ha prolongado hasta la actualidad. El mismo autor supone que para la realización de este proceso, se requiere de una corteza delgada y un flujo térmico elevado. Todo este proceso neogénico de formación de bloques debe estar relacionado con el fin de la placa Farallón a principios del Neógeno y con la intensa actividad, en la margen occidental del continente, del *rift* del Golfo de California y de la dorsal del Pacífico Oriental.

Esta provincia se puede subdividir en tres regiones con base en sus rasgos morfológicos: La primera, marginal a la Sierra Madre Occidental, consiste en elevaciones montañosas y valles intermontanos, con predominio territorial de las primeras. En la segunda, las planicies acumulativas tienen un desarrollo mayor que las elevaciones montañosas. La tercera, al sur del paralelo 28, consiste en la altiplanicie desmembrada por elevaciones plegadas volcánicas terciarias y cuaternarias y por cuerpos intrusivos pequeños y aislados.

La primera región es de transición a la Sierra Madre Occidental, con cadenas montañosas volcánicas de longitud de hasta más de 200 km, con anchura de 10-20 km y alturas de 2,600 m.s.n.m. Paralelamente, se extienden valles intermontanos de fondo llano, rellenos de sedimentos cuaternarios aluviales y de piedemonte, de anchura de hasta 25 km (como el valle del río Santa María).

En la segunda región, predominan las planicies acumulativas aluviales, de piedemonte, lacustres y eólicas. Actualmente, los procesos fluviales son de poca intensidad, como es característico en las regiones áridas. Con excepción de la cuenca del río Conchos, no existe una red fluvial integrada, con desagüe al océano. En la altiplanicie, las precipitaciones pluviales medias anuales son del orden de 200-300 mm, mientras que en las montañas marginales a la Sierra Madre Occidental, son de hasta 600 mm. El paisaje es de cuencas endorreicas, conocidas como "bolsones". Éstas son de origen tectónico, con amplias planicies lacustres; los cuerpos de agua ya se extinguieron o son de temporada. Las depresiones corresponden a fosas, mientras que las elevaciones que las limitan, a pilares. El espesor de los sedimentos continentales llega a ser de más de 2,000 m, de acuerdo con López-Ramos (1979).

En la tercera región de esta provincia, al sur del paralelo 28, en el Bolsón de Mapimí se presenta un conjunto volcánico cuaternario con ejes de 70 y 30 km, respectivamente, de tres conos de composición básica.

El relieve y los procesos dominantes en esta provincia son los característicos de las regiones semidesérticas. La acción fluvial sólo se presenta en ocasiones esporádicas (menos de 7 días al año), aunque con lluvias torrenciales. Las precipitaciones medias anuales son del orden de 200-300 mm con predominio de la evapotranspiración. Las formas del relieve producidas por la acumulación son, predominantemente, las superficies inclinadas de piedemonte, conjugadas con frecuencia con planicies aluviales.

Las montañas son de laderas empinadas, con dos vertientes bien definidas, con frecuencia asimétricas en las estructuras plegadas. Se reconoce con claridad el esquema clásico de la planicie aluvial y lacustre, el piedemonte de conos de eyección y la ladera en retroceso por erosión a partir de un escarpe.

La acumulación eólica se produce en pequeñas localidades, sobre todo en el fondo de valles intermontanos y planicies lacustres. Cerca de Ciudad Juárez se localiza el desierto de Chihuahua, con una extensión en territorio mexicano de 100 km^2 (continúa al otro lado de la frontera).

En general, el relieve de esta provincia se debe a una tectónica de bloques en el Neógeno-Cuaternario y a procesos exógenos de zonas áridas de hace más de diez mil años.

SIERRA MADRE ORIENTAL

Se trata de un sistema montañoso que ocupa una extensión considerable del territorio mexicano, desde la frontera septentrional, en el estado de Nuevo León, hasta el Sistema Neovolcánico Transmexicano, donde queda cubierta por las acumulaciones volcánicas pliocénico-cuaternarias. Su orientación predominante es al noroeste, aunque tiene una ramificación al oeste, a partir de la ciudad de Monterrey y hasta la de Torreón. Consiste esencialmente en cadenas montañosas de rocas mesozoicas plegadas. En la superficie predominan las calizas cretácicas.

El origen de la Sierra Madre Oriental se ha explicado tradicionalmente como una antigua cuenca geosinclinal (miogeosinclinal) con desarrollo en el Jurásico Tardío y en el Cretácico, a la que siguió, a fines de este período, una inversión y la orogenia en el Eoceno. Tardy (1975), del estudio del norte de la Sierra Madre Oriental (en Parras), llegó a la conclusión de que la actividad tectónica no terminó en el Paleógeno, sino que continuó en el Mioceno, e incluso el Plioceno-Cuaternario, con el desarrollo de pilares y fosas, y considera a la Sierra Madre Oriental asociada con una cobijadura regional de cientos de kilómetros. En este sentido, con apoyo en la teoría de las placas litosféricas, están orientados estudios posteriores de Coney (1976), Campa (1985), Padilla y Sánchez (1986) y Longoria (1986), entre los principales.

Los límites precisos y la subdivisión de esta gran provincia sigue siendo tema de discusión. Casi todas las clasificaciones existentes presentan diferencias. Para su descripción en este estudio, se aplica la de Raisz (1959): (1) Flanco oriental, (2) Sistema transversal de Monterrey-Torreón, (3) Región septentrional, (4) Montañas marginales del Altiplano.

El flanco oriental es un conjunto montañoso orientado al noroeste unos 600 km a partir del extremo oriental del Sistema Neovolcánico Transmexicano, con una anchura promedio de 50-80 km. La altitud media es de 2,000 m, con valores máximos de 3,000 m.

A pesar de la poca altura relativa de la Sierra Madre Oriental, el paisaje da una imagen de montañas altas, por los cortes profundos de hasta 1,000 m, escarpes de cientos de metros y un cambio brusco de pendiente al oriente. Las calizas, rocas resistentes, están expuestas en grandes territorios, sobre todo algunas formaciones de decenas de metros. Los valles principales son del tipo de cañones y valle en "V", con laderas escalonadas estrechándose hacia la parte más profunda, de

300 a 800 m de corte vertical. En su configuración, juegan un papel fundamental los cambios litológicos y los elementos estructurales (diaclasas, fallas, pliegues, rumbo e inclinación de las capas), además de las condiciones climáticas y neotectónicas del Cuaternario.

Entre los rasgos más notables del relieve, están las formas cársticas en mesas, dispuestas en toda la estructura de sur a norte. Numerosos poljés y cientos de dolinas existen en la superficie y, asociadas, cavernas de desarrollo vertical, controladas por sistemas de fracturas regionales. Una zona cárstica se localiza en la porción meridional de la sierra, en el Estado de Querétaro, conocida como Sierra Gorda, donde fueron exploradas más de 250 cavernas, descritas en monografías de Lazcano-Sahagún (1984, 1986). El *karst* de tipo tropical en montañas ha sido favorecido por precipitaciones pluviales de hasta 4,000 mm anuales. En la mesa Valle del Salado, Nuevo León, Wenzens (1973) reconoció, en una zona de amplio desarrollo de formas cársticas, dos superficies de nivelación: la más antigua a 2,150 m, con presencia de arcillas rojas; la segunda, a 2,050 m.

Las montañas transversales dispuestas entre Monterrey y Torreón presentan una estructura en pliegues recostados cortados por fallas inversas e incluso sobrecorrimientos (López-Ramos, 1979); limitan al norte con una antefosa con un relleno sedimentario del orden de 5,000 m (López-Ramos, *op. cit.*), originada simultáneamente con el proceso orogénico de estas cadenas plegadas.

El modelado del relieve es distinto al de la vertiente oriental, ya que se trata de una zona de altiplanicie y transicional al semidesierto. En la anterior domina la erosión fluvial y el *karst*, provocando una disección diferencial por profundización y ampliación de valles y descenso de las divisorias por capturas; en la segunda región, la disección se produce por un retroceso lateral de las vertientes y penetración de los valles fluviales a lo largo de las estructuras, favorecido por zonas de debilidad de las mismas (ejes de los pliegues, fracturas, contactos entre rocas de distinta resistencia). Así se explica la formación de valles intermontanos paralelos, proceso activo en la actualidad. La precipitación media anual es de 500-600 mm en las partes altas de las montañas y de 200-300 en la base de las mismas.

Las montañas plegadas, localizadas al norte del paralelo 26, presentan un grado mayor de erosión, producto posiblemente de una estabilidad neotectónica mayor que en las contiguas. Valles de longitudes de hasta 20-40 km desmembran a las montañas, los que en apariencia se han formado por una disección a lo largo de zonas longitudinales de debilidad (rocas poco resistentes, fracturas, ejes de estructuras). La erosión no actúa con la misma intensidad que en la vertiente oriental, ya que la alimentación fluvial es débil, con precipitaciones del orden de 600 mm en las montañas y 200-300 mm en las partes bajas.

Padilla y Sánchez (1986) subdivide esta región y las contiguas en cinco grandes bloques: El Burro-Peyotes, La Mula, Monclova, Coahuila y Tamaulipas y la estructura y el relieve los explica por un movimiento izquierdo del SE de los Estados Unidos de América respecto al NE de México, durante el Paleoceno y Eoceno.

Entre los paralelos 26 y 27, hay numerosos cuerpos intrusivos de edades de hasta el Mioceno, aflorando en algunas elevaciones plegadas. En las depresiones, existen con frecuencia derrames volcánicos cuaternarios.

Contiguas a las montañas marginales, hay numerosas acumulaciones volcánicas y algunas intrusiones, ambas terciarias, ocupando pequeñas superficies. Todo este conjunto de montañas plegadas y valles escalonados se debe, en apariencia, a una serie de factores complejos: movimientos diferenciales de bloques en el proceso orogénico y posterior a éste, relleno de las depresiones naturales por materiales volcánicos en el Neógeno, erosión diferencial y acumulación en las zonas de debilidad de las montañas (principalmente a lo largo de los ejes de las estructuras). Se trata de una zona intermedia entre el altiplano árido y el flanco húmedo de la sierra.

La gran estructura de la Sierra Madre Oriental es un sistema de plegamiento, aunque todavía no han sido definidas con precisión las cabalgaduras y los bloques. La diversidad climática que se presenta en este sistema montañoso condiciona procesos exógenos, que incluyen la formación de grandes mantos de piedemonte en el norte, *karst* en el sur y erosión fluvial por corrientes montañosas permanentes en el centro-sur, entre los principales.

PLANICIE DEL NORESTE DE MÉXICO

Esta provincia, conocida también como Grandes Llanuras y Planicie de América del Norte, consiste en una cobertura de plataforma de rocas sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico, con espesor de hasta 4,500 m, sobre un basamento paleozoico (López-Ramos, 1979). El relieve es una superficie nivelada y escalonada, en la que se alternan elevaciones pequeñas de rocas mesozoicas con planicies aluviales y de piedemonte, inclinadas en general hacia el sudeste. Las alturas de la planicie varían de los 1,000 m.s.n.m. en la base de las montañas de la Sierra Madre Oriental, a los 200 m. s. n. m. hacia la margen del Río Bravo.

De acuerdo con la información actual, esta planicie se debe a un levantamiento regional que se produjo en el Oligoceno, convirtiendo las cuencas marginales al orógeno de la Sierra Madre Oriental en zonas positivas de plataforma.

La erosión fluvial, a través de barrancos numerosos, actúa con carácter diferencial: las rocas poco resistentes, como las lutitas y las areniscas, expuestas ampliamente, son disecadas rápidamente. La capa de conglomerados del Plioceno ha sido intensamente desmembrada en la superficie, permaneciendo a manera de manchones delimitados por valles fluviales.

En la porción noroccidental de esta provincia, predominan rocas cretácicas en alternancia con paleocénicas; ambas ocupan las porciones elevadas de un relieve de lomeríos, mientras que en las partes bajas hay rellenos de aluvión. Esto es producto de una erosión diferencial. En el sector sudoriental, afloran principalmente rocas eocénicas, disecadas por valles con relleno aluvial. Se trata de una porción de una cuenca sedimentaria (Burgos), en la que el basamento llega a localizarse a una profundidad de 10 km, de acuerdo con López-Ramos (1979).

Esta provincia es muy semejante a la contigua al sur, la Planicie Costera del Golfo de México. La mayoría de los autores de mapas de provincias fisiográficas la consideran una sola. Entre las excepciones, está la clasificación de Quiñones (1987). Las justificaciones principales para separarla del sur en este estudio son las siguientes: el predominio en el sustrato

de rocas mesozoicas (cenozoicas en el sur); mientras que la del sur es paralela al golfo, la del norte se extiende en otra dirección; y las condiciones climáticas son distintas (de zonas áridas), variando los tipos de procesos exógenos.

MESA CENTRAL

Se trata de una extensa altiplanicie rodeada por sistemas montañosos, aunque parte de ésta es simplemente una extensión de la Sierra Madre Occidental, con un relieve totalmente distinto porque no ha sido afectada por una disección intensa. A profundidad, aparece la secuencia mesozoica del Cretácico y Jurásico Superior, semejante a la de la Sierra Madre Oriental, con espesores de más de 4,000 m, aunque en la zona de Concepción del Oro, Zacatecas, superan los 8,000 m (López-Ramos, 1979).

Entre los estudios principales sobre la Mesa Central, se tiene los antiguos, realizados por Wittich (1920) y Waitz (1926). Otro análisis sobre el relieve, se debe a Córdova-Fernández de Arteaga (1988). Esta estructura fue originalmente una depresión intermontana, rellenada en el Neógeno-Cuaternario por materiales de acarreo y acumulaciones volcánicas. Un probable hundimiento fue acompañado de acumulación, alimentada por una erosión que actuaba con una intensidad mayor que en la actualidad, en las vertientes de las sierras madre, además de acumulaciones volcánicas que se producen desde el Oligoceno. El régimen fluvial ha sido alterado no sólo por cambios climáticos, sino también por un avance de las divisorias de la Sierra Madre Occidental hacia el oriente, con la consiguiente reducción de la superficie de las cuencas fluviales de la Mesa Central.

El relieve consiste, en general, en una superficie inclinada de sur a norte, descendiendo de los 2,000 a los 1,200 m. Sobre ésta se asientan montañas aisladas y conjuntos de éstas constituidos por rocas volcánicas terciarias y cuaternarias, sedimentarias plegadas e intrusivas y metamórficas de bloque. Se reconoció dos sistemas de orientación: uno, norte-sur, y otro, noroeste. Son comunes las mesas de basalto, consideradas por varios autores como neogénicas y cuaternarias. En algunos casos, ocupan partes elevadas; en otros, constituyen conjuntos de lomeríos. Las superficies de piedemonte están representadas ampliamente en el relieve, generalmente disecadas por barrancos. Están presentes, también, mesas estructurales (de rocas sedimentarias).

Sobre las condiciones estructurales de la Mesa Central, Stewart (1978) la consideró una extensión meridional de la provincia Cuencas y Sierras. Pasquaré y colaboradores (1987a) la definen como una región de bloques reactivados y relacionan su formación con la de la Sierra Madre Occidental.

El escurrimiento es, en general, de poca extensión lineal y predomina el proceso de erosión de retroceso lateral de las vertientes montañosas, con un constante crecimiento de los mantos de piedemonte, por desembocadura de los arroyos y caída de rocas. Las márgenes del Altiplano se ven afectadas por la erosión remontante de las cabeceras de los ríos de la Sierra Madre Occidental y, además, por los afluentes del Lerma y el Moctezuma.

En el sur, la Mesa Central limita con el Sistema Neovolcánico Transmexicano y se extiende al norte, desmembrada por elevaciones volcánicas terciarias. Al oriente se levanta el principal conjunto montañoso, la Sierra de Guanajuato, con una altura absoluta de hasta 3,000 m y relativa máxima de 1,100 m. Ésta consiste en un gran bloque, desmembrado en otros menores, de rocas sedimentarias, metamórficas e intrusivas, cubiertas parcialmente por acumulación de lavas terciarias y cuaternarias. Todavía existen pocos estudios sobre esta estructura; los principales pertenecen a Martínez-Reyes (1986), Cervantes-Sánchez (1987, 1989) y Mitre-Salazar y colaboradores (1987).

La margen occidental de la Mesa Central consiste en el relieve en valles anchos orientados al norte, controlados por fallas, como el valle de Aguascalientes (Mitre-Salazar *et al,* 1989).

La Mesa Central ocupa una posición compleja, delimitada por cuatro provincias. En su superficie se conjugan las elevaciones plegadas y las riolíticas, características de las sierras madre, dispuestas al norte, oriente y occidente. Por el sur, se sobreponen los volcanes, lavas y piroclastos cuaternarios del Sistema Neovolcánico.

La Mesa Central se distingue en el conjunto de provincias fisiográficas o geomorfológicas de la República Mexicana por su origen complejo, influenciado por procesos neogénico-cuaternarios que incluyen plegamiento, tectónica de bloques, derrames volcánicos fisurales, volcanismo central, erosión en las montañas y acumulación en las depresiones. La neotectónica y las condiciones climáticas de fines del Pleistoceno a la actualidad, favorecen el desarrollo de cuencas endorreicas con planicies aluviales y lacustres.

PLANICIE COSTERA DEL GOLFO DE MÉXICO

La planicie costera es muy variada por su morfología y los procesos actuales (Figura 8). Corresponde a una gran cuenca marginal al orógeno de la Sierra Madre Oriental, con espesores potentes de rocas sedimentarias terciarias, con extensión e inclinación suave hacia el interior del Golfo de México, a manera de un monoclinal. Se encuentra interrumpida por conjuntos montañosos, como el Sistema Neovolcánico y los volcanes de Los Tuxtlas. El subsuelo es, en general, bien conocido, debido a algunos cientos de pozos petroleros. Esto ha permitido a los geólogos definir tres grandes cuencas sedimentarias en esta provincia: Burgos en el norte, Tampico-Misantla en el centro y Veracruz-Campeche en el sur.

La secuencia de rocas terciarias, de occidente a oriente, revela una extensión continua de esta cuenca marginal al orógeno, la que gradualmente va cambiando al occidente de zona de hundimiento-acumulación a levantamiento. A profundidad, el conjunto sedimentario llega a alcanzar un espesor de más de 10 km (López-Ramos, 1979). De acuerdo con el mismo autor, los depósitos más jóvenes, del Mioceno, presentan espesores de hasta 3,000 m de sedimentos continentales y litorales. El Plioceno, esencialmente continental, consiste en depósitos deltaicos de 15-35 m de espesor, mientras que el Cuaternario, fluvial-litoral, presenta hasta 300 m cerca de la costa (López-Ramos, *op. cit.*).

En la porción septentrional de la planicie, predomina un relieve de superficies planas, inclinadas al oriente, originadas por acumulación fluvial y marina. También están presentes superficies onduladas y de lomeríos, formadas por una erosión diferencial en las capas oligocénicas y neogénicas, a una altitud máxima de 200-300 m. Localmente, se levantan grandes montañas, como la Sierra de Tamaulipas, originada por un batolito al que sobreyacen las capas de rocas mesozoicas.

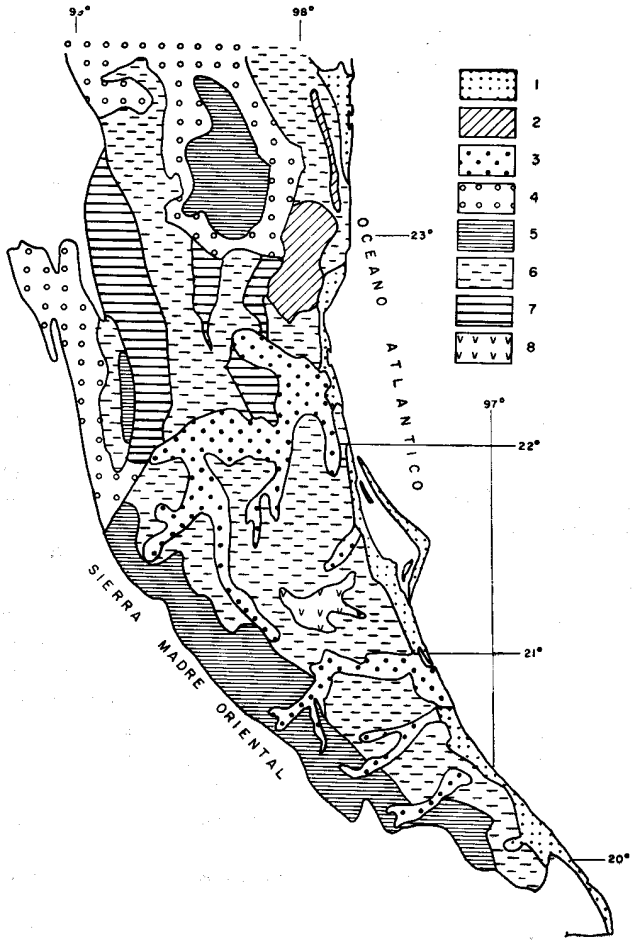


Figura 8.- Rasgos del relieve de la planicie costera del Golfo de México. 1, Planicies de acumulación aluvial y, localmente, marina (Q); 2, Lomeríos volcánicos (Plioceno-Cuaternario); 3, Planicie de acumulación fluvial (Q); 4, Superficies de piedemonte (Q); 5, Montañas plegadas de rocas mesozoicas; 6, Planicie de lomeríos de rocas plegadas mesozoicas; 7, Planicie estructural (de rocas sedimentarias terciarias); 8, Montañas plegadas y volcánicas, de rocas mesozoicas y terciarias, respectivamente.

La planicie correspondiente a la zona Tampico-Veracruz se extiende transversalmente hasta la base de la Sierra Madre Oriental, aproximadamente a los 400 m de altitud. Está constituida por lomeríos, ondulaciones y planos ligeramente inclinados al oriente, de acuerdo con el buzamiento de las capas de roca. Las elevaciones menores locales corresponden, por lo general, a las crestas de anticlinales.

Un estudio sobre las terrazas marinas en la costa del Golfo de México fue hecho por Malpica-Cruz (1986b, 1987), quien describe la región comprendida entre los ríos Nautla y Actopan, donde existen niveles de terrazas de abrasión de 5, 8 y 12 m.s.n.m. Este autor considera, asimismo, que se trata de una de las pocas regiones del país donde formas del relieve de este tipo están bien conservadas y atribuye su origen a cambios climáticos en una etapa glacial, junto con un levantamiento de la costa en la actualidad.

Hacia la margen de la Sierra Madre Oriental, las rocas de la cuenca Tampico-Misantla están considerablemente más deformadas que hacia el oriente, lo que define una depresión conocida como antefosa de Chicontepec. En esta, las capas del Eoceno superior corresponden a la etapa orogénica principal, depositadas en condiciones litorales y continentales, de tal manera que en el Oligoceno, la antefosa o cuenca marginal se convierte en zona de levantamiento, mientras que al oriente continúa el desarrollo de la cuenca con acumulaciones oligocénicas potentes.

Los procesos marinos son más activos al norte de Tuxpan, donde tienen un desarrollo continuo las barras. Las de mayor anchura originan la laguna de Tamiahua. Son también importantes los procesos eólicos, mismos que constituyen grandes campos de dunas en las costas y han contribuido al crecimiento de las barras. De acuerdo con diversos estudios que han sido hechos en las costas del Golfo de México, en especial en territorio estadounidense, el ascenso del nivel del mar, producido al finalizar la última glaciación, dio origen a las barras de gran extensión en la margen del golfo.

Una investigación sobre sedimentos, polen y restos de organismos en la planicie costera, realizado por Sirkin (1985), da, entre otros resultados, que el máximo ascenso del nivel del mar se produjo hace unos 8,000 años, a lo que siguió un descenso entre 7,000 y 6,000 años atrás. Hace 5,000 años, el proceso se invirtió a un nuevo ascenso, al que siguió, hasta la actualidad, un proceso de avance de la línea de costa hacia el mar.

La cuenca de Veracruz-Campeche consiste en capas sedimentarias del Jurásico Superior-Cretácico y del Terciario que descansan sobre rocas continentales del Paleozoico y Triásico-Jurásico Medio (López-Ramos, 1979), con espesores conocidos de más de 6 km.

El Mioceno fue una época de intensa acumulación, incluso de más de 2.5 km y hasta de 5 km, en ambas cuencas. En él predominan las lutitas, excepto en la porción superior, donde hay esencialmente arenas y materiales más gruesos que ellas de origen volcánico (López-Ramos, 1979). El Plioceno está ausente, lo que atestigua una inversión de los movimientos de hundimiento a levantamiento.

En esta planicie de Veracruz-Campeche, predominan los procesos de la acumulación fluvial, favorecidos por precipitaciones pluviales que se cuentan entre las más altas del país, superiores a los 2,000 mm anuales. Existen en estas planicies, con su límite superior a unos 200 m, lagos, pantanos, lagunas y barras litorales.

Sobre la planicie, se asientan las elevaciones de los volcanes de Los Tuxtlas, de rocas básicas cuaternarias, con cuatro conos volcánicos con un lago interior. Destaca el volcán San Martín, de 1,700 m.s.n.m., mismo que tuvo actividad en 1664 y 1793.

West y colaboradores (1985) realizaron un estudio geográfico del Estado de Tabasco, especialmente en lo que se refiere a la geomorfología de la planicie costera. Al oriente de los lomeríos de rocas plegadas mesozoico-cenozoicas, se extiende la planicie aluvial, misma que subdividieron en tres unidades:

1. La inmediata a los lomeríos, en la porción más elevada, ligeramente inclinada al sur, con una altura de unos 20-30 m.s.n.m. en su extremo inferior. Fue definida como "Terrazas fluviales del Pleistoceno", formada por acumulación fluvial, constituyendo una franja paralela a la costa de 50-75 km de anchura. La erosión fluvial ha originado barrancos y un frente

escarpado, a partir del cual se extiende hacia la costa la segunda unidad geomorfológica.

2. Una franja, paralela a la costa, con penetraciones a manera de interdigitaciones hacia la unidad de terrazas del Pleistoceno, incluso hasta los lomeríos de rocas plegadas. Ha sido formada por los depósitos más jóvenes de los ríos principales. La erosión fluvial ha ido desmembrando a la unidad anterior, dejando remanentes pequeños a manera de islas. Los autores mencionados le dieron el nombre de "Llanos fluviales del Reciente", mismos que constituyen, de Tabasco a Campeche, un sistema deltaico formado por los ríos Mezcalapa, Usumacinta y Grijalva.

3. La unidad "Llanos costeros del Reciente". Se trata de la margen exterior del delta, donde el mar ha depositado sedimentos que forman montículos de arena. La morfología característica es la de un sistema complejo de bordos de playa. Consiste en una serie de crestas de arena, mismas que representan las líneas antiguas de costa, penetrando incluso 42 km hacia tierra firme. Aunque en forma limitada existen dunas activas e inactivas.

La provincia en cuestión se formó simultánea y posteriormente a la Sierra Madre Oriental. Tiene una enorme importancia económica por los recursos petroleros en su subsuelo y por la rica agricultura en su relieve, favorecida por un clima húmedo y los ríos caudalosos que la atraviesan.

SISTEMA NEOVOLCÁNICO TRANSMEXICANO

Esta gran estructura del relieve, conocida también como cinturón, faja, altiplanicie, meseta, eje, sistema, cordillera y sierra, presenta las siguientes características:

1. Su origen. Entre las diversas teorías expuestas, la más aceptada actualmente es la de la subducción de la placa de Cocos bajo el continente, con diversos ángulos, lo que explicaría la no coincidencia entre la orientación de la Trinchera Mesoamericana y el Sistema Neovolcánico.

2. Su dinámica de desarrollo en el Cuaternario y en especial en el Pleistoceno tardío-Holoceno, época en que la actividad endógena se manifiesta en grandes superficies con predominio sobre los procesos exógenos niveladores. Asimismo, el volcanismo joven se presenta con mayor intensidad en zonas bien definidas del mismo.

3. La diversidad de procesos exógenos antiguos y actuales. En toda la extensión de esta gran provincia existen lagos actuales y huellas (sedimentos) de antiguos; valles fluviales, glaciares y formas correspondientes del Pleistoceno tardío y Holoceno; y desarrollo de barrancos, prácticamente todos los tipos de procesos de laderas y procesos periglaciales. Todo está condicionado por la actividad volcánica joven.

El relieve del Sistema Neovolcánico Transversal consiste en una serie de planicies escalonadas que se extienden desde cerca de las costas de Colima y Nayarit hasta la región de los volcanes Pico de Orizaba y Cofre de Perote, en el Estado de Veracruz (Figura 9), aunque geológicamente se extiende hasta las costas del Golfo de México, como proponen varios autores.

Demant y colaboradores (1976) establecieron la siguiente subdivisión del Sistema Neovolcánico: (1) Fosa de Chapala (Tepic-Chapala), (2) Fosa de Colima, (3) Zona de Michoacán, (4) Valles de Toluca, México y Puebla (cuencas es más apropiado); y (5) Sector Oriental. Esta es una clasificación conveniente, ya que se trata de regiones bien definidas, sobre todo por rasgos morfológicos. Otras publicaciones de interés sobre

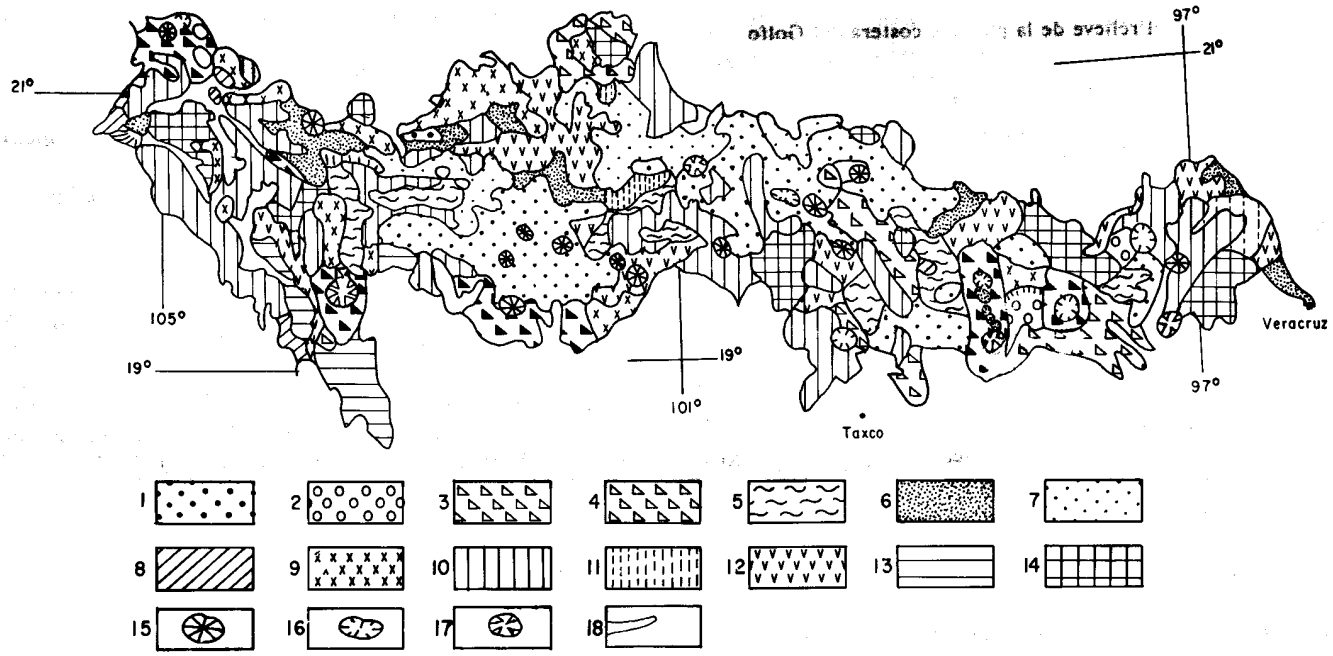


Figura 9.- Formas del relieve del Sistema Neovolcánico Transmexicano (Lugo-Hubp y Córdova-Fernández de Arteaga, 1990). **Cuaternario (1 a 7)**: 1, Campos volcánicos (conos monogenéticos, lavas y piroclastos); 2, Altiplanicies de tefra; 3, Superficies de acumulación (proluvial) de piedemonte; 4, Piedemonte de acumulación volcánica; 5, Altiplanicies de acumulación lacustre; 6, Altiplanicies de acumulación fluvial; 7, Altiplanicies de acumulación fluviolacustre. **Precuaternario (estructuras asociadas con otras provincias)**: 8, Montañas bloque de rocas intrusivas o metamórficas; 9, Altiplanicies de riolitas; 10, Elevaciones menores constituidas de riolita; 11, Montañas constituidas de riolita; 12, Lomeríos volcánicos (erosivos); 13, Elevaciones plegadas; 14, Elevaciones plegadas o de bloque, no diferenciadas. **Otras formas cuaternarias**: 15, Volcanes monogenéticos principales; 16, Calderas; 17, Estratovolcanes mayores; 18, Valles montañosos principales.

el Sistema Neovolcánico son de Mooser (1968, 1972, 1975), Mooser y Maldonado-Koerdell (1961), Stoiber y Carr (1973), Demant (1978), Nixon (1982), Shurbet y Cebull (1984), Venegas y colaboradores (1985), Pasquaré y colaboradores (1987a), Verma (1987), Nixon y colaboradores (1987).

El contacto entre el Sistema Neovolcánico y la Sierra Madre Occidental lo representa el cañón de 500-700 m de corte vertical del Río Grande de Santiago, una de las principales anomalías geomorfológicas de la República Mexicana. Nieto-Obregón y colaboradores (1985) consideraron que se trata de una falla profunda de desplazamiento lateral derecho.

La fosa de Tepic-Chapala consiste en una planicie estrecha (unos 10 km), con una altitud media de 900 m.s.n.m., delimitada por bloques montañosos y con una extensión de unos 210 km; se ha formado cortando la estructura de la Sierra Madre Occidental y se asientan en su superficie volcanes jóvenes cuaternarios, incluso uno activo, el Ceboruco, cuya última erupción ocurrió en 1870. Se reconoce, además, la presencia de calderas. Demant (1979) consideró que la fosa se debe a la actividad de la placa Rivera. Un estudio detallado del Ceboruco fue realizado por Nelson (1980, 1986).

En las proximidades de Guadalajara se encuentra la caldera de La Primavera, originada por explosiones riolíticas en el Plioceno-Cuaternario. En una columna geológica elaborada por L. Gutiérrez-Negrín (*in* Venegas-Salgado *et al.*, 1985) para el pozo Primavera-2, de 2,000 m de profundidad, aparecen únicamente rocas volcánicas, en especial de tipo intermedio a ácido. Las rocas más jóvenes han sido fechadas en 10,000 años, mientras que las más antiguas en el subsuelo lo han sido en 1 y 3 Ma (Venegas-Salgado, *op. cit.*).

El lago de Chapala, a unos 1,600 m.s.n.m., marca la continuación de la fosa con dirección hacia el oriente; está delimitado por fallas normales que definen una serie de bloques escalonados con clara expresión en el relieve.

En esta zona de Chapala, la Comisión Federal de Electricidad ha perforado pozos de más de 3,000 m. Estos atravesaron, aunque no en su totalidad, una secuencia de rocas volcánicas (López-Ramos, 1979). Es obvio que el volcanismo fue simultáneo a un proceso de hundimiento, mismo que podría continuar actualmente. Hacia el sur del lago, se extiende por unos 140 km la fosa de Colima: una serie de planicies que desciende gradualmente de los 1,400 m.s.n.m. a los 400 m. Está delimitada por montañas volcánicas y de rocas sedimentarias de tipo bloque y en el sur de la misma se levantan los grandes edificios del Volcán de Fuego de Colima (3,890 m) y el Nevado de Colima (4,240 m), el primero de ellos el más activo del país en este siglo y que ha sido objeto de numerosos estudios en los últimos años.

Sobre la estructura profunda de la fosa de Colima, no hay todavía mucha información. Un estudio gravimétrico de Allan (1985) permitió inferir un espesor máximo de sedimentos de 900 m, a partir de una altura aproximada de 1,200 m.s.n.m. Entre los bloques que delimitan la fosa, se encuentra una cresta de rocas sedimentarias (sierra de Manantlán), con laderas de inclinación fuerte y desarrollo intenso del *karst* en su porción superior de tipo mesa; la base de la sierra está delimitada por un valle fluvial con desarrollo de terrazas (por lo menos tres). Los rasgos del relieve permiten suponer un levantamiento fuerte del bloque de la sierra de Manantlán (ésta se asocia con intrusiones granitoides).

Allan (1986) consideró que la fosa de Colima y la contigua de Zacoalco al noroeste, han sido formadas por un proceso de riftogénesis, activo desde fines del Mioceno hasta la actualidad. La extensión de la fosa de Zacoalco, hacia el sur de los grandes estratovolcanes (la fosa de Colima), no ha sido confirmada en estudios posteriores.

En Michoacán, se presenta uno de los campos volcánicos más activos del país, con una concentración alta de conos de tefra jóvenes, entre ellos el Jorullo y el Parícutin, nacidos en 1759 y 1943, respectivamente. El Sistema Neovolcánico se estrecha hacia la ciudad de Morelia (meridiano 101) por la penetración al norte de una estructura montañosa volcánica (del Oligoceno-Mioceno), asociada a un pliegue extenso conocido como anticlinal de Tzitzio. El relieve continúa siendo una altiplanicie de aproximadamente 1,800-2,000 m.s.n.m., en partes ocupada por cuencas endorreicas con lagos como los de Pátzcuaro y Cuitzeo. El curso caprichoso del río principal que atraviesa la zona, el Lerma, se debe a las manifestaciones volcánicas jóvenes, posiblemente de fines del Pleistoceno e incluso del Holoceno. Al oriente de Morelia y en dirección a la población de Acambay, se extienden en forma más o menos continua depresiones de tipo *graben*, limitadas en uno o dos lados por crestas escarpadas. En esta región, se encuentra la zona de Los Azufres, de interés por sus posibilidades de energía geotérmica. Un pozo de 3,500 m de profundidad reveló una secuencia completa de rocas volcánicas en distintas capas, de tipo andesítico y basáltico (Venegas *et al.*, 1985), lo que demuestra también una actividad volcánica simultánea con hundimiento.

Algunos estudios de interés, relacionados con el relieve de esta región, son nombrados a continuación: Hasenaka y Carmichael (1985) realizaron un estudio minucioso del campo volcánico de Michoacán-Guanajuato, donde reconocieron 901 conos cineríticos, 43 domos, 22 *maars*, 13 volcanes escudo y 61 derrames de lava independientes; calcularon que 78 volcanes poseen una edad menor que los 40,000 años; Lugo-Hubp y colaboradores (1985) realizaron una cuantificación de volcanes cuaternarios, unos 3,000, entre Michoacán y Tlaxcala, obteniendo valores de densidad de hasta 12-19 volcanes por 100 km^2; Connor (1987) calculó también la densidad de volcanes en la zona de Michoacán-Guanajuato; Pasquaré y colaboradores (1987b) presentaron un mapa geomorfológico estructural para la parte central del Cinturón Neovolcánico y luego (Pasquaré *et al.*, 1988) interpretaron su dinámica de desarrollo en el Neógeno-Cuaternario.

Hacia el oriente, se localiza otro campo de volcanes jóvenes en la zona de Valle de Bravo, contigua al estratovolcán Xinantécatl o Nevado de Toluca (4,560 m), cuya última erupción ocurrió hace aproximadamente 10,000 años (Bloomfield, 1974; Bloomfield y Valastro, 1974). La planicie lacustre-aluvial de la cuenca de Toluca se encuentra a 2,600 m.s.n.m. Bloomfield (1975) determinó la edad de varios conos cineríticos de la cuenca de Toluca en menos de 35,000 años, algunos holocénicos. Por correlación morfológica, Martin del Pozzo (1980) estudió la sierra Chichinautzin en la cuenca de México (más de 100 conos cineríticos). Un estudio morfotectónico de las depresiones de Toluca e Ixtlahuaca pertenece a Ortiz-Pérez y Bocco-Verdinelli (1989).

Las sierras Las Cruces y Monte Alto delimitan las cuencas de Toluca y México. La estructura profunda de esta última es semejante a una depresión sinclinal con un relleno de 2,000 m de rocas volcánicas terciarias que incluyen, incluso, el Eoce-

no, por debajo de las cuales están presentes anhidritas y conglomerados de la misma época y del Paleoceno, de acuerdo con Oviedo de León (1970). Esta información fue obtenida de un pozo de exploración de Petróleos Mexicanos, de 2,065 m de profundidad. Se aprecia, por todo esto, que la cuenca de México ha evolucionado en forma semejante a la de Chapala y otras del Sistema Neovolcánico, por procesos de una actividad volcánica prolongada simultánea con hundimiento.

Lo anterior ha sido corroborado por cuatro pozos que fueron perforados en la Ciudad de México en 1986-1987. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) proporcionaron una valiosa información sobre las rocas del subsuelo. Un pozo cortó las rocas sedimentarias a 1,575 m de profundidad, otro a 2,100 m. Predomina un conjunto potente de rocas volcánicas terciario-cuaternarias.

Continúa al oriente la cuenca de Puebla-Tlaxcala (Fundación Alemana para la Investigación Científica, 1976). Esta cuenca está delimitada por la Sierra Nevada y el volcán Matlacuéyatl o La Malinche (4,460 m); y entre este último, el Citlaltépetl o Pico de Orizaba (5,700 m) y el Nauhcampatépetl o Cofre de Perote (4,280 m), se localiza la cuenca de Oriental: una planicie lacustre, aluvial y volcánica rodeada de elevaciones de tipo bloque, volcanes, domos volcánicos y elevaciones de rocas sedimentarias cretácicas; además, se caracteriza por la presencia de numerosos cráteres de explosión freático-magmática (xalapazcos y axalapazcos).

Esta cuenca ha sido objeto de varios estudios en los últimos años, sobre todo en lo que se refiere a su estructura profunda, por su riqueza potencial en energía geotérmica. El pozo de exploración Humeros, de 2,300 m, cortó exclusivamente rocas volcánicas (Viggiano, 1983, *in* Venegas-Salgado *et al.*, 1985). Sobre cuestiones geomorfológicas, existen las publicaciones de Gasca-Durán (1981), Negendank y colaboradores (1985), Moya-Sánchez (1986) e investigaciones numerosas dedicadas a localidades menores.

En la cuenca de Oriental, se localiza la gran estructura que es la caldera de Los Humeros, formada a partir de hace 460,000 años y con ejes mayor y menor de 21 y 15 km, respectivamente (Ferriz, 1985).

La extensión del Sistema Neovolcánico hacia la costa se define por conos volcánicos jóvenes aislados en una vertiente donde predominan los depósitos de acumulación volcánica y de remoción exógena.

Procesos glaciales y periglaciales en el Sistema Neovolcánico Transmexicano

Actualmente, se reconoce la existencia de glaciares en los tres volcanes más altos del país (Citlaltépetl, Popocatépetl e Iztaccíhuatl), así como huellas de procesos glaciales antiguos (Cuaternario) en estos mismos volcanes y en otros: Nauhcampatépetl, Matlacuéyatl, Ajusco, Xinantécatl, Nevado de Colima y otros que no han sido estudiados desde este punto de vista. En un estudio reciente, Vázquez Selem (1991) presenta una relación histórica de los estudios de fechamiento de glaciaciones en México y hace una aportación con un estudio detallado en el volcán Téyotl. Los autores principales sobre el tema son: Lorenzo (1964), White (1956, 1962a, 1962b, 1978, 1987), White y Balastro (1984) y Heine (1976, 1978, 1988, 1989).

White reconoció cinco fases de glaciación en el Iztaccíhuatl: 300,000; 198,000-132,000; 32,000-20,000; 16,000-10,000; y <5,000 años. Heine extendió sus estudios de La Malinche al Iztaccíhuatl, Popocatépetl, Pico de Orizaba, Cofre de Perote, Nevado de Toluca y Nevado de Colima; reconoció cinco glaciaciones: 36,000-32,000; 12,000; 10,000-8,500; 3,000-2,000 años; y la quinta, histórica, de la segunda mitad del siglo XVIII a la primera del XIX. Los dos autores coinciden en el número de glaciaciones y difieren en la época en que se produjeron. La escasez de dataciones absolutas impide establecer una cronología precisa, misma que se ha elaborado con base en correlaciones.

Vázquez-Selem (1991) identificó en el Téyotl las tres últimas etapas de glaciación; supone edades posibles de más de 20,000 años para la más antigua; sitúa la segunda, tentativamente, entre hace 8,500 y 16,000 años, sin precisar su duración; y considera que la formación de las morrenas más jóvenes, a las que no se logró correlacionar con precisión, pudo ser en tiempos históricos o hasta hace unos 5,000 años.

SIERRA MADRE DEL SUR

Este es un sistema montañoso marginal al Pacífico, desde Bahía de Banderas, Jalisco, hasta el Istmo de Tehuantepec, con una longitud total aproximada de 1,100 km, constituido por estructuras diversas respecto a su edad y origen. La divisoria principal tiene una altitud dominante de unos 2,000 m.s.n.m. y alcanza alturas máximas de 2,600-3,200 m.

Se ha explicado la formación de la Sierra Madre del Sur en el Neógeno-Cuaternario por el proceso de subducción contiguo. Otros autores, como Campa y Coney (1983) proponen un proceso complementario: el crecimiento (acreción) de los continentes por unión de grandes bloques en el movimiento de placas litosféricas. Mooser (1972) propuso un esquema de estructura en cinco grandes bloques montañosos de la Sierra Madre del Sur. En publicaciones recientes, otros autores (Sandoval-O., 1985; Aguayo-Camargo y Marín-Córdoba, 1989; de Cserna, 1989) reconocieron una serie de lineamientos (fracturas) que cortan el sistema montañoso con dirección NE.

Una actividad sísmica intensa se presenta en la margen del sur de México. Se empieza a conocer un poco sobre la influencia de los sismos en el relieve mexicano. Grivel-Piña (1967) y Grivel-Piña y Arce-Ugarte (1971) establecieron un ascenso de la tierra firme en la zona de Acapulco de 14 y 23 cm, después de dos sismos. Corona-Esquivel y colaboradores (1988) apreciaron también un levantamiento de incluso más de 50-60 cm en la costa occidental de Guerrero y oriental de Michoacán, después del terremoto de septiembre de 1985; Bodin y Klinger (1986) observaron en la misma región un ascenso de hasta un metro.

No existe la información cuantitativa que sería deseable para tener una idea más clara de la dinámica de esta región, pero la morfología de costas escarpadas, terrazas de abrasión, superficies de nivelación escalonadas, control tectónico de los valles fluviales principales, etc., es testigo de un levantamiento cuaternario en la margen del Pacífico del sur de México.

Una disección intensa del relieve caracteriza a toda la Sierra Madre del Sur, la que se reconoce por altas concentraciones de corrientes fluviales y valles profundos. Predomina la erosión de las montañas por el descenso de las divisorias en un clima subhúmedo. Las precipitaciones medias anuales superan los 1,000 mm. El *karst* está dispuesto en pequeñas localidades en mesas de caliza, con desarrollo principalmente de formas verticales conocidas como sótanos. Un estudio espeleológico detallado fue realizado por Lazcano-Sahagún (1988) en los límites de los estados de Colima y Jalisco.

Generalmente, las mayores altitudes corresponden a estructuras de rocas calizas y volcánicas; las elevaciones granitoides ocupan porciones más bajas. Frente a las costas de Oaxaca, el relieve alcanza mayores alturas en montañas de rocas metamórficas paleozoicas. Frente a esta zona, la Trinchera Mesoamericana se hace también más profunda.

Desde Bahía de Banderas y hasta el valle de Colima, predominan las rocas granitoides cretácicas pertenecientes a un batolito con su divisoria hasta 2,500 m.s.n.m., cortado por varias fracturas de orientación transversal a la línea de costa, algunas ocupadas por arroyos y llanuras de inundación amplias, de 5-6 km.

Continúa al oriente un grupo de elevaciones correspondiente a una cuenca sedimentaria, esencialmente de un grosor de más de 6,000 m, de acuerdo con Salazar-Mandujano (1984).

Hacia el río Balsas, se levanta un conjunto de montañas de rocas mesozoicas plegadas, intrusivos cretácicos y rocas volcánicas terciarias.

En dirección sur, se presenta una estructura en bloques de rocas del tipo del granito y del gneis, del Paleozoico y el Jurásico; se reconoce, asimismo, la presencia de las rocas más antiguas de este sistema montañoso: gneises precámbricos asociados con granitos paleozoicos.

La margen montañosa hacia el Pacífico está limitada por una planicie estrecha, interrumpida en grandes extensiones por los escarpes y laderas empinadas de la sierra, frecuentemente con un control tectónico. Las porciones niveladas son originadas, generalmente, en las desembocaduras de ríos, donde la acumulación y los procesos erosivos fluviales y marinos han producido esta planicie. Las lagunas principales están en las costas de Guerrero.

Las regiones más septentrionales de la Sierra Madre del Sur corresponden a Guerrero-Morelos y norte de Oaxaca. La primera consiste en una serie de elevaciones, principalmente de calizas cretácicas, y valles intermontanos, cubiertos ambos al norte por los materiales del Sistema Neovolcánico Transmexicano. Es común el desarrollo cárstico con alta densidad de formas subterráneas en localidades pequeñas.

En la zona limítrofe del Sistema Neovolcánico Transmexicano y la Sierra Madre del Sur, en la porción meridional del Estado de Puebla, se extiende al sudeste la Cañada Oaxaqueña, un valle de origen tectónico, de clara expresión en el relieve entre las poblaciones de Tehuacán y Oaxaca. Este valle queda limitado al oriente por una gran estructura montañosa en bloque que es la Sierra de Juárez. Esta consiste en bloques de rocas metamórficas paleozoicas (de unos 110 km de longitud), al que sigue otro de rocas sedimentarias cretácicas plegadas, con un extraordinario desarrollo cárstico en mesas. Un ejemplo es el Sistema Huautla, un conjunto de conductos subterráneos con una profundidad vertical máxima de 1,353 m (Sprouse, 1989), aunque todavía no explorado totalmente.

La Sierra Madre del Sur es un sistema de bloques montañosos, diversos en su composición y edad. El relieve está condicionado por varios factores: la tectónica (activa desde el Neógeno, intensa en la actualidad), la litología, la estructura geológica y las condiciones climáticas.

DEPRESIÓN DEL BALSAS

Álvarez (1961) consideró la depresión del Balsas como una provincia fisiográfica. Otros autores la han incluido como parte integrante de la Sierra Madre del Sur. Por sus dimensiones y relieve parece más conveniente considerarla una provincia. Tiene una orientación dominante de occidente a oriente, con alturas mínimas de 400 m.s.n.m., delimitada en el sur por las laderas de la Sierra Madre del Sur y en el norte por las del Sistema Neovolcánico Transmexicano.

De acuerdo con de Cserna (1981), la depresión del Balsas no muestra rasgos estructurales que permitan considerarla de origen tectónico. En las regiones septentrional y meridional, tuvieron lugar, durante el Neógeno, intrusiones granitoides, deformación de las capas de roca y acumulación volcánica, rasgos característicos de una zona contigua a otra de subducción. Hay todavía muy pocos estudios sobre la depresión del Balsas y, por lo mismo, no se puede abandonar la idea de que se trate de una fosa tectónica que se desarrolla en asociación con el bloque de la Sierra Madre del Sur, en proceso de levantamiento, contigua a la Trinchera Mesoamericana, zona de extraordinaria actividad sísmica.

El río Balsas, estudiado por de Cserna (1981), presenta numerosos meandros encajados y sigue una dirección perpendicular al rumbo de las capas de roca; el autor mencionado supone que su curso pudiera ser cuaternario y haber evolucionado por erosión vertical en rocas volcánicas neogénicas ya removidas; la erosión debe realizarse junto con un levantamiento general, aunque no uniforme, en el Neógeno-Cuaternario, mismo que ha provocado la formación de fallas de orientación ENE.

CHIAPAS

Chiapas es una región compleja en el plano regional, donde los movimientos neotectónicos son evidentes en la actualidad por las condiciones sísmicas de la Trinchera Mesoamericana y la falla Polochic-Motagua, que corta el continente del Pacífico al Mar de las Antillas. A esto hay que agregar dos volcanes activos: El Chichón, en el norte del estado, y el Tacaná, en el extremo sudoriental, en la línea divisoria con Guatemala.

En esta provincia, de sudoeste a noreste, se reconoce las siguientes grandes unidades: la Sierra del Soconusco, la depresión de Chiapas y la Sierra del Norte de Chiapas (Figura 10). La formación de estas estructuras, de acuerdo con los datos de la geología actual, es del Neógeno-Cuaternario.

Una explicación sobre la neotectónica de la región de Chiapas fue hecha por Charleston y colaboradores (1984), quienes consideraron que el plegamiento de las rocas sedimentarias de la Sierra de Chiapas se produjo por una fuerte compresión que provocó deformaciones de tipo abanico, afectadas por fallas inversas de planos verticales; en contraste, al oriente, hacia Yucatán, la estructura cambia a horizontal, de lo que infieren que la plataforma de Yucatán no fue un elemento pasivo, sino activo, y que durante el Mioceno medio se desplazó del NE al SW, en la dirección de la falla Polochic-Motagua, comprimiendo los sedimentos que formaron las montañas plegadas.

La Sierra del Soconusco, con una altitud media de 2,200-2,800 m, se extiende paralelamente a la costa. Está constituida por rocas graníticas paleozoicas. En su relieve, presenta laderas de pendiente fuerte y escarpadas, amplias superficies niveladas a manera de mesetas. En esta estructura se ha obtenido los valores más altos de densidad de la red fluvial de la República Mexicana, de hasta 9 km/km^2 (Lugo-Hubp *et al*, 1990).

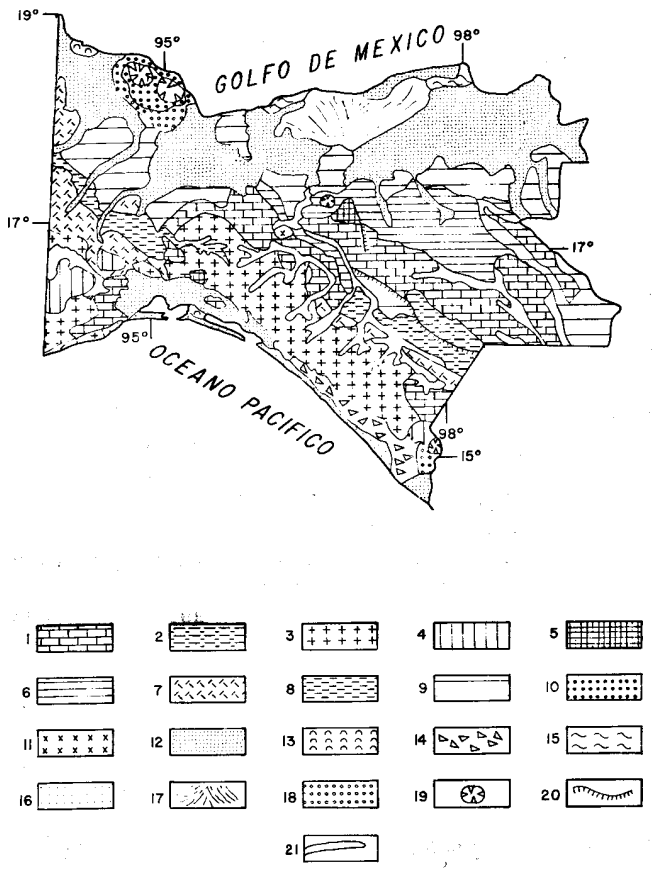


Figura 10.- Formas del relieve en el sudeste de México (Lugo-Hubp y Córdova-Fernández de Arteaga, 1990). 1, Montañas de rocas plegadas (mesozoico-terciarias); 2, Altiplanicies estructurales de rocas sedimentarias mesozoicas; 3, Montañas de bloque de rocas intrusivas mesozoicas; 4, Elevaciones de acumulación riolítica (Neógeno ?); 5, Elevaciones montañosas de bloque o plegadas con cubierta volcánica neogénica; 6, Elevaciones montañosas con estructura monoclinal (rocas mesozoico-cenozoicas); 7, Lomeríos de rocas intrusivas mesozoicas; 8, Lomeríos de rocas sedimentarias mesozoicas; 9, Lomeríos de rocas sedimentarias cenozoicas; 10, Campo volcánico cuaternario; 11, Planicie de acumulación volcánica; 12, Planicie de acumulación fluvial; 13, Planicie de acumulación marino-eólica; 14, Superficie de acumulación de piedemonte; 15, Planicie de acumulación lacustre; 16, Planicie de acumulación marina; 17, Planicie deltaica; 18, Piedemonte volcánico (tefra y lava); 19, Volcanes compuestos (potencialmente activos); 20, Escarpes principales; 21, Valles erosivos.

Los valores de profundidad de erosión son altos, de hasta 800-900 m. Esto se explica por las condiciones climáticas de precipitación pluvial elevada, de más de 1,500 mm, conjugadas con la neotectónica, que crea un relieve montañoso con fractura intensa, que favorece el escurrimiento. Se considera que estas rocas constituyen el basamento de las montañas plegadas, localizadas al noreste.

Paralelamente a la Sierra del Soconusco, se extiende una planicie costera, formada por la nivelación de la base del conjunto montañoso. Es ancha en el Istmo de Tehuantepec (hasta 45 km) y se reduce a 18 km hacia la población de Tonalá. Están presentes lagunas con barras que las separan del océano.

La depresión (fosa tectónica) de Chiapas posee dimensiones de 230 por 35 km y una profundidad del orden de 2,000 m. Consiste en rocas sedimentarias cretácicas y terciarias (Paleoceno a Mioceno). La presencia mayoritaria de calizas ha favorecido una gran infiltración, por lo que las acumulaciones aluviales son relativamente escasas en la depresión. En cambio, el relieve cárstico tiene un gran desarrollo.

Paralelamente a la depresión de Chiapas y hasta el río Usumacinta, se extiende una serie de cadenas plegadas de rocas cretácicas y terciarias en una zona de unos 150 km de anchura; hacia el norte, se extinguen en contacto con la planicie costera a los 100-200 m.s.n.m. Las cadenas plegadas son estrechas y, generalmente, corresponden a anticlinales, aunque están afectadas por sistemas de fallas paralelas.

El relieve cárstico tiene un gran desarrollo en estas elevaciones de roca caliza, principalmente superficial, constituyendo campos de lapiaz, superficies de nivelación, escalonadas de los 400 a los 2,000 m. La porción más elevada constituye el altiplano (Altos de Chiapas). En las mesas cársticas se observa una gran cantidad de dolinas, controladas por los sistemas de fractura principales, a lo largo de los cuales y en sus intersecciones se reconoce formas más evolucionadas como uvalas y poljés. Este gran desarrollo cárstico en la superficie se ha visto favorecido por la neotectónica y las intensas precipitaciones pluviales del orden de hasta 4,000-4,500 mm anuales.

Hay dos volcanes muy activos en Chiapas. El primero es El Chichón (1,315 m), en el norte, rodeado totalmente por rocas sedimentarias y un cuerpo intrusivo contiguo, cuya última erupción ocurrió en 1982. El segundo volcán, el Tacaná, de 4,150 m.s.n.m., tuvo actividad en 1878 y 1950; pertenece a una cadena de volcanes de América Central, que se inicia con éste en la frontera con Guatemala; puede considerarse también entre los más altos del país por su altura relativa de más de 3,500 m.

PENÍNSULA DE YUCATÁN

La península de Yucatán es un estructura de plataforma, que consiste en un conjunto de rocas sedimentarias de espesores de 2,500 a 3,500 m, de acuerdo con López-Ramos (1979), las cuales descansan sobre un basamento paleozoico. Limita con las montañas de Chiapas y se extiende al Golfo de México con una amplia plataforma continental, que prácticamente está ausente hacia el oriente, en el Mar Caribe.

La plataforma de Yucatán es una de las estructuras geológicas y geomorfológicas más jóvenes del territorio mexicano. La presencia de rocas sedimentarias del Neógeno atestigua un ascenso durante el Plioceno-Cuaternario. Es notable la diferencia del relieve submarino en las márgenes del golfo y el Caribe: en el primero es pasiva, con plataforma continental amplia; en el segundo, activa, con grandes profundidades, 4,000 m, a pocos kilómetros de la costa. Es interesante que en ambos casos la margen continental se comporte igual: una planicie estructural sin accidentes importantes.

La península carece de una red fluvial integrada. El escurrimiento es subterráneo, de poca profundidad, alimentado por precipitaciones anuales de 500-1,500 mm, aumentando gradualmente del occidente hacia el centro y sur. La morfología de la península de Yucatán consiste en tres unidades principales: (1) la planicie costera, una franja estrecha de depósitos marinos recientes y un litoral de acumulación; (2) la plani-

cie interior (porción septentrional) de plataforma, en estructura escalonada; y (3) la porción meridional, predominantemente de lomeríos de 200-400 m.s.n.m.

Un rasgo notable de la península es la Sierrita del Ticul: una elevación, alargada al NW, de unos 125 km y con una altura media de 100 m. El mapa geológico de la DEGEGETENAL (1982), muestra que se trata de un bloque elevado, delimitado por una falla normal.

La característica principal del relieve de la península es el desarrollo cárstico, con cientos de dolinas, generalmente con un lago interior, conocidas como cenotes. Gerstenhauer (1969) considera que en Yucatán ha habido dos etapas de generación del *karst*: una antigua, paleogénica, en una superficie elevada con formas propias de clima tropical (conos cársticos); la segunda corresponde a la planicie, con alturas de 25-30 m.s.n.m., y las formas cársticas fueron originadas por un ascenso gradual de las aguas subterráneas de hasta 20-100 m. Aun cuando la península adquiere su configuración actual por un ascenso en el Cuaternario, es evidente un incremento en el nivel del mar a fines del Pleistoceno, mismo que afecta también a la región vecina de Florida.

Una clasificación más detallada del relieve de la península de Yucatán, con base en el tipo de formas cársticas que está presente, se debe a Espinasa-Pereña (1990) (Figura 11).

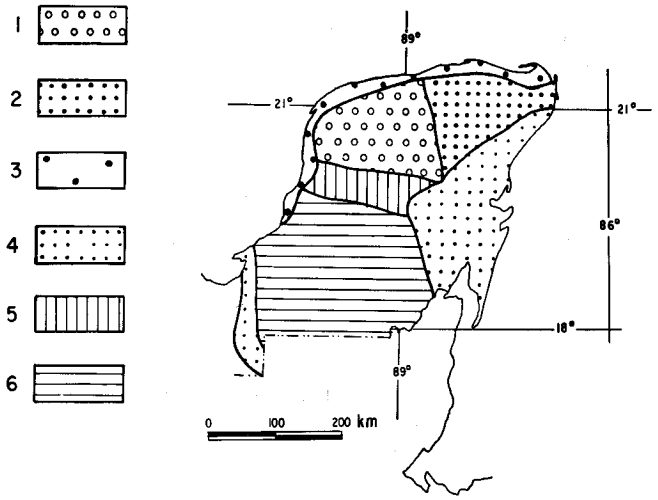


Figura 11.- Tipos de *karst* en la península de Yucatán (Espinasa-Pereña, 1990). Formas cársticas dominantes en superficies amplias: 1, Salones de disolución; 2, Cenotes profundos, con densidad alta en la superficie; 3, Manantiales numerosos y resurgencias en ciénagas costeras; 4, Cuencas cársticas con relleno de suelos; cavidades horizontales inundadas, con influencia marcada por cambios del nivel freático; 5, Salones fósiles de disolución, con densidad moderada en la superficie; 6, Mogotes de desarrollo incipiente; cavidades vadosas con desagüe activo temporal.

Un conocimiento mejor de los movimientos neotectónicos (del Cuaternario) en la península se podría lograr a través del estudio de las formas cársticas profundas. Es altamente posible que éstas tengan un mayor desarrollo hacia el oriente, influenciadas por la actividad de la cuenca del Caribe; sin embargo, esto no se ha confirmado, debido a la gran dificultad y riesgo que representa explorar cavernas profundas inundadas.

EL RELIEVE SUBMARINO DE MÉXICO

El fondo oceánico mexicano presenta una variedad amplia de estructuras, volviéndolo un caso excepcional en el mundo. Esto tiene relación con una zona económica exclusiva de gran extensión y también con la posición que ocupa el país en el globo. A continuación, se describe el relieve submarino.

PLATAFORMA CONTINENTAL

En el mapa principal (Lámina 1), la plataforma continental se ha delimitado con la isobata de 200 m, lo que no es del todo correcto, ya que su unión con el talud continental varía, generalmente, de 40 a 300 m de profundidad. Las cartas utilizadas, de escala a la millonésima, con isolíneas cada 100 m, no permiten la precisión requerida; sin embargo, esto tiene poca importancia en la presentación final de la carta en escala muy pequeña.

En la margen submarina de México se reconoce los tipos siguientes de plataforma continental.

1. Estrecha

a. En margen montañosa, frente a una fosa profunda (trinchera o rift). Domina en el occidente del Golfo de California y en la Sierra Madre del Sur. En general, posee menos de 10 km de anchura.

b. En planicie de plataforma frente a fosa profunda. Se aprecia en la margen oriental de la península de Yucatán (Mar de las Antillas).

2. Ancha

c. En margen montañosa frente a fosa profunda (trinchera o rift*).* Son originados por una erosión fuerte de las márgenes montañosas y una acumulación débil en la cuenca marina. Ejemplos: la margen oriental del Golfo de California (porción meridional) y la Sierra de Chiapas.

d. En planicie de plataforma frente a fosa profunda. Es el caso de la porción septentrional del oriente del Golfo de California.

e. En planicie de plataforma en margen pasiva. Es característica del Golfo de México.

3. Intermedia

Alternancias de plataformas continentales estrecha y ancha, lo que es común en el occidente de la península de Baja California.

Se describe en seguida las grandes unidades geomorfológicas.

EL GOLFO DE CALIFORNIA

Se trata de una fosa profunda, resultado de la separación horizontal de la península de Baja California respecto al continente, que se lleva a cabo con velocidades promedio de 4-6 cm/año, de acuerdo con las estimaciones de diversos autores. Corresponde a la continuación hacia el norte del *rift* de la dorsal del Pacífico oriental. Su formación se estima que se haya iniciado hace sólo 4-5 millones de años. Entre los principales

estudios relacionados con su relieve están los de Shepard (1950), Hamilton (1961), Rusnak y Fisher (1964), Van Andel y Shor (1964), Larson (1968), Normark y Curray (1968) y Aguayo-Camargo (1981).

De acuerdo con Aguayo-Camargo (1981), en la zona profunda del golfo predominan los sedimentos arcillosos y limosos ricos en diatomeas y foraminíferos planctónicos y bentónicos, intercalados con terrígenos y sedimentos de corrientes de turbiedad.

Es notable la diferencia de profundidades de norte a sur. La acumulación en la cabecera se ha producido con una intensidad considerablemente mayor que el hundimiento tectónico, mientras que en el extremo meridional sucede lo contrario.

Desde la desembocadura del río Colorado y hasta la montaña submarina de Alarcón, el golfo tiene una longitud de unos 1,090 km, mientras que la anchura, de costa a costa, varía de 100 a 200 km, excepto en su extremo septentrional, donde se reduce hasta 25 km en la desembocadura del Colorado.

La plataforma continental del Golfo de California es de anchura variable. En el extremo septentrional alcanza 170 km; en el resto de la península, frente a la costa oriental, es del orden de 40 km y de 3 a 8 km en la contraria occidental y, hacia el sur, es de menos de 5 km, pero aumenta en las bahías hasta 20 km.

El talud continental se infiere aproximadamente entre las cotas de 200 y 1,300 m de profundidad. Al igual que la plataforma continental, se presenta como una estructura ancha en la margen oriental del golfo, de 20 a 50 km, y estrecha en la occidental, menor que 5 km. Continúa a profundidad lo que es propiamente la fosa del golfo, en la que están presentes las siguientes depresiones o fosas (profundidades en metros bajo el nivel del mar): Delfín (-880 m), Salsipuedes (-1,660 m), San Pedro Mártir (-1,080 m), Guaymas (-2,180 m), del Carmen (-2,960 m), Farallón (-3,480 m) y Pescadero (-4,060 m). Al sur, se levanta la montaña submarina de Alarcón, con su cima a 1,400 m.

MARGEN OCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA

En el extremo septentrional de la península, la plataforma continental es de unos 20 km de anchura y se reduce a 3 km al sur del paralelo 33. Se ensancha frente a las bahías y casi desaparece en el extremo meridional, entre los cabos San Lucas y San José.

Las porciones considerablemente anchas de la plataforma continental en el occidente de la península han sido explicadas por un ascenso del nivel del océano a fines del Pleistoceno, debido al retroceso de los hielos de la última glaciación.

El talud continental es inexistente; en su lugar se presenta una estructura semejante a una cadena montañosa submarina de más de 2,000 km de longitud, desde el golfo de Monterey, Estados Unidos de América, hasta Cabo San Lucas. Se trata de un relieve de elevaciones y depresiones, con presencia de mesetas y escarpes. La base de esta cadena se encuentra aproximadamente a 3,500 m de profundidad, en un contacto claro con la planicie abisal. Su anchura es de 320 km en el norte, frente a las costas de la península, y se reduce gradualmente hasta 75 km, frente al extremo meridional de la misma.

Esta estructura submarina fue descrita por Shepard y Emery (1941) y Emery (1960), aplicándole el término *borderland*. Se trata, en apariencia, de un bloque continental hundido durante el Mioceno, de acuerdo con las investigaciones realizadas en los últimos años (Udintsev, 1986).

PLANICIE ABISAL DE LA CUENCA NORORIENTAL DEL PACÍFICO

Sobre el relieve del Pacífico son fundamentales los estudios de Menard (1960, 1964). De Cserna (1989) presenta en un mapa una información general sobre la geología de México, incluyendo el océano (la corteza). En el Pacífico mexicano predomina la corteza de edad miocénica y es más joven —pliocénica— en las zonas de fractura de la dorsal; la oligocénica se reconoce hacia el extremo noroccidental del territorio submarino mexicano y en la cuenca abisal de Guatemala.

Una parte importante del territorio mexicano corresponde a la planicie de la mayor de las cuencas del Pacífico. La superficie del fondo se encuentra a 3,500-4,000 m de profundidad con numerosas montañas submarinas y fosas-fractura. Las primeras tienen, en general, alturas superiores a los 1,000 m, mientras que las segundas alcanzan profundidades de 4,000-5,000 m.

La fractura Molokai se extiende desde las islas Hawaii hasta la isla Cedros, en Baja California, donde recibe el nombre de Shirley. En el relieve se presenta como una serie de depresiones orientadas linealmente, teniendo en sección transversal de 10 a 18 km en la porción superior de la fosa. La profundidad máxima es de 4,567 m. Paralelamente a la fosa-fractura, se levantan crestas montañosas de más de 1,000 m.

Más al sur se extiende la fractura Clarión, entre los paralelos 18 y 19, bien reconocida en el relieve submarino por conjuntos de montañas y fosas alineadas. Las montañas principales son el Banco Alphecca, con su cima a 156 m.b.n.m. Al oriente, se localiza la isla Clarión y el grupo de las Revillagigedo: Roca Partida, Socorro y San Benedicto. Todas están constituidas por volcanes jóvenes, resultado de emanaciones de lavas y piroclastos de composición basáltica. El volcán más joven en las islas Revillagigedo es el Bárcena, nacido en 1952.

Un grupo de montañas submarinas se extiende más al sur, en las márgenes de la dorsal: el Banco Shimada, con su cima a 27 m.b.n.m., y el Sotavento (485 m.b.n.m.). Al oriente, se presenta el grupo de las montañas Los Matemáticos, una zona de transición de la dorsal a la planicie abisal. Algunos autores han interpretado este conjunto de montañas como una posición antigua de la dorsal.

DORSAL DEL PACÍFICO ORIENTAL

El extremo nororiental de la dorsal del Pacífico se localiza frente a las costas de México, entre Jalisco y la punta de la península de Baja California. El *rift* que origina el Golfo de California penetra por el norte al continente y al sur de la boca del mismo continúa como eje de la dorsal. Esta presenta el aspecto de una gran mesa con superficies de inclinación suave y alturas, respecto a la planicie abisal, de 100 a 400 m. En sección transversal, la dorsal alcanza más de 1,000 km.

La fractura Rivera origina una fosa de 4,820 m de profundidad, delimitada por montañas submarinas con sus cimas incluso a 2,500 m.b.n.m. Esta fosa se extiende frente a las costas occidentales mexicanas del Pacífico con orientación noroccidental. Asociada a la dorsal, se encuentra también la fractura Tamayo, que se extiende al norte de la Trinchera Mesoamericana con dirección noroccidental.

PLANICIE ABISAL DE LA PLACA RIVERA

En el relieve, consiste en una superficie nivelada, de tipo mesa, delimitada por la fosa-fractura Rivera (NW) y el valle de *rift* de la dorsal (NE). Se trata de una estructura de dimensiones pequeñas, considerada por los especialistas como una placa en su etapa final de actividad.

MARGEN SUBMARINA DEL SUR DE MÉXICO

El estudio original del relieve submarino del sur de México se debe a Fisher (1961).

Desde Bahía de Banderas hasta el Istmo de Tehuantepec, la margen continental es montañosa: Sierra Madre del Sur y su extensión de la Sierra de Chiapas. Las laderas de la primera tienen extensión al fondo oceánico, por lo que la plataforma continental es estrecha, con anchura de 5-15 km; hacia el Istmo de Tehuantepec, se ensancha hasta 50 km, y frente a las costas de Chiapas y Guatemala, a 80 km.

El talud continental es una ladera inclinada con pendientes de 1.5 a 2°, con incrementos a 8°. Varía en anchura de 25 a 75 km y se infiere hasta las cotas de 2,500-3,000 m, a partir de donde pasa a convertirse en la ladera empinada de la trinchera.

La Trinchera Mesoamericana es la zona de profundidades máximas del relieve submarino de México, donde están localizados los principales epicentros sísmicos. Corresponde a la zona de unión entre la placa de Cocos y el continente y se considera que existe por lo menos desde el Mioceno, aunque puede ser esencialmente cuaternaria, de acuerdo con Lomtev y Patrikeev (1988).

La trinchera se reconoce frente a las costas de México y América Central, desde Cabo Corrientes hasta Panamá. Su anchura, medida respecto a la isobata 3,500 m, es de aproximadamente 25-30 km, mientras que en el fondo es de 2-4 km. Es de perfil asimétrico, con mayor pendiente hacia el continente, de más de 5° con incrementos locales a 30° y más, y de 2 a 3° en la ladera contraria.

En el perfil longitudinal de la trinchera, se aprecia una serie de porciones más profundas (fosas) delimitadas por elevaciones del fondo, con profundidades de 4,392; 4,493; 4,850; 5,014; 4,850 (fosa de Petacalco) y 5,298 m (fosa de Acapulco). La primera tiene una longitud de más de 140 km y la segunda de 210 km. La profundidad aumenta a 5,362 m.b.n.m. frente a Puerto Ángel, Oaxaca, y a 6,553 frente a las costas de Chiapas y Guatemala.

PLANICIE ABISAL DE LA PLACA DE COCOS

Delimitada por la dorsal del Pacífico oriental, por la Trinchera Mesoamericana y por ramificaciones de la dorsal hacia Costa Rica-Panamá —cresta de Cocos—, se localiza la depresión conocida como cuenca de Guatemala, correspondiente a la placa de Cocos.

El relieve de la cuenca de Guatemala es una superficie de lomeríos a 3,600 m.b.n.m., con numerosas montañas submarinas, en general inferiores a los 1,000 m de altura. Se reconoce, en algunas porciones, fosas-fractura de hasta 4,600-4,900 m.b.n.m.

La cuenca de Guatemala está desmembrada por la cresta de Tehuantepec. En territorio mexicano, es una cadena montañosa alargada, orientada al noreste, con unos 12 km en sección transversal. Hacia ambas márgenes delimita con depresiones originadas por la fractura Clipperton en su extremo oriental. De acuerdo con de Cserna (1989), la corteza de la cuenca de Guatemala es de edad miocénica, mientras que las márgenes elevadas de la dorsal, por el occidente, y la cresta de Tehuantepec, por el oriente, son, esencialmente, pliocénicas.

GOLFO DE MÉXICO

En esta gran cuenca oceánica, el relieve presenta una clara secuencia de las estructuras: plataforma continental, talud continental, pie del continente y planicie abisal. El origen de esta cuenca ha sido un tema controvertido antes y después de la aparición de la teoría de la tectónica de placas y no hay aún una solución satisfactoria. Una de las últimas explicaciones pertenece a Padilla y Sánchez (1986), quien considera que en la formación del golfo jugó un papel importante el movimiento distensivo de las placas litosféricas. Existen numerosos estudios sobre el Golfo de México; algunos relacionados con su relieve son de los siguientes autores: Bryant y colaboradores (1968), Amery (1969), Antoine y Pyle (1970) y Bergantino (1971).

La plataforma continental tiene una anchura de 72 a 80 km en la desembocadura del Río Bravo y se estrecha gradualmente hasta 6-16 km frente a la zona volcánica de San Andrés Tuxtla, Veracruz. A partir de este punto, se amplía gradualmente para alcanzar 220-260 km en el extremo septentrional de la península de Yucatán. La pendiente es de algunos minutos con valores máximos de 1.5°. Está constituida, esencialmente, por depósitos terrígenos hasta Campeche, donde cambia a sedimentos carbonatados en lo que es la estructura de la península de Yucatán.

El talud continental es heterogéneo en su relieve y se puede subdividir en cuatro tipos principales:

a. En el extremo nororiental del territorio mexicano en el Golfo de México, es una ladera de 69-80 km de anchura y disección débil.

b. Entre los paralelos 23 y 20, es una ladera de casi 600 km de longitud, con fuerte disección por valles submarinos. Predominan las pendientes de más de 2°, localmente con inclinaciones fuertes, de más de 15°. La anchura del talud continental varía de 35 a 80 km. De Cserna (1981 [1984]) propuso el término de Cordillera Ordóñez para esta región del Golfo de México.

c. En el extremo sudoriental del Golfo de México, se reconoce un relieve montañoso, con elevaciones de más de 1,000 m, aunque dominan las de menos de 500 m, con diámetros del orden de 1 km; se alternan con depresiones de más de 600 m de profundidad relativa. El cañón de Campeche, de unos 45 km de longitud, corta esta ladera. El límite inferior del talud continental se reconoce a unos 3,400 m de profundidad. Las elevaciones son debidas a domos salinos, de acuerdo con varios autores, como Ewing y Antoine (1966).

d. En la parte oriental del Golfo de México, en el paralelo 20, el talud continental es un escarpe entre las cotas de 2,400 y 3,600 m.b.n.m., bordeando la plataforma continental de la península de Yucatán por el occidente y el norte.

El pie del continente es una superficie de inclinación suave que sigue a profundidad al talud continental, con pendientes de 1.5° a 10-25'. Tiene una amplia extensión en el Golfo de México, rodeando a la planicie abisal de la cuenca de Sigsbee. Ésta presenta profundidades máximas de 3,741 y 3,735 m, con sedimentos pliocénico-cuaternarios de tipo turbiditas y pelágicos (de Cserna, 1989).

CUENCA DEL CARIBE (MAR DE LAS ANTILLAS)

Una porción pequeña de esta cuenca, en extremo compleja, pertenece al territorio mexicano. La presencia de las grandes estructuras oceánicas, fosas y cadenas montañosas, se reconoce sólo parcialmente. Es de aceptación general que el Caribe haya pertenecido originalmente al Pacífico, o por lo menos que haya tenido comunicación con él, ya que el Istmo de Panamá es de formación cuaternaria. La confluencia de las placas litosféricas de América del Norte, del Caribe y de Cocos define el relieve complejo, que en territorio mexicano consiste en lo siguiente:

Una plataforma continental muy estrecha, de 20 km frente a Cancún, que desaparece frente a Puerto Morelos, 35 km al sur. En la misma dirección, hacia Belice vuelve a ensancharse hasta 9 km.

El talud continental es una ladera de inclinación suave, escalonada y escarpada, variando de una localidad a otra, con bancos coralinos que constituyen las islas marginales a la costa. La cuenca de Yucatán limita con la base del talud continental. Presenta un piso nivelado de forma elipsoidal, con ejes de 225 y 135 km; su profundidad máxima es de 4,528 m.

El canal de Yucatán es una depresión estrecha que se forma en la confluencia de los taludes continentales de Yucatán y Cuba.

Una porción pequeña de la cadena montañosa submarina de Cayman se reconoce al sur de la cuenca de Yucatán. Sobre ésta se elevan bancos de más de 4,000 m de altitud (con la cima a menos de 200 m de profundidad).

La trinchera de Cayman se dispone paralelamente al sur de la estructura anterior, con una profundidad de hasta 5,300 m. La máxima, fuera del territorio mexicano, es de 7,491 m.

CONSIDERACIONES FINALES

El relieve actual de la República Mexicana ha sido conformado fundamentalmente en el Cuaternario y en esto han influido movimientos tectónicos horizontales y verticales, además de una intensa actividad volcánica.

El modelado por la acción de los procesos exógenos está subordinado a la actividad endógena. Es ésta la que ha creado las condiciones para la formación de lagos, nieves permanentes y desarrollo cárstico, por ejemplo.

Los sistemas montañosos mexicanos y la situación del territorio respecto a los océanos provocan muy distintas condiciones climáticas, que incluyen desde las muy áridas hasta las húmedas tropicales. Cualquier enfoque geomorfológico que se haga del relieve mexicano es importante, aunque hay determinados tipos de procesos a los que se puede considerar prioritarios por la extensión territorial en que se desarrollan y por el interés práctico de los mismos (Lugo-Hubp, 1980); se menciona éstos a continuación:

A *LOS PROCESOS LITORALES*

El país cuenta con más de 9,000 km de costas; más de 10,000 incluyendo las islas. Tienen lugar procesos de erosión y acumulación; con estos últimos, se asocian lagunas, barras, planicies deltaicas y otras formas. Los tipos de costa están definidos por diversos factores: la neotectónica, las oscilaciones del nivel del mar y los procesos exógenos de la erosión y la acumulación. Con los litorales, se relaciona una actividad humana intensa: asentamientos, turismo, pesca, obras portuarias, etc. Se ha convertido en un tema de interés mundial el estudio de las zonas costeras en relación con el ascenso del nivel del mar, posiblemente de más de un metro, que se espera ocurra gradualmente en los próximos 40 años; en México habrá mucho por hacer al respecto.

La dinámica actual de los litorales ha sido modificada por la actividad humana, en especial, la construcción de grandes presas que transforman el régimen natural de los ríos y, consecuentemente, los procesos naturales en su desembocadura. Un ejemplo de lo anterior fue expuesto por Ortiz-Pérez y Bocco-Verdinelli (1989), al mostrar que el delta de la desembocadura del Balsas, es una forma de acumulación que se convierte en erosiva, después de la construcción de la presa del Infiernillo.

El estudio de la zona costera, e incluso de la plataforma continental, permitiría conocer mejor la historia del Cuaternario en México. Los estudios que, hasta la fecha han sido realizados sobre las terrazas marinas, representan una base para el mejor conocimiento de estos problemas.

Un estudio fundamental sobre los tipos de costas mexicanas ha sido realizado por Ortiz-Pérez y Espinosa-Rodríguez (1990). Anteriormente, fueron publicados en mapas continentales o globales interpretaciones muy generales sobre el tema. Es conveniente mencionar la clasificación elaborada por Carranza-Edwards y colaboradores (1975), misma que subdivide el litoral mexicano en nueve grandes unidades.

Ortiz-Pérez y Espinosa-Rodríguez (1990) reconocieron cinco tipos morfogenéticos principales de costas, así como 11 subtipos caracterizados por rasgos morfológicos. Complementa el mapa, información sobre la dirección actual del avance de la línea de costa.

En México, hay unas 123 lagunas asociadas en forma permanente o temporal con el océano (Lankford, 1976) y, de acuerdo con el mismo autor, las hay de cinco categorías genéticas: (1) en depresiones formadas por erosión (fluviales y cársticas); (2) fluviales y deltaicas con sedimentación irregular; (3) separadas del océano por barras; (4) con formas orgánicas: bancos coralinos, etc. ; y (5) de origen tectónico o volcánico. La mitad pertenece a la tercera categoría y son esencialmente holocénicas (Lankford, *op. cit.*).

En relación con el tema, se encuentra a las islas mexicanas, en gran parte, poco estudiadas. De una publicación de las Secretarías de Gobernación y Marina (1987), se obtiene la información siguiente:

Las islas principales son 218: siete en el Pacífico, alejadas de las costas; 17 frente a la península de Baja California (al occidente); 91 en el Golfo de California; 28 en el Pacífico meridional, frente a las costas de Nayarit a Oaxaca; 15 en el Golfo de México; y 13 en el Mar de las Antillas (Caribe). Otras 45 están en lagunas del Golfo de México.

Las islas menores e islotes son 225 en el litoral del Pacífico (unas 125 en el Golfo de California) y 709 en el litoral del Golfo de México.

Los islotes de menores dimensiones, bajos, cayos y arrecifes son: seis en el Pacífico, alejados de las costas; 23 al occidente de la península de Baja California; 40 en el Golfo de California; 32 en el Pacífico meridional; 41 en el Golfo de Mexico; y 13 en el Caribe.

El estudio de las islas mexicanas debe considerarse seriamente para el futuro, ya que son todavía recursos poco conocidos.

2. EL VOLCANISMO CUATERNARIO

El volcanismo cuaternario se ha manifestado en México en el Sistema Neovolcánico, a través del nacimiento de más de 4,000 volcanes durante el Cuaternario. Activos en tiempos históricos han estado el Ceboruco, el Volcán de Fuego de Colima, el Popocatépetl y el Citlaltépetl, además de los nacidos en tiempos recientes, en apariencia dormidos: el Jorullo (1759) y el Parícutin (1943). El Xitle y, por lo menos, una decena más de volcanes, nacieron en los últimos 10,000 años. El volcanismo cuaternario está presente en otras regiones del país, aunque con una concentración mucho menor de edificios. También se ha manifestado actividad en: Baja California Sur (Las Vírgenes); en las islas Revillagigedo (fractura Clarión), donde nació el volcán Bárcena (1952); en la costa meridional del Golfo de México (Los Tuxtlas); en el norte y sureste de Chiapas (El Chichón y Tacaná), respectivamente. Hay también volcanes jóvenes en la fosa del Colorado, la Mesa Central, la Sierra Madre Occidental, la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre del Sur, aunque son escasos.

Con el volcanismo cuaternario, se relaciona la formación de lagos por el cierre de los escurrimientos fluviales, debidos a la acumulación de lavas y piroclastos. Los lagos actuales del Sistema Neovolcánico Transmexicano son heredados y a fines del Pleistoceno deben haber cubierto superficies mayores. Las oscilaciones de los lagos han estado relacionadas con las erupciones de volcanes cercanos, con los cambios climáticos, los depósitos de sedimentos por corrientes fluviales y, también, con movimientos tectónicos, principalmente de hundimiento. La importancia de este problema ha sido mencionada por Tricart (1986).

Un estudio que pretende exponer la localización geográfica de las zonas volcánicas cuaternarias de México, una densidad de volcanes cuaternarios y una clasificación general de los principales de ellos (los más jóvenes y los de mayores dimensiones), fue realizado por Hernández-Lozano y Lugo-Hubp (1990). En él se reconoció a aproximadamente 5,000 volcanes cuaternarios dispuestos en 15 zonas en la República Mexicana.

3. LOS PROCESOS FLUVIALES

Los procesos fluviales tienen lugar tanto en las regiones áridas como en las húmedas. Son importantes, no sólo como procesos, sino vistos como un recurso hídrico superficial y subterráneo. En los ríos caudalosos de los valles montañosos se construye a las presas mayores; en las planicies, su estudio es necesario por los problemas de las inundaciones, navegación y otros.

Aunque no es un proceso estrictamente fluvial, la destrucción de las tierras útiles es uno de los mayores problemas relacionados con los recursos naturales. Se produce principalmente por el crecimiento de cárcavas y barrancos. Está ampliamente extendido en el territorio nacional y requiere de estudios adecuados para proponer soluciones.

También es conveniente señalar que los procesos fluviales en México presentan distintas características en grandes superficies, debido al relieve actual, el clima, la actividad neotectónica, la estructura geológica y otros factores. Así, por ejemplo, se reconoce la presencia de provincias como la Sierra Madre Occidental, donde la erosión vertical, remontante, ha formado los cañones más profundos del país, así como gigantescos circos de erosión En otras regiones, como la Sierra del Soconusco, en Chiapas, la erosión fluvial, favorecida por un clima húmedo y una fractura intensa de las rocas, ha desarrollado las redes fluviales más densas de la República.

Hacia la planicie costera del Golfo de México, en especial en Tabasco y Campeche, los procesos fluviales son esencialmente de acumulación, formando planicies aluviales y deltaicas de decenas de kilómetros de anchura. En las zonas áridas, los procesos fluviales no dejan de ser importantes, aunque las precipitaciones pluviales en el transcurso de un año son escasas; las corrientes temporales son agentes muy activos de la erosión y la acumulación. Como resultado, se observa montañas desnudas, destruyéndose por el retroceso de sus dos vertientes principales y formando amplias superficies de piedemonte.

4. EL KARST

El *karst*, o carso, tiene un gran desarrollo en México. Ha sido poco estudiado, a pesar de su importancia por su relación con las aguas subterráneas y con otros problemas como la construcción de presas (las de Chiapas, por ejemplo), desarrollo turístico, etc. Se reconoce en México en condiciones montañosas, de lomeríos y de planicies (Figura 12). En el primer caso, es común en mesetas calcáreas, de superficies de unidades a cientos de kilómetros cuadrados, dispuestas en la Sierra Madre del Sur, la Sierra Madre Oriental y la Sierra de Chiapas. En condiciones de lomeríos y de planicies, están presentes las formas cársticas en la península de Yucatán.

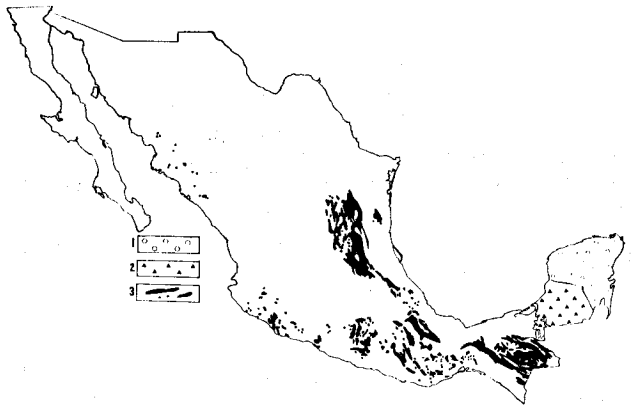


Figura 12.- Zonas principales de desarrollo cárstico en México (simplificado de Espinasa-Pereña, 1990). 1, En planicies de plataforma; 2, En lomeríos; 3, En montañas y elevaciones menores.

Las cavernas existentes en México son miles y entre ellas se encuentra una de las más profundas del mundo (entre las cinco primeras): el Sistema Huautla, en Oaxaca, que posee una profundidad de 1,353 m (Sprouse, 1989), mientras que la más extensa es el Sistema Purificación con un total de 72,309 m (Sprouse, *op. cit.*). De acuerdo con este autor, hay en México 11 cavernas de más de 800 m de profundidad vertical, distribuidas en los siguientes estados: siete en Oaxaca, dos en Puebla, una en Tamaulipas y una en San Luis Potosí; cuatro de ellas superan los 1,000 m. Respecto a las más extensas, son nueve las que superan los 10 km de longitud total: dos en Ta-

maulipas, dos en Oaxaca, tres en Puebla, una en Quintana Roo y otra en Chiapas.

Se ha realizado estudios numerosos de tipo espeleológico en cientos de cavidades, publicados, en su gran mayoría, en revistas extranjeras.

5. LA GEOMORFOLOGÍA MARINA

Como se ha expuesto, se ha realizado investigaciones valiosas en el territorio submarino de México, actualmente en número creciente, en las que participan oceanólogos mexicanos. Se ha mencionado a aquéllas que abarcan grandes estructuras y han sido omitidas las referidas a localidades menores. Una de las principales contribuciones de investigadores mexicanos, en lo que se refiere a geomorfología marina, ha sido en relación con el conocimiento de las chimeneas hidrotermales, reconocidas por primera vez en 1978 (CYAMEX, 1980). Entre las publicaciones originales se tiene las de Francheteau y colaboradores (1979) y de Spiess y colaboradores (1980). Estudios posteriores pertenecen a Carranza-Edwards y colaboradores (1986); Soto-L. y Molina-Cruz (1986); Carranza-Edwards y colaboradores (1987, 1990); Guerrero-García y colaboradores (1987); y Molina-Cruz y Ayala-López (1988).

6. LOS PROCESOS GLACIALES

Los procesos glaciales hoy día están reducidos a las tres montañas mayores del país. Las investigaciones ya referidas de White y de Heine, así como de Lorenzo y otros autores, han sido importantes para conocer parcialmente las condiciones climáticas en el Pleistoceno tardío. Los autores citados tienen diferencias en cuanto a las edades de los depósitos glaciares estudiados y esto es un elemento para profundizar en este tema. Las huellas de las glaciaciones y de procesos periglaciales recientes están presentes no sólo en los volcanes mexicanos altos, sino en otras elevaciones del norte de México: en la sierra de San Pedro Mártir en Baja California (V. Malpica-Cruz, comunicación personal), en el cerro Peña Nevada (O. Oropeza-Orozco, comunicación personal) y en el Potosí (Oropeza-Orozco, 1990), ambos en Nuevo León, y en otras montañas altas; prácticamente han sido observados en todas las montañas del Sistema Neovolcánico Transmexicano de más de 3,800 m.s.n.m.

7. OTROS PROCESOS

La acción erosiva y acumulativa del viento tiene importancia también en varias regiones del país. Se reconoce en las costas del Golfo de México y en las del Istmo de Tehuantepec, con la formación de dunas. El mapa de Pérez-Villegas (1989) permite apreciar la intensidad del viento en el territorio mexicano. Este muestra los valores más elevados, de 80 a 160 watts/m^2, en el Istmo de Tehuantepec y en Zacatecas, Zac.

Se ha estudiado muy poco los movimientos modernos del Pleistoceno y de la actualidad que modifican la superficie del territorio mexicano: levantamientos, hundimientos y desplazamientos horizontales de bloques de la corteza terrestre. Con esto se relaciona también la influencia de los sismos en el relieve, la dinámica actual de los litorales (líneas de costa en ascenso, descenso o equilibrio), las erupciones volcánicas y otros fenómenos. Las investigaciones permanentes en estos campos serían de un gran interés, no sólo en México, sino en el mundo, por la intensa actividad neotectónica que se ha producido en nuestro territorio.

Dado lo general del tema del relieve mexicano, en la bibliografía se consideró fundamentalmente aquellos estudios que contribuyen a conocer una gran región o provincia, o un problema determinado, como el período Cuaternario o los movimientos tectónicos actuales. Se omitió decenas de publicaciones, mientras que se procuró mencionar las más afines al tema tratado.

Se realiza permanentemente investigaciones valiosas en distintas regiones del país, con diversos enfoques de las ciencias de la Tierra. Últimamente, se ha dado importancia a un tema fundamental en los estudios geomorfológicos de un gran territorio como el mexicano: la cartografía temática en escala pequeña, que permita observarlo completo. Se ha elaborado dos hojas de mapas morfométricos (hojas IV.3.1 y IV.3.2) y otras dos de mapas geomorfológicos temáticos (hojas IV.3.3 y IV.3.4) en el Atlas Nacional de México (García-Silberman, 1990).

AGRADECIMIENTOS

El autor expresa su agradecimiento a J. Tricart y Th. Verstappen por sus críticas al texto y mapa originales. Asimismo, reconoce la valiosa colaboración de C. Beller y A. Bouzeghaia, del Centro de Geografía Aplicada de la Universidad de Estrasburgo, por la realización técnica del mapa principal.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aguayo-Camargo, J. E., 1981, Origen y distribución de sedimentos en el Golfo de California: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 13, núm. 3, p. 5-19.

Aguayo-Camargo, J. E., y Marín-Córdoba, Salvador, 1989, Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 48, núm. 2, p. 15-39.

Alcorta, G. R., 1964, Caminos de México—Esquema geográfico de México: México, D. F., Atlas Goodrich Euzkadi, 7 p. (mapa y texto).

Allan, J. F., 1985, Sediment depth in the northern Colima graben from 3-D interpretation of gravity: Geofísica Internacional (Mexico), v. 24, p. 21-30.

———1986, Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico—late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 473-485.

Álvarez, Manuel, Jr., 1961, Provincias fisiográficas de la República Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 24, núm. 2, p. 5-20.

Amery, G. B., 1969, Structure of Sigsbee scarp, Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 53, p. 2480-2482.

Anderson, T. H., y Silver, L. T., 1981 (1984), An overview of Precambrian rocks in Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 131-139.

Antoine, J. W., y Pyle, T. E., 1970, Crustal studies in the Gulf of México: Tectonophysics, v. 10, p. 477-494.

Ashby, J. R., Ku, T. L., y Minch, John, 1987, Uranium series ages of corals from the upper Pleistocene Mulegé terrace, Baja California Sur, Mexico: Geology, v. 15, p. 139-141.

Bergantino, R. N., 1971, Submarine geomorphology of the Gulf of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 741-752.

Bloomfield, Keith, 1974, Reconocimiento geológico en el Nevado de Toluca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Divulgación, núm. 2, p. 38-42.

———1975, The age and significance of the Tenango Basalt, central Mexico: Bulletin Volcanologique, v. 37, p. 586-595.

Bloomfield, Keith, y Valastro, S., 1974, Late pleistocene-eruptive history of Nevado de Toluca, central Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 901-906.

Bodin, P., y Klinger, T., 1986, Coastal uplift and mortality of intertidal organisms caused by the September 1985 Mexico earthquakes: Science, v. 233, p. 1071-1073.

Bryant, W. R., Antoine, J. W., Ewing, Maurice, y Jones, B., 1968, Structure of Mexican continental shelf and slope, Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52, p. 1204-1228.

Bull, W. B., y Pearthree, P. A., 1988, Frequency and size of Quaternary surface ruptures of the Pitayacachi fault, northeastern Sonora, Mexico: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 78, p. 956-978.

Campa, M. F., 1985, Metalogénesis y tectónica de placas: Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (México), Información Científica y Tecnológica, v. 7, núm. 102, p. 25-29.

Campa, M. F., y Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.

Carranza-Edwards, Arturo, Aguayo-Camargo, J. E., y Rosales-Hoz, Leticia, 1987, Actividad hidrotermal submarina y su importancia en la génesis de sulfuros minerales: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 48, núm. 1, p. 1-7.

Carranza-Edwards, Arturo, Gutiérrez-Estrada, Mario, y Rodríguez-Torres, Rafael, 1975, Unidades morfo-tectónicas continentales de las costas mexicanas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Anales, v. 2, p. 81-88.

Carranza-Edwards, Arturo, Rosales-Hoz, Leticia, y Aguayo-Camargo, J. E., 1990, Geochemical study of hydrothermal core sediments and rocks from the Guaymas basin, Gulf of California: Applied Geochemistry, v. 5, p. 77-82.

Carranza-Edwards, Arturo, Rosales-Hoz, Leticia, Villaseñor-Cabral, Guadalupe, Lozano-Santa Cruz, Rufino, y Ornelas-H., Yolanda, 1986, Sulfuros metálicos submarinos al sur de la península de Baja California, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Anales, v. 13, p. 287-296.

Carrillo-Chávez, Alejandro, 1986, Geomorfología y algunos plutones concéntricos del borde oriental de la sierra La Laguna, B. C. S.: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 8, México, D. F., Resúmenes, p. 105-106 (resumen).

Celis-Gutiérrez, Socorro, 1986, Interpretación paleoambiental de los depósitos marinos litorales pleistocénicos de la localidad de Punta Chueca, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 259-268.

Cervantes-Sánchez, Alfredo, 1987, Características morfoestructurales de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 2, México, D. F., Programa y Resúmenes, p. 26-28 (resumen).

———1989, Una zona neotectónica transversal en la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 3, México, D. F., Memoria, p. 18-19.

Charleston, Santiago, Hernández, Armando, Taúl, Jorge, Martínez, Ismael, y Nájera, Armando, 1984, Modelo tectónico de la placa chiapaneca: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 7, México, D. F., Resúmenes, p. 31-32 (resumen).

Coney, P. J., 1976, Plate tectonics and Laramide orogeny: New Mexico Geological Society Special Paper 6, p. 5-10.

Connor, C. B., 1987, Structure of Michoacán-Guanajuato volcanic field, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 33, p. 191-200.

Coque, Roger, 1984, Geomorfología: Madrid, Alianza Universidad Textos, 475 p.

Córdoba, D. A., 1988, Estratigrafía de las rocas volcánicas de la región entre Sierra de Gamón y Laguna de Santiaguillo, Estado de Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 136-147.

Córdova-Fernández de Arteaga, Carlos, 1988, Cartografía geomorfológica en escala pequeña del occidente de la República Mexicana: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras, tesis profesional, 127 p. (inédita).

Corona-Esquivel, Rodolfo, Ortega-Gutiérrez, Fernando, Martínez-Reyes, Juventino, y Centeno-García, Elena, 1988, Evidencias de levantamiento tectónico con el sismo del 19 de septiembre de 1985 en la región de Caleta de Campos, Estado de Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 106-111.

Cserna, Zoltan de, compilador, 1961, Tectonic map of Mexico: Geological Society of America, escala 1:2'500,000.

———1981, Fisiografía, geología regional y sismicidad, *in* Geología y geotecnia del proyecto hidroeléctrico El Caracol, Guerrero: México, D. F., Comisión Federal de Electricidad, p. 15-42.

———1981 (1984), Margen continental de colisión activo en la parte suroccidental del Golfo de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 255-261.

———1989, An outline of the geology of Mexico, *in* Bally, A. W., y Palmer, A. R., eds., The geology of North America—an overview: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The geology of North America, v. A, p. 233-264.

CYAMEX, 1980, Naissance d'un océan sur la dorsale du Pacifique Est: Centre National pour l'Exploitation des Océans.

DEGEGETENAL, 1982, [Hoja] Mérida: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Dirección General de Geografía del Territorio Nacional, Carta geológica escala 1:1'000,000.

Davis, W. M., 1899, The geographical cycle: Geographical Journal, v. 14, p. 481-504.

Demant, Alain, 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 172-187.

———1979, Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 3, p. 39-57.

Demant, Alain, Mauvois, Roger, y Silva, Luis, 1976, El Eje Neovolcánico Transmexicano: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Congreso Latinoamericano de Geología, 3, Acapulco, Excursión 4, 37 p.

Emery, K. O., 1960, The sea of southern California: Nueva York, John Wiley and Sons, 366 p.

Espinasa-Pereña, Ramón, 1990, Carso (mapa de la República Mexicana): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja Geomorfología 2, núm. IV.3.4, escala 1:8'000,000.

Estavillo-González, C. F., 1982, Evolución tectónico-sedimentaria del complejo deltaico del Río Colorado, NW de México: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 6, México, D. F., Programa y Resúmenes, p. 110 (resumen).

Ewing, Maurice, y Antoine, J. W., 1966, New seismic data concerning sediments and diapiric structures in Sigsbee deep and upper continental slope, Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 50, p. 479-504.

Ferriz, Horacio, 1985, Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, México: Geofísica Internacional (México), v. 24, p. 97-157.

Fisher, R. L., 1961, Middle America Trench—topography and structure: Geological Society of America Bulletin, v. 72, p. 703-720.

Francheteau, J., Needham, D., Choukroune, P., Juteau, T., Séguret, M., Ballard, R. D., Fox, J., Normark, W., Carranza, A., Córdoba, D. A., Guerrero, J. C., Rangin, C., Bougault, H., Cambon, P., y Hekinian, R., 1979, Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise: Nature, v. 227, p. 523-528.

Fundación Alemana para la Investigación Científica, 1976, Proyecto Puebla-Tlaxcala: Puebla (serie de publicaciones de autores diversos).

García-Amaro, Enriqueta, 1990, Climas (mapa de la República Mexicana): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja Climas, núm. IV.4.10, escala 1:4'000,000.

García-Silberman, Ana, ed., 1990, Atlas Nacional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 3 tomos.

Gasca-Durán, Abel, 1981, Algunas notas de la génesis de los lagos-cráter de la cuenca de Oriental, Puebla-Tlaxcala: Instituto Nacional de Antropología e Historia, Colección Científica Prehistoria, núm. 98, 57 p.

Gastil, R. G., Philips, R. P., y Allison, E. P., 1975, Reconnaissance geology of the State of Baja California: Geological Society of America Memoir 140, 170 p.

Gerstenhauer, Armin, 1969, Ein karstmorphologischer Vergleich Zwischen Florida und Yucatán: Verhandlungen der deutchen Geographentag, v. 36, p. 332-341.

Gierloff-Emden, H. G., 1964, Die Halbinsel Baja California: Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in Hamburg, v. 55, 160 p.

Grivel-Piña, Francisco, 1967, Anomalías en el nivel medio del mar en Acapulco, Gro., México: Geofísica Internacional (México), v. 7, p. 53-61.

Grivel-Piña, Francisco, y Arce-Ugarte, Ruffo, 1971, Levantamiento de la corteza terrestre en Puerto Ángel, Oax., detectado por observaciones mareográficas: Geofísica Internacional (México), v. 11, p. 163-182.

Guerra-Peña, Felipe, 1976, Mapa de interpretación preliminar de la tectónica mexicana: México, D. F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio Nacional, escala 1:2'000,000.

Guerrero-García, J. C., Córdoba, D. A., y Carranza-Edwards, Arturo, 1987, Observación geológica directa del fondo oceánico en la cresta pacífica oriental: Boletín Mineralógico, v. 3, p. 31-47.

Hamilton, Warren, 1961, Origin of the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, v. 72, p. 1307-1318.

Hasenaka, Toshiaki, y Carmichael, I. S. E., 1985, A compilation of location, size and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato field, central Mexico: Geofísica Internacional (México), v. 24, p. 577-608.

Heine, Klaus, 1976, Schneegrenz Depresionen Klimaentwicklung, Bondenerosion und Mensch im zentralemexicanischen Hochland im jungessen Pleistozän und Holozän: Zeitschrift für Geomorphologie Suppl., n. 24, p. 160-176.

———1978, Neue Beobachtungen zur Chronostratigraphie der mittelwisconsinzeitlichen Vergletscherungen und Boden mexikanischer Vulkane: Eiszeitalter und Gegenwart, n. 28, p. 139-147.

———1988, Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanoes: Die Geowissenschaften, 7, p. 197-205.

———1989, Die letztezeitige Verglaetscherung mexikanischer Vulkane als Zeugnis hochglazialer Aridität in Mittelamerika: Acta Albertina Ratisbonensia, v. 46, p. 93-106.

Heinz, K., 1972, Geomorphologische Beobachtungen im sudlichen Randgebiet der Wuste, Sonora (Mexiko): Schr. Naturascis Ver. Schleswig-Holstein, 42, p. 33-46.

Helgren, D. M., y Bahre, C. J., 1981, Reconnaissance geomorphology of the central coast of Sonora, Mexico: Zeitschrift Geomorphol., v. 25, p. 166-179.

Hernández-H., F., 1986, Geología preliminar semidetallada de la porción meridional del Estado de Baja California Sur: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 8, México, D. F., Resúmenes, p. 132-133 (resumen).

Hernández-Lozano, Josefina, y Lugo-Hubp, José, 1990, Densidad de volcanes cuaternarios (mapa de la República Mexicana): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja Morfometría 2, núm. IV.3.2, escala 1:8'000,000.

INEGI, 1989, [Hoja] Volcán El Elegante (H12-A12), Sonora: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Carta topográfica escala 1:50,000.

Jahns, R. M., 1959, Collapse depressions of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico, *in* Heindl, L. A., ed., Southern Arizona Guidebook II: Tucson, Arizona Geological Society, p. 165-183.

Kasser, Michel, Ruegg, J. C., Lesage, Philippe, Ortlieb, Luc, Pagarete J., Duch, N., Guerrero-García, J. C., y Roldán-Quintana, Jaime, 1987, Geodetic measurements of plate motions across the central Gulf of California 1982-1986: Geophysical Research Letters, v. 14, p. 5-8.

Keenan, Everly, Ortlieb, Luc, y Wehmiller, John, 1987, Aminoacid dating of Quaternary marine terraces, Bahía Asunción, Baja California Sur, Mexico: Journal of Coastal Research, v. 3, p. 297-305.

Lancaster, N., Greeley, R., y Christiensen, P. R., 1987, Dunes of the Gran Desierto sand-sea, Sonora, Mexico: Earth Surface Processes and Landforms, v. 12, p. 277-288.

Lancin, Monique, 1985, Geomorfología y génesis de las flechas litorales del canal del Infiernillo, Estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 52-72.

Lankford, R. R., 1976, Coastal lagoons of Mexico, their origin and classification: Estuarine Process, v. 2, p. 182-215.

Larson, R. L., Menard, H. W., y Smith, S. M., 1968, Gulf of California—a result of ocean floor spreading and transform faulting: Science, v. 161, p. 781-783.

Lazcano-Sahagún, Carlos, 1984, Las formas cársticas en el área de La Florida en la Sierra Gorda de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Serie Varia, t. 1, núm. 9, 123 p.

———1986, Las cavernas de la Sierra Gorda: Querétaro, Universidad Autónoma de Querétaro, Colección Encuentro, núm. 2, t. 1, 180 p.; t. 2, 205 p.

———1988, Las cavernas de Cerro Grande, estados de Jalisco y Colima: Universidad de Guadalajara, 144 p.

Lecolle, John, Lancin, Monique, y Castro del Río, Alberto., 1977, Contribución al estudio del Cuaternario reciente de la playa San Bartolo, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 204-217.

Lesage, Philippe, Kasser, Michel, Pagarete, J., Ruegg, J. C., Ortlieb, Luc, Guerrero-García, J. C., Duch, N., Roldán-Quintana, Jaime, Castellanos, Francisco, Montaño-J., T. R., Rodríguez-Castañeda, J. L., y Calmus, Thierry, 1988, Mediciones geodésicas de largas distancias—aplicación al estudio del movimiento de placas en el Golfo de California: Geofísica Internacional (México), v. 27, p. 351-378.

Lomtev, V. L., y Patrikeev, V. N., 1988, O chetvertichnom vozraste tikhookeanskikh jelobov: Gueomorfologuia, n. 4, p. 55-63 (en ruso).

Longoria, J. F., 1986, Tectónica transpresiva en México—una alternativa conciliatoria: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 8, México, D. F., Resúmenes, p. 1-2 (resumen).

López-Ramos, Ernesto, 1979, Geología de México: México, D. F., edición privada; t. 2, 454 p.; t. 3, 453 p.

Lorenzo, J. L., 1964, Los glaciares de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, 124 p.

Lozano, Fernando, 1976, Evaluación petrolífera de la península de Baja California: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 27, p. 106-303.

Lugo-Hubp, José, 1985, Morfoestructuras del fondo oceánico mexicano: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geografía, núm. 15, p. 9-17.

———1990, Procesos exógenos (mapa de la República Mexicana): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja Geomorfología 2, núm. IV.3.4, escala 1:8'000,000.

Lugo-Hubp, José, y Córdova-Fernández de Arteaga, Carlos, 1990a, Morfogénesis (mapa de la República Mexicana): Universidad

Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja Geomorfología 1, núm. IV.3.3, escala 1:4'000,000.

———1990b, Regionalización geomorfológica (mapa de la República Mexicana): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja Geomorfología 2, núm. IV.3.4, escala 1:12'000,000.

Lugo-Hubp, José, Aceves-Quesada, Fernando, y Córdova-Fernández de Arteaga, Carlos, 1990, Hoja Morfometría 2: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja IV.3.2, escala 1:8'000,000.

Lugo-Hubp, José, Aceves-Quesada, Fernando, y García-Arizaga, M. T., 1990, Mapas morfométricos de la República Mexicana: (1) Niveles base de erosión, (2) Niveles de cimas, (3) Profundidad de disección, (4) Densidad de disección: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja Morfometría 1, núm. IV.3.1, escala 1:8'000,000.

Lugo-Hubp, José, Ortiz-Pérez, M. A., Palacio-Prieto, J. L., y Bocco-Verdinelli, Gerardo, 1985, Las zonas más activas en el Cinturón Volcánico Mexicano (entre Michoacán y Tlaxcala): Geofísica Internacional (México), v. 24, p. 83-96.

Malpica-Cruz, V. M., 1986a, Terrazas marinas pleistocénicas en la costa central del Estado de Veracruz: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 8, México, D. F., Resúmenes, p. 164 (resumen).

———1986b, El Cuaternario marino del noroeste de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 1, México, D. F., Programa y Resúmenes, p. 21-23 (resumen).

———1987, Análisis de los rasgos neotectónicos en la costa central del Estado de Veracruz: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 2, Programa y Resúmenes, p. 38-40 (resumen).

Malpica-Cruz, V. M., y Celis-Gutiérrez, Socorro, 1984a, Ambientes sedimentarios cuaternarios en la costa centro-pacífica de Baja California Sur: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 8, México, D. F., Resúmenes, p. 47 (resumen).

———1984b, Interpretación de los procesos de disolución y precipitación observados en el estudio de microfacies de depósitos litorales de la costa occidental de Baja California Sur, *in* Malpica-Cruz, V. M., Celis-Gutiérrez, Socorro, Guerrero-García, J. C., y Ortlieb, Luc, eds., Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area—a symposium: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Hermosillo, Sonora, Contribuciones para el symposium sobre neotectónica y variaciones del nivel del mar en el área del Golfo de California, p. 179-190.

Malpica-Cruz, Víctor, Ortlieb, Luc, y Castro del Río, Alberto, 1978, Transgresiones cuaternarias en la costa de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 90-97.

Martin del Pozzo, A. L., 1980, Vulcanología de la sierra Chichinautzin: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 131 p. (inédita).

Martínez-Reyes, Juventino, 1986, Geología de la Sierra de Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 1, México, D. F., Programa y Resúmenes, p. 34-36 (resumen).

McDowell, F. W., y Clabaugh, S. E., 1981, The igneous history of the Sierra Madre Occidental and its relation to the tectonic evolution of western Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 195-206.

Menard, H. W., 1960, The East Pacific Rise: Science, v. 132, p. 1737-1746.

———1964, Marine geology of the Pacific: Nueva York, McGraw-Hill, 271 p.

Mitre-Salazar, L. M., Dávila-Alcocer, V. M., y Martínez-Reyes, Juventino, 1987, Una discontinuidad mayor en los estados de Aguascalientes y Guanajuato: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 2, México, D. F., Programa y Resúmenes, p. 12-13 (resumen).

———1989, Relaciones estructurales de la megafalla "Aguascalientes-León" con las fosas tectónicas de Calvillo y Tabasco, estados de Aguascalientes y Zacatecas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio sobre Geología Regional de México, 3, México, D. F., Memoria, p. 86-87.

Molina-Cruz, Adolfo, y Ayala-López, A. L., 1988, Influence of the hydrothermal vents on the distribution of benthic foraminifera from the Guaymas Basin, Mexico: Geo-Marine Letters, v. 8, p. 49-56.

Mooser, Federico, 1968, The Mexican Volcanic Belt—structure and development; formation of fractures by differential crestal heating: Pan-American Symposium on the Upper Mantle, parte 2, México, D. F., p. 15-22.

———1972, The Mexican Volcanic Belt—structure and tectonics: Geofísica Internacional (México), v. 12, p. 55-70.

———1975, Historia geológica de la cuenca de México: México, D. F., Departamento del Distrito Federal, Memorias de las Obras del Sistema de Drenaje Profundo, p. 9-38.

Mooser, Federico, y Maldonado-Koerdell, Manuel, 1961, Penecontemporaneous tectonics along the Mexican Pacific coast: Geofísica Internacional (México), v. 1, p. 1-20.

Morán-Zenteno, Dante, 1984, Geología de la República Mexicana: México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 82 p.

Moreno-Hentz, P. E., 1986, Origen de megaconglomerados aluviales en una cuenca de distensión en Baja California: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 8, México, D. F., Resúmenes, p. 70-71 (resumen).

Moya-Sánchez, J. C., 1986, Análisis geomorfológico de la cuenca de Oriental, estados de Puebla, Tlaxcala y Veracruz, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras, tesis de maestría, 188 p. (inédita).

Negendank, J. F. W., Emmermann, R., Krawczyk, F., Mooser, Federico, Tobschall, H., y Werle, D., 1985, Geological and geochemical investigations of the eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional (México), v. 24, p. 477-575.

Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L. A., y Damon, P. E., 1985, Geochronologic, petrologic and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional (México), v. 24, p. 623-663.

Nixon, G. T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and the structure of subducted ocean lithosphere: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 514-523.

Nixon, G. T., Demant, Alain, Armstrong, R. L., y Harakal, J. E., 1987, K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional (México), v. 26, p. 109-158.

Normark, W. R., y Curray, J. R., 1968, Geology and structure of the deep of Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 79, p. 1589-1600.

Ordóñez, Ezequiel, 1936, Physiographic provinces of Mexico: American Association of Petroleum Geologists, v. 20, p. 1277-1307.

———1941, Las provincias fisiográficas de México: Revista Geográfica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia, v. 1, p. 134-181.

Orme, A. R., 1980, Marine terraces and Quaternary tectonism, northwest Baja California, Mexico: Physical Geography, v. 1, p. 138-161.

Oropeza-Orozco, Oralia, 1990, Depósitos periglaciales y erosión de suelos en el cerro El Potosí, Mpio. de Galeana, N. L., México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Simposio Nacional de Degradación del Suelo, 1, México, D. F., Memoria, p. 21-22 (resumen).

Ortiz-Pérez, M. A., 1988, Evidencias de cambios geomorfológicos del sistema litoral mediante el análisis de imágenes aéreas: Geografía y Desarrollo, núm. 2, p. 2-9.

Ortiz-Pérez, M. A., y Bocco-Verdinelli, Gerardo, 1989, Análisis morfotectónico de las depresiones de Ixtlahuaca y Toluca, México: Geofísica Internacional (México), v. 28, p. 507-530.

Ortiz-Pérez, M. A., y Espinosa-Rodríguez, L. M., 1990, Tipos de costas (mapa de la República Mexicana): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja Geomorfología 2, núm. IV.3.4, escala 1:8'000,000.

Ortlieb, Luc, 1978, Reconocimiento de las terrazas marinas cuaternarias en la parte central de Baja California: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 200-211.

———1980, Les mouvements tectoniques quaternaires dans la région septentrionale du Golfe de Californie, Mexique: Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, 8, París, p. 102 (resumen).

———1981-1982, La ligne de rivage du dernier interglaciaire autour de la péninsule de Basse Californie et Sonora—reconnaissance générale et impactions néotectoniques: Cahiers ORSTOM, Géologie, v. 12, p. 103-115.

Oviedo de León, Amado, 1970, El Conglomerado Texcoco y el posible origen de la cuenca de México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, v. 2, núm. 3, p. 5-20.

Padilla y Sánchez, R. J., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role on the evolution of the Gulf of Mexico: Geofísica Internacional (México), v. 25, p. 157-206.

Pasquaré, Giorgio, Vezzoli, L., y Zanchi, A., 1987a, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional (México), v. 26, p. 159-176.

Pasquaré, Giorgio, Ferrari, L., Perazzoli, V., Tiberi, M., y Turchetti, F., 1987b, Morphological and structural analysis of the central sector of the Transmexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional (México), v. 26, p. 177-193.

Pasquaré, Giorgio, Garduño, V. H., Tibaldi, A., y Ferrari, L., 1988, Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, v. 146, p. 353-364.

Pérez-Villegas, Graciela, 1989, Energía del viento dominante (mapa de la República Mexicana): Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, hoja IV.4.3, escala 1:4'000,000.

Quiñones, Huberto, 1987, El sistema fisiográfico de la Dirección General de Geografía: Revista de Geografía, v. 1, núm. 2, p. 13-20.

Raisz, Erwin, 1959, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., edición privada, mapa con texto, escala 1:3'000,000.

Roldán-Quintana, Jaime, 1981, Evolución tectónica del Estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 178-185.

Rusnak, G. A., y Fisher, R. L., 1964, Structural history and evolution of Gulf of California: American Association of Petroleum Geologists Memoir 3, p. 144-156.

Salazar-Mandujano, Sergio, 1984, Geología petrolera de la cuenca de Colima-Jalisco: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 8, México, D. F., Resúmenes, p. 108-109 (resumen).

Sandoval-O., J. H., 1985, The Tecpan regional fault evidence for major NE lineaments: Geofísica Internacional (México), v. 24, p. 193-202.

Secretarías de Gobernación y Marina, 1987, Islas mexicanas—régimen jurídico y catálogo: México, D. F., Talleres Gráficos de la Nación, 154 p.

Shepard, F. P., 1950, Submarine topography of the Gulf of California, *in* 1940 E. W. Scripps cruise to the Gulf of California: Geological Society of America Memoir 43, parte 3, p. 1-32.

Shepard, F. P., y Emery, K. O., 1941, Submarine topography of the coast—canyons and tectonic interpretations: Geological Society of America Special Publication 31, 171 p.

Shurbet, D. H., y Cebull, S. E., 1984, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Tectonophysics, v. 101, p. 159-165.

Sirkin, Les, 1985, Late Quaternary stratigraphy and environments of the west Mexican coastal plain: Palynology, v. 9, p. 3-25.

Soto-L., A., y Molina-Cruz, Adolfo, 1986, Exploración submarina de ventilas hidrotermales en la cuenca de Guaymas: Ciencia y Desarrollo, núm. 67, p. 17-26.

Spiess, F. N., Macdonald, K. C., Atwater, T., Ballard, R., Carranza, A., Córdoba, D. A, Cox, C., Díaz-García, V. M., Francheteau, J., Guerrero, J. C., Hawkins, J., Raymon, R., Hessler, R., Juteau, T., Kastner, M., Larson, R., Luyendick, B., Macdougal, J. D., Miller, S., Normark, W., Orcutt, J., y Rangin, C., 1980, East Pacific Rise—hot springs and geophysical experiments: Science, v. 207, p. 1421-1433.

Sprouse, P., 1989, Las cavernas más profundas de México: Tepeyollotli, Gaceta de la Sociedad Mexicana de Exploraciones Subterráneas, núm. 4, p. 53-54.

Stewart, J. H., 1978, Basin-Range structure in western North America—a review: Geological Society of America Memoir 152, p. 1-31.

Stoiber, R. E., y Carr, J., 1973, Quaternary volcanic and tectonic segmentation of the Central America: Bulletin Volcanologique, v. 37, p. 304-325.

Tamayo, J. L., 1941, Morfología de la República Mexicana y división regional de la misma: Revista Geográfica del Instituto Panamericano de Geografía e Historia, v. 1, p. 221-223.

Tardy, Marc, 1975, La nappe de Parras—un trait essentiel de la structure laramienne du secteur transverse de la Sierra Madre Orientale, Mexique: Bulletin de la Société Géologique de France, ser. 7, t. 17, p. 77-87.

Thayer, W. H., 1916, The physiography of Mexico: Journal of Geology, v. 24, p. 61-94.

Tricart, Jean, 1985, Pro-Lagos. Los lagos del Eje Neovolcánico Mexicano: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, 66 p.

Udintsev, G. B., 1986, Relief i stroyenie dna okeanov: Moscú, Niedra, 394 p.

Van Andel, T. H., y Shor, G. G., eds., 1964, Marine geology of the Gulf of California—a symposium: American Association of Petroleum Geologists Memoir 3, 408 p.

Vázquez-Sánchez, Emilio, y Jaimes-Palomera, L. R., 1989, Geología de la cuenca de México: Geofísica Internacional (México), v. 28, p. 133-190.

Vázquez-Selem, Lorenzo, 1991, Glaciaciones del Cuaternario tardío en el volcán Téyotl, Sierra Nevada: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geografía, p. 25-45.

Venegas-Salgado, S., Herrera-Franco, J. J., y Maciel-Flores, R., 1985, Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos: Geofísica Internacional (México), v. 24, p. 47-81.

Verma, S. P., 1987, Mexican Volcanic Belt—present state of knowledge and unsolved problems: Geofísica Internacional (México), v. 26, p. 309-340.

Waitz, Paul, 1926, Erupciones riolíticas ligadas con fracturas tectónicas entre Aguascalientes y San Luis Potosí: Memorias de la Sociedad Científica Antonio Alzate, t. 46, p. 201-212.

Wenzens, G., 1973, Fossile und rezente Karstoformen im semiariden Bereicheder Sierra Madre Oriental (Nordmexiko): Z. Geogr., v. 61, p. 54-69.

West, R. C., Psuty, N. P., y Thom, B. G., 1985, Las tierras bajas de Tabasco: Gobierno del Estado de Tabasco, Biblioteca Básica Tabasqueña, núm. 8, 409 p.

White, S. E., 1956, Geología glacial del Iztaccíhuatl, *in* Mooser, Federico, White, S. E., y Lorenzo, J. L., eds., La cuenca de México— consideraciones geológicas y arqueológicas: México, D. F., Instituto Nacional de Antropología e Historia, p. 19-27.

———1962a, El Iztaccíhuatl—acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno superior:

Instituto Nacional de Antropología e Historia, Serie Investigaciones, núm. 6.

———1962b, Late Pleistocene glacial sequence for the west side of Iztaccíhuatl volcano, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 73, p. 935-958.

———1978, Acontecimientos glaciales y periglaciales en el Ajusco: Boletín del Instituto Nacional de Antropología e Historia, v. 22, p. 51-56.

———1987, Quaternary glacial stratigraphy and chronology of Mexico—Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere: Quaternary Science Review, v. 5, p. 201-205.

White, S. E., y Valastro, S., 1984, Pleistocene glaciation of volcano Ajusco, central Mexico, and comparison with the standard Mexican glacial sequence: Quaternary Research, v. 21, p. 21-35.

Wittich, E., 1920, Morfología y origen de la Mesa Central de México: Boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística, v. 8, p. 128-140.

Yarza de la Torre, Esperanza, 1984, Volcanes de México: Universidad Autónoma del Estado de México, Colección Nuestro Tiempo, núm. 4, 264 p.

Manuscrito presentado: 19 de marzo de 1986.

Manuscrito corregido devuelto por el autor: 15 de junio de 1990.

Manuscrito aceptado: 4 de julio de 1990.