

GEOFISICA INTERNACIONAL

REVISTA DE LA UNION GEOFISICA MEXICANA, AUSPICIADA POR EL INSTITUTO DE
GEOFISICA DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

Vol. 25

México, D. F., 1o. de enero de 1986

Núm.1

BREVE REVISION SOBRE LA EVOLUCION TECTONICA DE MEXICO

D. J. MORAN Z.*

RESUMEN

Los nuevos conceptos sobre la movilidad de la litosfera han conducido en los últimos años a un replanteamiento de los principales problemas tectónicos y paleogeográficos de México. La estructura geológica de México y Centroamérica revela una de las más complejas historias de integración y evolución cortical, caracterizada por episodios de concurrencia de diversos fenómenos geodinámicos y de interacción de segmentos continentales mayores y menores.

ABSTRACT

New concepts about the lithospheric movility have conduced during the last years to review the main tectonic and paleogeographic problems of Mexico. The Mexican and Central American geological structure reveals one of the most complex histories of crustal integration and evolution, involving periods of diverse geodynamic processes and major and minor continental blocks interaction.

INTRODUCCION

La estructura de la corteza continental de México, así como de gran parte de Centroamérica y el Caribe, ofrece un panorama geológico complejo que hace difícil la interpretación de su evolución tectónica y paleogeográfica. La complejidad radica en el

* *Laboratorio de Paleomagnetismo y Geofísica Nuclear, Instituto de Geofísica, UNAM, C. P. 04510, México D. F., MEXICO.*

hecho de que la corteza de México está constituida por un mosaico de terrenos geológicos de diferente naturaleza que en algunos sectores, como el que conforma la región sur del país, presentan una disposición muy irregular, sin guardar tendencias generales en su forma y orientación, ni mostrar una continuidad clara con respecto a las porciones continentales mayores de Norteamérica y Sudamérica.

Otro hecho que obstaculiza la interpretación sobre la evolución de la corteza de México es la sobreposición de diferentes dominios geológicos que, como las cubiertas volcánicas de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico, obscurecen las relaciones entre terrenos más antiguos. La activa neotectónica que converge en esta región como resultado de la actividad geodinámica global ha propiciado sistemas de dislocaciones que complican aun más las relaciones geológicas anteriores, tal es el caso de la apertura del Golfo de California, el Sistema de Fallas San Andrés, la extensión tectónica en la Provincia de Cuencas y Sierras ("Basin and Range") y el Sistema Polochic-Motagua (Figura 1).

Esta disposición geológicamente contrastada de la corteza mexicana parece guardar una correspondencia con la variedad de yacimientos económicos y el grado de complejidad en la forma y distribución de las provincias metalogénicas.

Los primeros modelos globales propuestos en el pasado para interpretar la evolución tectónica de México tuvieron como marco de referencia dos conceptos fundamentales. El primero es el concepto del ciclo geotectónico inherente al desarrollo de las fajas orogénicas y el segundo es la consideración de que las masas de corteza continental han mantenido en general la misma configuración (Burkhardt, 1930; Alvarez, 1949; Flores, 1951; de Cserna, 1960). En los trabajos de interpretación posteriores se observa un alejamiento paulatino del concepto de ciclo geotectónico y un acercamiento hacia la causalidad de los fenómenos relacionados con la tectónica de placas, sin embargo prevalece la idea de que la corteza continental correspondiente a la porción de México había presentado, en general, la misma distribución.

A partir de las reconstrucciones de la Pangea (Bullard *et al.*, 1965; Dietz y Holden, 1970) surgen interrogantes claras acerca del origen del Golfo de México y la sobreposición de Sudamérica en el espacio de la actual corteza continental mexicana.

Tomando como referencia el modelo de Bullard y colaboradores (1965) para la Pangea, Freeland y Dietz (1971) han sugerido que la aparente sobreposición de Sud-

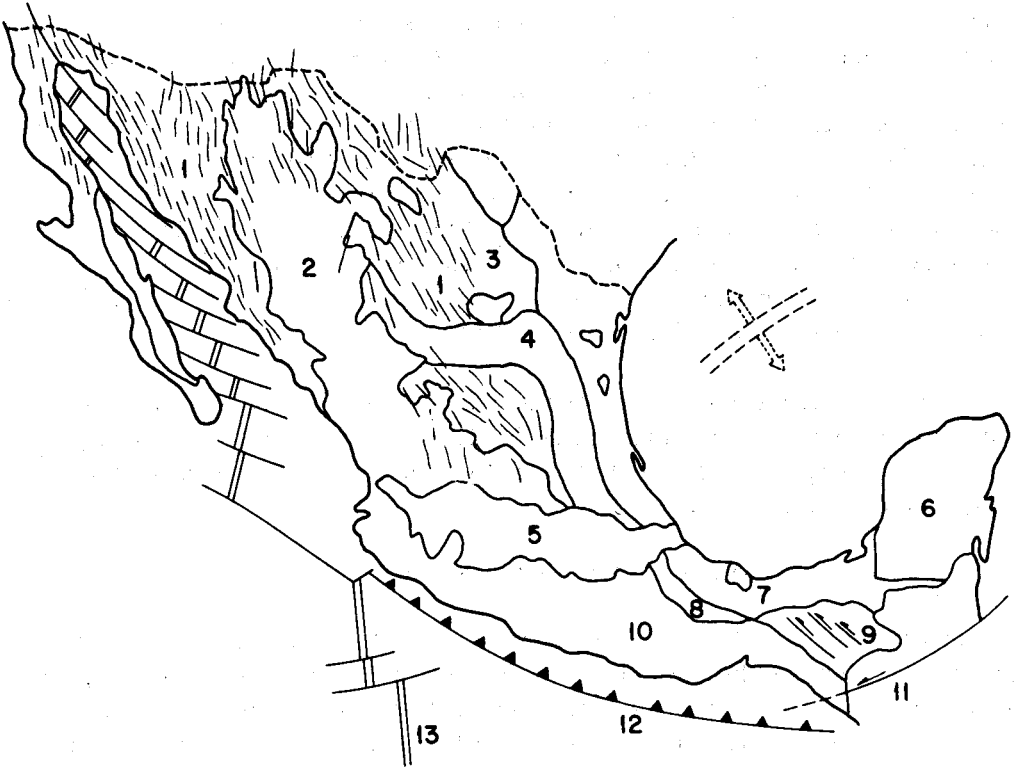


Fig. 1. Principales elementos tectónicos de México expresados en la fisiografía. 1) Provincia de Cuencas y Sierras (Basin and Range). 2) Sierra Madre Occidental. 3) Sierras y Valles de Coahuila. 4) Sierra Madre Oriental. 5) Eje Neovolcánico Transmexicano. 6) Plataforma de Yucatán. 7) Llanura Costera del Golfo. 8) Sierra de Juárez. 9) Sierra de Chiapas. 10) Sierra Madre del Sur. 11) Sistema de Fallas Polochic-Motagua. 12) Trincheras de Acapulco. 13) Dorsal del Pacífico del Este.

américa sobre las porciones antiguas de México y Centroamérica puede ser resuelta por la rotación, durante el Jurásico, de las microplacas de Yucatán y Honduras-Nicaragua a partir de su posición en el espacio del actual Golfo de México. Esta rotación implicaría el desarrollo de movimientos laterales derechos en los límites de estas placas y la expansión en el Golfo de México. Walper y Rowett (1972), por otro lado, modifican el modelo de Bullard y colaboradores y colocan la corteza continental de México y Centroamérica al oeste de Sudamérica. Con la separación de Sudamérica y Norteamérica las porciones de México y Centroamérica sufrieron un paulatino arqueamiento hacia el este como resultado del movimiento hacia el oriente de la paleoplaca del Pacífico del Este.

Más recientemente han cobrado importancia los modelos que interpretan la integración de la mayor parte de la corteza continental de México y parte de Centroamérica y el Caribe a partir del efecto combinado de la separación de Norteamérica y Sudamérica y el traslado de masas continentales del noroeste por medio de una o varias fallas laterales izquierdas (Pilger, 1978; Walper, 1980; Anderson y Schmidt, 1983). Las evidencias que se manejan en estos modelos están sustentadas en las propuestas de grandes corrimientos izquierdos (de Cserna, 1970; Silver y Anderson, 1974) y en el conocimiento reciente de la estructura del Golfo de México. Por otro lado, los datos paleomagnéticos son generalmente congruentes con la idea de fallas laterales izquierdas (Urrutia-Fucugauchi, 1984).

Los conceptos actuales sobre la movilidad de la litosfera en el espacio de México y el Caribe han obligado a la reinterpretación de la evolución paleogeográfica y tectónica de algunas regiones a través de la formulación de nuevos modelos para problemas hasta ahora no resueltos.

ESTRUCTURA GEOLOGICA DE MEXICO

Aproximadamente el 60% de la superficie continental de México se encuentra cubierta por depósitos sedimentarios y volcánicos cenozoicos. Los primeros se distribuyen principalmente en la llanura Costera del Golfo, Península de Yucatán, Mesa Central y zonas septentrionales de Coahuila y Chihuahua; mientras que los segundos se agrupan principalmente en los cinturones de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico. A partir de esta cubierta cenozoica las relaciones entre los dominios geológicos estratigráficamente inferiores se vuelven menos claras.

En la mitad oriental del territorio mexicano destaca la presencia de la faja orogénica de la Sierra Madre Oriental que constituye el rasgo tectónico de rocas mesozoicas con la mayor continuidad estructural. Esta franja presenta cuerpos sedimentarios con una amplia distribución horizontal, mientras que en la porción occidental los terrenos mesozoicos presentan en general menor continuidad, y reflejan una historia ígnea, sedimentaria y metamórfica con mayores contrastes.

Los afloramientos de basamento precámbrico y paleozoico, más amplios en el sur que en el norte, muestran una distribución y una naturaleza que han impedido hasta ahora reconocer relaciones claras entre ellos.

Se han hecho varios intentos para esquematizar, en una forma racional la estructura tectónica de México (Alvarez, 1949; de Cserna, 1961; Tardy, 1977). En la mayoría de los modelos se pone énfasis, sobre todo, en los elementos mesozoicos y cenozoicos expresados en la fisiografía. Recientemente Campa y Coney (1983) han desarrollado una división tectónica de México, basada en la noción de terreno tectonoestratigráfico que usa como referencia los contrastes en la naturaleza del basamento y las discontinuidades estratigráficas y tectónicas mayores.

La utilización, un tanto arbitraria, de los cinturones de la Sierra Madre Occidental y el Eje o Faja Volcánica Transmexicana, permite agrupar los diferentes dominios geológicos de tal manera que se puede afrontar una descripción general y una reconstrucción de la historia geológica de la corteza de México.

NOROESTE DE MEXICO

La porción noroeste de México está caracterizada por la presencia de una franja de secuencias mesozoicas deformadas de rocas sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas afectadas por una cadena de plutones, comunes en casi todo el borde pacífico de América. Esta franja de secuencias mesozoicas cubre parcialmente a terrenos de rocas sedimentarias paleozoicas y eocámbricas que descansan sobre un basamento precámbrico cristalino bien conocido en el norte de Sonora.

En la Península de Baja California sólo se han reconocido afloramientos escasos de secuencias paleozoicas en la franja oriental (McEldowney, 1970; Gastill *et al.*, 1975) y no han sido reportados afloramientos de basamento cristalino precámbrico.

Los afloramientos de terrenos cristalinos precámbricos en el norte de Sonora revelan el contacto de dos franjas con edades de 1 700 - 1 800 m.a. y 1 600 - 1 700 m.a., discontinuidad que ha sido interpretada como una falla de desplazamiento lateral izquierdo de dimensiones regionales desarrollada en el Jurásico Medio (Silver y Anderson, 1974). Sobre estos terrenos cristalinos se ha reconocido, en el área de Caborca (Stoyanow, 1942), una secuencia marina de plataforma del Precámbrico Tardío que forma la base de la secuencia paleozoica bien conocida en Sonora.

Los depósitos de plataforma del Precámbrico Tardío y del Paleozoico Temprano en el suroeste de Norteamérica han sido interpretados como resultado de la sedimentación asociada a una margen pasiva de tipo Atlántico (Stewart, 1972). Las secuen-

cias paleozoicas de plataforma del norte de Sonora revelan también la incidencia de condiciones de margen pasiva como una continuación al sur de la franja miogeoclinal de la Cordillera.

Gastil y colaboradores (1981) interpretan el límite del Cratón Norteamericano, según una línea ubicada en el occidente de Sonora y burdamente paralela a la costa. El límite abrupto del cratón y su cubierta paleozoica de plataforma, sugieren movimientos de corrimiento lateral, anteriores a la convergencia mesozoica (arcos jurásicos y cretácicos), que expliquen la aparente ausencia en el norte de Sonora y Baja California de secuencias de arco y trinchera, reportadas en California como límite occidental del cratón, y adheridas al miogeoclinal en las fases orogénicas Antler (Devónico-Misísipico) y Sonoma (Triásico Medio) (Dickinson, 1977).

En la porción sur-central de Sonora afloran secuencias marinas detríticas con pederal y barita pertenecientes al intervalo Ordovícico-Devónico. Estas secuencias pueden interpretarse, según Peiffer - Rangin (1979), como los depósitos deformados de la zona interna correspondiente al sistema orogénico Apalaches-Marathon-Ouachita que en esta región se unía al Sistema Cordillerano. Esta interpretación, entonces, se opondría a la idea de dislocaciones mayores en esta región durante el episodio de apertura del Golfo de México y el desarrollo de fallas de desplazamiento lateral de dimensiones regionales.

Los primeros episodios de tectónica de margen convergente se reconocen en Sonora y Baja California con la presencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas de edad Jurásica. Aunque la mayor parte de las rocas volcánicas y sedimentarias de la formación Alisitos de Baja California se consideran pertenecientes al Aptiano - Albiano (Gastil *et al.*, 1975) y el arco volcánico de Sonora ha sido interpretado principalmente como jurásico (Rangin, 1977a), el volcanismo parece estar presente en intervalo el Jurásico Inferior - Cretácico Medio tanto sobre la corteza continental de Sonora, como en el límite del cratón en Baja California.

Según un modelo de Gastil y colaboradores (1981) la presencia de dos arcos se puede explicar a partir de dos zonas de subducción, una en el límite occidental de la corteza continental, y la otra ubicada al poniente en corteza oceánica (figura 2). La colisión de los segmentos de arco interoceánico limitados por la falla de Agua Blanca, contra el borde del cratón, originó la deformación y emersión de la actual porción peninsular y la per-

sistencia de sólo una trinchera en el borde occidental de Baja California. Esta interpretación, sin embargo no se sustenta en firmes evidencias sobre la existencia de una sutura entre ambos arcos. A partir del Cretácico Superior los emplazamientos plutónicos principales migraron hacia el este, hasta Chihuahua, en donde se han fechado principalmente como terciarios (Silver y Anderson, 1978; Gastil y Krummenacher, 1978).

Las secuencias volcánico-sedimentarias metamorfizadas de la región del Cabo, así como las unidades volcánicas, volcanoclásticas y sedimentarias de Sinaloa, Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán y Guerrero (Bonneau, 1971; Gastil y Krummenacher, 1979; Campa *et al.*, 1974) constituyen el testimonio de la prolongación regional, en el occidente de México, de una franja de convergencia del Jurásico-Cretácico, con sus particularidades en cada zona. Estos fenómenos de convergencia se originan con el inicio de la disgregación de la Pangea y la migración de Norteamérica hacia el noroeste.

Entre la franja de magmatismo calcoalcalino del Jurásico - Cretácico del noroeste de México y la Península de Aldama se desarrolló una cuenca de retroarco con depósitos de arenisca, lutita y caliza que hacia el oriente pierden gradualmente la influencia volcánica y hacia el sur varían a los depósitos de la Cuenca Mesozoica de México (figura 2). En la parte norte del límite de Sonora y Chihuahua los depósitos se restringen al intervalo Aptiano-Cenomaniano (Grupo Bisbee) y son deformados en el Cretácico Superior (Rangin, 1977b). En el sur de Chihuahua y norte de Durango la

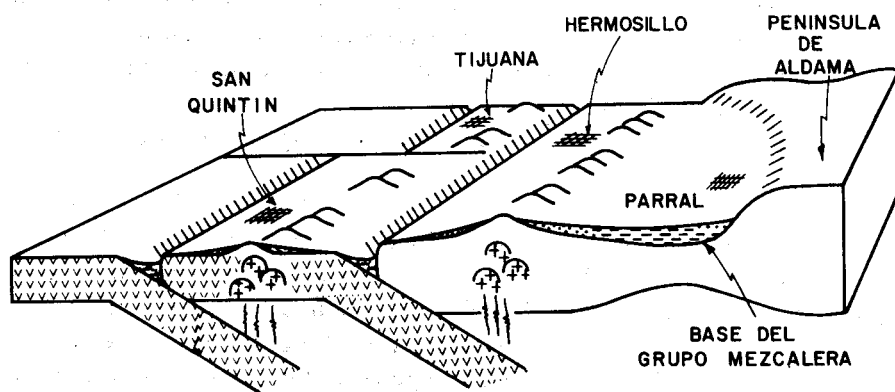


Fig. 2. Bloque diagramático idealizado que muestra la situación tectónica del noroeste de México en el Jurásico Superior, basado en las ideas de Gastil *et al.* (1980), Márquez (1984) y R. Garza (*in* Márquez, 1984).

secuencia abarca el intervalo Jurásico Superior - Cretácico Superior (Grupo Mezcala) y se presenta intensamente deformada con recostamientos y cabalgaduras de clara vergencia hacia el noreste.

Durante el Cretácico Superior y Paleógeno se desarrolla en el noroeste de México un levantamiento gradual de occidente a oriente, acompañado por un volcanismo calcoalcalino y un plutonismo asociados a la subducción de la Placa Farallón en el borde occidental de Baja California. Este levantamiento con un régimen tectónico compresivo marcaría una influencia detrítica que cambia notablemente los patrones de sedimentación marina en el oriente de México para el Cretácico Tardío.

El magmatismo con volcanismo principalmente intermedio desarrollado en la Sierra Madre Occidental y sus inmediaciones desde hace 100 m.a., sufre una súbita interrupción 45 m.a.a.p. para reanudarse hace 34 m.a. con un carácter principalmente ignimbrítico y bimodal (McDowell y Clabaugh, 1979). Este hiatus en el magmatismo de la Sierra Madre Occidental es interpretado por Damon y colaboradores (1981) como una migración hacia el este del arco magmático con un incremento claro en el contenido de álcalis.

Según Coney y Reynolds (1977) la migración del arco en el suroeste de Estados Unidos se debió al aumento de la velocidad de convergencia y a una disminución en el ángulo de subducción. Para explicar la migración y aumento en el ancho del arco magmático del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos, Urrutia-Fucugauchi (1982) considera posibles otros mecanismos tales como el desplazamiento de las isothermas en la zona de Benioff, la subducción de una meseta oceánica o la disminución en la edad de la placa oceánica, cambios en el sistema de arco-trinchera por la acción de fallas laterales y fallas en extensión, o bien, por agregación de materiales en la trinchera.

La disminución del volcanismo ignimbrítico del Supergrupo Volcánico Superior (29 m.a. a.p.) ha sido atribuida al choque de los primeros segmentos de la cresta oceánica del Pacífico del Este (McDowell y Clabaugh, 1979). Este hecho trae como consecuencia el inicio del movimiento lateral derecho entre Norteamérica y la Placa del Pacífico y el desarrollo posterior de la apertura del Golfo de California (Plioceno) con la Baja California formando parte de la Placa del Pacífico (Atwater, 1970).

Las relaciones estratigráficas y tectónicas, tanto del Mesozoico como del Paleozoi-

co y Precámbrico, se ven oscurecidas durante el Neogeno por el desarrollo de los sistemas de fallas normales de la Provincia de Cuencas y Sierras (Basin and Range) que se extiende en gran parte del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos. El origen de esta provincia ha sido atribuido principalmente al fenómeno de expansión de retroarco acompañado posteriormente por el desarrollo del movimiento lateral derecho del Sistema de Fallas San Andrés. Estos episodios tectónicos son acompañados en el noroeste de México por numerosas manifestaciones de volcanismo basáltico alcalino.

NORESTE DE MEXICO

La porción noreste de México, limitada al poniente por la Sierra Madre Occidental y al sur por el Eje Neovolcánico, es una región de extensos afloramientos mesozoicos cuya fisiografía expresa muchos de los elementos paleogeográficos y tectónicos activos en el Jurásico y el Cretácico.

Los afloramientos del Precámbrico y Paleozoico, debajo de las secuencias mesozoicas, son escasos y reducidos y no permiten establecer una relación clara entre ellos, ni con secuencias antiguas de Norteamérica. Los afloramientos del Precámbrico reportados en esta región de México corresponden al Gneis Novillo, del área de Ciudad Victoria, y al Gneis Huiznopala, del Estado de Hidalgo, con edades K-Ar de entre 740 y 1 210 m.a.a.p. (Fries *et al.*, 1962a; Fries y Rincón-Orta, 1965; Denison *et al.*, 1970). Estos fechamientos han sugerido la posible prolongación de la Faja Grenville, como basamento, a lo largo del noreste de México y aun hasta el Estado de Oaxaca (Fries *et al.*, 1962b), aunque la continuidad de esta faja no está bien definida.

En el norte de Chihuahua se han reportado pequeños afloramientos de rocas precámbricas que aparentemente constituyen parte de la Provincia Grenvilliana (Mauger *et al.*, 1983; Quintero y Guerrero, en prensa), pero existen rocas aun más antiguas, en el oeste de Texas y sureste de Nuevo México, que forman parte del límite entre la Provincia Central y la Provincia Grenvilliana.

Los afloramientos de rocas paleozoicas son también escasos y no muestran una continuidad definida; sin embargo, a la mayor parte del sustrato paleozoico de la región se la ha relacionado con el sistema orogénico Marathon-Ouachita. Los afloramientos del Paleozoico del norte de Chihuahua, Nuevo México y oeste de Texas revelan una historia premisisípica con sedimentación de plataforma sobre el borde del

cratón estable de Norteamérica. A partir del Misisípico, y debido a la acción de una tectónica distensiva, se desarrollan en este borde cuencas como la de Pedregosa, en el noroeste de Chihuahua, y la de Delawere, en el suroeste de Nuevo México y Texas. Separando las cuencas se encontraban zonas de plataforma con sedimentación de aguas someras, como la Plataforma del Diablo, y zonas emergidas que actuaban como fuente de sedimentos detríticos (Levantamiento Pedernal) (Kottlowski, 1970).

La secuencia paleozoica de Placer de Guadalupe en Chihuahua está constituida principalmente por rocas sedimentarias calcáreas que a partir del Pérmico se vuelven principalmente detríticas, pero con un espesor acumulado menor que en la Cuenca de Marathon (Bridgges, 1970), en donde los depósitos clásticos y tectónicamente interrumpidos se habían iniciado en el Pensilvánico. Flawn (1961) considera que la secuencia de Placer de Guadalupe (con deformación orogénica), así como el flysch pérmico de la Sierra del Cuervo constituyen parte del límite occidental de la franja estructural Ouachita. En otras localidades como Delicias Acatita, Coah., Ciudad Victoria, Tamps., Huayacocotla, Hgo., afloran sedimentos detríticos del Pérmico que se han relacionado con el sistema orogénico Marathon-Ouachita.

Existen también rocas metamórficas paleozoicas que han sido registradas en algunas perforaciones de Petróleos Mexicanos y en afloramientos ubicados en localidades como Miquihuana, Aramberri y Ciudad Victoria. En general, se pueden considerar estas rocas metamórficas como parte de la zona interna de la prolongación sur del cinturón Ouachita. En el área de Ciudad Victoria se ha considerado al Esquisto Granjeno como un alóctono, resultado de una cobijadura hacia el poniente, aunque no existe acuerdo respecto a la edad de su emplazamiento y su relación con la secuencia sedimentaria del Paleozoico Superior (de Cserna *et al.*, 1977; Ramírez-Ramírez, 1978).

Varios autores han relacionado el desarrollo del sistema Ouachita con un límite convergente de placas en el Paleozoico Superior, aunque existen importantes diferencias en las características de cada modelo. Keller y Cebull (1973) consideran la deformación en el Sistema Ouachita a partir de una subducción en la margen meridional de Norteamérica, iniciada a finales del Ordovícico, y que imprimió a esta región las características de una margen de tipo cordillerano. A partir del problema principal que representa la ausencia de plutonismo paleozoico en la región de las Ouachitas, Wickham y colaboradores (1976) han postulado una colisión de arco o continente con una subducción activa hacia el sur, basados en los modelos previos de Morris (1974)

y Graham *et al.* (1975). Este fenómeno de convergencia se originó como resultado de la aproximación de Gondwana hacia la masa continental formada por Norteamérica Ancestral y Europa. La colisión de estas masas continentales se desarrolló a lo largo de una faja correspondiente a los sistemas Ouachita y Herciniano, a finales del Paleozoico.

La presencia de un arco o borde continental activo en colisión con la parte meridional de Norteamérica puede explicar el importante aporte de sedimentos detríticos pérmicos en el cinturón Marathon-Ouachita, así como la aloctonía del Esquisto Granjeno sobre el autóctono del Gneis Novillo (Ramírez-Ramírez, 1978), aunque si se acepta el emplazamiento del primero en el Paleozoico Temprano, los modelos de este tipo sufrirían mayores complicaciones.

Garrison y colaboradores (1980), basados en las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del Esquisto Granjeno y el Gneis Novillo, han considerado que existen dos modelos factibles de convergencia tectónica para explicar las relaciones estructurales de estas unidades en el noreste de México. En ambos modelos se presenta el continente interactuando con arcos volcánicos. En uno de ellos se contempla el desarrollo de un arco volcánico separado del borde continental por una cuenca marginal y asociado a un proceso de subducción hacia el este. La secuencia original correspondiente al Esquisto Granjeno, desarrollada en la cuenca marginal, tendría entonces influencia tanto del continente como del arco y sería posteriormente cabalgada sobre el continente y las secuencias flysch del Paleozoico Superior. En el otro modelo se considera la aproximación de un arco intraoceánico hacia el borde del continente con una trinchera entre ellos, en donde se mezclarían materiales de ambas porciones antes de la colisión final.

A partir de la colisión de Sudamérica (?) con Norteamérica, se instaura en el noreste de México un dominio fundamentalmente continental integrado al Supercontinente Pangea. La ausencia de sedimentos o presencia de lechos rojos del intervalo Triásico-Jurásico Medio atestiguan esta condición. Sólo en las localidades de afloramientos de rocas triásicas marinas, en Zacatecas y Charcas, y del Jurásico Inferior, en Huayacocotla, se rompe con este esquema continental. En el primer caso no se han establecido modelos paleogeográficos coherentes; sin embargo, la sedimentación en este lugar debe estar ligada a la historia marina de la margen pacífica por la ausencia de secuencias correlacionables en el Golfo de México. En el segundo caso, Schmidt-Effing (1980) ha sugerido la presencia de un aulacógeno, con sedimentación

marina, desarrollado durante el Jurásico Inferior, en las primeras etapas de expansión en el espacio del actual Golfo de México. En ambos casos, la sedimentación marina debe estar relacionada con transgresiones del Pacífico sobre la franja occidental de Pangea, y según una configuración alterada por los movimientos laterales posteriores. Coney (1983) no descarta la posibilidad de que la Formación Zacatecas pudiera corresponder a un alóctono de origen hasta ahora desconocido. Este mismo autor ha asociado las secuencias volcano sedimentarias continentales de las formaciones Nazas y Todos Santos a un arco magmático continental, resultado de un primer episodio de subducción hacia el este, desarrollado en la margen occidental de Pangea.

Los depósitos de lechos rojos del intervalo Triásico-Jurásico Inferior en el oriente de México son contemporáneos del desarrollo de la corteza transicional reconocida en el Golfo de México (Buffler *et al.*, 1980). Esta corteza transicional se encuentra cu-

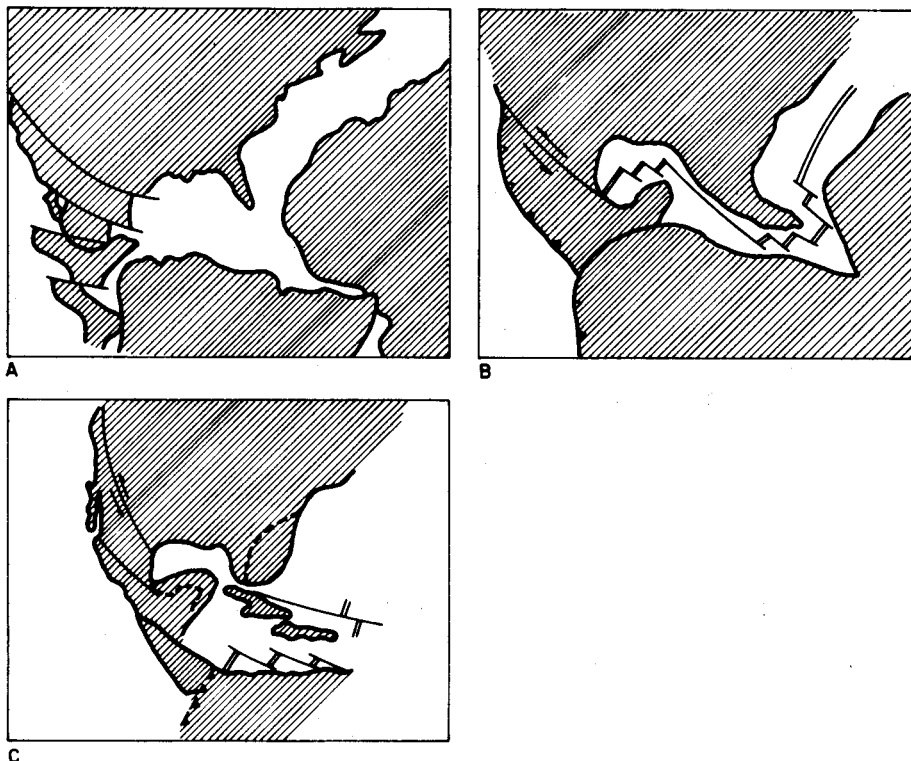


Fig. 3. Situación tectónica de México y Centroamérica en el Jurásico según los modelos de: A) Pilger (1978) B) Dickinson y Coney (1980) y C) Anderson y Schmidt (1983). Las líneas dobles representan las dorsales oceánicas, las líneas sencillas representan las fallas de desplazamiento lateral.

bierta por depósitos de sal, del Jurásico Medio Superior, correlacionables con las evaporitas de la base de la secuencia mesozoica marina del oriente de México. Al lapso de sedimentación somera que generó las evaporitas, siguió la expansión de la corteza oceánica del centro del Golfo de México y la transgresión marina en la región noreste de México, con un hundimiento del fondo marino mucho más acentuado en la porción central del Golfo. A esta etapa de la apertura del Golfo de México asocian la mayor parte de los autores el desarrollo de fallas laterales izquierdas que modificaron la distribución de la corteza continental en el espacio mexicano (Pilger, 1978; Anderson y Schmidt, 1983). Los datos paleomagnéticos obtenidos de rocas mesozoicas son congruentes con los modelos de fallas laterales izquierdas de orientaciones este-oeste y noroeste-sureste (Urrutia-Fucugauchi, 1984). La ubicación precisa de las fallas izquierdas para el oriente de México, su relación con los elementos paleogeográficos mesozoicos, no se encuentran bien definidas; sin embargo, existen numerosas propuestas sustentadas generalmente en un número aún insuficiente de evidencias (figura 3).

Con la transgresión marina que se generalizó en el oriente de México a partir del Jurásico Superior, se definieron varios elementos paleogeográficos, tales como la Península-Archipiélago de Tamaulipas, el Golfo de Sabinas y la Cuenca de Chihuahua, así como la Península de Aldama y la Isla de Coahuila. La posible continuidad de la Península de Aldama y la Isla de Coahuila (R. Garza, 1971 in González, 1975) implicaría la comunicación de la Cuenca de Chihuahua con la Cuenca Mesozoica de México a través del Golfo de Sabinas y no hacia el sur de la cuenca, como tradicionalmente se había pensado, ya que no existen reportes de rocas jurásicas que confirmen esta idea.

En el Golfo de Sabinas y la Cuenca de Chihuahua prevaleció, desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Superior, una sedimentación relativamente somera, mientras que en la Cuenca Mesozoica de México y el Golfo Ancestral de México se fueron acentuando los contrastes batimétricos con respecto a las áreas emergidas y plataformas. Las variaciones laterales de la formación Las Trancas, en el sector Cadereyta-Zimapán, revelan que la Cuenca Mesozoica de México jugó el papel de una cuenca ubicada detrás del arco o arcos occidentales, separándolos de los altos fondos marinos del oriente (Carrillo y Sutter, 1982) (figura 4).

En el Albiano-Cenomaniano se encuentran transgredidos la totalidad de los elementos paleogeográficos desarrollados en el Jurásico y se definen adicionalmente la

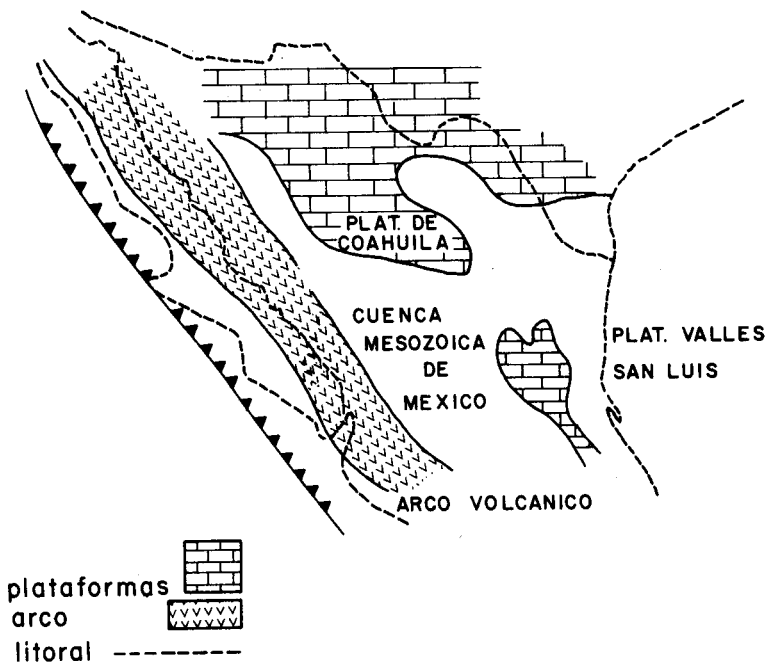


Fig. 4. Esquema paleogeográfico del norte de México para el final del Cretácico Temprano.

Plataforma San Luis-Valles y el Banco el Doctor. Con esto se da lugar al desarrollo de sistemas de sedimentación de evaporitas y cinturones arrecifales asociados a las plataformas del oriente de México (González, 1975; Carrillo Bravo, 1971; Viniestra, 1981).

A partir del Cenomaniano-Turoniano se inicia una creciente influencia detrítica en la sedimentación como resultado del levantamiento del noroeste de México y la retirada gradual de los mares hacia el oriente. En las cuencas de Parras y Chicontépec es donde la sedimentación detrítica alcanza el mayor espesor. El hundimiento y depósito en estas cuencas precede a los episodios de mayor deformación en el ámbito de la Sierra Madre Oriental. Con estas deformaciones compresionales, de recostamientos y cabalgaduras al este y noreste, culminan los efectos de un cambio en la dinámica de las placas Norteamericana y Farallón, iniciado 80 m.a.a.p. El aumento en la velocidad de convergencia en el intervalo 80-40 m.a.a.p., ha sido considerado por Coney (1976) el factor que originó las deformaciones compresionales de la Fase Laramide. La posición subhorizontal del plano de Benioff, debajo de la Placa Norteamericana, pudo haber generado un régimen compresivo detrás de la franja magmática del borde

occidental (Dickinson y Snyder, 1978). Según un modelo de Padilla y Sánchez (1982), el movimiento al noroeste de Norteamérica con respecto a México puede explicar la geometría y distribución de los pliegues y fallas inversas en el espacio del Golfo de Sabinas y áreas adyacentes en una forma más satisfactoria que en un modelo de esfuerzos compresivos coaxiales de orientación noreste-suroeste. El *décollement* parece ser el mecanismo más importante en la deformación de la carpeta mesozoica de la Sierra Madre Oriental (de Cserna, 1956; Tardy *et al.*, 1975), aunque se han reconocido sectores en donde los pliegues y el fallamiento involucran al basamento (de Cserna, 1979; Tardy *et al.*, 1975).

La actividad volcánica y subvolcánica desarrollada en el noreste de México durante el Paleogeno corresponde a la migración hacia el este del arco magmático del occidente de México y está caracterizada por una mayor alcalinidad y un menor volumen en sus manifestaciones.

PORCION CENTRO-MERIDIONAL DE MEXICO

La corteza continental de México, ubicada al sur del Eje Neovolcánico, refleja en su estructura y estratigrafía un espacio de confluencia de diferentes dominios geológicos, tanto precámbricos y paleozoicos, como mesozoicos. Las relaciones entre los dominios y la historia de su yuxtaposición son problemas hasta ahora no completamente resueltos; sin embargo, se han llevado a cabo recientemente divisiones de los diferentes terrenos del mosaico meridional de México, en un primer intento por caracterizar su basamento metamórfico (Ortega-Gutiérrez, 1981) y la relación de éste con las cubiertas y terrenos mesozoicos (Campa *et al.*, 1981; Campa y Coney, 1983) (figura 5).

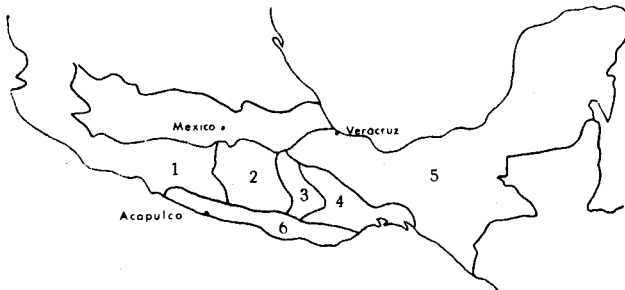


Fig. 5. Terrenos que forman el mosaico tectónico del sur de México (Campa y Coney, 1983): 1) Terreno Guerrero; 2) Terreno Mixteca; 3) Terreno Oaxaca; 4) Terreno Juárez; 5) Terreno Maya; 6) Terreno Xolapa.

La base del terreno más antiguo la forma el Complejo Oaxaqueño, que tiene sus mayores afloramientos en una franja de orientación norte-sur, ubicada entre la Sierra de Juárez y la Sierra Madre del Sur. Este complejo cristalino está compuesto principalmente por un cuerpo anortosítico basal y una secuencia arenosa y arcillosa con un metamorfismo de facies granulita (Ortega-Gutiérrez, 1981). Existen también, incluidos en la secuencia, algunos intervalos de cuerpos calcáreos y ortogneises (Ortega-Gutiérrez, 1981). Las edades radiométricas obtenidas para este complejo caen en un intervalo de entre 900 y 1 100 m.a., similar al de las rocas de la Provincia Grenvilliana de Norteamérica (Fries *et al.*, 1962; Fries y Rincón Orta, 1965; Anderson y Silver, 1971 y Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1977) por lo que generalmente se le considera una prolongación meridional de esta provincia.

Sobre el Complejo Oaxaqueño descansa, en la región de Nochixtlán, una secuencia de rocas sedimentarias marinas sin metamorfismo, que cubren los intervalos Cámbrico-Ordovícico y Misisípico-Pérmico, separados por una ligera discordancia angular (Pantoja-Alor, 1970). La fauna tremadociana reportada para la secuencia inferior muestra una afinidad con formas sudamericanas, europeas y africanas, más que con formas de Norteamérica, con la sola excepción de la porción de Nueva Escocia (Whittington y Hughes, 1974).

Al poniente y al norte de la franja del Complejo Oaxaqueño se localizan extensos afloramientos de las rocas cristalinas del Complejo Acatlán, formado por secuencias metamorfizadas de rocas sedimentarias, volcánicas y cuerpos ofiolíticos. Estos conjuntos litológicos revelan una historia de expansión y cierre de un fondo oceánico paleozoico (Ortega-Gutiérrez, 1981), proceso en el cual el Subgrupo Petlalcingo representa a los depósitos sobre la margen pasiva autóctona y el Subgrupo Acateco, el conjunto alóctono. Keppie (1977) ha postulado la posibilidad de que, durante el intervalo Cámbrico-Ordovícico, el Complejo Oaxaqueño haya pertenecido a la margen noroeste de Sudamérica, junto con Nueva Escocia, y se haya unido al Complejo Acatlán durante la colisión de Norteamérica y Sudamérica (385 m.a.a.p.). La relación de estos episodios de convergencia con la posición actual de los complejos Acatlán y Oaxaqueño, probablemente modificada en forma significativa durante el Mesozoico, permanece indefinida debido al margen de especulación que muestran las reconstrucciones tectónicas y paleogeográficas globales para tiempos anteriores a Pangea.

A partir de la unión de los complejos Acatlán y Oaxaqueño, ocurrida en algún momento del período Paleozoico Tardío-Jurásico Temprano, se inicia una historia pa-

leogeográfica común, reflejada en la continuidad horizontal de las unidades mesozoicas. La presencia sobre ambos terrenos de conjuntos similares de finales del Paleozoico, del Triásico o Jurásico, podría definir esta relación.

Al oriente, el Complejo Oaxaqueño se encuentra limitado por una franja milonítica que lo separa del terreno mesozoico, denominado por Campa y Coney (1983) Terreno Juárez. Este terreno forma el núcleo de la sierra homónima y está compuesto por conjuntos sumamente deformados de rocas sedimentarias y volcánicas marinas, con algunos cuerpos ultramáficos serpentinizados (Carfantán, 1983). Las secuencias se encuentran afectadas por recostamientos y cabalgaduras con vergencia hacia el este, lo que hace que su límite oriental se encuentre estructuralmente sobre las rocas marinas cretácicas del flanco oriental de la misma sierra.

La presencia de los conjuntos litológicos mesozoicos de la Sierra de Juárez constituye una discontinuidad mayor que separa los sistemas de sedimentación del este-sureste de México, subyacidos por un basamento apalachiano, de los sistemas de la porción centro-meridional, subyacidos por los complejos Acatlán y Oaxaqueño.

Al suroeste, los complejos Oaxaqueño y Acatlán están limitados por una franja de orientación noroeste-sureste formada por los afloramientos del Terreno Xolapa (Campa y Coney, 1983), constituido por migmatitas, gneises, esquistos y numerosos cuerpos intrusivos graníticos. Los conjuntos litológicos de este terreno son el resultado del metamorfismo tanto de rocas ígneas, como de rocas sedimentarias (Ortega-Gutiérrez, 1981). De ellos se han obtenido dataciones geocronológicas que señalan edades correspondientes al Paleozoico (de Cserna *et al.*, 1974; Halpern *et al.*, 1974); Jurásico (Guerrero *et al.*, 1978) y Terciario (de Cserna *et al.*, 1962). A la incertidumbre sobre la edad de este complejo se agrega la naturaleza tectónica de sus contactos con los complejos Acatlán y Oaxaqueño (Salinas, 1982; Ortega-Gutiérrez, 1981), lo que hace muy especulativas sus relaciones paleogeográficas con terrenos vecinos (Campa y Coney, 1983). Sólo se puede saber, con base en sus características litológicas y relaciones isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), que este terreno representa las raíces montañosas de un antiguo arco volcánico (Halpern *et al.*, 1974; Campa *et al.*, 1981; Ortega-Gutiérrez, 1981).

A partir del Jurásico Superior y principalmente en el Cretácico Inferior se definen en la porción centro-meridional de México dos dominios principales con características claramente diferenciables: uno, ubicado al poniente, se relaciona con el arco o

sistema de arcos volcánicos representados por las secuencias sedimentarias, volcánicas y volcanoclásticas del occidente de México; el otro, ubicado al este, está representado por secuencias marinas depositadas en un sistema de cuencas y plataformas en donde eran dominantes los sedimentos calcáreos, con excepción del área de la Sierra de Juárez, en donde se ha reconocido influencia volcánica para este periodo.

Al primer dominio pertenecen los conjuntos volcánicos, plutónicos y sedimentarios reconocidos en Nayarit, Colima, Zihuatanejo, Huetamo e Ixtapan de la Sal-Teloloapan (Campa *et al.*, 1981). A diferencia del arco volcánico de Sonora, este dominio no parece haber evolucionado sobre corteza continental más antigua, ya que existe en general una ausencia de afloramientos que pudieran representar al basamento. Las rocas más antiguas reportadas corresponden a los esquistos, rocas metavolcánicas y filitas del área de Arteaga, Michoacán, con dataciones del Paleozoico Superior (Mújica, 1980, in Campa *et al.*, 1982) y microfaua del Triásico (Campa *et al.*, 1982).

Para este dominio occidental de arco se han postulado dos modelos alternativos. En uno de ellos se propone la acreción por obducción de arcos desarrollados en el Pacífico y desplazados hasta su colisión con la corteza continental mexicana (Urrutia, 1981; Coney, 1983). En otro modelo se propone el desarrollo de dominios de arco, en la vecindad de la corteza continental de México, limitados al suroeste por una subducción al oriente (Campa y Ramírez, 1979). Datos paleomagnéticos preliminares de la secuencia volcanosedimentaria de Ixtapan-Teloloapan (Urrutia y Valencio (este número) parecen apuntalar la primera hipótesis, aunque no existen reportes de conjuntos de afinidad oceánica que indiquen una sutura.

La falta de continuidad hacia el sur del dominio occidental volcánico, volcanoclástico y sedimentario se debe a la presencia del cinturón del Complejo Xolapa y la discontinuidad tectónica de las costas de Guerrero y Michoacán. Esta discontinuidad se ha atribuido a un truncamiento de la corteza continental debido al desplazamiento lateral izquierdo de fragmentos corticales (Mioceno) ahora ubicados en Centroamérica como parte de la Placa Caribeña (Walper y Rowett, 1972; Malfait y Dinkelman, 1972; Demant, 1978). Sin embargo, Karig y colaboradores (1978) han sugerido que los corrimientos laterales en esta margen pudieron haber sido principalmente derechos, como parte del sistema de transcurrencias dextrales activas en el Cenozoico a lo largo del borde occidental de Norteamérica.

En la franja oriental de México se definen, a partir del Jurásico Superior, los elementos paleogeográficos que controlarán la sedimentación durante la segunda mitad del Mesozoico como consecuencia de la apertura del Golfo de México y los movimientos laterales activos durante el mismo proceso (desarrollado probablemente a lo largo de las posiciones del Eje Neovolcánico y el Istmo de Tehuantepec). En la Cuenca de Tlaxiaco, los primeros episodios de sedimentación marina ocurren en el Jurásico Medio (Grupo Tecocoyunca) y en otras regiones se reconocen secuencias marinas a partir del Jurásico Superior, tal es el caso del sur de Puebla, Llanura Costera del Golfo y Sierra de Chiapas (Pérez *et al.*, 1965; Viniegra, 1965, 1981; Castro-Mora *et al.*, 1975).

En los trabajos de exploración de subsuelo de Petróleos Mexicanos se han reconocido importantes depósitos de sal en la base de la secuencia mesozoica para gran parte de Chiapas, Tabasco y Veracruz (Viniegra, 1981). Estos depósitos evaporíticos jugarían posteriormente un papel muy importante en las deformaciones cenozoicas del tren estructural de la Sierra de Chiapas y su prolongación en el subsuelo de Tabasco y Plataforma de Campeche.

En la Plataforma Guerrero-Morelos no se tiene reporte confirmado de rocas jurásicas marinas, sin embargo, en el Pozo Ticumán 2 de Petróleos Mexicanos (López-Ramos, 1979) se reporta la presencia, en la base de las rocas cretácicas, de un importante espesor de evaporitas que pudieran representar a las rocas jurásicas. Más al sur, de Cserna y colaboradores (1980) han reportado afloramientos de evaporitas que subyacen a la Formación Morelos y que han atribuido al Cretácico Inferior.

Durante la primera mitad del Cretácico, las franjas oriental y sureste de México son transgredidas totalmente por el mar y se define un sistema de plataformas y cuencas (Banco Yucateco, Plataforma de Córdoba, cuencas de Veracruz y Zongolica) con sedimentación principalmente calcárea y cinturones arrecifales. Para este mismo período, Carfantan (1983) ha interpretado la apertura de una cuenca oceánica en el espacio de la Sierra de Juárez, que se conectaba por medio de una unión triple al sistema de crestas que separaba a Norteamérica de Sudamérica.

Durante el Cretácico Tardío, la sedimentación marina comenzó a registrar en la porción centro-oriental de México una creciente influencia detrítica, como resultado de la deformación y emersión del dominio occidental a partir del Cenomaniano (Campa, 1978), mientras que en el sur y sureste de México la sedimentación calcárea prevalece hasta los inicios del Terciario.

Las deformaciones compresionales de principios del Cenozoico se manifiestan en la porción central de México con la formación de pliegues y cabalgaduras hacia el este, fenómenos que se desarrollan en forma particularmente intensa en la Sierra de Juárez. En estas deformaciones se ha reconocido el papel activo del basamento; sin embargo, la presencia de evaporitas en la base de la secuencia cretácica y el estilo de algunas de las estructuras de Morelos y Guerrero sugieren el desarrollo de *décollements* (de Cserna *et al.*, 1980).

En el área de la Sierra de Chiapas no se manifestaron los episodios compresionales de principios del Cenozoico; se ha interpretado, en cambio, el desarrollo de sistemas de horsts y grabens que regularon a partir del Eoceno la sedimentación detrítica (Carfantan, 1983). Esta sedimentación detrítica se distribuyó en el espacio de la Sierra de Chiapas y en el de la Llanura Costera del Golfo (cuencas de Veracruz, Comalcalco y Macuspana).

Durante el Mioceno se registra en el área de la Sierra de Chiapas la deformación por compresión de las secuencias marinas del Mesozoico y Paleógeno (Carfantan, 1983) con una intensa actividad diapírica de la sal subyacente. Asociada a este fenómeno se reconoce la rotación de Norteamérica con respecto a la Placa del Caribe, según un límite relacionado con la actual posición de la Trinchera de Acapulco y el Sistema de Fallas Polochic-Motagua. La presencia de un sistema importante de fallas laterales izquierdas de orientación noroeste-sureste a lo largo de la Sierra de Chiapas parece estar relacionada con la rotación independiente de Yucatán, durante el Neogeno y el Cuaternario, en el sentido de las manecillas del reloj (Viniegra, 1981).

A partir del Oligoceno, se comienza a desarrollar progresivamente hacia el sur la subducción de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana, a lo largo de la Trinchera de Acapulco. La mayor parte de los autores confieren a este hecho el origen del volcanismo a lo largo del Eje o Faja Volcánica Transmexicana (Molnar y Sykes, 1969; Mooser, 1975; Urrutia y del Castillo, 1977; Demant, 1978) pero la presencia de algunos focos alcalinos y la posición oblicua del Eje con respecto a la trinchera sugieren que en esta provincia volcánica han intervenido además otros factores tectónicos.

SINTEISIS

La integración de la corteza continental de México y Centroamérica, iniciada en el Precámbrico, se ha desarrollado en el marco de espacios de confluencia de los ele-

mentos tectónicos mayores con intensa movilidad de pequeños bloques continentales. La concurrencia simultánea de diferentes límites de placas ha dejado impreso en la estructura geológica de México un mosaico intrincado de terrenos y de dominios tectónicos sobrepuestos.

Las porciones más antiguas del basamento cristalino de México están relacionadas con la evolución proterozoica de la parte meridional del Cratón Norteamericano. Sólo la porción centro-septentrional, sin embargo, parece estar subyacida por un basamento autóctono con respecto al Cratón Norteamericano (Campa y Coney, 1983). Los demás conjuntos precámbricos han sido trasladados posteriormente al espacio mexicano. El Complejo Oaxaqueño puede ser un fragmento desplazado de la Provincia Grenvilliana de Norteamérica (Fries *et al.*, 1962) o un terreno sudamericano acrecionado en el Paleozoico a Norteamérica (Keppie, 1977) y posteriormente trasladado por fallas de transcurrencia. El terreno metamórfico de Caborca, en cambio, parece ser un terreno desplazado del oeste de Norteamérica por medio de un corrimiento lateral izquierdo activo en el Jurásico (Silver y Anderson, 1974).

En el Paleozoico confluyen en el espacio de México la margen cordillerana del Cratón Norteamericano y la margen correspondiente al cinturón Marathon-Ouachita. En el primer caso, la evolución es la de una margen pasiva de tipo atlántico, que posteriormente evoluciona a un límite convergente de tipo japonés (Dickinson, 1981). En el segundo caso, la evolución es la de una margen pasiva que a finales del Paleozoico colisiona con un arco intraoceánico y posteriormente, con la masa continental de Gondwana, al tiempo de la integración de Pangea. A este episodio corresponde el inicio del período de sedimentación continental del Triásico-Jurásico sobre la mayor parte de los fragmentos corticales que más tarde integrarían el mosaico continental de México y Centroamérica.

Con la rotación de Norteamérica al noroeste y la apertura del Golfo de México, durante el Mesozoico, se instauran en el espacio mexicano dos dominios principales surcados por fallas laterales izquierdas. El primer dominio es la expresión de un límite convergente en el borde occidental, con la probable acreción de terrenos menores, aunque existe la posibilidad de que el límite convergente haya sido intraoceánico y alejado de la corteza de México con una posterior acreción de los conjuntos de arco. El segundo dominio corresponde a una margen pasiva con una sedimentación controlada por altos y bajos fondos marinos desarrollados en un basamento apalachiano. Estos elementos paleogeográficos se desarrollaron a partir del Jurásico Su-

perior en una franja que bordeaba al Golfo de México en esparcimiento oceánico y con una transgresión marina gradual sobre las áreas emergidas.

Los dos dominios del Mesozoico que durante la segunda mitad de esta era evolucionaron en forma relativamente independiente, se ven involucrados, a finales del Cretácico y principios del Cenozoico, en una secuela de eventos orogénicos relacionados con la interacción de la Placa Norteamericana y la placa o placas del Pacífico en un período limitado por cambios mayores en el movimiento de estas placas (80 - 40 m.a.a.p.) (Coney, 1976). Esto dio como resultado el desarrollo de un cinturón de pliegues recostados y cabalgaduras ubicados detrás del arco y a lo largo de toda la Cordillera Norteamericana y la Sierra Madre Oriental.

Sobre el territorio de México, en su mayor parte emergido, se desarrollan para el Cenozoico dos episodios magmáticos mayores. El primero de ellos se relaciona con la persistencia de la subducción de la Placa Farallón en la margen occidental y la posterior colisión de los segmentos de la Dorsal del Pacífico del Este. Estos eventos se manifiestan en la intensa actividad calcoalcalina de la Sierra Madre Occidental, su migración al este y su posterior retorno en el Oligoceno. Con la disminución del volcanismo de la Sierra Madre Occidental se inicia el movimiento lateral derecho entre la Placa del Pacífico y la Placa Norteamericana y, posteriormente, la apertura del Golfo de California.

El otro episodio magmático significativo del Cenozoico lo constituye el volcanismo Plio-Cuaternario del Eje Neovolcánico. Esta actividad parece originarse por la fusión parcial de la Placa de Cocos debajo de la Placa Norteamericana, en el marco de posibles movimientos laterales a lo largo del Eje Neovolcánico (Urrutia-Fucugauchi, 1981); sin embargo, no se descarta la concurrencia adicional de otros fenómenos tectónicos, en virtud de los marcados contrastes que se observan en esta provincia volcánica.

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Dr. Jaime Urrutia-Fucugauchi, del Laboratorio de Paleomagnetismo y Tectonofísica del Instituto de Geofísica, la revisión crítica y comentarios al manuscrito.

BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, M., Jr., 1949. Unidades tectónicas de la República Mexicana, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 14, 1-19.
- ANDERSON, T. H. y L. D. SILVER, 1971. Age of granulite metamorphic during the Oaxacan orogeny, México, *Geol. Soc. Amer., Abs. with Progr.* 3, 492.
- ANDERSON, T. H. y V. A. SCHMIDT, 1983. The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during mesozoic time, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 941-966.
- ATWATER, T., 1970. Implications of plate tectonics for cenozoic evolution of western North America, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 3513-3536.
- BONNEAU, M., 1971. Una nueva área cretácica fosilífera en el Estado de Sinaloa, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 32, 2, 159-167.
- BRIDGGES, L. W., 1970. Paleozoic history of the southern Chihuahua tectonic belt, in the geologic framework of the Chihuahua tectonic belt, *Midland West Texas Geol. Soc.*, 67-74.
- BRIGGS, G. y D. H. ROEDER, 1975. Sedimentation and plate tectonics, Ouachita Mountains and Arkoma Basin, in: G. Briggs, E. F. McBride y R. J. Maroly (Eds.), *Sedimentology of Paleozoic flysch and associated deposits, Ouachita Mountains-Arkoma Basin, Oklahoma*, Dallas Geol. Soc., 1-22.
- BUFFLER, R. T., J. S. WATKINS, J. SWAUB y J. L. WORZEL, 1980. Structure and early geologic history of the deep central Gulf of Mexico Basin, in: R. H. Pilger (Ed.), *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean. Proceedings of a Symposium at Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana*, 3-16.
- BULLARD, E. C., J. E. EVERETT y A. G. SMITH, 1965. The fit of continents around the Atlantic, in: P. M. S. Blackett, E. C. Bullard and S. K. Runcorn, *A Symposium on continental drift. Roy. Soc. of London Phyl. M.A.-258*, 41-51.
- BURCKHARDT, CH., 1930. Etude synthétique sur le Mésozoïque Mexicain, *Soc. Paleont. Suisse, Mem.* 49-50, 280 p.
- CAMPA, M. F., 1978. La evolución tectónica de Tierra Caliente, *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 39, 2, 52-64.
- CAMPA, M. F., M. CAMPOS, R. FLORES y R. OVIEDO, 1974. La secuencia mesozoica volcánica sedimentaria metamorfizada de Ixtapan de la Sal, Mex.-Teloloapan, Gro., *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 35, 7-28.
- CAMPA, M. F., J. RAMIREZ, R. FLORES y P. J. CONEY, 1981. Terrenos tectonoestratigráficos de la Sierra Madre del Sur, región comprendida entre los estados de

- Guerrero, Michoacán, México y Morelos. Univ. de Guerrero, Serie Técnico Científica, 28 p.
- CAMPA, M. F., J. RAMIREZ y D. Ch. BLOME, 1982. La secuencia volcánico sedimentaria metamorfizada del Triásico (Ladiano-Cárnico) de la región de Tumbiscatio, Michoacán. Soc. Geol. Mex. Resúmenes de la VI Convención Geológica Nacional, 28.
- CAMPA, M. F. y P. J. CONEY, 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico, *Can. J. Earth Sci.* 26, 1040-1051.
- CAREY, S.W., 1958. The tectonic approach to continental drift, in: S. W. Carey (Ed.), Continental drift. A Symposium. Hobart, Tasmania, University of Tasmania, 177-358.
- CARFANTAN, J. C., 1983. Les ensembles géologiques du Mexique Méridional. Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. *Geof. Int.*, 22, 1, 9-38.
- CARRILLO-BRAVO, J., 1971. La Plataforma Valles-San Luis Potosí, *Bol. Asoc. Mex. Geól. Petrol.* 23 (1-6) 1-112.
- CARRILLO-MARTINEZ, M. y M. SUTTER, 1982. Tectónica de los alrededores de Zimapan, Hidalgo y Querétaro. Libro-Guía de la excursión geológica a la región de Zimapan y áreas circundantes, estados de Hidalgo y Querétaro. Soc. Geol. Mex. III Convención Geológica Nacional, 1-20.
- CASTRO-MORA, J., C. J. SHLAEPFER, y E. MARTINEZ, 1975. Estratigrafía y microfases del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur, Chiapas, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.* 27 (1-2) 1-103.
- CLARK, K. F., P. E. DAMON, S. R. SHUTTE, M. SAFFIQUILLAH, 1980. Magmatismo en el norte de México en relación con los yacimientos metalíferos, *Rev. Geomimet.*, 106, 49-71.
- CONEY, P. J., 1976. Plate tectonics and Laramide Orogeny, New Mexico Geol. Soc. Spec. Publ., 6, 5-10.
- CONEY, P. J. y S. J. REYNOLDS, 1977. Cordilleran Benioff zones, *Nature*, 270, 403-405.
- CONEY, P. J., 1983. Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe. *Rev. Inst. Mex. Petrol.*, 15, 1, 6-16.
- CORDOBA, D. A., M. TARDY, C. RANGIN, J. C. CARFANTAN y M. F. CAMPA, 1980. Le Mexique Mésogéen et le passage au système cordillerain de type Californie. XXVI Congreso Geológico Internacional, Coloquio 5.
- CSERNA, Z. de, 1956. Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México, entre Torreón y Monterrey. XX Congreso Geológico Internacional, 87 p.

- CSERNA, Z. de, 1960. Orogenesis in time and space in Mexico. *Geol. Rundsch.*, 50, 595-665.
- CSERNA, Z. de, 1961. Tectonic Map of Mexico. Geol. Soc. Amer. New York scale 1:2 500 000.
- CSERNA, Z. de, 1970. Mexico geotectonics and mineral deposits. *New Mexico Geol. Soc. Spc. Publ.*, 6, 18-25.
- CSERNA, Z. de, 1970. Tectonics of northern Mexico (Mesozoic sedimentation, magmatic activity and deformation in northern Mexico) *in*: L. Secwaid y D. Sundeen (eds.). The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt. *West Texas Geol. Soc. Publ.* 59, 1488-1513.
- CSERNA, Z. de, 1971. Precambrian Sedimentation, Tectonics, and Magmatism in Mexico. *Geol. Rundsch.*, 60, 1488-1513.
- CSERNA, Z. de, 1979. Cuadro tectónico de la sedimentación y magmatismo en algunas regiones de México durante el Mesozoico. Programas y resúmenes del V Simposio sobre la evolución tectónica de México. *Inst. Geol., UNAM*, 11-14.
- CSERNA, Z. de, E. SCHMITTER, P. E. DAMON, D. E. LIVINGSTON y L. J. KULP, 1962. Edades isotópicas de rocas metamórficas del centro y sur de Guerrero y de una monzonita cuarcífera de Sinaloa. *UNAM, Inst. Geol. Bol.* 64, 71-84.
- CSERNA, Z. de, C. FRIES, Jr., C. RINCON-ORTA, J. SOLORIO MUNGUÍA y E. E. SCHMITTER, 1974. Nuevos datos geocronométricos paleozoicos del sur de México, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.* 26, 195-204.
- CSERNA, Z. de, J. L. GRAF, Jr., y F. O. GUTIERREZ, 1977. Alóctono del Paleozoico Inferior en la región de Ciudad Victoria, estado de Tamaulipas, *Rev. Inst. Geol.*, 33-43.
- CSERNA, Z. de, F. ORTEGA-GUTIERREZ y M. PALACIOS-NIETO, 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla. Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Guerrero y Puebla. III Reunión Nacional de Geotecnia y Geotermia, 1-40.
- DAMON, P. E., M. SAFIQUILLAH y F. K. CLARK, 1981. Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in Southern Cordillera, *in*: W. Dickinson and W. D. Payne. *Arizona Geol. Soc. Digest.*, 14, 137-153.
- DEMANT, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico transmexicano y sus problemas de interpretación. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, 2 (1), 8-18.
- DENISON, R. E., W. H. BURKE, Jr., E. A. MATHERINGTON and J. OTTO, 1970. Basement rock framework of parts of Texas, southern New Mexico, in the geologic framework of the Chihuahua tectonic belt. *Midland Western Texas Geol. Soc.*, 3-14.

- DICKINSON, W. R., 1977. Paleozoic plate tectonics and the evolution of the Cordilleran continental margin, *in*: J. H. Stewart and others (Eds.), Paleozoic Paleogeographic of the Western United States. Pacific Section, Soc. Econ. Paleontologist and Mineralogist, Pacific Coast Paleogeography Symposium.
- DICKINSON, W. R., 1981. Plate tectonics and the continental margin of California, *in*: W. G. Ernst (Ed.), The Geotectonic development of California-Rubey V. 5, Prentice Hall, 1-28.
- DICKINSON, W. R. y W. S. SNYDER, 1978. Plate tectonics of Laramide Orogeny. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 151, 370 pp.
- DICKINSON, W. R. y P. J. CONEY, 1980. Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico, *in*: R. H. Pilger (Ed.), The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of central north Atlantic. Proceedings of a Symposium at Louisiana State University, Baton Rouge.
- DIETZ, R. S. y J. C. HOLDEN, 1970. Reconstruction of Pangea break up and dispersion of continents, Permian to present. *J. Geophys. Res.*, 75, 4939-4956.
- FLAWN, P. T., 1961. Rocas metamórficas del armazón tectónico de la parte septentrional de México. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, 13, 105-116.
- FLORES, T., 1951. Geología, génesis y condiciones estructurales de los yacimientos de hierro de México. *Bol. Inst. Invest. Rec. Min.*, 29, 1-8.
- FREELAND, G. L. y R. S. DIETZ, 1971. Plate tectonic evolution of Caribbean-Gulf of Mexico region, *Nature*, 232, 20-23.
- FRIES, C., Jr., E. SCHMITTER, P. E. DAMON, E. D. LIVINGSTONE y R. ERICKSON, 1962a. Edad de las rocas metamórficas en los cañones de La Peregrina y de Caballeros, parte centro-occidental de Tamaulipas, *in*: C. Fries, Jr. (Ed.), *Bol. Inst. Geol., UNAM*, 64, 55-69.
- FRIES, C., Jr., E. SCHMITTER, P. E. DAMON y D. E. LIVINGSTON, 1962b. Rocas precámbricas de edad grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, 64, 45-53.
- FRIES, C., Jr. y C. RINCON-ORTA, 1965. Nuevas aportaciones geocronológicas y técnicas empleadas en el laboratorio de geocronología. *Bol. Inst. Geol. UNAM*, 73, 57-133.
- GARRISON, J. R., C. RAMIREZ-RAMIREZ y L. E. LONG, 1980. Rb-Sr isotopic study of the ages and provenance of Precambrian granulite and Paleozoic greenschist near Ciudad Victoria, México, *in*: R. H. Pilger (Ed.), The origin of the Gulf of Mexico and the early open of the central North Atlantic Ocean. Proceedings of a Symposium at Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, 37-49.

- GASTIL, R. G., R. P. PHILLIPS y E. C. ALLISON, 1975. Reconnaissance geology of the state of Baja California. *Geol. Soc. Am. Mem.* 14, 170 p.
- GASTIL, G. y D. KRUMMENACHER, 1978. The migration of the axis of Pacific margin magmatism across Baja California, Sonora and Chihuahua. Resumen del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del estado de Sonora, Sonora, *Instituto de Geología, UNAM*, 63-64.
- GASTIL, G. y D. KRUMMENACHER, 1979. Reconnaissance geologic map of central part of the State of Nayarit, Mexico. *Geol. Soc. of America Map and Short Series*, MC-24, scale 1:200 000, summary. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 15-18.
- GASTIL, G., G. MORGAN y D. KRUMMENACHER, 1981. The tectonic history of peninsular California, in: W. G. Ernst, (Ed.), *The geotectonic development of California-Rubey*, V. 1, Prentice Hall.
- GONZALEZ, R., 1975. Bosquejo geológico de la Zona Noreste. *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, 28 (1-2), 2-49.
- GRAHAM, S. A., W. R. DICKINSON y R. V. INGERSOLL, 1975. Himalayan-Bengal model for flysch dispersal in the Appalachian-Ouachita System. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 273-286.
- GUERRERO, J. C., L. T. SILVER y T. H. ANDERSON, 1978. Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 39, 22-23.
- HALPERN, M., J. C. GUERRERO y M. RUIZ-CASTELLANOS, 1974. Rb-Sr dates of igneous and metamorphic rocks from south, eastern and central Mexico. A progress report. *Un. Geof. Mex.*, Reunión Anual, México, D. F. Resúmenes, 30-31.
- KARIG, D. F., R. K. CARDWELL, G. F. MOORE y D. G. MOORE, 1978. Late cenozoic subduction and continental margin truncation along northern Middle American Trench. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 265-276.
- KELLER, G. R. y S. E. CEBULL, 1973. Plate tectonics and the Ouachita system in Texas, Oklahoma and Arkansas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, 1659-1666.
- KEPPIE, J. D., 1977. Plate tectonic interpretation of paleozoic world maps. *Nova Scotia Dept. Mines, Paper 77-3*, 45 p.
- KLOTTOWSKI, F. E., 1970. Paleozoic geologic history of south western New Mexico and northern Chihuahua tectonic belt, in the geologic framework of the Chihuahua tectonic belt. *Midland West Texas Geol. Soc.* 25-37.
- LE PICHON, X. y P. F. FOX, 1971. Marginal offsets, fracture zones and early opening of the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, 76, 6294-6308.
- LOPEZ-RAMOS, E., 1979. Geología de México, 2a. edición, México, Edición Escolar; 3 volúmenes.
- MALFAIT, B. T. y M. G. DINKELMAN, 1972. Circum-Caribbean tectonic and ig-

- neous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 252-278.
- MARQUEZ-CASTAÑEDA, B., 1984. Estudio geológico del área de Santa Bárbara, Chih. Informe inédito, Facultad de Ingeniería.
- McDOWELL, F. W. y S. CLABAUGH, 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and the relation to the tectonic history of western Mexico, in: C. E. Chapin and W. F. Elston (Eds.), Ash Flow tuffs. *Geol. Soc. Amer., Spc. Paper 180*.
- McELDOWNEY, R. C., 1970. An occurrence of Paleozoic fossils in Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am. Abs. Progr.* 2, 117.
- MOLNAR, P., y Z. R. SYKES, 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Mechanisms and Seismicity. *Geol. Soc. Am. Bull.* 80, 1639-1684.
- MOOSER, F., 1975. Historia geológica de la Cuenca de México, in: Memoria de las obras del sistema de drenaje profundo del Distrito Federal, Tomo 1, D.D.F., 7-38.
- MORRIS, R. C., 1974. Sedimentary and tectonic history of the Ouachita Mountains. *Soc. Econ. Paleontol. and Min. Spec. Publ.* 22, 120-142.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán, en la Mixteca Baja, estados de Puebla y Oaxaca, *Rev. Inst. Geol. UNAM*, 2(2), 112-131.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., 1981. Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance. *Geof. Int.* 20(3) 177-202.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F., T. H. ANDERSON y L. T. SILVER, 1977. Lithologies and geochronology of Precambrian craton of southern Mexico. *Geol. Soc. Am. Abs. Progr.* 9, 1121-1122.
- PADILLA y SANCHEZ, R., 1982. Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo and Monterrey, Mexico. Ph. D. Dissertation, Faculty of the Graduate School of the University of Texas at Austin, 217 p.
- PANTOJA-ALOR, 1970. Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro septentrional de Oaxaca. *Soc. Geol. Mex.*, Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca, 67-84.
- PEIFFER-RANGIN, F., 1979. Le zones isopiques du Paléozoïque inférieur du nord-ouest mexicain; moyen du relais entre les Appalaches et la Cordillère ouest américaine. *C. R. Acad. Sc. Paris.*, T-288, Ser. D-1517.
- PEREZ, J. M., A. HOKUTO y Z. de CSERNA, 1965. Reconocimiento geológico del área Petalcingo-Santa Cruz, Municipio de Acatlán, Edo. de Puebla. *UNAM, Paleontología Mexicana*, 21 (1), 22 pp.
- PILGER, R. H., Jr., 1978. A closed Gulf of Mexico, pre-Atlantic Ocean plate reconstruction and early rift history of the Gulf and north Atlantic. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*.

- RAMIREZ-RAMIREZ, C., 1978. Reinterpretación tectónica del Esquisto Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas. *Rev. Inst. Geol. UNAM*, 2(1), 31-36.
- RANGIN, C., 1977a. Sobre la presencia del Jurásico Superior con amonitas en Sonora Septentrional, México. *Rev. Inst. Geol., UNAM*, 1(1), 1-4.
- RANGIN, C., 1977b. Tectónicas sobrepuestas en Sonora Septentrional. *Rev. Inst. Geol., UNAM*, 1(1), 44-47.
- SALINAS, J. C., 1982. Las relaciones de las rocas metamórficas con la cobertura sedimentaria mesozoica en la Sierra Madre del Sur, regiones de la Montaña de Guerrero y la Mixteca Oaxaqueña. Soc. Geol. Mex. Resúmenes de la II Convención Geológica Nacional.
- SCHMIDT-EFFING, R., 1980. The Huayacocotla Aulacogen in Mexico (Lower Jurassic) and the origin of the Gulf of Mexico. Proceedings of a Symposium. The origin of the Gulf of Mexico in the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean, 79-86.
- SILVER, L. T. y T. H. ANDERSON, 1974. Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North America Craton margin (abstract) *Geol. Soc. Am. Abs. Prog.* 6, 196-214.
- SILVER, L. T. y T. H. ANDERSON, 1978. Mesozoic magmatism and tectonism in northern Sonora and their implications for mineral resources. Resúmenes del Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero del estado de Sonora, Sonora. *Inst. Geol., UNAM*, 117-118.
- STEWART, J. H., 1972. Initial deposits in the Cordilleran geosyncline. Evidence of a late Precambrian (850 m.y.) continental separation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 1345-1360.
- STEWART, J. H., 1978. Basin and Range in Western North America - A review, in: R. R. Smith and G. P. Eaton (Eds.), Cenozoic tectonics and regional geophysics of the western cordillera, *Geol. Soc. Am. Mem.*, 152, 7-24.
- STOYANOW, A., 1942. Paleozoic paleogeography of Arizona, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 53, 1255-1282.
- TARDY, M., 1977. Essai sur la reconstruction de l'évolution paléogéographique et structurale de la partie septentrionale du Mexique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque, *Bull. Soc. Géol. Franc.*, 19, 6, 1297-1308.
- TARDY, M., D. F. MARTINEZ, L. M. MITRE, M. PATIÑO y R. PADILLA, 1975. Observaciones generales sobre la estructura de la Sierra Madre Oriental. La aloctonía del Conjunto Cadena Alta - Altiplano Central, entre Torreón, Coahuila, y San Luis Potosí, S.L.P., México, *Rev. Inst. Geol., UNAM*, 75(1), 1-11.

- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1981. Preliminary paleomagnetic study of Lower Tertiary volcanic rocks from Morelos and Guerrero state, *Geof. Int.*, 22, 81-110.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1982. Late Mesozoic-Cenozoic evolution of the north western Mexico magmatic arc zones. Fifth Intern. Cong. Geochronology, Cosmochronology and Isotope Geology, Nikko, Japan.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J., 1984. On the tectonic evolution of Mexico: paleomagnetic constraints. Plate reconstruction from paleozoic paleomagnetism. *Am. Geophys. Un., Geodynam. Ser. 12*, 29-47.
- URRUTIA-FUCUGAUCHI, J. y L. DEL CASTILLO, 1977. Un Modelo del Eje Neovolcánico Mexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28.
- VAN DER VOO, R., E. J. MAUK y R. B. FRENCH, 1976. Permian Triassic continental configuration and the origin of the Gulf of Mexico, *Geology*, 4, 177-180.
- VINIEGRA, F., 1965. Geología del macizo de Teziutlán y la cuenca cenozoica de Veracruz, *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, 17, 101-163.
- VINIEGRA, F., 1981. El gran banco calcáreo yucateco. *Rev. Ing. Fac. Ingeniería*, 1, 20-44.
- WALPER, J. L. y C. L. ROWETT, 1972. Plate tectonics and the origin of the Caribbean Sea and Gulf of Mexico. *Gulf Coast Assoc. Geol. Socs. Trans., 22nd Ann. Conf. Proc.*, 105-116.
- WALPER, J. L., 1980. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico in: R. H. Pilger (Ed.). The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of Central North Atlantic. Proceedings of a Symposium at Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana, 87-98.
- WHITTINGTON, H. B. y C. P. HUGHES, 1974. Geography and faunal provinces in the Tremadoc Epoch, in: C. A. Ross (Ed.). Paleogeographic provinces and provincially. *Soc. Econ. Paleontol. Min. Spec. Publ. 21*, 203-218.
- WICKHAM, J., D. ROEDER y G. BRIGGS, 1976. Plate tectonics models for the Ouachita fold belt, *Geology*, 4, 174-176.

(Recibido: 18 de mayo, 1984)

(Aceptado: 30 de agosto, 1984)