



Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México

Samuel Eguiluz de Antuñano¹, Mario Aranda García¹ y Randall Marrett²

¹PEMEX EXPLORACIÓN, Residencia Reynosa,

seguiluz@nte.pep.pemex.com

²Department of Geological Sciences,
University of Texas at Austin. 78712-1101

Resumen

La Sierra Madre Oriental (SMO), es una cordillera cuyo relieve se debe a la deformación de rocas mesozoicas y de su complejo basal, que fueron levantados, comprimidos y transportados hacia el noreste, formando pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramide. En este trabajo se establece la extensión de la SMO y se describen los estilos estructurales que constituyen la zona frontal de esta provincia geológica.

A lo largo del frente de este cinturón plegado se distinguen varios sectores que tienen variantes internas en el estilo y orientación de deformación, la cual es considerada de tipo "thin-skinned".

La evolución sedimentaria y distribución de facies, controladas por la paleogeografía, tuvieron una influencia directa sobre el posterior desarrollo del plegamiento regional. Las evaporitas del Oxfordiano, en la Cuenca del Centro de México y las evaporitas del Cretácico, en la Plataforma de Valles-San Luis Potosí, propiciaron despegues que dieron origen a desbordamientos de salientes estructurales. Donde esto ocurrió, se produjeron pliegues de caja, un despegue profundo y pocas fallas emergentes. Con secciones balanceadas y restauradas donde hay evaporitas, se determinó que el acortamiento fue menor que 35%, mientras que en regiones donde las evaporitas están ausentes, los acortamientos fueron mayores que 40%. Los vectores de desplazamiento, obtenidos con datos cinemáticos de campo, sugieren un transporte tectónico regional que está dirigido hacia el noreste.

Datos recientes, obtenidos por otros autores, sugieren que la pila de sedimentos acumulados en el frente de la SMO, fue mucho mayor a lo que está presente y que su levantamiento y fallamiento ocurrieron posiblemente en el Eoceno tardío. Esto explicaría la esquistosidad provocada por carga litostática en algunos sectores del frente de montaña y es posible que el paroxismo compresivo y el levantamiento del frente plegado, ocurriera en un tiempo incluso posterior al Eoceno.

El modelo de cuña crítica es una posibilidad para explicar adecuadamente: las relaciones estructurales con respecto a la distribución de evaporitas; la geometría de las estructuras del frente de montaña; los estilos de deformación de la cubierta y del basamento; las variaciones de acortamiento y la posición de los afloramientos de la zona interna de la cadena plegada.

Abstract

The Sierra Madre Oriental (SMO) is a long range that resulted from the deformation of Mesozoic rocks and its basement complex. Both were uplifted, shortened and transported northeastward forming a fold and thrust belt during the Laramide orogeny. This work describes the structural styles that form the frontal zone of the geological province SMO.

Along the front of this fold and thrust belt, five sectors can be distinguished by internal variants in their style and trend of deformation, here considered thin-skinned kind.

The sedimentary evolution and facies distribution, both controlled by the paleogeography, had direct influence over folding development. Oxfordian evaporites in the Central Mexico Basin, and Cretaceous evaporites in the Valles-San Luis Potosí Platform, caused detachments and created structural salients, box folds, and a few emergent faults. Restored and balanced cross-sections show that where evaporites exist, shortening is less than 35%. Where evaporites are absent, shortening was greater than 40%. Kinematic vectors suggest a regional northeastward tectonic transport.

New data suggest that sediment accumulated in the frontal SMO was much thicker than presently preserved. Uplift, folding and thrusting of this sequence possibly occurred during late Eocene. This idea explains that Jurassic-Cretaceous schist, could be for lithostatic pressure in some frontal folding places; and the compressing and uplift could be post Eocene in that region, but not extensive in that time across western the SMO.

The critical wedge model can explain: (1) structural relationships based on evaporite distribution and the structural salient; (2) differences between the geometry of structures along the front range; (3) contrasting deformation styles between the basement complex and the sedimentary cover; (4) shortening variations and (5) the location of outcrops of the internal zone of the fold-thrust belt.

El término Sierra Madre Oriental designa a un rasgo orográfico, formado por un macizo montañoso rugoso, angosto y alargado, situado en el oriente de la República Mexicana, que emerge de la planicie costera del Golfo de México y se yergue majestuoso e imponente, con cumbres que sobrepasan los 2,500 m sobre el nivel del mar, luego descienden de altura hacia el poniente y pasan a una extenso altiplano situado en el centro del país; diversos autores (Álvarez, 1961; Tamayo, 1941; Raisz, 1959), ubican a la Sierra Madre Oriental a partir de la Faja Volcánica Transmexicana y la proyectan en forma continua hacia el NW, internándose en la parte central de Coahuila y Chihuahua, hasta la frontera norte de México. La Sierra Madre Oriental es una unidad fisiográfica, con más de 800 km de longitud y de 80 a 100 km de amplitud. En términos geológicos, la Sierra Madre Oriental es el producto del levantamiento y deformación de rocas principalmente mesozoicas, incluido su basamento heterogéneo. Por otra parte, corresponde a una franja del frente plegado y cabalgado durante el período de deformación conocido como laramídico, al que De Cserna (1960), denominó Hidalgoense.

Existen varias opiniones sobre el concepto morfoestructural de la provincia en cuestión, Guzmán y

De Cserna (1963), incluyen a todas las rocas plegadas del centro y norte de México como parte de la Sierra Madre. Siguiendo el criterio anterior, Tardy (1972a) y De Cserna (1989), incluyen subdivisiones morfoestructurales al conjunto antes definido; aquí se propone que bajo ese esquema, es más conveniente utilizar el término Orógeno Mexicano, y dejar restringido el término Sierra Madre Oriental, para referirse al cinturón plegado que se describe en este trabajo (Figura 1).

Diferentes autores (e.g., Aranda, 1991; Gray y Johnson, 1995) consideran que el frente plegado Sierra Madre Oriental, presenta dos ramas subparalelas, una se interna en la porción central de Coahuila y Chihuahua, mientras que otra se aparta hacia el poniente. De acuerdo con el concepto descrito por Lugo-Hubp (1990), la Sierra Madre Oriental es un relieve morfoestructural curvado, que se ubica desde la Faja Volcánica Transmexicana, hasta la proximidad de la Ciudad de Torreón, Coah. En este trabajo, el conjunto Sierra Madre Oriental, en términos estructurales, concuerda con este criterio y además lo extendemos en sus extremos noroeste, hacia la proximidad de Parral, Chih. y sureste hacia el área de Tuxtepec, Oaxaca. El frente de montaña está bien definido a lo largo de casi toda su extensión, pero lateralmente, al poniente, esta franja plegada pierde

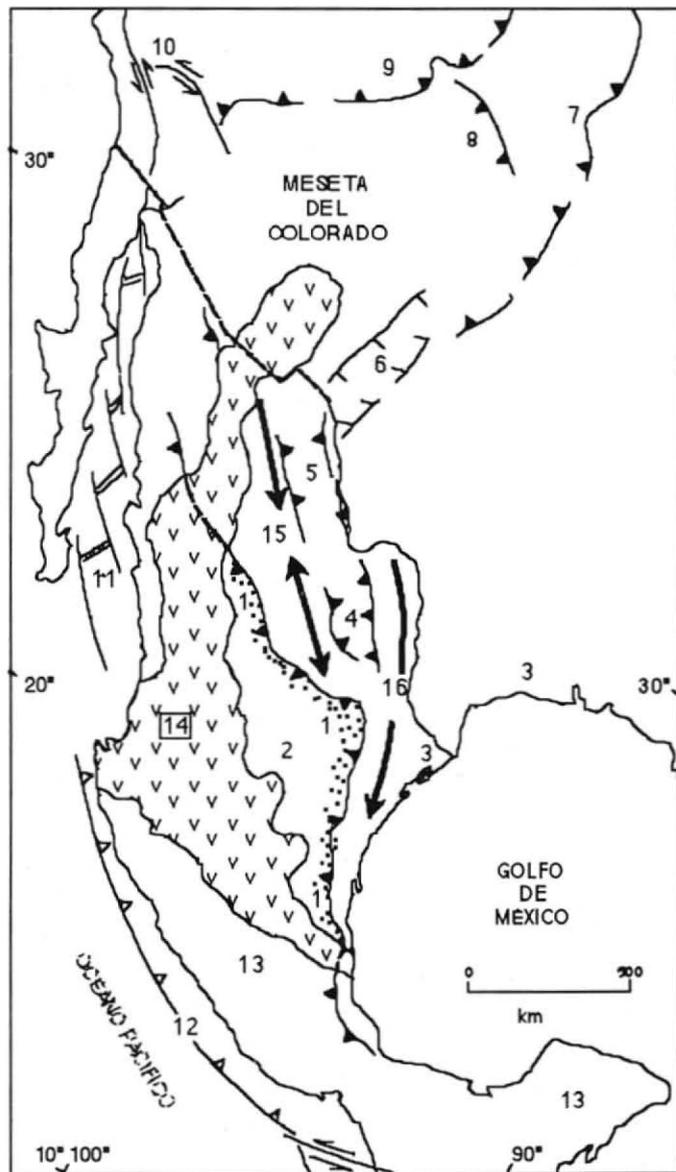


Figura 1. Localización del frente tectónico. Sierra Madre Oriental (1), Cadena baja de la Sierra Madre Oriental (2), Planicie costera del Golfo (3), Franja plegada de Sabinas (4) y Chihuahua (5), *Rift* del Río Grande (6), Montañas Rocallosas (7), Montañas Uinta (8), Cinturón Orogénico Cordillerano (9), Sierra Nevada (10), Golfo de California (11), Fosa de Acapulco (12), Sierra Madre del Sur, Complejo Oaxaqueño y Yucatán (13), Sierra Madre Occidental y Faja Volcánica Transmexicana (14), Bloque de Aldama y Coahuila (15), Bloques de Tamaulipas (16).

claridad en el Altiplano Mexicano. De acuerdo con González *et al.* (1986), la ubicación del Altiplano y el frente plegado de la Sierra Madre Oriental, pertenece al denominado "Terreno Estratotectónico Sierra Madre Oriental".

En este trabajo se describen con detalle las características tectónicas del frente de la franja de pliegues y cabalgaduras; dentro de este cinturón se

identifican cinco sectores y se excluye de la Sierra Madre Oriental, a la cadena plegada de la parte central de Coahuila y Chihuahua, por tener una evolución paleotectónica y estilos estructurales diferentes (Figura 1).

Numerosos estudios sobre la Sierra Madre Oriental han sido realizados desde principios del siglo, el conocimiento de su geología ha evolucionado y despertado un interés creciente. Los primeros trabajos establecieron la estratigrafía y aspectos estructurales preliminares (Heim, 1926; Burckhardt, 1930; Kellum, 1930, 1932, 1936; Imlay, 1936, 1937, 1944; Segerstrom, 1961; Humphrey, 1949; Carrillo, 1961, 1965). Trabajos posteriores desarrollados a mediados de siglo y los años sesenta, abrieron nuevas corrientes sobre el conocimiento geodinámico de los sectores que forman a esta provincia geológica, primero se incluyó a esta región dentro del concepto de la teoría geosinclinal (Álvarez, 1949, 1958 y 1961; Humphrey, 1956; Guzmán y De Cserna., 1963; De Cserna, 1956 y 1960); después se elaboraron modelos paleogeográficos (Viniegra, 1963; Garza, 1973; Carrillo, 1971; Salvador, 1987). Estudios más recientes aportaron otros datos que modificaron el concepto geodinámico de esta región y la inclusión de esta provincia, dentro de un contexto de tectónica de placas y se obtuvieron avances para mejorar su entendimiento (Tardy, 1973, 1980; Suter, 1984, 1987; De Cserna *et al.*, 1977; Ramírez, 1978; Padilla y Sánchez, 1985; Quintero y Aranda, 1985; Eguiluz y Campa, 1982; Campa y Coney, 1983; Campa, 1985; Longoria, 1994; Eguiluz, 1989a, 1989b y 1991). En los años setenta, Petróleos Mexicanos realizó excursiones geológicas que mostraron los conocimientos estratigráficos y estructurales alcanzados por la industria petrolera, pero desafortunadamente son trabajos inéditos. Por otra parte institutos de investigación y dependencias gubernamentales nacionales y extranjeras, publicaron cartas tectónicas y geológicas de esta región (King, 1969; Muehlberger, 1992; González *et al.*, 1986). Con este acervo de conocimientos y con el objeto de evaluar las posibilidades petroleras de la Sierra Madre Oriental, Petróleos Mexicanos, en 1993, decidió realizar el estudio integral (NEM 1032) de esta provincia, definir sus límites y proponer los modelos geológicos, capaces de orientar la exploración de hidrocarburos. Para cumplir este objetivo, se conformó un equipo de trabajo cuyas ideas forman la parte medular de lo que aquí se expone; por Petróleos Mexicanos, Mario Aranda García, Samuel Eguiluz de Antuñano, José Galicia Barrios, Javier Banda Hernández, Jaime Patiño Ruiz, Maximino Palma González y Fernando López Arriaga; como especialistas del Instituto Mexicano del Petróleo, Mario Vázquez Meneses y Salvador Ortuño Arzate; y

como asesores especialistas de la Compañía AMOCO, se integraron Gary Prost, Randall Marrett, Joshua Rosenfeld, Dutch Thompson y Matt Trout. Es conveniente reconocer que el estudio integral patrocinado por Petróleos Mexicanos, se realizó con el apoyo de Raúl González García y Pablo Cruz Helú, a quienes los autores dedican este trabajo, que fue autorizado para publicarse y presentarse en las jornadas técnicas de la Primera Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra en 1998.

ESTRATIGRAFÍA Y MODELOS PALEOGEOGRÁFICOS

El basamento de la Sierra Madre Oriental, consiste de un caleidoscopio de rocas que varían en litologías y edades, desde gneises de edad Precámbrica, en Peregrina, Tamps. (Carrillo, 1961; De Cserna *et al.*, 1977, Ramírez, 1978) o el núcleo del Anticlinorio de Huayacocotla (Carrillo, 1965), hasta esquistos de edad preoxfordiana, que aparecen esparcidos en San Julián, Zac. (Córdoba, 1965), Jimulco, Coah. (Kellum, 1932), Aramberri, N.L. y Miquihuana, Tamps. (Imlay, 1937), Peregrina (Carrillo, 1961) y Teziutlán, Pue. (Viniegra, 1963). Sedimentos del Paleozoico que afloran en Las Delicias, Coah. (King, 1934) y Peregrina, Tamps. (Carrillo, 1961), completan un cuadro poco entendido sobre la distribución del complejo basal que soporta a la columna mesozoica; más complejo es aun, si consideramos que estas rocas están fuertemente deformadas y transportadas por orogénias anteriores (Anderson y Schmidt, 1983).

En el área que ocupa la franja plegada del frente de la Sierra Madre Oriental, los primeros sedimentos marinos mesozoicos aparecen entre el Triásico Superior y el Jurásico Inferior. Su distribución está restringida a dos franjas: una al suroriente, en la región de Huayacocotla (Carrillo, 1965) y otra al poniente, que va desde Santa María del Oro, Dgo. (Aranda *et al.*, 1988), hasta Guanajuato (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992), pasando por Zacatecas, Real de Catorce y Charcas, S.L.P. Su característica al poniente consiste en aparecer como un cinturón turbidítico complejo en extremo, orientado NW-SE, con volcanismo marino asociado, mientras que al oriente, rocas correlativas carecen de rocas volcánicas y se interdigitan con secuencias continentales del Alogrupo Los San Pedros (Rueda *et al.*, 1993). Mientras que los depósitos occidentales representan zonas internas de una cuenca sedimentaria, que según Eguiluz (2000) pudiera ser de tipo *pull apart*, ubicada en el Centro de México; los sedimentos del oriente representan el relleno de fosas relacionadas a la apertura del Golfo de México. En

ambos casos presentan faunas que indican la posible invasión marina relacionada con el ancestral Océano Pacífico (Imlay, 1980). Estas secuencias del Triásico-Liásico están plegadas y limitadas por discordancias angulares con las rocas a las que sobreyacen y con los sedimentos a los que subyacen, por lo que se infiere la existencia de un evento tectónico que pudo ocurrir posterior al Liásico o Jurásico Medio. La importancia de conocer la existencia, litología y espesor de estas rocas, facilita el entendimiento para conocer que durante la deformación Laramide, actuaron como niveles de despegue potenciales. En las regiones antes descritas, al poniente, durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, otro cinturón turbidítico se depositó y quedó sobrepuesto al cinturón turbidítico anterior Triásico-Liásico, que continuó representando a la zona interna de la cuenca; mientras que al oriente, sobre la secuencia ¿triásica?-liásica se sobrepuso una sedimentación de lechos rojos, evaporitas, carbonatos y terrígenos mioclinales (Figuras 2, 3, 4, y 5).

A lo largo y ancho de la Sierra Madre Oriental, en la base de la columna sedimentaria preoxfordiana, se encuentran, en superficie y subsuelo, capas rojas (Formaciones Nazas, Cahuasas, Tenexcate y La Joya), con material volcánico en la mayoría de los casos, estas rocas cubren al complejo basal antes mencionado. Estos lechos rojos representan el relleno de fosas tectónicas y son el cambio de una sedimentación continental, hacia una sedimentación marina, que inició en el Jurásico Superior y continuó sin abandono durante el Cretácico. Magníficos afloramientos se observan desde la Sierra de Atotonilco y Villa Juárez, Dgo., al noroeste, pasando por San Julián, Zac., Huizachal, Tamps., Galeana, Aramberri, Miquihuana, N.L., Real de Catorce, S.L.P. y en el Anticlinorio de Huayacocotla, hasta Teziutlán, Pue., en el sureste.

Con la integración de información estratigráfica regional, se pueden reconstruir una serie de dominios sedimentarios que evolucionaron en cuencas y plataformas, éstos definen el hábitat de provincias paleogeográficas, en ellas se acumularon conjuntos pétreos variados que es necesario reconocer y relacionar con su estilo de deformación. La importancia que tiene esta distinción y los espesores involucrados, están ligados intrínsecamente con el comportamiento mecánico que ocurrió durante su deformación, de esta manera, se pueden definir estilos estructurales propios para varios sectores de la Sierra Madre Oriental.

Con base en columnas estratigráficas y correlaciones detalladas en superficie y subsuelo, se ha podido elaborar la reconstrucción paleogeográfica y de

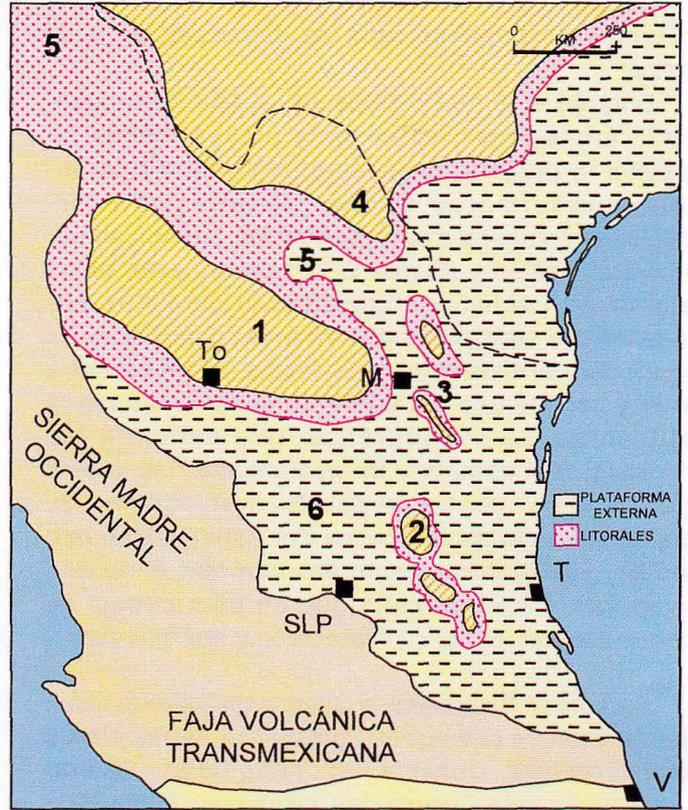
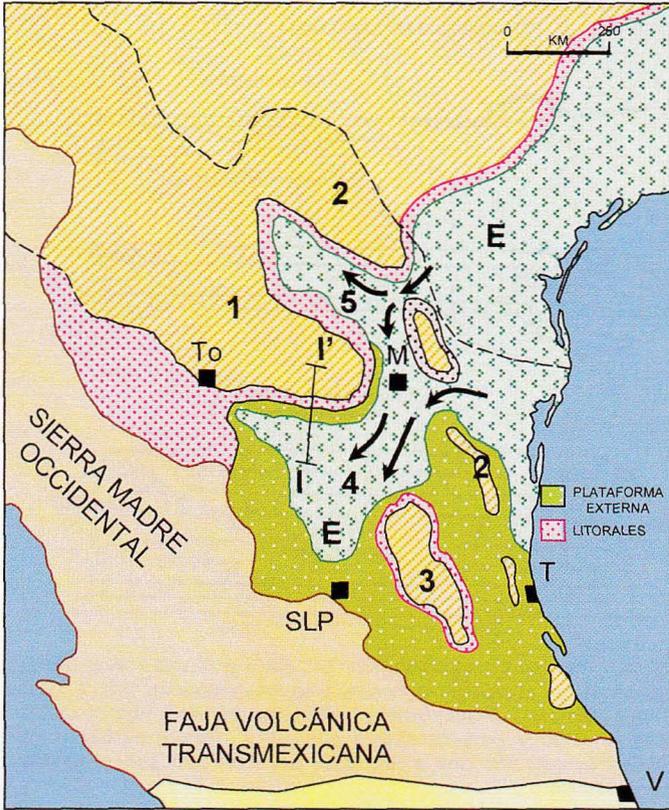


Figura 2.- Distribución de evaporitas (E) durante el Oxfordiano y elementos paleogeográficos: Península de Coahuila (1), Península y Archipiélago de Tamaulipas (2), Isla de Miquihuana (3), Cuenca del centro de México (4), Cuenca de Sabinas (5). Ciudades: Tampico (T), Monterrey (M), Torreón (To), Veracruz (V), San Luis Potosí (SLP), Cubierta Volcánica actual de la Sierra Madre Occidental y Faja Volcánica Transmexicana. La Sección I-I' se muestra en la Figura 6.

Figura 3.- Distribución de facies litorales y plataforma externa durante el Tithoniano. Elementos paleogeográficos: Isla de Coahuila (1), Isla de Miquihuana (2), Islas de Picachos y Terán (3), Península de Tamaulipas (4), Cuenca de Chihuahua y Sabinas (5), Cuenca del centro de México (6).

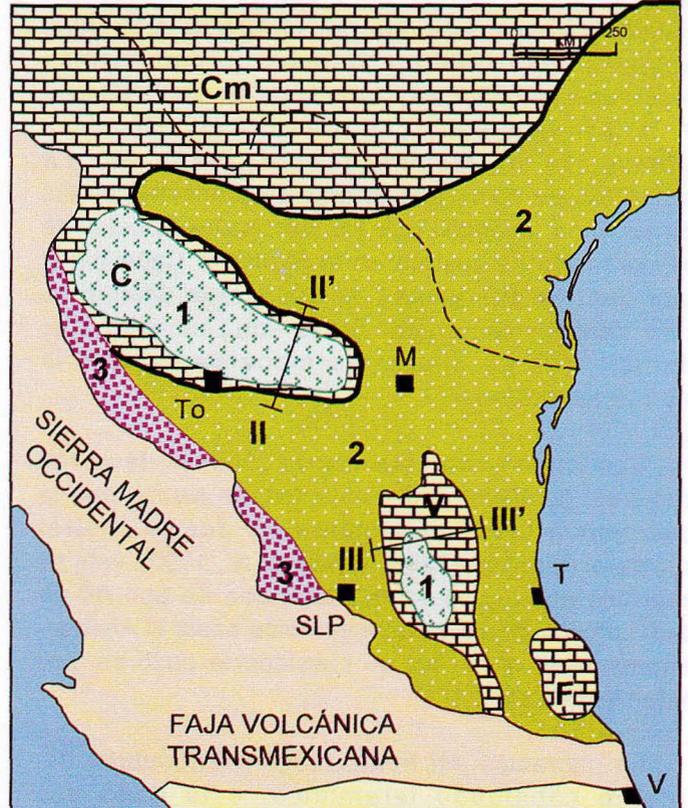
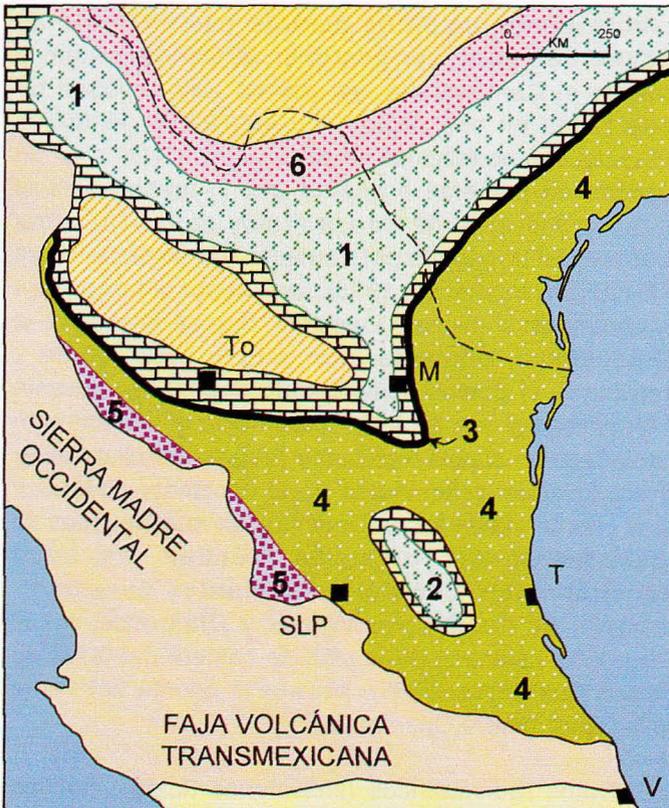


Figura 4.- Distribución de evaporitas durante el Barremiano: Formación La Virgen / Cuchillo (1), Formación Guaxcamá (2), Carbonatos: Arrecife Cupido y facies de laguna (3), Calizas pelágicas Tamaulipas Inferior (4), turbiditas (5) y clásticos costeros (6)

Figura 5.- Distribución de evaporitas (1) durante el Albiano, Calizas Pelágicas (2), Turbiditas (3). Plataformas de: Valle - San Luis Potosí (V), Faja de Oro (F), Coahuila (C) y Comanche (Cm). Las secciones II-II' y III-III' se muestran en la Figura 6.

ambientes de depósito, que se describen a continuación:

Durante el Jurásico Superior, el Mar Tethisiano, inundó áreas bajas, extensas y planas, donde se depositaron primero, evaporitas, terrígenos y carbonatos, que formaron amplias plataformas interconectadas entre sí a través de canales, separadas por elementos insulares (Figura 2); posteriormente, estas plataformas evolucionaron y fueron cubiertas por terrígenos con variaciones de ambientes deposicionales (Figura 3). La distribución de facies y límites entre mares y continentes durante este tiempo, marcan la distribución paleogeográfica, que definió a las paleoislas de Coahuila y de Miquihuana, las cuales separaron a las cuencas de Sabinas, Magiscaltzin y de Tampico Misantla de la Cuenca del Centro de México (Carrillo, 1990), inicialmente llamada Mar Mexicano (Humphrey, 1956), término que en este trabajo se propone abandonar por su imprecisión y ambigüedad.

Durante el Oxfordiano la Cuenca de Sabinas actuó primero como un paleogolfo, limitado por tierras altas y posteriormente durante el Tithoniano, quedó comunicada con la Cuenca de Chihuahua y flanqueada por plataformas cretácicas.

El control sedimentario y estructural de los bloques paleotectónicos altos, fue heredado al Cretácico Inferior, donde las áreas continentales que existieron, al ser cubiertas por el mar en diferentes tiempos, desarrollaron bancos y plataformas evaporítico-carbonatadas, como la de Coahuila (Garza, 1973), San Luis-Valles, (Carrillo, 1971), Monclova (Alfonso, 1978), Maveric (Smith, 1981), etc. La distribución de estas plataformas se presentan en las Figuras 4 y 5, mientras que los principales modelos de sedimentación se ilustran en la Figura 6. Cabe hacer notar que las diferencias de espesores, litologías, acuñamientos y cambios de facies, son parámetros que interactuaron de diferentes maneras durante la deformación posterior.

Con información obtenida de sondeos de pozos petroleros, geofísica y afloramientos, se asume que la subsidencia tuvo inicialmente un fuerte control estructural (Eguiluz, 1989b, McKee *et al.*, 1990), ésta se desarrolló primero, durante una etapa de tipo *rift* de edad Jurásico Medio y posteriormente hasta el Albiano-Cenomaniano, el control de subsidencia pudo ser por enfriamiento cortical.

La migración del frente orogénico formador del cinturón cabalgado laramídico, está dada por evidencias indirectas; la estratigrafía indica la ausencia

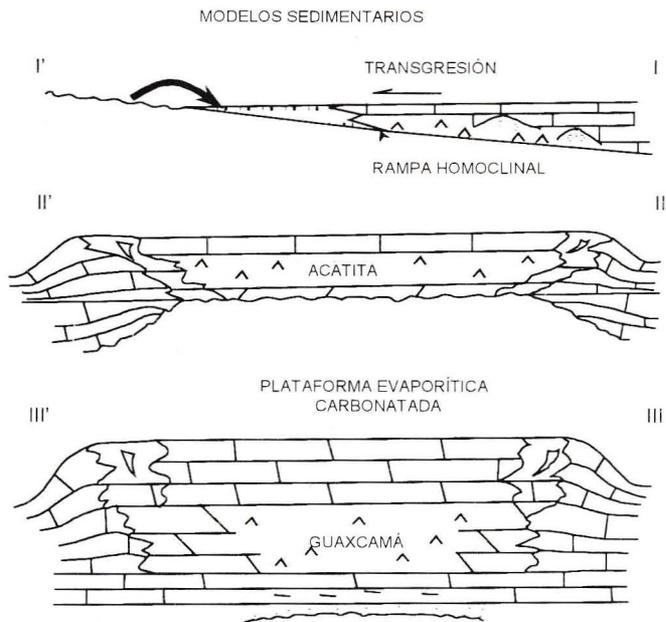


Figura 6. Modelos sedimentarios. I-I', Para el Oxfordiano, rampa homoclinal con complejos lagunares y sabkhas marinos. II-II', Para el Albiano, plataforma evaporítica restringida por una faja arrecifal, sobre un bloque paleotectónico alto. III-III', Banco carbonatado restringido por parches arrecifales acrecionado sobre un alto paleotectónico.

de rocas del Cretácico Superior sobre el surco turbidítico occidental (Eguiluz y Campa, 1982), por lo que se infiere que en esa región pudo empezar un levantamiento temprano durante ese intervalo de tiempo, que pudo ser posterior al Cenomaniano y anterior al Campaniano, ya que no hay depósito de esas rocas en esa región. La migración de facies detríticas supracretácicas se hacen más jóvenes en su depósito de poniente a oriente, por lo menos para el Sector Transversal de Parras (Tardy *et al.*, 1974). La dirección del transporte por corrientes de poniente hacia el E-NE (McBride *et al.*, 1975), hablan por sí mismas de un control de suministro inestable, que se levantaba al surponiente y poniente, que estuvo emergiendo y levantando al prisma sedimentario depositado durante el Mesozoico y que alcanzó tardíamente al actual frente montañoso en el post-Ypresiano (Vega y Perrillat, 1989). El efecto de la deformación en el occidente ocasionó, en el oriente, fallas de crecimiento, las más antiguas se observan en la Formación Méndez, de edad Maestrichtiano; son muy abundantes durante el depósito de los Grupos Wilcox y Claiborne, en el Paleoceno y Eoceno de la planicie costera del Golfo de México (Echánove, 1988), situada al oriente del frente de la Sierra Madre Oriental.

Datos radiométricos (inclusiones fluidas, huellas de fisión y relaciones potasio/argón) indican que en

diferentes localidades del frente de montaña de la Sierra Madre Oriental, existió un sepultamiento mayor al representado por las columnas estratigráficas presentes hoy en día, que el levantamiento fue post-Eoceno y que el fallamiento inverso, es de edad radiométrica más joven que el Eoceno Medio (Gray *et al.*, 1997; Pottorf *et al.*, 1997, Yurewics *et al.*, 1997). Lo anterior sugiere que sobre el frente de montaña pudo continuar el depósito de sedimentos, generando una pila sedimentaria más potente a lo observado actualmente, pero que ha sido removida por erosión. Además, la onda de deformación migró de SW a NE y de W a E y por lo tanto, la deformación del frente de montaña es más reciente a lo considerado tradicionalmente. Esos datos no incluyen a zonas más internas de la cuenca, situadas al W o SW, donde su levantamiento pudo ser anterior, congruente con un modelo de migración en tiempo y espacio. En este trabajo se subraya la idea de que el frente de montaña tuvo un depósito de rocas más jóvenes y su levantamiento también fue más reciente de lo que pudieron ser, regiones más internas de la Cuenca del Centro de México, situadas actualmente en el Altiplano Mexicano.

ESTILOS ESTRUCTURALES DE LA SIERRA MADRE ORIENTAL

La deformación correlativa con las orogénias Marathon-Oachita y Apalacheana, aparece esporádicamente en el área ocupada por la Sierra Madre Oriental. Rocas del basamento cristalino formado por esquistos, gneises e intrusivos precámbricos, paleozoicos y triásicos afloran localmente, y no es claro entender el papel que pudieron jugar como bloques paleotectónicos reactivados durante la extensión asociada con la apertura del Golfo de México y posteriormente, durante la deformación Laramide (Anderson y Schmidt, 1983; Flawn *et al.*, 1961; Tardy, 1980). Las estructuras de extensión asociadas con la apertura del Golfo de México, produjeron *horsts* y *grabens*, éstos, de alguna manera, controlaron la sedimentación mesozoica (Eguiluz, 1989b; McKee *et al.*, 1990). Sin embargo, se desconoce cómo las variaciones laterales de esos paquetes sedimentarios respondieron a la deformación Laramide; tal parece que los límites de bloques preexistentes pudieron tener control estructural y trabajaron como retrofallas (inicialmente normales y posteriormente inversas), activadas durante el periodo de acortamiento laramídico.

A lo largo y ancho de la Sierra Madre Oriental, existen cambios litológicos y acuñamientos que forman una cubierta heterogénea. El basamento cristalino es localmente involucrado en la deformación Laramide,

aunque ésta afecta principalmente a estratos mesozoicos y del Paleógeno con un estilo de cubierta delgada (*thin-skinned*). Dos niveles evaporíticos son particularmente importantes para entender su deformación; en uno predominan la halita y anhidrita que están presentes hacia el antepaís y depositados en bloques paleotectónicos bajos, mientras que el otro está caracterizado por yeso-anhidrita, se presenta en bloques relativamente más altos. La dirección estructural regional presenta cambios de orientación, variaciones en la longitud de onda de sus pliegues y cambios en la amplitud de la cadena deformada. La cadena plegada Sierra Madre Oriental, representa en su conjunto, una gran saliente de más de 500 km de amplitud, que se proyecta hacia el antepaís adyacente, situado al norte y oriente. En sus extremos NW y SE, la Sierra Madre Oriental está cubierta por derrames volcánicos del Cenozoico de la Sierra Madre Occidental y de la Faja Volcánica Transmexicana respectivamente, pero continúa con rasgos enmascarados hacia Sonora (King, 1939), y en la Cuenca de Veracruz (Rodríguez *et al.*, 1997; Viniegra, 1966).

De acuerdo al análisis estratigráfico, paleogeográfico y morfoestructural, la franja plegada del frente de la Sierra Madre Oriental puede dividirse en los siguientes seis sectores (Figura 7): San Pedro del Gallo (localidad donde Burckhardt definió la estratigrafía de esta región y se le da el nombre en honor a este célebre personaje), que corresponde al extremo noroeste de la cadena plegada; Sector Transversal de Parras, situado entre Jimulco y Saltillo, Coah.; Sector Saliente de Monterrey, se ubica desde el poniente de Monterrey, hasta Aramberri, N.L.; el Sector Valles localizado entre Cd. Victoria, Tamps., y Valles, S.L.P. y el Sector Huayacocotla, entre Tamazunchale y Tezuitlán, Pue.; la región de Zongolica, ubicada al sur de la Faja Volcánica Transmexicana, puede considerarse una extensión de este último sector, pero las características descritas por Rodríguez *et al.* (1997), pueden individualizarlo.

Las interpretaciones estructurales que se presentan en este trabajo, fueron realizadas con la integración de la información antecedente publicada y con la realizada en informes inéditos de Petróleos Mexicanos. Además, con trabajo de campo se obtuvieron numerosos datos cinemáticos (estilolitas, estrías, orientación de ejes, micropliegues, fallas, etc.) que permitieron determinar la dirección dominante del transporte durante la deformación y verificar que las secciones estructurales fueran paralelas a la dirección de acortamiento; herramientas modernas como sensores remotos de imágenes espaciales TM,

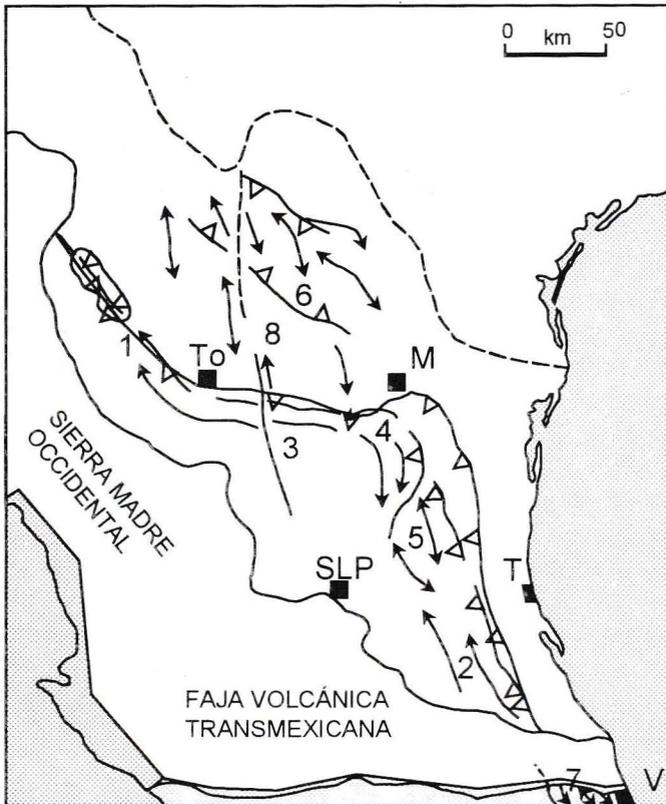


Figura 7. Distribución de sectores del frente Tectónico Sierra Madre Oriental. San Pedro del Gallo (1), Huayacocotla (2), Transversal de Parras (3), Saliente de Monterrey (4), Valles (5), Cuenca de Sabinas (6), Región Zongolica (7) y Bloque de Coahuila (8). Mismas ciudades de la Figura 2.

hicieron posible la cartografía geológica regional y elaborar un mapa tectónico. Los registros geofísicos de pozos, información sísmica y la integración de datos gravimétricos y magnetométricos estandarizados, fueron incluidos en varias secciones estructurales, las cuales se balancearon y su restauración fue hecha con el programa BSP, patentado por la compañía Midland Valley Services, Inc. En este trabajo se presentan las secciones redibujadas con métodos electrónicos y debido a cambios de escala, pueden existir pequeñas diferencias ocasionadas involuntariamente; su construcción puede tener mejoras que están pendientes de realizar y complementar. A continuación se describe la sub-división de sectores y secciones estructurales, representativas de los estilos estructurales del frente Tectónico de la Sierra Madre Oriental.

Sector San Pedro del Gallo

El Sector San Pedro del Gallo es el segmento noroccidental de la cadena plegada, longitudinalmente se reconocen sus límites desde el sur de Parral Chih.,

hasta las sierras de Jimulco y Vieja de Ramírez. Se caracteriza por tener una potente columna de lechos rojos triásico-jurásicos (Formación Nazas), cubiertos por rocas clásticas del Jurásico Superior (más de 1,000 m reportados por Burckhardt, 1930) y más de 1,500 m de carbonatos, areniscas y arcillas del Cretácico, con ausencia de evaporitas en superficie, condición similar a la Serie Parrense descrita por Tardy (1972b). En el subsuelo, el antepaís carece de rocas jurásicas y neocomianas marinas, el Albiano descansa sobre un complejo basal metavolcánico y se presenta con más de 1,000 m de carbonatos y evaporitas que subyacen a lutitas y areniscas del Cretácico Superior, equivalente a la Serie Coahuilense de Tardy (1972b), ambas series están traslapadas en el frente tectónico y el despegue observado se ubica en la Formación Nazas, que cabalga al Cretácico Superior.

El Sector San Pedro del Gallo es un conjunto de estructuras complejas, angostas y alargadas, orientadas aproximadamente NW 40° SE, con fallas inversas y pliegues de geometría por propagación de falla (*fault propagation fold*), vergentes al noreste (Eguiluz y Campa, 1982; Eguiluz, 1989a), en arreglos estructurales de abanicos imbricados, de tipo "duplex" y cuñas apiladas de cabalgamiento (Aranda, 1991). El frente de montaña (anticlinales de San Felipe, Mapimí, Dgo. y Jimulco, Coah.), tiene un basamento estructuralmente levantado, éste tiene echados relativamente suaves, con fallas subhorizontales y subparalelas a los estratos; se infiere que estas rocas son alóctonas, incluidas en geometría de pliegue por doblamiento de falla (*fault bend fold*). La idea de esa hipótesis está dada por la actitud suave que tienen los echados y la diferencia de elevación topográfica que tienen los núcleos de esos pliegues, la cual varían de 300 a 800 m, con respecto a la planicie al norte, donde se encuentra el Cretácico Superior de la Serie Coahuilense.

Los pozos petroleros, situados al norte inmediato del frente de montaña, en el antepaís, han cortado rocas equivalentes al complejo basal (con ausencia de sedimentos del Jurásico Superior), a profundidades de 3,500 a 5,000 m bajo el nivel del mar, otros pozos han cortado rocas jurásicas, que cabalgan a rocas del Cretácico Superior. Además, la información sísmica muestra que el complejo basal en el antepaís, está inclinado y se profundiza suavemente de NE a SW, por lo que la hipótesis de aloctonía para el complejo basal y su columna superior, en el frente de este sector, tiene validez.

Aranda (1991) ha elaborado reconstrucciones

preliminares que estiman para este sector desplazamientos de traslapes estructurales mínimos de 60 km, dirigidos N55°-60°E y el acortamiento estimado resultante es considerado de 57 % (Figura 8).

Sector Huayacocotla

El Sector Huayacocotla es el extremo SE de la cadena plegada Sierra Madre Oriental, su límite NNW es impreciso, en este trabajo lo definimos desde el sur de Xilitla, hasta Teziutlán, Pue.; los anticlinorios de Huayacocotla, al frente y del Piñón, atrás, a *grosso modo*, pueden incluirse como límite NW de este sector.

Las rocas clásticas del Jurásico (formaciones Huayacocotla, Cahuadas, Tenexcate, Tepéxic, San Andrés y Pimienta) son potentes, más de 1,500 m son espesores conservadores y se caracterizan por no tener evaporitas en su sección; carbonatos y clásticos cretácicos complementan la columna estratigráfica. Las rocas arcillosas son frágiles y son potenciales niveles de despegue estructural.

Las estructuras pertenecen a un anticlinorio de grandes dimensiones, amplio y orientado NNW-SSE. Interpretaciones previas señalan un dominio dómico alargado y limitado por fallas de ángulo alto, con desplazamiento pequeño (Carrillo, 1965). Sin embargo, en este trabajo se identifica que la más importante deformación está representada por fallamiento inverso, de ángulo bajo, con vergencia al NE, similar a los estilos descritos por Carrillo y Suter (1982). La deformación interna de los estratos es intensa localmente, pero generalmente ésta no es obvia en otros lugares, los estratos buzcan con suavidad, pero también presenta plegamiento métrico alojado en capas delgadas de sedimentos finos, estos pliegues de escala métrica son recumbentes, vergentes con preferencia al NE. Una menor cantidad de fallas tiene ángulo bajo en relación con los estratos. Estas observaciones son congruentes si consideramos cizalla regional a lo largo de planos subparalelos a la estratificación, que son típicos de deformación sobre láminas de despegue (Marret y Aranda, 1999); las observaciones anteriores son consistentes con geometría *fault bend-fold* y con corrimientos sobre fallas de ángulo bajo, que exceden la longitud de la rampa, lo que resultan en relaciones paralelas (*flat on flat*). Los despegues ocurren en carbonatos y clásticos de diferentes niveles estratigráficos dentro del Jurásico (Superior e Inferior) y Cretácico Superior (Suter, 1984), pero es quizás la Formación Huayacocotla, la que pudiera definir un dominio regional de estilo estructural consistente. La deformación es considerada de tipo cobertura delgada

(*thin skinned*), consistente con las descripciones de Suter (1987). El Sector Huayacocotla y San Pedro del Gallo poseen en sus niveles de despegue rocas más competentes a la deformación, en comparación con el nivel de despegue en evaporitas, presente en los sectores Transversal de Parras y Saliente de Monterrey. Esto puede explicar las diferencias en los estilos estructurales entre estos dos sectores.

Las rocas más antiguas que afloran en los núcleos de los anticlinales de este sector están estructuralmente levantadas con relación al antepaís, en donde varios pozos profundos perforados por Pemex (Tlaxcalantongo-1, Amixtlán 3 A, Japeto-1, Pantepec-1, Sabaneta-2A, etc.) han penetrado rocas correlativas y al complejo basal (inclinado al SW). Se infiere que el estilo estructural define un sistema cabalgante, imbricado en escamas tectónicas, donde el basamento metasedimentario participó en la deformación (Figuras 9 y 10). Donde se presentan acuñamientos de unidades estratigráficas, se generan rampas de falla que ascienden a niveles estratigráficos superiores (Figura 10).

La información cinemática (estrías, ejes, estilolitas, etc.) indica una dirección de movimiento orientado N45°E y la reconstrucción palinspástica sugiere un acortamiento de 47% a 54% (Figura 9). Tanto el Sector San Pedro del Gallo como el Sector Huayacocotla, poseen orientaciones y sentidos de movimiento similares y su acortamiento es mayor que en otros sectores del frente de la cadena plegada. En ambos sectores se aprecia que las rocas están apizarradas y con crucero, lo que sugiere un sepultamiento profundo por carga tectónica, sedimentaria o ambas.

Sector Transversal de Parras

El Sector Transversal de Parras de la Sierra Madre Oriental tiene como característica estratigráfica la aparición de evaporitas en la base de su columna (Tardy y Ruiz, 1974). El estilo estructural en el Sector Transversal de Parras es dominado por plegamiento, a diferencia de los estilos antes descritos, dominados por fallamiento. Los pliegues están orientados NW 70° SE, se caracterizan por ser angostos y alargados, con periclinales con buzamiento al ESE. Valles sinclinales separan a los anticlinales o conjuntos de pliegues, que generalmente poseen una relación de frecuencia de 1:1; los planos axiales de sus pliegues son en su mayoría subverticales y vergentes al NNE, pero ocasionalmente pueden presentar vergencias opuestas. Este rasgo es conspicuo hacia el frente de montaña, donde se presenta un bloque expulsado, limitado por

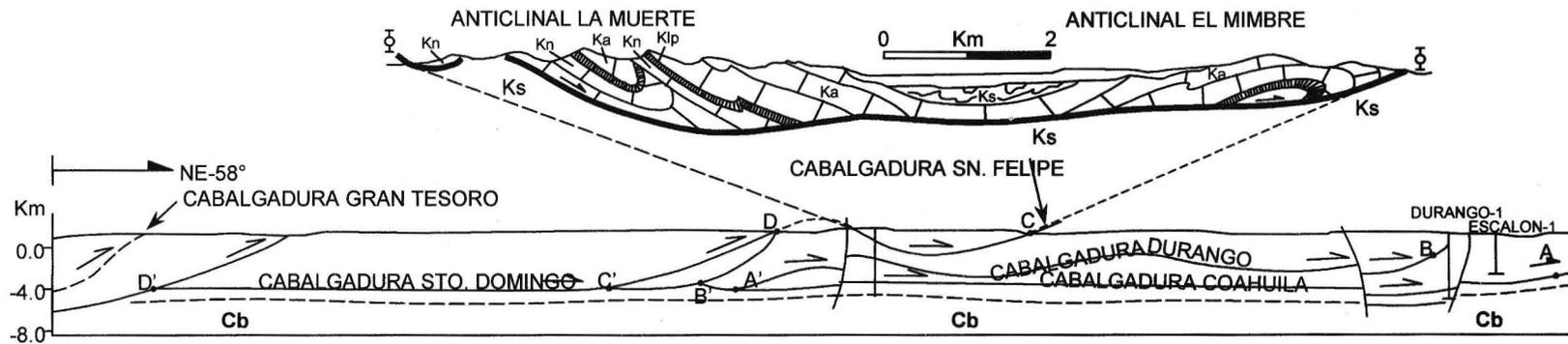


Figura 8. Sección estructural 1. Detalle estructural de la cabalgadura de San Felipe (Eguiluz y Campa, 1982) entre los anticlinales El Mimbre y La Muerte, proyectada a la sección de Aranda (1991). Cb = Complejo basal formado por capas rojas del Triásico-Jurásico Medio; Kn = carbonatos de edad Neocomiano; Klp = lutitas del Aptiano Superior; Ka = carbonatos del Albiano; Ks = areniscas y lutitas del Cretácico Superior. A - A' = 120 Km, B - B' = 76 Km, C - C' = 23 Km, D - D' = 62 Km; acortamiento total = 281 Km. Escala horizontal es la misma que la vertical. La ubicación de la sección se muestra en la Figura 18.

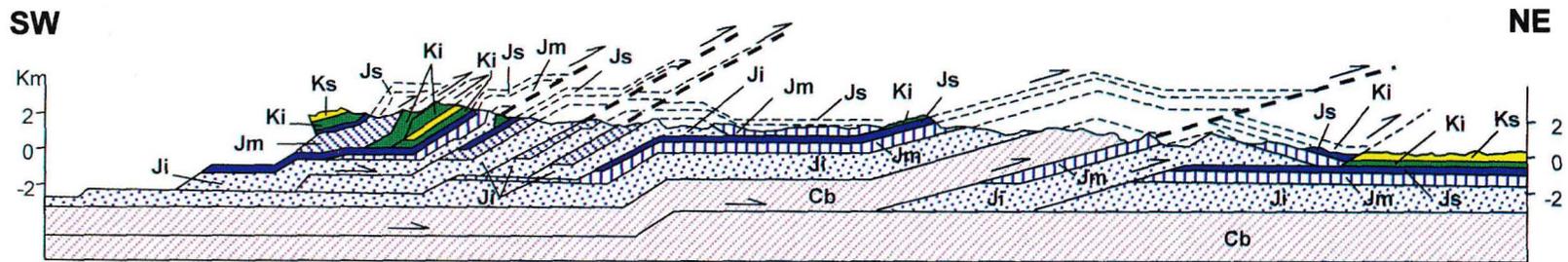
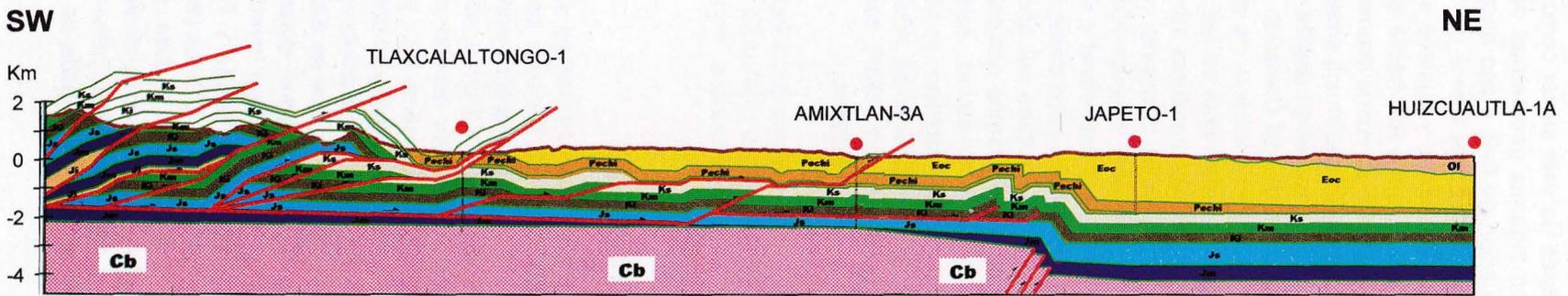
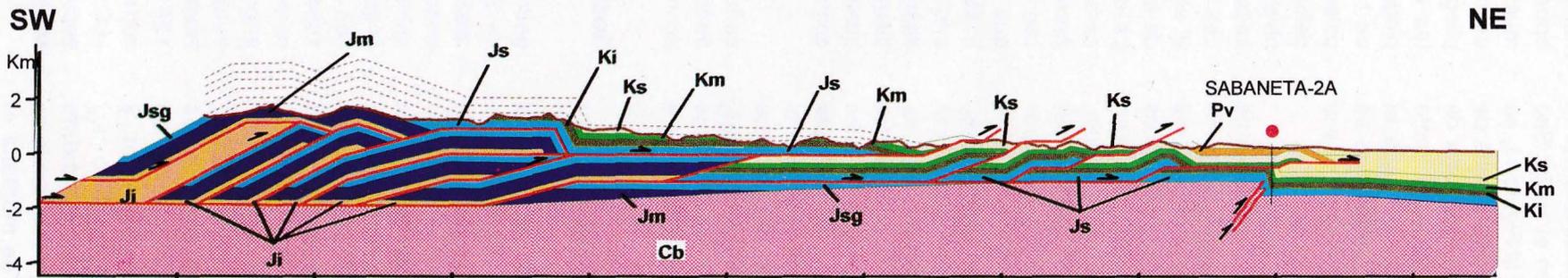


Figura 9. Sección estructural 2. Características geométricas *fault-bend fold* en la Sierra de Zacapoaxtla. Unidades litológicas: Cb= Complejo basal formado por los esquistos Mazatepec (zona de despegue); Ji= Grupo Huayacocotla formado por lutitas y areniscas (más de 1500 m); Jm= areniscas del Jurásico Medio; Js= carbonatos y lutitas del Jurásico Superior (formaciones San Andrés, Tamán y Pimienta); Ki= carbonatos de cuenca del Cretácico Inferior (Tamaulipas Inferior y Superior); Ks= lutitas y areniscas del Cretácico Superior (formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez). Escala vertical= a la horizontal. La ubicación de la sección se muestra en la Figura 18.



Sección estructural 3



Sección estructural 3'

Figura 10.- **Cb** = rocas ígneas y esquistos paleozoicos. **Tr** = lechos rojos triásicos (Grupo Huizachal). **Ji** = lutitas y areniscas del Jurásico Inferior (Formación Huayacocotla). **Jm** = areniscas del Jurásico Medio (Formación Cahuasas). **Js** = carbonatos, lutitas y areniscas (formaciones Santiago **Jsg**, San Andrés, Tamán y Pimienta). **Ki** = carbonatos de cuenca del Neocomiano-Aptiano (Tamaulipas Inferior). **Km** = carbonatos del Albiano (formaciones Tamaulipas Superior, Abra y Tamabra). **Ks** = lutitas y areniscas del Cretácico Superior (formaciones San Felipe y Méndez). **Pchi** = turbiditas (Formación Chicontepec). **Pv** = Paleoceno Velazco. **Eoc**, **Ol** = areniscas y lutitas del Eoceno y Oligoceno. Los despegues ocurren en unidades arcillosas del Jurásico Inferior y donde se acuñan, ascienden al Jurásico Superior. Escalas vertical y horizontal igual (material proporcionado de los archivos de Pemex, construyó: Mario Vázquez, Javier Banda y J. Patiño). La ubicación de las secciones se muestra en la Figura 18.

fallas de vergencias opuestas. Si correlacionamos al frente de cabalgadura de San Felipe, en el sector San Pedro del Gallo, con el representado en la Figura 11, en la Sierra La Gloria, parecen existir consistencias de comportamiento mecánico, al presentarse cambios de facies o cuñas sedimentarias importantes en el frente de estos sectores. En este frente de montaña el apilamiento de pliegues y su relieve topográfico es mayor, con respecto al desarrollo de pliegues al sur y al norte de él.

En este sector el despegue ocurre sobre capas de evaporitas, las evidencias y sus efectos pueden verse en una sección natural expuesta en el flanco oriental del pliegue de San Julián, Zac. (Tardy y Ruiz, 1974). Las rocas más antiguas formadas por esquistos, subyacen a una sección tripartita de rocas del Jurásico Superior, la unidad inferior está separada de los esquistos por una discordancia subhorizontal y no afectada por plegamiento; encima se observan las evaporitas, sobre las que resbala la base de pliegues sinclinales, formados por la caliza superior y la columna cretácico-jurásica restante. Los estratos del Jurásico Superior muestran deformación compleja en los núcleos de los anticlinales, pero el resto de la columna, en niveles estratigráficos más jóvenes, tienen geometría simple con carencia de fallas. Estas relaciones, junto con el ángulo alto de los flancos posteriores del pliegue y los estratos no plegados en la base de los sinclinales, sugieren una mecánica de plegamiento por despegue (*detachment*) y provee el mejor modelo geométrico para estos pliegues (Marrett y Aranda, 1999).

El frente de montaña se caracteriza por prominentes cumbres, que se levantan a más de 1,800 m sobre el nivel del mar y a 800 m de la planicie de la Laguna de Mayrán situada al norte. Esta planicie representa el antepaís del Sector Transversal de Parras. Secciones sísmicas muestran el basculamiento del complejo basal y su cubierta, suavemente inclinada al SSW, pozos profundos perforados por Pemex (Paila-1 A y Mayrán-1), lo han cortado a más de 2,100 m bajo el nivel del terreno. El complejo basal subyace a una cubierta de lechos rojos, con ausencia de Oxfordiano-Neocomiano marino, pero se tiene la presencia de evaporitas albianas y terrígenos del Cretácico Superior (Eguiluz y Aranda, 1984). En el núcleo de los anticlinales del frente de montaña, afloran facies clásticas marginales del Jurásico Superior y Neocomiano que sugieren una fuente de aporte no muy lejana a un elemento paleogeográfico próximo (Paleoisla de Coahuila), situado al NNE, hacia donde se acuñan estas rocas. En este frente de montaña el basamento está levantado de manera compleja, en

forma de un pliegue expulsado por fallas de vergencias opuestas. La Figura 11 es una sección regional que muestra las estructuras de este sector como pliegues de *detachment*, con algunas geometrías de tipo de pliegues por propagación de falla y con despegue en las evaporitas jurásicas. En el frente del cinturón plegado, donde se acuñan éstas y aparece su cambio de facies a terrígenos acuñados hacia el bloque paleogeográfico de Coahuila, es donde ocurre la mayor deformación y el despegue (*detachment*) emerge, corta niveles estratigráficos más jóvenes se desliza dentro de lutitas de la Formación Parras del Cretácico Superior. Las relaciones tectónicas entre el frente de montaña y el antepaís no son claras, solamente en los extremos de este sector se aprecian cabalgaduras inequívocas. La cabalgadura de La Catana al oriente, define el carácter alóctono del extremo oriental (Quintero y Aranda, 1985), su continuidad estructural y relaciones con la Saliente de Monterrey son poco claras, se infiere que están separados estos sectores por escamas de traslape. Por otro lado, en el extremo poniente, en las sierras de Parras y en el Oratorio, además de sobreposición estructural, se identifica un corrimiento lateral izquierdo que puede modificar las relaciones de interpretación estructural (Eguiluz, 1987), resolviendo como falla de desgarre o rampa lateral.

Los indicadores cinemáticos para este sector señalan que el transporte está orientado N18°E y secciones balanceadas restauradas, sugieren un acortamiento de 37% (Figura 11).

Sector Saliente de Monterrey

El Sector Saliente de Monterrey posee la geometría y características descritas para los pliegues de San Julián, la diferencia estratigráfica principal con respecto al Sector Transversal de Parras, consiste en presentar una columna con mayor espesor de yeso y anhidrita, visible en el área de Galeana, N.L., pero hacia el antepaís, al NE, la situación cambia y se presenta sal con más de 1,000 m de espesor (Humphrey y Díaz, 1954). En esa área el estilo estructural es diferente, se caracteriza por anticlinales bifurcados, disarmónicos, angostos y alargados, con su núcleo inyectado con evaporitas (sierras de Minas Viejas y El Fraile, Humphrey y Díaz, 1954), o domos salinos (Wall *et al.*, 1961; Lawton y Giles, 1997), estos pliegues corresponden a un estilo de deformación identificado en la Cuenca de Sabinas, pero que no está presente en los sectores descritos en la cadena plegada de la Sierra Madre Oriental.

En el Sector Saliente de Monterrey, el frente de

montaña de la Sierra Madre Oriental es imponente, emerge del antepaís situado en la planicie del Golfo de México y rápidamente alcanza más de 2,000 m de altura sobre el nivel del mar, es uno de los sectores con mayor rugosidad y belleza natural; los pliegues forman un arco convexo al noreste, que va desde Saltillo, Coah., hasta el sur de Aramberri, N.L. Estructuralmente las rocas presentan crucero de cizalla, posiblemente provocada por sepultamiento litostático y es común la estilolitización tectónica. En imágenes Landsat se aprecian pequeños corrimientos laterales, en acomodo radial, de escalas métricas, que interrumpen la continuidad lateral de los estratos verticales. Sólo la falla de Jamé (interpretada como falla inversa por Padilla y Sánchez, 1985), es un corrimiento lateral izquierdo importante, que parece coincidir con un levantamiento hacia el sur del basamento. Los pliegues de esta saliente estructural poseen gran longitud, son isoclinales apretados, doblemente buzantes en sus extremos, con planos axiales verticales o ligeramente inclinados al NNE; estas estructuras se levantan de manera escalonada hacia el SSW, debido a posibles fallas inversas mayores no emergentes ubicadas entre Saltillo y Monterrey, pero espectacularmente visibles entre Monterrey y Aramberri (Figura 12).

En el camino a Rayones, entre Villa Hidalgo, Tamps. y Lampacitos, N.L. y en el Cañón de Santa Rosa, al oriente de Linares, N.L., se observa que el frente de montaña es la pared colgante de una cabalgadura que sobrepone rocas jurásicas y del Cretácico Inferior, sobre sinclinales formados por rocas del Cretácico Superior (Díaz *et al.*, 1959, Carlsen, 1989). Esto denota las relaciones estructurales de aloctonía entre la cadena plegada y el antepaís. A primera vista el conjunto puede interpretarse como una geometría *fault bend fold*, pero un examen más minucioso en la pared cabalgada desecha esa idea. Marrett y Aranda (1999), consideran que la cabalgadura pudiera ser un pliegue roto por despegue y argumentan las dificultades para la coexistencia de una geometría de pliegues por doblamiento y la propagación de falla, optando por considerar que el frente cabalgado, puede ser un pliegue roto por despegue (*break-thrust fold*). Aquí se propone que un cambio transicional de geometrías podría dar una solución mecánica al problema.

Los espesores potentes de evaporitas observados en el poniente del frente de montaña, no afloran al oriente. La ausencia de evaporitas y de rocas jurásicas en el pozo Terán-1, cercano a Linares, N.L., en el inmediato antepaís (Eguiluz, 1989b), demuestra la existencia de un bloque paleogeográfico alto y que las

evaporitas se acuñan al oriente. Esto coincide con la aparición de una deformación de cubierta delgada (*thin skinned*), más intensa que la observada en otras áreas de este sector, donde es palpable la presencia de evaporitas.

Otra característica importante en este sector es el comportamiento del complejo basal, ya que su relación con el antepaís denota aloctonía. Su constitución corresponde a lechos rojos y esquistos, los primeros posiblemente se depositaron en fosas tectónicas, relacionadas a la apertura del Golfo de México, pero actualmente están estructuralmente levantados y aparecen en el núcleo de la cadena plegada de este macizo montañoso (área de basamento somero, de Padilla y Sánchez, 1985). La elevación de este complejo basal puede deberse a la reactivación de fallas y transformación del sentido de movimiento normal inicial, a movimiento inverso final (fallas de retrodeformación), lo cual pudo ocurrir durante la construcción de la cadena plegada laramídica, como expulsión ascendente de bloques levantados a través de zonas de debilidad preexistentes. Otra hipótesis puede sustentarse en la actitud de echados suaves en los lechos rojos, así como en ampollamiento estructural suave que presenta este basamento heterogéneo, que sugiere una geometría de pliegue por doblamiento por falla (*fault-bend fold*), con su despegue en los esquistos. El hundimiento paulatino de este complejo basal hacia el NNW, puede representar una rampa lateral sepultada entre Saltillo y Monterrey. La futura construcción de un número mayor de secciones balanceadas es posible que de una solución más viable a las opiniones aquí presentadas. Con la información disponible se construyó el transecto de esta saliente y su restauración, el porcentaje de acortamiento obtenido alcanzó el 33% (Figura 12).

Sector Valles

Como Sector Valles se designa al segmento de la cadena plegada Sierra Madre Oriental, situado entre los límites aproximados de Cd. Victoria, Tamps. y Xilitla, S.L.P. (Figura 7), cuya configuración morfológica presenta, en general, un relieve topográfico menor que los sectores antes descritos. Se observan conjuntos montañosos con elevaciones fisiográficas escalonadas, el conjunto oriental formado por el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina es el de menor relieve y acortamiento; al poniente está el conjunto occidental, formado por el Anticlinorio de Miquihuana, con los máximos relieves topográficos (Figura 14); otro escalonamiento similar se presenta entre las sierras de Las Cucharas (El Abra) al oriente y el conjunto entre la

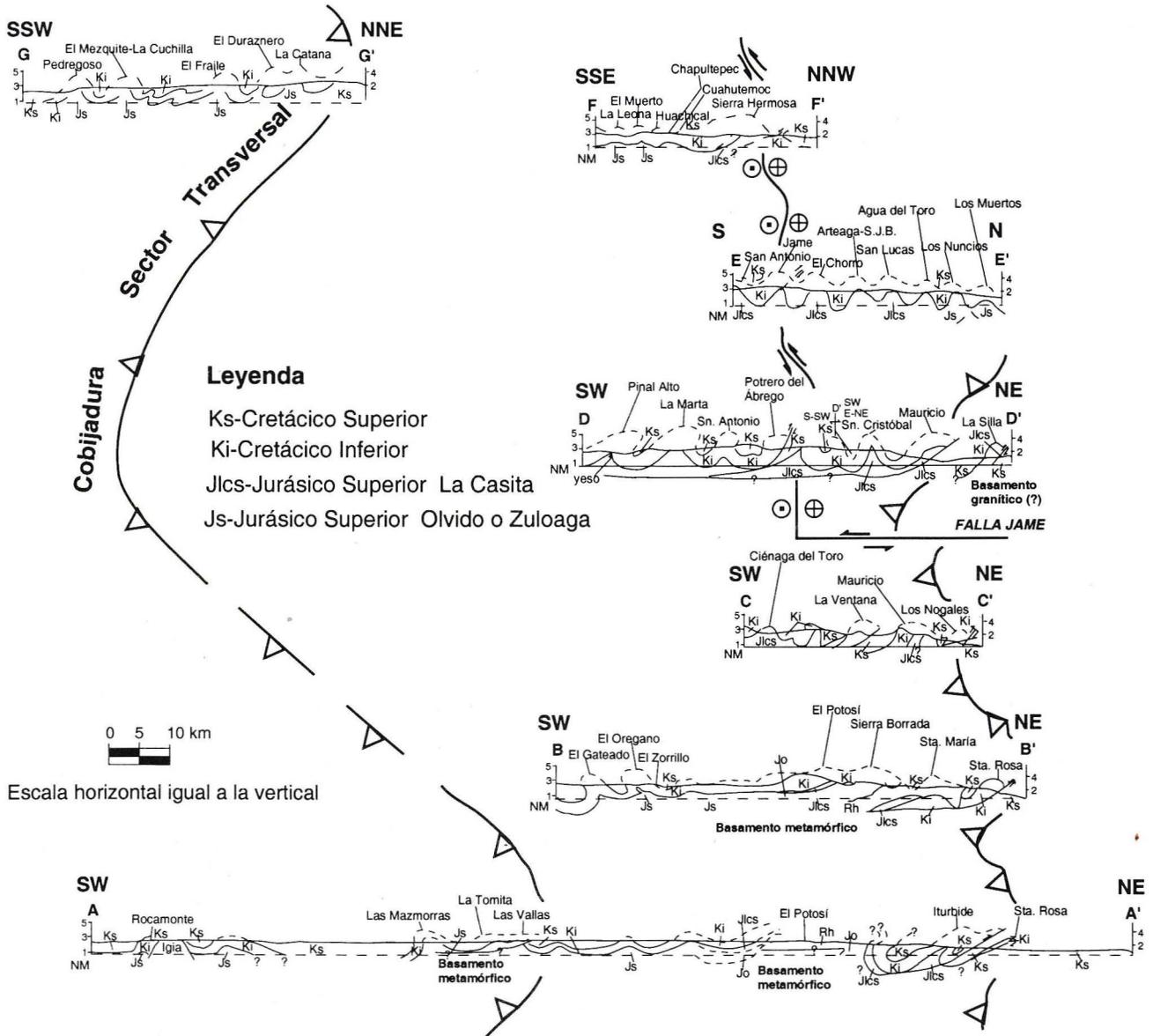


Figura 13. Relaciones estructurales en el frente de montaña de la saliente de Monterrey, la falla de Jame y la cobijadura de La Catana, en el sector Transversal de Parras (tomado de Padilla y Sánchez, 1985; modificado por Eguiluz).

Sierra de la Colmena y Rayón, S.L.P., al poniente. Estas diferencias de elevación y deformación estructural están relacionadas con los diferentes estilos que se presentan dentro del conjunto mayor que forma este sector. De manera aislada se observan escarpes de montaña abruptos al oriente, pero con pendientes suaves al poniente, generados por pliegues relativamente angostos y alargados, orientados NNW-SSE, los planos axiales de los pliegues están inclinados (60 a 80°), con vergencia al oriente. Con imágenes de satélite o en los mapas estructurales, se observan salientes menores que limitan a las subregiones antes citadas.

En el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, el basamento Precámbrico cabalga a rocas más jóvenes

del Paleozoico (De Cserna *et al.*, 1977; Ramírez, 1978) y junto con el Alogrupo Los San Pedros, forman el complejo basal preoxfordiano. Al poniente del anticlinorio citado, el complejo basal está formado por esquistos y lechos rojos y sobre ellos, descansa una sección marina cretácica. En ese lugar la presencia de evaporitas jurásicas no ha sido confirmada, pero más de 1,000 m de anhidrita y yeso del Cretácico Inferior están presentes en la denominada Plataforma de San Luis-Valles (Carrillo, 1971). En esa plataforma coexisten bancos masivos de carbonatos competentes y evaporitas de comportamiento dúctil, esas diferencias significativas de comportamiento mecánico aunado a cambios de facies, espesor de la sección y acuñamientos de unidades estratigráficas en el subsuelo, producen el comportamiento estructural

diferente entre el oriente y poniente de este sector, y los cambios en la frecuencia de plegamiento y en la geometría de los pliegues en esas áreas. En las secciones sísmicas de ese sector se observa, invariablemente, que el basamento está inclinado hacia en poniente del antepaís. Un posible cambio litológico en la composición magnética del complejo basal, puede ser la causa de un aparente levantamiento entre el Valle de Jaumave y el Anticlinorio de Miquihuana, pero también la respuesta magnética del complejo basal, puede obedecer y apoya la idea de que ese complejo basal, al poniente se levanta por efecto de aloctonía estructural.

El estilo estructural observado para el Anticlinorio de Huizachal-Peregrina, junto con el Valle de Jaumave, parece corresponder a una geometría de pliegue *fault bend fold*, con una serie de duplex en su frente de montaña, los cuales constituyen el límite del antepaís (Figura 14). Al poniente del Valle de Jaumave, entre el Anticlinal Los Ebanos y el Anticlinorio de Miquihuana un estilo de pliegue por propagación de falla parece dominar la geometría de deformación, sin embargo, el levantamiento del basamento en Miquihuana puede representar una geometría de pliegue por doblamiento, donde las evaporitas jurásicas están ausentes. La continuación de la sección estructural hacia la Sierra de Real de Catorce, podría mostrar con mayor claridad las relaciones entre el comportamiento de los altos del complejo basal, dentro de la cadena plegada Sierra Madre Oriental, y la relación del despegue en las evaporitas jurásicas y en las rocas Triásico-Liásico presentes en el núcleo de la estructura de Catorce.

En el segmento Las Cucharas a Rayón el estilo estructural es complejo, el Anticlinal Las Cucharas (El Abra), se interpreta formado como un pliegue de geometría por doblamiento; sin embargo, el flanco oriental tiene datos cinemáticos que sugieren que está afectado además por falla normal, pero esta dislocación pudiera ser posterior al plegamiento. El frente de montaña consiste de numerosos pliegues apretados, angostos y alargados que pueden representar geometría de plegamiento por propagación de falla, en escamas imbricadas, despegadas de un nivel evaporítico Cretácico Inferior (Formación Guaxcamá). Entre Tamasopo y Rayón la deformación cambia y tiene pliegues de menor longitud de onda, que tienden a comportarse de manera más parecida a pliegues de despegue, apilando rampas planas sobrepuestas (Figura 15).

Las relaciones estructurales entre el Sector Saliente de Monterrey y el Sector Huayacocotla,

marcan cambios en los estilos de deformación. Al norte, el plegamiento ocurre por despegue en evaporitas (sal), cambiando hacia el sur a plegamiento con despegue en el complejo basal involucrado en la deformación (Anticlinorio de Huizachal y Valle de Jaumave, Figura 14), mientras que en el límite sur del Sector Valles, a la latitud del Río Santa María, se produce un cambio menos dramático en los estilos de plegamiento, pasando de despegue en las evaporitas Guaxcamá, a plegamiento con fallamiento inverso y fallas laterales de desgarre (Suter, 1980).

Para este sector se calcula que el porcentaje de acortamiento puede variar de 20% para la Sección de Peregrina a Miquihuana (Figura 14) a 42% para la Sección de Valles a Rayón (Figura 15).

Cuenca de Sabinas

La Cuenca de Sabinas posee un estilo estructural diferente a los sectores descritos para el cinturón plegado Sierra Madre Oriental. Angostos anticlinales son separados por amplios valles sinclinales, se presentan estructuras con núcleos inyectados por sal, existe desarmonía estructural en varios niveles estratigráficos y polaridad de vergencia opuestas al NE y al SW, contra los límites paleotectónicos de la cuenca. Dos niveles evaporíticos están presentes, uno salino jurásico, y otro anhídrico del Cretácico Inferior. Cambios de facies de precipitación química a siliciclásticos litorales se presentan hacia los bordes de la cuenca y estos cambios litológicos propician comportamientos mecánicos diferentes. En la margen SW de la cuenca el basamento está levantado y participa en la deformación, con una geometría de pliegue por doblamiento de falla. Con pozos petroleros, sísmica y métodos potenciales, se apoya la interpretación de subsuelo (Eguiluz, 1997). El transecto construido y balanceado para esta cuenca, indica un porcentaje de acortamiento de 14% y una geometría de pliegues por despegue sobre el nivel salino de la cuenca, pero donde desaparece y se acuña este nivel, el basamento es emergente (Figura 16).

Región de Zongolica

La región de Zongolica (Rodríguez *et al.*, 1997), al sureste de la Faja Volcánica Transmexicana, puede constituir la continuación del cinturón plegado de la Sierra Madre Oriental. Al E-NE, el frente tectónico está sepultado por depósitos del Terciario de la Cuenca de Veracruz (Mossman y Viniestra, 1976); al SW está cubierta por depósitos del Oligoceno al Reciente en la cuenca intermontana del *graben* de Tehuacán y al S

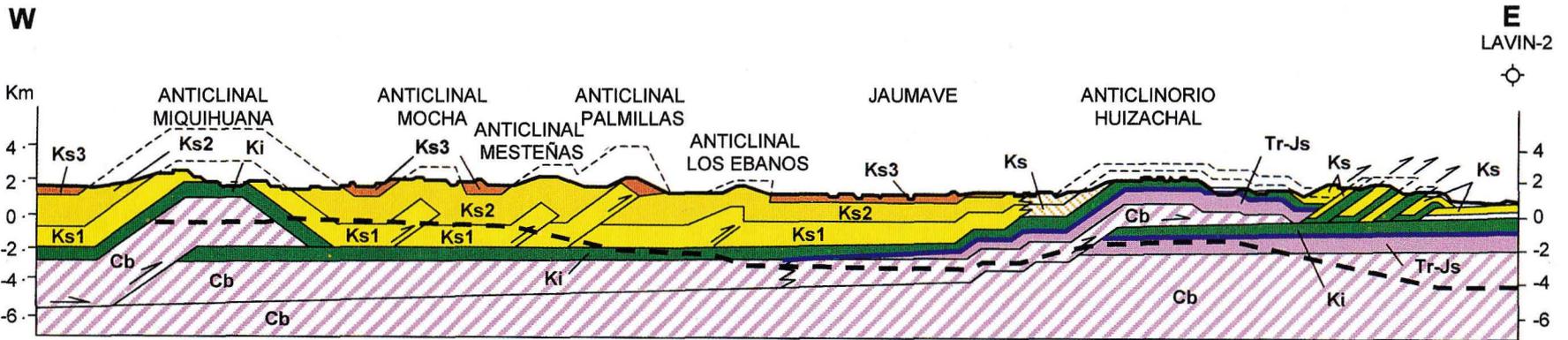


Figura 14.- Sección estructural 6. Deformación de la región norte del Sector Valles, entre los anticlinorios de Huizachal y Miquihuana. Unidades litológicas: Cb = complejo basal formado por basamento cristalino Precámbrico y sedimentos del Paleozoico, al oriente y esquistos al poniente; Tr-Js = lechos rojos del Grupo Huizachal y carbonatos del Oxfordiano y Kimeridgiano; línea gruesa (Formación Pimienta) se acuña hacia el poniente; Ki = carbonatos del Cretácico Inferior (Formaciones Tamaulipas Inferior, Superior y arcillas Otates) cambian de facies al poniente (margas Miquihuana y Formación El Abra). Un potente espesor de rocas sedimentarias del Cretácico Superior al poniente, Ks1 Tamasopo Inferior y Ks2 Tamasopo Superior son carbonatos y Cárdenas Ks3 son terrígenos deltaicos, cambian al oriente a un espesor delgado de carbonatos y terrígenos Ks (Agua Nueva, San Felipe y Méndez). Línea cortada gruesa es un perfil de basamento magnético. Escalas horizontal y vertical son iguales. La ubicación de la sección se muestra en la Figura 18.

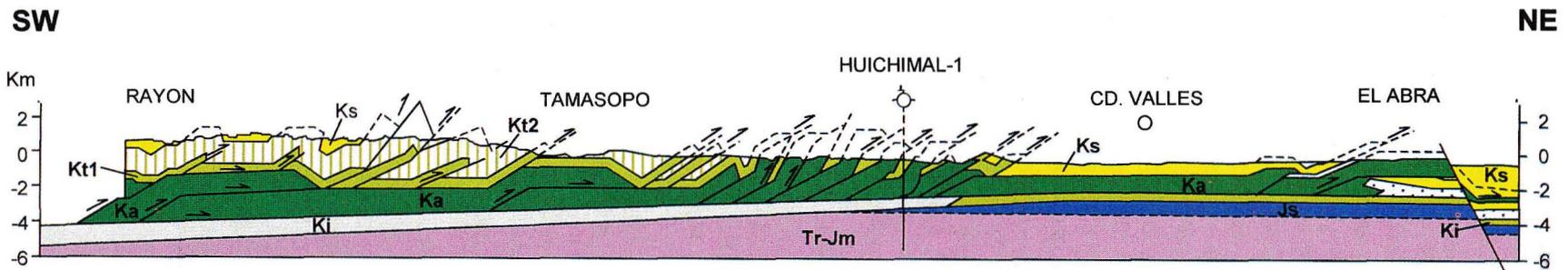


Figura 15.- Sección estructural 7. Tr-Jm = lechos rojos triásicos (Grupo Huizachal), lutitas y areniscas del Jurásico Inferior (Formación Huayacocotla) y lechos rojos del Jurásico Medio. Js = carbonatos, lutitas y areniscas del Oxfordiano-Tithoniano (formaciones San Andrés y Pimienta), se acuñan al poniente del pozo Huichimal-1, sobre la paleoisla de Miquihuana. Ki = carbonatos y evaporitas del Neocomiano, la Formación Guaxcama, hacia Cd. Valles, cambia de facies a carbonatos pelágicos (Tamaulipas Inferior). Ka = Caliza el Abra de edad Albiano, cambia de facies al oriente a carbonatos Tamabra y Tamaulipas Superior. Kt1 y Kt2 = carbonatos con bentónicos del Cretácico Superior (formaciones Tamasopo Inferior 1 y Tamasopo Superior 2). Ks = lutitas y areniscas del Cretácico Superior, al oriente del pueblo Tamasopo: formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez y al poniente Formación Cárdenas (Maestrichtiano deltaico). En la sección aparecen al oriente y poniente de Cd. Valles, dos bloques escalonados con diferente amplitud de onda en su geometría de plegamiento. Escalas vertical y horizontal igual. La ubicación de la sección se muestra en la Figura 18.

está limitada por el complejo basal formado por esquistos de la Sierra de Juárez.

La zona interna de la Sierra Madre Oriental está ubicada en la Cuenca de Cuicatlán, esa zona está formada por rocas ultrabásicas del Jurásico Superior y calizas de cuenca de edad albiano-cenomaniana, que descansan sobre un basamento complejo formado por esquistos. Hacia el oeste su límite está en la falla Tomellin y en zonas reactivadas con movimiento transtensional, postlaramídico, ocurrido en el Oligoceno(?)-Neógeno. La zona externa de la Sierra Madre Oriental está representada por la Plataforma de Córdoba (Viniegra 1966), constituida por carbonatos de ambiente somero, anhidrita y yeso del Albiano-Maastrichtiano, así como areniscas, lutitas y calizas arcillosas jurásico-cretácicas. La zona frontal y antepaís de esta región, están sepultados profundamente al oriente y están cubiertas por depósitos marinos del Cenozoico. En este sector se reconocen estilos de deformación, con geometría de pliegues por propagación, que forman abanicos imbricados, vergentes al NE, con despegue en evaporitas del Cretácico Inferior. En la región de Zongolica, Rodríguez *et al.* (*op. cit.*) reconocen tres fases de deformación, la primera laramídica con acortamiento orientado ENE-WSW (65°), otra fase de extensión NE-SW y acortamiento WNW-ESE con efectos transtensionales que formaron al oeste, en la Cuenca de Tehuacán y al Este en la Cuenca de Veracruz, subsidencias aceleradas. Por último, una etapa transcurrente, con acortamiento NNE-SSW (23°) y extensión ESE, consistente con orientación de fallas normales NNE, con fallas de deslizamiento dextral orientadas NNW.

Para esta región los autores mencionados, indican que el acortamiento varía desde 25% a 30% (Figura 17), pero tomando en cuenta la Cabalgadura del Cerro Rabón, este acortamiento puede ser mayor que 45%.

En el contexto regional, la Sierra Madre Oriental presenta focos localizados de intrusiones ígneas. En las proximidades de Torreón, Coah., (distritos de Dinamita y Velardeña, Dgo., McLeroy y Clemons, 1965) aparece una franja alineada N-S con troncos granodioríticos. En la región de Teyra y Concepción del Oro. (Rogers *et al.*, 1961), se presenta una franja de intrusivos orientada E-W, que también se reconoce por una serie de alineamientos magnéticos de alta frecuencia, compuesta por cuerpos de monzonita y granodiorita. En el distrito minero de Zimapán, Hgo., se repite la presencia de cuerpos de granodiorita y diques de cuarzomonzonita (Navarro, 1982); entre Tolimán y La Encarnación parece existir un alineamiento preferente de cuerpos

intrusivos, burdamente orientados E-W. Por último, una zona volcánica formada por basaltos, se presenta entre las ciudades de Victoria, Tamps. y Mante, S.L.P.

La actividad ígnea enunciada se ubica coincidentemente a grandes rasgos, con zonas cercanas a los límites propuestos para separar los sectores en que se ha dividido a la Sierra Madre Oriental. Las edades asignadas a los cuerpos intrusivos, indican que fueron emplazados entre 64 a 28 Ma; los basaltos de Llera, no tienen fechamiento, pero posiblemente son más jóvenes. La relación entre la ubicación de la actividad ígnea y la deformación de la Sierra Madre Oriental es especulativa, pero puede pensarse en zonas de debilidad cortical, herencia ancestral de rasgos paleotectónicos que controlaron la paleogeografía y evolución geodinámica de estas regiones, pero es quizás, tema de otra investigación.

MODELO MECÁNICO

Diferentes modelos han sido propuestos para explicar el origen de la deformación de la Sierra Madre Oriental, De Cserna (1956) consideró que el mecanismo de deformación por deslizamiento sobre un nivel de despegue asociado a gravedad; que resbaló pendiente abajo hacia el antepaís era una solución viable; sin embargo, la información sísmica muestra una pendiente del basamento en sentido contrario a lo esperado para esa hipótesis. Perfiles de basamento magnético comparten la misma actitud que la pendiente sísmica y además, es consistente con el entorno paleogeográfico, donde el bloque alto de Coahuila, está situado hacia la zona externa de la cuenca, mientras que un surco turbidítico bajo, se ubica hacia la zona interna de la cuenca (Eguiluz y Campa 1982; Campa, 1985). Mapas de anomalías de Bouger integrados por Pemex muestran que un exceso de masa está situado en el antepaís y existe una deficiencia relativa de masa en el cinturón montañoso; se interpreta que esta anomalía es una raíz cortical entre la Sierra Madre Oriental y la Sierra Madre Occidental, la cual ha persistido desde la Orogenia Laramide. Por lo tanto, las evidencias anteriores señalan que el basamento se inclina al poniente, lejos del antepaís situado al oriente y que la proposición de deslizamiento por gravedad y formación de montañas por este mecanismo, es difícil de sustentar.

Otro modelo predice que el origen del cinturón plegado Sierra Madre Oriental, puede ser efecto de transpresión (Velez-Scholvin, 1990; Longoria, 1994), considera que las variaciones en las direcciones estructurales de la saliente de la cadena plegada,

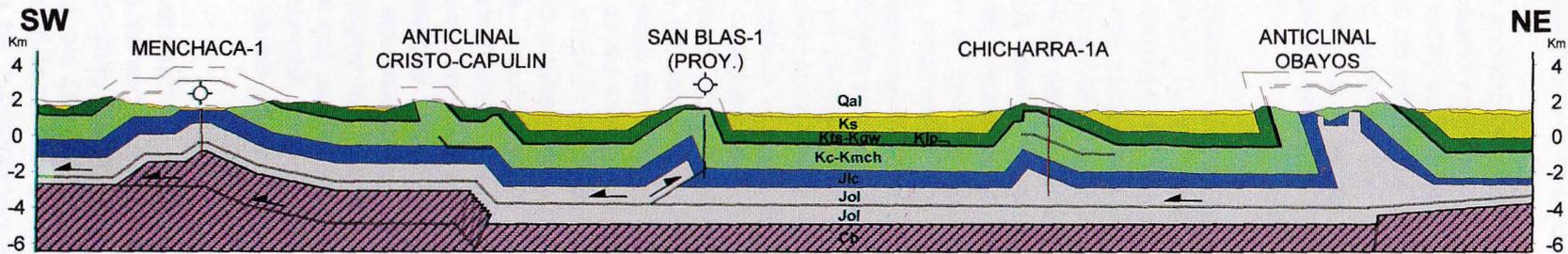


Figura 16. Sección estructural 8. **Cb** = complejo basal formado por esquistos paleozoicos y sobreyacen lechos rojos del Triásico-Jurásico Medio (sin nombre). **Jol** = carbonatos y evaporitas del Calloviano?-Oxfordiano y base del Kimeridgiano (la sal intrusión los núcleos de anticlinales y es el nivel de despegue regional). **Jlc** = espesor grueso de lutitas y areniscas del Kimeridgiano-Tithoniano (Formación La Casita). **Kc-Kmch** = carbonatos, areniscas y evaporitas del Neocomiano (formaciones Menchaca, Barril Viejo, Padilla, La Mula, La Virgen y Cupido). **Klp** = lutitas del Aptiano Superior (Formación La Peña). **Kts-Kgw** = carbonatos de cuenca del Albiano-Cenomaniano (Formaciones Tamaulipas Superior, "Kiamichi", Georgetown, Del Río y Buda. **Ks** = lutitas, carbonatos y areniscas del Cenomaniano-Maestrichtiano (Formaciones Eagle Ford, Austin, San Miguel y Grupos Taylor-Navarro). Escalas vertical y horizontal iguales. La ubicación de la sección se muestra en la Figura 18.

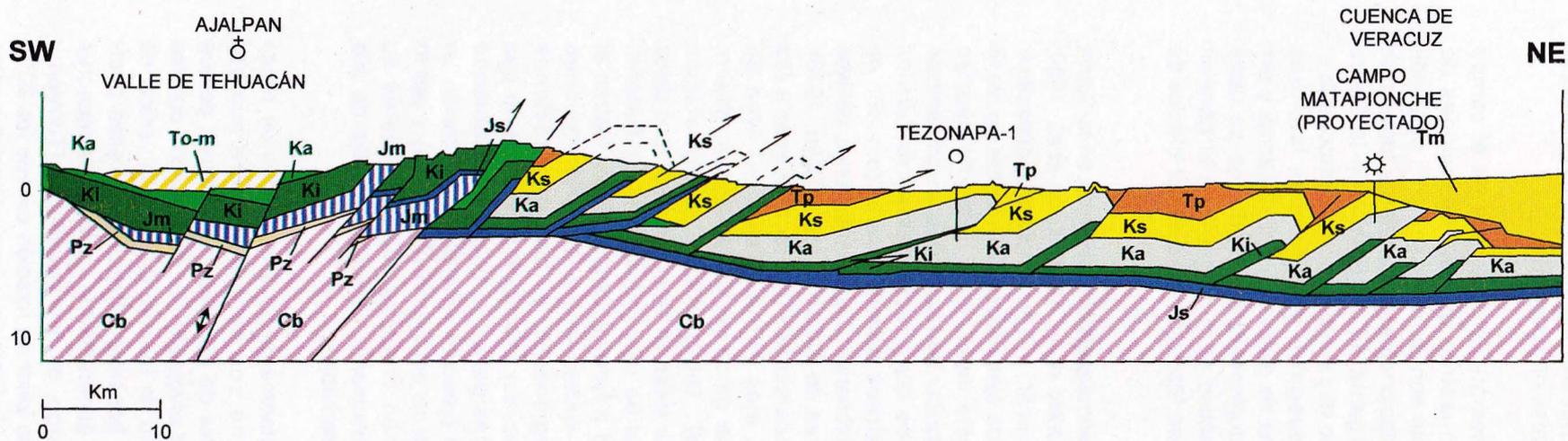


Figura 17.- Sección estructural 9. **Cb** = Complejo Basal formado por esquistos y granitos del Precámbrico y Paleozoico (Pz). **Jm** = esquistos y rocas básicas del Jurásico Medio. **Js** = lutitas y carbonatos del Jurásico Superior (Formación Tepexilotla). **Ki** = terrígenos y carbonatos del Neocomiano-Aptiano (Formaciones Xonamantla y Tamaulipas Inferior). **Ka** = Carbonatos del Albiano (Formaciones Tamaulipas Superior y Orizaba). **Ks** = carbonatos y terrígenos del Cenoniano-Maestrichtiano (Formaciones Tecumalucan, Guzmantla, Méndez, San Felipe, Atoyac y Maltrata). **Tp** = terrígenos turbidíticos del Paleoceno (Formación Chicontepec). **Te** = terrígenos del Eoceno-Oligoceno. **Tm** = lutitas, areniscas y conglomerados del Oligoceno-Mioceno depositadas en la Cuenca de Veracruz. **To-m** = molasa continental. (Sección no balanceada, Rodríguez y colaboradores, 1997).

reflejan cantidades variables del movimiento lateral y esas direcciones, pueden ser paralelas al desplazamiento al incrementarse el movimiento.

Los datos cinemáticos obtenidos en el campo (PEMEX, 1993) muestran que las direcciones de transporte dominante son aproximadamente perpendiculares a las orientaciones estructurales y forman un patrón radial divergente en la saliente de la Sierra Madre Oriental. Sólo hay evidencias de transporte lateral en fallas de desgarre y en rampas laterales asociados al sistema de pliegues y cabalgaduras y por lo tanto, con la información analizada, no se tiene fundamento cinemático para apoyar que la génesis mecánica de la Sierra Madre Oriental es por efectos de transpresión neta.

Los datos paleomagnéticos obtenidos en la Sierra Madre Oriental (Nowicki *et al.*, 1993; Kleist *et al.*, 1984; Nairn, 1976 y Gose *et al.*, 1982), conducen a considerar que la rotación de los ejes estructurales sobre un plano vertical es un efecto local. Esos datos no aportan argumentos para explicar las diferencias en los cambios de orientación de las direcciones estructurales regionales por rotaciones posteriores a la formación de ejes estructurales primarios. Las orientaciones de ejes estructurales del área de Saltillo, Coah., (Nairn, 1976), difieren aproximadamente 60° con respecto a las orientaciones de ejes estructurales del área de Peregrina, pero los datos paleomagnéticos, (Nairn, 1976 y Gose *et al.*, 1982) indican que la rotación relativa entre ambas áreas es menor que 20°. Los datos de rotación vertical de ejes entre Saltillo y Torreón, Coah. (Nairn, 1976 y Nowicki *et al.*, 1993), ilustran el paralelismo que existe entre las orientaciones estructurales regionales y las orientaciones estructurales locales, sin rotación entre ambos, lo que se traduce en considerar, que las orientaciones estructurales en el presente reflejan la orientación en que las estructuras se originaron (Figura 18) y por lo tanto, la idea de un oroclinal con cambios en su orientación por doblamiento y traslación tardía de sus pliegues, no es sustentable.

Los datos paleomagnéticos obtenidos de rocas preoxfordianas, no son confiables para evaluar rotaciones regionales de la cadena montañosa, porque éstos pueden estar afectados por deformación durante la apertura del Golfo de México. La rotación vertical de ejes determinada por magnetización en rocas post-callovianas indica generalmente variaciones menores que 20°, sin embargo, en dos localidades (Torreón y Saltillo, Coah.), este valor de rotación excede los 20° y en ambos casos, las orientaciones estructurales locales

son paralelas a las orientaciones estructurales regionales, lo que sugiere que los datos paleomagnéticos reflejan congruencia con la orientación regional en que la mayoría de las estructuras se desarrollaron.

El mecanismo dinámico que se propone aquí para concebir la deformación de la cadena plegada Sierra Madre Oriental, está basado en tres observaciones fundamentales: la presencia o ausencia de despegues en capas evaporíticas, los valores bajos de acortamiento donde éstas se presentan y la distancia entre el frente de montaña y lo que se considera zona interna de la cuenca.

La esencia del mecanismo del modelo de cuña crítica (Davis *et al.*, 1983; Dahlem *et al.*, 1984), explica que la contracción de capas de material que son despegadas de su base, tiende a producir una cuña que crece por sí misma. El fenómeno se ha reproducido en experimentos en cajas de arena, donde los estratos de arena son empujados desde un extremo. Debido a la influencia de la gravedad, el apilamiento de material propicia que se forme una geometría de cuña y se desarrolle un balance entre la compresión necesaria para producir deformación interna del material de la cuña y la fuerza necesaria para causar el deslizamiento a lo largo de un plano de despegue en su base. La apertura del ángulo de la cuña depende de la resistencia del material que forma el despegue basal. Un material resistente en el despegue basal, tenderá a concentrar acortamiento y permitir el crecimiento de una cuña de ángulo relativamente más alto. Un despegue basal suave propiciado por un material dúctil, tiende a distribuir el acortamiento sobre un área amplia y permite un ángulo relativamente menor de la cuña. La teoría del modelo de cuña crítica puede predecir que en un cinturón de pliegues y cabalgaduras, donde la resistencia de un despegue basal varía lateralmente a lo largo de su rumbo, el ángulo agudo de la cuña puede también tener variaciones (Davis y Engelder, 1985) Esas variaciones predicen que la distancia desde la parte posterior donde se produce el empuje, puede variar según el material que se mueve, con respecto a la parte anterior y distal del empuje. Además, la parte posterior donde se produce el empuje, tiende a ser una línea recta (Figura 18).

Las rocas clásticas y carbonatos tienen condiciones de resistencia mayores que las evaporitas a profundidades similares de sepultamiento y en condiciones similares confinadas de presión y temperatura. Las evaporitas son rocas dúctiles y de acuerdo a las columnas estratigráficas, las evaporitas del Jurásico pudieron tener un sepultamiento mayor que

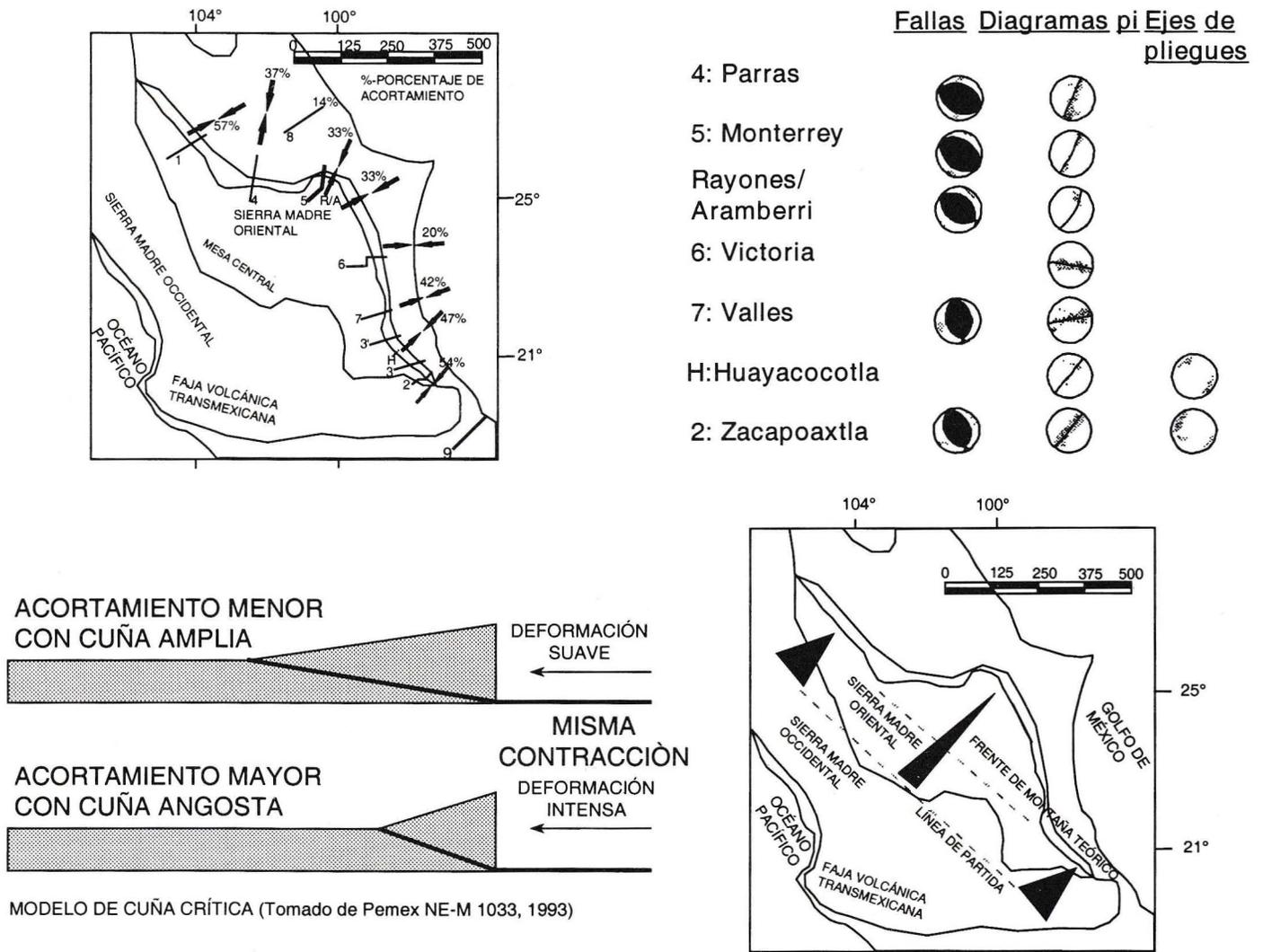


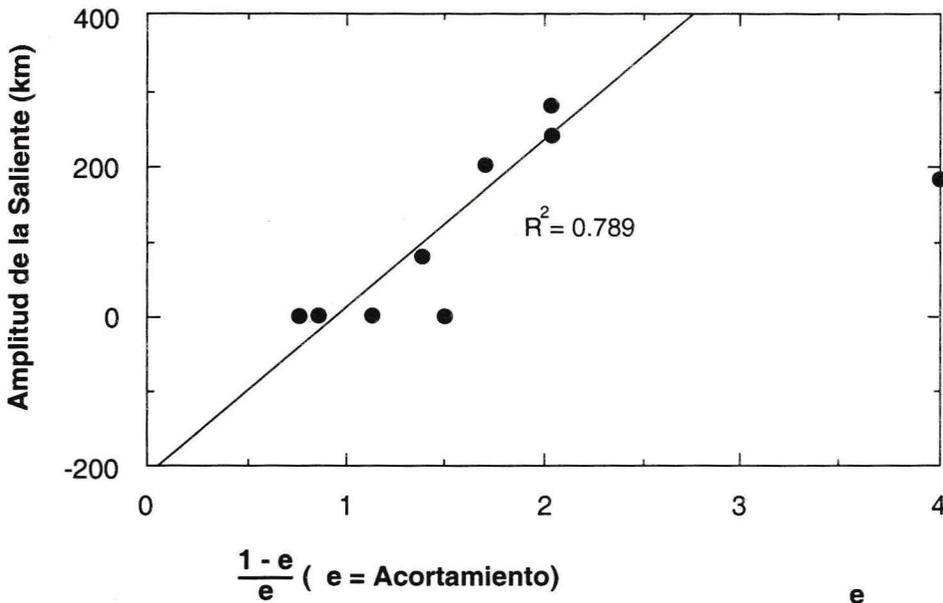
Figura 18. Localización de secciones estructurales e indicadores cinemáticos tomados en el campo, que muestran la orientación del acortamiento tectónico.

las del Cretácico, pero aun éstas, sobrepasaron los 1,500 m de sepultamiento mínimo.

Durante la deformación de la Sierra Madre Oriental, los despegues en rocas dúctiles y menos resistentes como las anhidritas posiblemente se propagan más lejos, y con menor acortamiento, que los despegues en rocas resistentes como carbonatos o siliciclastos, donde el acortamiento es mayor. Esto explicaría la posición de las salientes estructurales, como consecuencia de la distribución de evaporitas y por ende, del contexto paleogeográfico y su influencia en la deformación laramídica.

Marrett y Aranda (1999, in PEMEX, 1993) asumen que es posible cuantificar la posición de la parte pos-

terior del empuje y la contracción neta de la cadena plegada. Para calcularse se requiere usar la cantidad de acortamiento (e), obtenida de las secciones balanceadas, en varias posiciones a lo largo de la Sierra Madre Oriental, y la distancia (X) entre el actual frente de montaña y una aproximada línea imaginaria NW, que pudo existir, suponiendo teóricamente la inexistencia de evaporitas. Al considerar constante la contracción neta (u) a lo largo del rumbo de la posición del lineamiento de empuje posterior, paralelo al frente de montaña teórico, a una distancia constante (y) al SW, donde $e = u / (u + X + y)$; para cada sección estructural la ecuación puede resolverse como $X = u(1 - e) / e - y$, si conocemos X y e y se calcula $1 - e / e$ y se hace una gráfica de X contra $(1 - e) / e$ para todas las secciones, con lo que se obtiene una línea con una pendiente, que



Amplitud de la saliente = $-212 \text{ km} + 219 \text{ km} \frac{1-e}{e}$
 Contracción neta = 220 km
 Distancia de la parte posterior al frente de la montaña: - 210 km

	$\frac{1-e}{e}$ (e = Acortamiento)	e	(1-e)/e	X (km)	e estimada
Aranda (1991)	0.57	0	0	0	0.51
Parras	0.37	1.70	200	0.35	
Monterrey	0.33	2.03	280	0.31	
Padilla (1987)	0.33	2.03	280	0.31	
Cd. Victoria	0.20	4.00	180	---	
Cd. Valles	0.42	1.38	80	0.43	
Huayacocotla	0.47	1.13	0	0.51	
Mazatepec	0.54	0.85	0	0.51	

Figura 19. Gráfica que muestra las relaciones entre la amplitud de la saliente de la SMO en función del acortamiento. El punto de la extrema derecha no es representativo del acortamiento.

puede corresponder a la distancia desde el frente teórico de montaña, a la línea imaginaria posterior (Figura 19). Los resultados de la distancia estimada de la línea SW de empuje al frente de montaña teórico es de 210 km, mientras que la contracción neta de la Sierra Madre Oriental se estima en 220 km que son valores muy semejantes a los calculados anteriormente en 200 km (Suter, 1987).

Un problema a esta hipótesis resultará de considerar a las rocas máficas del complejo basal como pertenecientes a la zona interna de la cubierta post-oxfordiana o si la raíz estructural de la zona interna de la Sierra Madre Oriental, se ubica más lejana al SW (Cortés *et al.*, 1964), o tiene otras posiciones a las postuladas, pues la Formación Trancas, en Higuierillas, Qro. (Carrillo y Suter, 1982; Carrillo, 1990), por su ubicación adelantada, puede representar una anomalía dentro del contexto analizado.

CONCLUSIONES

El frente tectónico de la Sierra Madre Oriental, es un cinturón de pliegues y cabalgaduras que se detecta desde las inmediaciones de Parral, Chih., y se extiende hacia Teziutlán, Pue., pasando por las referencias de Torreón, Saltillo, Monterrey, Cd. Victoria y Tamazunchale; está cubierto al sur por la Faja Volcánica Transmexicana y puede continuar al SE entre Córdoba y Tuxtepec, donde pierde su deformación característica y predomina una deformación más compleja, modificada por diferentes edades de deformación. Esta cadena se divide en los Sectores: San Pedro del Gallo, Transversal de Parras, Saliente de Monterrey, Valles y Huayacocotla y al SE de la Faja Volcánica Transmexicana, en la región de Zongolica. En la Cuenca de Sabinas se reconocen diferencias de evolución geológica y estilos estructurales que excluyen

a esta región de la cadena frontal de la Sierra Madre Oriental. A todo el conjunto de pliegues hidalgoenses (laramídicos) de la República Mexicana, se les incluye en el contexto de Orógeno Mexicano.

La distribución de bloques paleogeográficos altos y bajos, controló la sedimentación y distribución de evaporitas. Durante la deformación, los niveles de evaporitas funcionaron con diferente mecánica, comparado con otros tipos de rocas. El modelo de cuña crítica explica la diferencia de acortamiento y estilos estructurales entre los sectores que forman esta cadena plegada, así como las salientes a las que se da una posible respuesta mecánica congruente.

La Sierra Madre Oriental presenta heterogeneidad de su complejo basal, mayormente está compuesto de esquistos y en pocos lugares aparece un basamento cristalino. Rocas Triásico Superior-Jurásico Inferior aparecen al occidente y oriente de la cadena Sierra Madre Oriental, al poniente presentan magmatismo, al oriente no se presenta. Lechos rojos preoxfordianos se encuentran en toda su extensión, pero principalmente al poniente, el volcanismo asociado a lechos rojos es más evidente.

La zona externa de edad Oxfordiano-Cretácico, la constituyen secuencias de clásticos, carbonatos y evaporitas de plataformas y cuencas mioclinales y al poniente, se encuentra un cinturón turbidítico con escasas huellas de volcanismo y magmatismo. Al oriente del frente tectónico Sierra Madre Oriental, en el antepaís, hay depósitos marinos del Paleógeno y Neógeno que tienen discordancias profundas por erosión subaérea y submarina, la mayor discontinuidad está entre rocas del Eoceno Superior y el Oligoceno.

El levantamiento del frente de la Sierra Madre Oriental es impreciso, nuevos datos radiométricos revelan que el sepultamiento máximo y levantamiento en ese frente, pudo ocurrir en el Eoceno Superior, con deformación máxima compresiva y levantamiento en el frente de montaña durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, pero la migración de la deformación de la zona interna hacia la zona externa, aunque pudo ser lógicamente anterior, está poco documentada aún.

Se recomienda continuar con estudios cinemáticos y balanceo de secciones estructurales, para cuantificar el acortamiento total del frente y su posterior desarrollo estructural, así como documentar con mayor detalle la zona interna de esta cuenca mesozoica.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea hacer un reconocimiento y agradecer a los geólogos Javier Arellano Gil, Ángel Francisco Nieto Samaniego, Dra. Susana Alaniz Álvarez y Lic. Teresa Soledad Medina por la revisión y valiosos comentarios para mejorar este trabajo. Asimismo, se agradece a todos los geólogos y geofísicos de Petróleos Mexicanos, Instituto Mexicano del Petróleo y la compañía AMOCO, en especial a Gary Prost, que contribuyó con sus ideas y trabajo para el conocimiento geológico de México. A los ingenieros Raúl González García y Pablo Cruz Helú, se dedica este trabajo por la visión futurista y el apoyo para desarrollar el estudio tectónico de la Sierra Madre Oriental.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alfonso, Z.J., 1978, Geología Regional del Sistema Sedimentario Cupido: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. XXX, p. 1-56.
- Álvarez, Manuel Jr., 1949, Unidades tectónicas de la República Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 14, p.1-22.
- 1958, Tectónica profunda de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros: v. 10, p.163-182.
- 1961, Provincias fisiográficas de la República Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 24, p. 5-20.
- Anderson, H. T., y Schmidt, A. V., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean sea region during Mesozoic time: Geological Society American Bulletin, v. 94, p. 941-966.
- Aranda, G. M., 1991, El segmento San Felipe del cinturón cabalgado, Sierra Madre Oriental, Edo. de Durango: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 41, p. 18-36.
- Aranda, G. M., Quintero, O., y Martínez H. E., 1988, Palinomorfos del Jurásico Temprano de la Formación Gran Tesoro, Santa María Del Oro, Durango: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 112-115.
- Burckhardt, C., 1930, Etude synthétique sur le Mesozoique Mexicain: Memoires de la Societe Paléontologique Suisse, v. 49-50, 280 p.
- 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. 1,040-1,051.
- Campa, M. F. 1985, The mexican thrust belt, in Howell, D.G., ed., Tectonostratigraphic terranes of Circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy Mineral Resources, Earth Science Series, v.1, p. 299-313.
- Carlsen, T. W., 1989, Wrench tectonic regimen, Iturbide quadrangle, eastern front Sierra Madre Oriental, Mexico: University of Texas at Dallas, Ph. D. thesis, 443 p.
- Carrillo, B. J., 1961, Geología del Anticlinorio Huizachal Peregrina al noroeste de Ciudad Victoria, Tamps: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v.13, p. 1-98.
- 1965, Estudio geológico de una parte del Anticlinorio de Huayacocotla: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 17, p. 73-96.
- 1971, La Plataforma de Valles-San Luis Potosí: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 22, p. 1-117
- Carrillo M., M. 1990, Geometría estructural de la Sierra Madre Oriental, entre Peña Miller y Jalpan, Estado de Querétaro: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de

- Geología, Revista, v. 9, p. 62-70.
- Carrillo, M. M. y Suter, M. 1982, Tectónica de los alrededores de Zimapán, Hidalgo y Querétaro, in Libroto Guía de la Excursión Geológica a la Región de Zimapán: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, p. 1-20.
- Córdoba, D. A., 1965, Hoja Apizolaya (13R-1(9) con resumen de la geología de la Hoja Apizolaya, estados de Zacatecas y Durango: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100 000. Un mapa con texto al reverso.
- Cortés, O. S.; Elvir, A. R.; Gamboa, A. A., y García, C. F., 1964, Recorrido geológico minero de Culiacán, Sin., a Tepehuanes, Dgo., Sierra Madre Occidental: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Publicación, n. 14-E, p. 3-12, 3 mapas.
- Dahlem, F. A.; Suppe, J., y Davis, D., 1984, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges—cohesive Coulomb theory: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 10,087-10,101.
- Davis, D. M.; Suppe, J., y Dahlem, F. A., 1983, Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges: *Journal of Geophysical Research*, v. 88, p. 1,153-1,172.
- Davis, D. M., y Engelder, T., 1985, The role of salt in fold-and-thrust belts: *Tectonophysics*, v. 119, p. 67-88.
- De Cserna, Z., 1956, Tectónica de la Sierra Madre Oriental de México entre Torreón y Monterrey: México, D.F. XX Congreso Geológico Internacional, 87 p.
- 1960, Orogenesis in time and space in Mexico: *Geologische Rundschau*, v. 50, p. 595-605.
- 1976, Mexico. Geotectonics and mineral deposits: *New Mexico Geological Society, Special Publication*, n. 6, p. 18-25.
- 1989, An outline of the geology of Mexico, in *The Geology of North America—An overview*: Bulder, Co., Geological Society of America, p. 233-264.
- De Cserna, Z.; Grat, J. L., y Ortega, G. F., 1977, Alóctono del Paleozoico inferior de la región de Cd. Victoria, Estado de Tamaulipas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v.1, p. 33-43.
- Díaz T.; Mixon, R.; Murray, G. E.; Weidie, A., y Wolleben, J., 1959, Mesozoic stratigraphy and structure, Saltillo - Galeana areas, Coahuila and Nuevo León: *South Texas Geological Society, Guidebook*. 106 p.
- Echánove, E. O., 1988, Geología petrolera de la Cuenca de Burgos: *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XXXVIII, núm. 1, 74 p.
- Eguiluz de A., S. 1987, Tectónica Cenozoica del norte de México: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, Vol. XXXVI, p. 43-62.
- 1989a, La Cabalgadura de San Felipe, en el límite de los Estados de Durango y Chihuahua. En *Tercer Simposium Geología Regional de México, Memorias, 1988*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 28-33.
- 1989b, La Formación Carbonera y sus implicaciones tectónicas, Estados de Coahuila y Nuevo León: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo L, nos. 1 y 2, p. 3-39.
- 1991, Interpretación geológica y geofísica de la Curvatura de Monterrey, en el noreste de México: *Revista Ingeniería Petrolera*, v. 31 p. 25-39.
- 1997, Structural styles and fractured gas reservoirs in the Sabinas basin, Coahuila, Mexico: *American Association Petroleum Geologists/Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Hederberg research symposium*, Veracruz, México.
- 2000, Origen y evolución de una cuenca Triásico-Jurásica en el centro de México, En *Cuarta reunión sobre la geología del noreste de México y áreas adyacentes*, Hermosillo, Sonora, Congreso 2000, Resumen (en prensa).
- Eguiluz de A., S., y Aranda, G. M., 1984, Economic possibilities in clastic rocks of the Neocomian along the sothern margin of the Coahuila Island, in Wilson, J.L.; Ward, William, and Finneman, J.M., eds., *A Field Guide to upper Jurassic and Lower Cretaceous Carbonate Plataforma and Basin Systems Monterrey-Saltillo areas northern Mexico*: San Antonio, Tx, Society of Economic Paleontologist and Mineralogists, Gulf Coast Section, p. 43-51.
- Eguiluz de A., S., y Campa, M. F., 1982, Problemas tectónicos del sector San Pedro del Gallo, en los estados de Chihuahua. y Durango: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. v. 34, p. 5-42.
- Flawn, T.P.; Goldstein, A.; King, B. P., y Weaver, E. C., 1961. *The Ouachita System: Austin, Tx., Bureau of Economic Geology, The University of Texas, Austin, Publication, núm. 6120, 401 p.*
- Garza, G. R. 1973.- Modelo sedimentario del Albiano - Cenomaniano en la porción sureste de la Plataforma de Coahuila (Prospecto Parras, Estado de Coahuila): *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXV, p. 311-340.
- González H. M. G.; Miranda, P. L. R., y Flores, L. R., 1986, La carta de terrenos estratotectónicos de la República Mexicana: *Revista de Geografía*, v. 1, p. 27-44.
- Gose, W. A.; Belcher, R. C., y Scott, G. R., 1982, Paleomagnetic results from northeastern Mexico—evidence for large Mesozoic rotations: *Geology*, v. 10, p. 50-54.
- Gray, G. y Johnson, C. A., 1995, Structural and tectonic evolution of the Sierra Madre Oriental, with emphasis on the Saltillo-Monterrey corridor, in *Field trip guidebook: American Association Petroleum Geologists, Annual Convention*, n. 10, p. 1-17.
- Gray, G. G., Eguiluz, de A., S., Chucla, J. R., and Yurewicz, A. D., 1997, Structural evolution of the Saltillo-Monterrey corridor, Sierra Madre Oriental, applications to exploration challenges, in *Fold-thrust belts, field trip guidebook: American Association Petroleum Geologists/Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, International Research Symposium*, p. 1-20.
- Guzmán, J. E. y De Cserna Zoltán, 1963, Tectonic history of Mexico, in *Backbone of the Americas—Tectonic History a Symposium: American Association Petroleum Geologists, Memoir*, n.2, p. 113-129
- Heim, A., 1926, Notes on the Jurassic of Tamazunchale (Sierra Madre Oriental, México): *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 20, p. 84-87.
- Humphrey, W. E. 1949, Geology of the Sierra de Los Muertos and paleontology of La Peña formation, Mexico: *Geological Society American Bulletin*, v. 60, p. 89-176.
- 1956, Tectonic framework of northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v.6, p. 25-35
- Humphrey, W. E., y Díaz, T., 1954, Reconnaissance geology and road log of the Monterrey-Saltillo-Monclova highway field trip guidebook: *South Texas Geological Society*, p.
- Imlay, W. R. 1936, Geology of the western part of Sierra de Parras, Coah., Mexico: *Geological Society American Bulletin*, v. 47, p. 1,091-1,152.
- 1937, Lower Neocomian fossils from the Miquihuana region, Mexico: *Journal of Paleontology*, v. 11, p. 552-574
- 1944, Cretaceous formations of Central America and Mexico: *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 28, p. 1,077-1,195.
- 1980, Jurassic Paleobiogeography of the conterminous United States in its continental setting: U. S., Geological Survey, Professional Paper, n. 1,062, 134 p.
- Kellum, W., 1930, Similarity of surface geology in front ranges of Sierra Madre Oriental to subsurface in mexican south fields: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.14, p. 73-91.
- 1932, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico: *Geological Society American Bulletin*, v. 43, p. 541-

- 564.
- 1936, Evolution of Coahuila Peninsula, Mexico, Part III: Geology of mountains west of the Laguna District. Geological Society American. Bulletin, v. 47, p. 1,039-1,070.
- King, B. P., 1969. Tectonic map of North America. Washington, D.C., U. S. Geological Survey. 1 map scale 1:5 000 000.
- King, R. E., 1934, The Permian of southwestern Coahuila: American Journal of Sciences., 5th serie, v. 27, p. 98-112.
- King, E. R., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1625-1722.
- Kleist, R.; Hall, S. A. y Evans, I., 1984, A paleomagnetic study of the Lower Cretaceous Cupido limestone, Northeast Mexico; evidence for local rotation within the Sierra Madre Oriental: Geological Society of American Bulletin, v. 95, p. 55-60.
- Lawton, F. T. y Giles, K. A. 1997, Structure, stratigraphy and paleontology of Late Cretaceous - Early Tertiary Parras - La Popa foreland basin near Monterrey, northeast Mexico, in Field Trip: American Association Petroleum Geologists, Dallas Geological Society, n. 10.
- Lugo-Hubp, J., 1990, El Relieve de la República Mexicana: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 82-111.
- Longoria, J. F., 1994, Recognition and characteristics of a strike-slip fault system in Mexico and its mesozoic transpressional regime—implications in plate tectonics and paleogeographic reconstruction: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 11, p. 77-104.
- Marrett, R. J., y Aranda, G. M., 1999.- Structure and kinematics development of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, Mexico, in, Wilson, J.L., Ward, C, and Marret, R.M., Stratigraphy and structure of the Jurassic and Cretaceous platform and basin systems of the Sierra Madre Oriental; Monterrey and Saltillo areas; northeastern Mexico, a field book and related papers: San Antonio, Tx., South Texas Geological Society, p. 69-98.
- McBride, E. F.; Weidie, A. E., y Wolleben, J. A., 1975, Deltaic and Associated Deposits of Difunta Group (Late Cretaceous to Paleocen), Parras and La Popa Basin, Northeastern Mexico, in, Broussand, M. L., (ed). Deltas Models for Exploration: Houston Geological Society, p. 485-522.
- McKee, J. W.; Jones, N. W. y Long, L. E. 1990, Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault. Central Coahuila, Mexico: Geological Society of American Bulletin, v. 102, p. 593-614.
- Mc Leroy, D. F., y Clemons, R. F., 1965, Hoja Pedriceñas 13R-1(4) con resumen de la geología de la Hoja Pidriceñas, en los Edos. de Coahuila y Durango: Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 1 mapa.
- Mossman, R. W. y Viniestra, F., 1976, Complex fault structures in Veracruz province of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 60, p. 379-388.
- Muehlberger, W. R., 1992, Tectonic map of North America. southeast sheet: American Association of Petroleum Geologists. 1 map.
- Nairn, A. E. M., 1976, A Paleomagnetic study certain mesozoic formations in northern Mexico: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 13, p. 4,756.
- Navarro, B. R. 1982.- Geología y operación minera del cuerpo Concordia NW, Mina del Monte, Dto. Zimapán, in, Libro guía excursión geología de la región de Zimapán y áreas Circundantes, Edos de Hgo. y Gro.: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, p. 28-32.
- Nowicki, M. J.; Hall, S. A. y Evans, I., 1993, Paleomagnetic evidence for local and regional rotations in northern Mexico: Geophysical Journal International, v. 114, p. 63-75.
- Ortiz-Hernández, Chiodi, M.; Lapiere H.; Monod, O. y Calvet, P., 1992, El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato, características petrofísicas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas; implicaciones geodinámicas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista, v. 9, p.126-145.
- Padilla y Sánchez, R. 1985, Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 1-20.
- PEMEX, Participantes: Aranda, M.; Eguiluz, S.; Banda, J.; Galicia, J.; López, F.; Patiño, J.; Palma, M.; Prost, G.; Marrett, R.; Rosenfeld, J.; Thompson, D.; Trout, M.; Ortuño, S. Couttolenc, F. y Vázquez, M., 1993, Tectónica del norte de México – La Sierra Madre Oriental, NE M 1033: Inédito.
- Pottorf, R.; Curry, D.; Gray, G.; Green, K.; Richardson, M.; Aden, L.; Bierley, R.; Chuchla, R.; Sykes, M. y Yurewicz, D., 1977, Fluid inclusion technology to unravel histories of hydrocarbon entrapment and preservation—examples from Trinidad and Mexico: Second Joint AAPG/AMGP, Hedberg Research Symposium, Veracruz, Mexico.
- Quintero, O. L. y Aranda, G. M. 1985, Relaciones estructurales entre el Anticlinorio de Parras y el Anticlinorio de Arteaga (Sierra Madre Oriental), en la región de Agua Nueva, Coahuila: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 6, p. 21-36.
- Raisz, Erwin, 1959, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., Mapa con texto, escala 1:3'000,000.
- Ramírez, R. C. 1978, Reinterpretación tectónica del esquistos Granjeno de Ciudad Victoria, Tamaulipas: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 5-42.
- Rodríguez, F. D.; Toriz, G. J.; Banda, H. J. y Meneses, R. J., 1997, Hidrocarbon habitat in the Zongolica sector of the Sierra Madre Oriental: Second Joint American Association Petroleum Geologists/Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Hedberg Research Symposium. Veracruz, México.
- Rogers, C.L.; Cserna, Z.; V. Vloten, R.; Tavera, A.E. y Ojeda, R.J. 1961, Reconocimiento geológico y depósitos de fosfatos del norte de Zacatecas y áreas adyacentes en Coahuila, Nuevo León y San Luis Potosí: Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín, n. 56, 322 p.
- Rueda, G. J.; Dueñas, M. A.; Rodríguez, J. L.; Minero, M. y Uribe, G., 1993, Los anticlinorios de Huizachal Peregrina y de Huayacocotla; dos partes de la fosa de Huayacocotla-El Alamar: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. LIII, p. 1-29.
- Salvador, A. 1987.- Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin: American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 71, p. 419-451.
- Seegerstrom, 1961, Geology of the Bernal-Jalpan Area, Estado de Querétaro, México: U.S. Geological Survey, Bulletin, n. 1104-B, p. 19-85.
- Smith, I.C., 1981, Review of the geologic setting, stratigraphy and facies distribution of Lower Cretaceous in northern Mexico: West Texas Geological Society, Publication, num. 81-74, p. 1-27.
- Suter, M., 1980, Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland. thrust- and- fold belt between Xilitla and Moctezuma river (Hidalgo and San Luis Potosí states: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Revista, v. 4, p 19-31.
- 1984, Cordilleran deformation along the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform, Sierra Madre Oriental fold-thrust belt, east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1,387-1,397.
- 1987, Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-

- thrust belt in east-central Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 98, p. 249-264.
- 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 M. 1972a, Stratigraphie et tectonique de la Sierra Madre Oriental au niveau du secteur Transversal de Parras: Bulletin de la Société Geologique de France, 7eme serie, v. XIV, p. 66-77.
- 1972b, Sobre la estratigrafía de la Sierra Madre Oriental en el Sector Transversal de Parras, Coahuila: Distinción de las Series Coahuilense y Parrense: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 33, p. 51-70.
- 1973, Les phases tectoniques du secteur Transverse de Parras, Sierra Madre Oriental (Mexique): Bulletin de la Société Geologique de France, 7eme serie, v. XV, p. 362-366.
- 1980,, Contribution a l' etude geologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique: Universite Pierre et Marie Curie de Paris, Thèse de Doctorat d'Etat, Paris, France, 459 p.
- Tardy, M.; Sigal, J. y Glacon, G., 1974, Bosquejo sobre la estratigrafía y la paleogeografía de los flysch cretácicos del sector Transversal de Parras, Sierra Madre Oriental, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México., Instituto de Geología., Serie divulgación, n. 2, p. 12-28.
- Tardy, M. y Ruiz Barragán R., 1974, Sobre la observación directa del "decollement" de la cobertura mesozoica del Sector Transversal de Parras, sobre el flanco oriental del anticlinal de San Julián, Sierra Madre Oriental, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie divulgación, n. 2, p. 29-37.
- Vega, F. J., y Perrillat, M. C., 1989, On a new species of Venericardia from the Lower Eocene in northeastern Mexico (Difunta Group): Tulane Studies in Geology and Paleontology. v. 22, p. 101-106.
- Vélez, Scholvin, K. D., 1990, Modelo transcurrente en la evolución tectónico-sedimentaria de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. v. 40, n. 1, p 1-35.
- Viniegra, F., 1963, Geología Del Maziso de Teziutlán y de la cuenca cenozoica de Veracruz: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. XVIII, p. 145-171.
- 1966, Paleogeografía y tectónica del Mesozoico en la provincia de la Sierra Madre y Macizo de Teziutlan. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. v. 18, p. 145-171.
- Wall, R. J; Murray, E. G. y Díaz, T. 1961.- Geologic occurrence of intrusive gypsum an its effects on structural forms in Coahuila, original folded province of northeastern Mexico: American Association Petroleum Geologists Bulletin, v. 45, n. 9, p. 1,504-1,522.
- Yurewics, D. A., Chuchla, R. J.; Pottorf, R. J.; Gray, G. G.; Richardson, M.; Koozar, M. G. y Fitchen, W. M., 1997, Hydrocarbon generation and migration in the Tampico segment of the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt: evidence from an exhumed oil field in the Sierra de el Abra: American Association of Petroleum Geologists/Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. Second Joint, Hedberg Research Symposium, Veracruz, México.