

Calmus, Thierry, 2011, Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, p. 227–266, 13 figs., 1 tabla.

Capítulo 7

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DE SONORA DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO Y EL CENOZOICO

*Calmus, Thierry*¹
*Vega-Granillo, Ricardo*²
*Lugo-Zazueta, Raúl*³

RESUMEN

La evolución tectónica y magmática de Sonora fue controlada durante parte del Cretácico Tardío y gran parte del Cenozoico por la subducción de la placa Farallón abajo de la placa de América del Norte. El registro de las anomalías magnéticas en la parte oceánica preservada (ahora incorporada a la placa Pacífico) muestra una aceleración de la acreción oceánica durante el Cretácico Tardío-Paleógeno. La migración del magmatismo calcialcalino hacia el oriente permite correlacionar esta aceleración con un aumento de la velocidad de subducción y una disminución paulatina del ángulo de subducción, lo cual permite un acoplamiento entre la placa subducida y la placa superior que se manifiesta por una compresión moderada en Sonora. La migración del magmatismo hacia el este culmina durante el Oligoceno con la formación de la Sierra Madre Occidental, antes de un retroceso progresivo a través de Sonora hasta alcanzar la posición del arco Comondú.

Simultáneamente, la regresión del arco magmático hacia la trinchera se acompaña de una extensión regional de la placa superior entre el Oligoceno Tardío y el Mioceno Tardío. Es la etapa de *basin and range* que se caracteriza por una morfología conforme a la formación de *horsts* y *grabens* en la parte superior de la corteza, y por la exhumación de niveles más profundos a lo largo del cinturón de complejos de núcleo metamórfico, como el de Mazatán. Las edades de enfriamiento a temperaturas bajas en las zonas miloníticas de las fallas de bajo ángulo y las edades del volcanismo contemporáneo indican que los dos estilos de deformación son expresiones de una misma etapa de extensión que afecta diferentes niveles estructurales.

El cese progresivo de la subducción a partir de 12 Ma y la apertura del golfo de California marcan un cambio cinemático fundamental en la región. Sin embargo, el *rifting* continental reactiva las estructuras de la provincia *Basin and Range*, cuyo límite occidental coincide con el “Escarpe Principal del Golfo”, el cual coincide con el límite occidental de la Provincia Extensional del Golfo de California. El volcanismo post-subducción sigue muy activo en la Península de Baja California, recientemente separada del continente, y

¹Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología UNAM, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora 83000, México.
 E-mail: tcalmus@servidor.unam.mx

²Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Blvd. Luis Encinas y calle Rosales, Hermosillo, Sonora, México.

³School of Earth Sciences, The University of Melbourne, Parkville, Victoria 3052, Australia.

en el golfo de California, así como en las áreas aledañas. La variedad geoquímica que lo caracteriza indica una gran diversidad de las fuentes magmáticas probablemente asociadas a la presencia de una ventana astenosférica debida al desgarre de la placa oceánica subducida.

Palabras clave: Cretácico Tardío, Laramide, Cenozoico, Sonora, *basin and range*, complejo de núcleo metamórfico, golfo de California, magmatismo post-subducción.

ABSTRACT

The tectonic and magmatic evolution of Sonora has been controlled during the Late Cretaceous and most part of the Cenozoic time by the subduction of the Farallon plate below the North American plate. Magnetic anomalies recorded within the preserved oceanic plate (Pacific plate at present) display an acceleration of the accretion rate during Late Cretaceous and Paleogene. The migration of the calcalkaline magmatic arc to the east during the Paleogene suggests that this acceleration may be correlated with a progressive decrease of the subduction angle and an increased coupling between the slab and the upper plate, which produced a moderate compression in Sonora. The eastward migration of magmatism culminated during the Oligocene with the flare-up of the Sierra Madre Occidental, before a backward migration to the west of magmatism across Sonora, until reaching the position of the Comondú volcanic arc.

During the Late Oligocene-Miocene westward migration of the arc, the basin and range extension occurred in the upper plate. The basin and range tectonics is characterized by the formation of horsts and grabens in the upper part of the crust and the progressive exhumation of deeper levels of the crust along the metamorphic core complexes belt, of which the Mazatán Sierra is an example. Low-temperature cooling ages obtained from the lower plate or the mylonitic low-angle fault of the Mazatán metamorphic core complex, and ages of volcanic rocks contemporaneous to graben formation suggest that deformation styles are both contemporaneous expressions of the same extensional event.

The progressive decrease of the subduction since 12 Ma and the opening of the Gulf of California correspond to a tectonic and kinematic change in the region. *Basin and range* normal faults are reactivated during continental rifting in the Gulf Extensional Province, limited to the west by the Main Escarpment of the Gulf which coincides with the occidental limit of the Basin and Range Province. The post-subduction almost continuous volcanism which shows an exceptional geochemical diversity in Baja California and Sonora indicates also a great diversity of magmatic sources probably related to an asthenospheric window which was originated by a slab tearing after the end of the subduction.

Key words: Late Cretaceous, Laramide, Cenozoic, Sonora, Basin and Range, Metamorphic Core Complex, Gulf of California, post-subduction magmatism.

INTRODUCCIÓN

La evolución geológica del Cretácico Tardío y del Cenozoico de Sonora se caracteriza por una intensa actividad tectónica y magmática. Un cotejo preliminar muestra que existe una relación directa, pero compleja, entre la distribución geográfica y temporal del magmatismo, la geometría de las estructuras y la evolución de la subducción de la placa Farallón debajo de la placa de América del Norte. La distribución de las anomalías magnéticas en la placa Pacífico y numerosos datos geocronológicos demuestran que la subducción de placas oceánicas pertenecientes al dominio Pacífico es un proceso que existe desde el Triásico y, probablemente, desde el Pérmico Tardío. Durante el proceso de subducción, se produjeron varios eventos compresivos asociados o seguidos por incrementos de la actividad magmática. El último evento compresivo, ocurrido durante el proceso de subducción, corresponde a la orogenia Laramide, definida en el estado de Colorado en los Estados Unidos. En el estado de Sonora, dicho evento continuó activo durante parte del Paleógeno. A partir del Eoceno, y siempre en un marco geodinámico de subducción, se produjo el evento extensional denominado “*basin and range*”. Ambos eventos tectónicos tienen una amplia distribución regional desde la Cordillera Norteamericana hasta el territorio mexicano. La última fase tectónica en la región corresponde a un cambio en la cinemática general, relacionado con el cese progresivo de la subducción durante el Mioceno Medio-Tardío. En una primera etapa, dicho cambio originó un sistema de fallas de deslizamiento lateral derecho a lo largo del margen occidental del continente, la cual fue seguida por la ruptura continental al nivel del actual golfo de California y la consecuente migración hacia el noroeste de la península de Baja California, ya como parte, en primera aproximación, de la placa del Pacífico.

La relación del magmatismo con la subducción se manifiesta mediante dos características principales: en primer lugar, la naturaleza calcálica que lo relaciona con los procesos de deshidratación de la placa oceánica en subducción y la fusión parcial del manto de la placa superior; en segundo lugar, la migración del frente magmático en una dirección aproximadamente perpendicular a la trinchera que, en general, se corre-

laciona con cambios del ángulo de subducción de la placa Farallón, cambios que a su vez se atribuyen a variaciones en la velocidad de subducción o a diferencias en la edad de la placa en subducción.

Las estructuras asociadas a la compresión Laramide y a la extensión cenozoica tienen una amplia distribución a lo largo del flanco occidental de América del Norte, y son, en términos generales, paralelas a la trinchera. Es el caso, por ejemplo, de los cabalgamientos del este de la Cordillera, de las cuencas y sierras alargadas según una dirección N-S a NNW-SSE, así como del cinturón de complejos de núcleo metamórfico. Reconocer la existencia de una relación geométrica y fenomenológica entre la subducción y la evolución geológica del noroeste de México permite entender los procesos que controlan esta evolución. Este capítulo tiene como propósito exponer de manera sintética los grandes rasgos geológicos asociados a la historia cenozoica, desde la orogenia Laramide hasta la apertura del golfo de California, incluyendo los eventos magmáticos pliocénico-cuaternarios.

Se hace la aclaración que, en este capítulo, se presentará solamente los aspectos estructurales de la orogenia Laramide. El magmatismo laramídico es objeto del capítulo 7 del presente volumen.

MARCO TECTÓNICO GLOBAL

Desde la ruptura de la Pangea, el oeste de la placa de América del Norte ha sido un límite de placas convergente, sitio de la subducción sucesiva de las placas oceánicas Kula (o Vancouver) y Farallón, y de las micro-placas formadas a partir de la fragmentación de ambas (Atwater, 1970; Stock y Molnar, 1988). En el oeste de México, la subducción de cuencas oceánicas fue seguida por la colisión de bloques exóticos o marginales que corresponden respectivamente a arcos magmáticos intra-oceánicos o franjas continentales, las cuales provienen del desprendimiento del mismo continente durante la fase de extensión jurásica que fragmentó la margen continental. En el noroeste de México, el arco magmático Alisitos, que pertenece al terreno compuesto Guerrero, colisionó con la parte suroccidental de la placa Norteamericana durante el Cretácico. Posteriormente, la subducción se restringió al margen occidental

de dicho terreno; es decir, al oeste de la actual península de Baja California. A fines del Cretácico Tardío, el arco magmático migró hacia el oriente tanto en el suroeste de Estados Unidos como en el noroeste de México, debido a una disminución del ángulo de subducción de la placa Farallón, atribuida a un aumento de la velocidad de convergencia entre las placas Farallón y Norteamericana (Figura 1). Los diferentes modelos cinemáticos globales para este periodo (Engebretson et al., 1985; Jurdy, 1984; Stock y Molnar, 1988) concuerdan en proponer una velocidad más importante de convergencia entre 60 y 40 Ma, y probablemente desde 75 Ma. El desplazamiento hacia el este de la franja magmática alcanza 1,000 km, desde California hasta Colorado, en los Estados Unidos. Acompañando a dicha migración, se produjo una disminución en el volumen de los productos magmáticos (Ward, 1991). En el marco tectónico general de convergencia de placas, el modelo más aceptable para explicar la transición de la fase compresiva Laramide a la fase de extensión *Basin and Range* es un aumento del ángulo de subducción de la placa Farallón, subsecuente al evento Laramide, por lo menos en la parte sur de la provincia *Basin and Range*. El cese de la subducción durante el Mioceno Medio originó un cambio fundamental de la cinemática a lo largo del margen de América del Norte, con el inicio del desplazamiento lateral derecho del dominio oceánico con respecto al margen de América del Norte a lo largo de sistema Tosco-Abrejos-San Benito (Michaud et al., 2004, 2007) y, finalmente, a partir del Plioceno, el desprendimiento progresivo de la península de Baja California a lo largo del sistema de fallas laterales del golfo de California, del valle de Mexicali y del Mar de Salton.

OROGENIA LARAMIDE

Durante el Cretácico Tardío y el Terciario temprano, el norte de México estuvo sujeto a un evento compresivo correspondiente a la orogenia Laramide. Este evento provocó un engrosamiento de la corteza asociado tanto a las cabalgaduras, como al emplazamiento de importantes volúmenes de rocas magmáticas. A la orogenia Laramide se atribuye clásicamente los cinturones de pliegues y de cabalgaduras del noreste de México

(Chihuahua, Coahuila, Nuevo León), el magmatismo del noroeste del país (Sonora, Baja California, Sinaloa) y los depósitos minerales relacionados, así como un metamorfismo regional localizado en el noroeste de Sonora. La presencia de un magmatismo extenso y la superposición de la fase extensional cenozoica dificultan la identificación de las estructuras laramídicas en Sonora. Sin embargo, varias estructuras en el norte del Estado han sido atribuidas a dicha orogenia. De manera general, con base en el análisis de la deformación observada en Sonora y Arizona, incluyendo la meseta de Colorado, la dirección de acortamiento principal durante la orogenia Laramide es NE-SW (Krantz, 1989), con vergencia hacia el NE o el SE, según sea el sector. Más a detalle, Sosson y Bouroz (1989) reconocen, en la meseta de Colorado y en el sureste de Arizona, dos direcciones equivalentes de compresión entre el Cretácico Tardío y el Paleógeno: la primera N65°E y la segunda N75°W. La segunda fase reactivó fallas jurásicas o más antiguas, orientadas NW-SE, que originalmente tuvieron un desplazamiento lateral izquierdo.

En general, los aspectos estructurales asociados a la orogenia Laramide en Sonora han sido un tema secundario en trabajos de alcance local o regional. Dos razones posibles de la escasez de información son: (i) que las estructuras, si bien existen, no son tan espectaculares como las de la misma edad en la Sierra Madre Oriental; y (ii) que los estudios sobre la orogenia Laramide han sido enfocados principalmente al magmatismo y a los depósitos minerales asociados. Taliaferro (1933) fue el primero en mencionar cabalgamientos que involucran a rocas del Grupo Cabullona del Cretácico Superior en la región nororiental de Sonora. Rangin (1977, 1982) cartografió estas estructuras tangenciales en el Cerro Cabullona y en las sierras de San José, Anibacachi y El Caloso, y concluyó que corresponden a fallas laterales jurásicas reactivadas. Estas estructuras tienen su equivalente en el sureste de Arizona (Davis, 1979; Drewes, 1981); por ejemplo, las fallas Abrigo y Gold Hill (Ransome, 1904), así como la falla Huachuca Peak descrita por Hayes y Raup (1968) y nombrada por McKee et al. (2005). McKee et al. (2005) interpretan que esas estructuras eran fallas normales que limitaban bloques basculados correspondientes a la cuenca Hereford, desarrollada durante el Jurásico

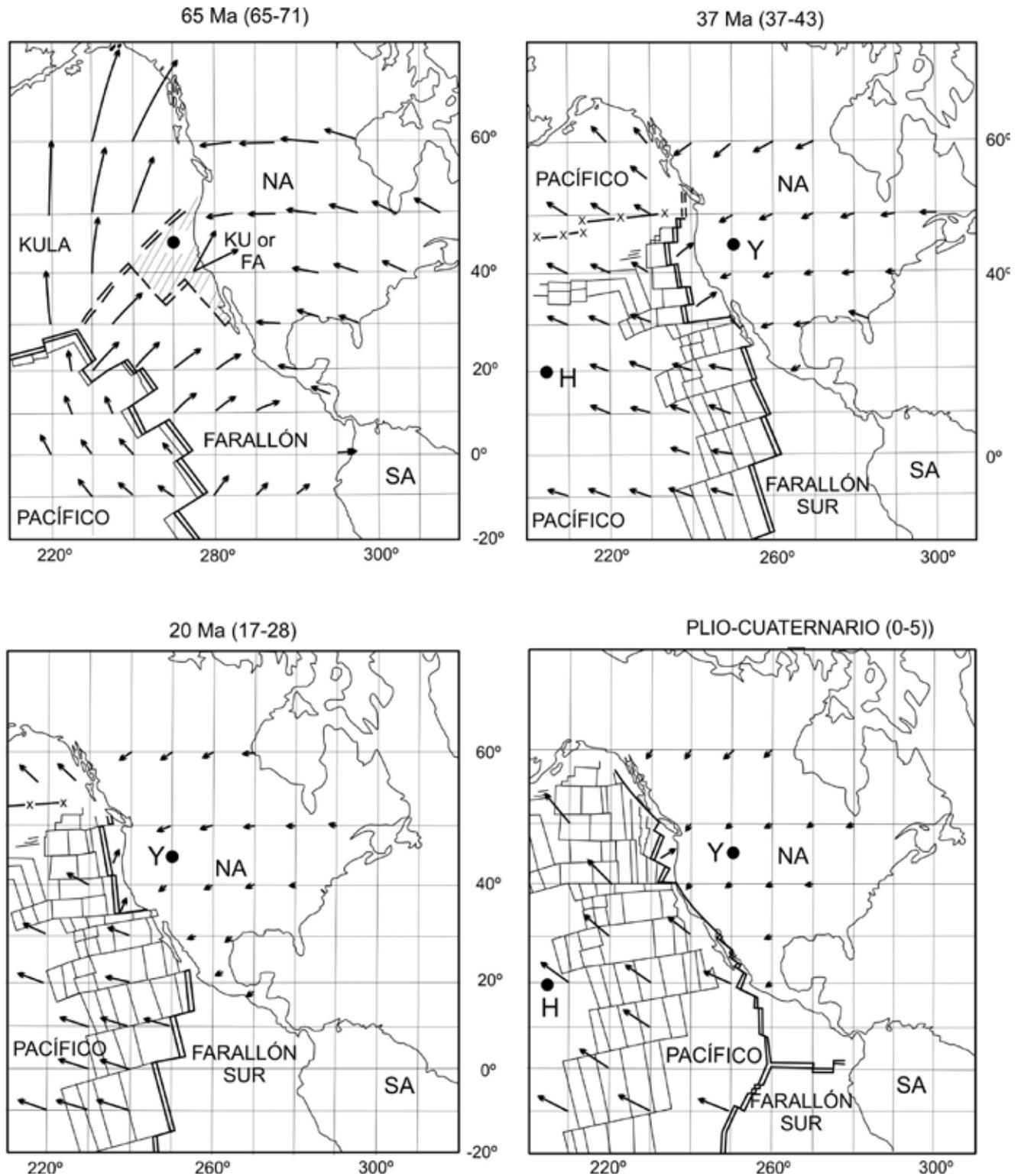


Figura 1. Evolución cinemática en cuatro etapas (65, 37 y 20 Ma y Holoceno) de la región Pacífico-América del Norte. La etapa de 37 Ma corresponde a un cambio cinemático. FA: Placa Farallón; H: Punto caliente de Hawaii; KU: Placa Kula; NA: Placa Norteamericana; SA: Placa Sur América; Y: Punto caliente de Yellowstone (Engelbreton et al., 1985).

Tardío y el Cretácico Temprano, y que fueron reactivadas como fallas inversas por el evento Laramide. En la interpretación de McKee et al. (2005), los cabalgamientos de rocas paleozoicas sobre la Formación Cabullona, cartografiados por Rangin (1982, 1986), corresponden a la base de megaclastos de calizas imbuídos en el Conglomerado Glance. Al oriente de la sierra de Los Ajos, el basamento precámbrico constituido por el Esquisto Pinal cabalga, con una vergencia al este, a una formación volcanosedimentaria del Cretácico Superior equivalente a la Formación Tarahumara, la cual en dicha región ha sido nombrada como Formación El Tuli (Rodríguez-Castañeda, 1994). Si bien los autores son unánimes al reconocer una fase de deformación atribuida a la orogenia Laramide, sus interpretaciones difieren en cuanto a la amplitud o la existencia de los cabalgamientos. McKee et al. (2005) retoman la interpretación de Jones (1966), quien consideraba que el evento Laramide se caracterizó principalmente por levantamientos diferenciales de bloques y que los cabalgamientos son, en realidad, la expresión de fallas normales de bajo ángulo o de deslizamientos gravitacionales. Sin embargo, en el sureste de Arizona y suroeste de Nuevo México, Drewes (1978) distingue un conjunto compuesto por rocas con edades desde el Paleozoico hasta el Cretácico, el cual considera alóctono sobre el basamento proterozoico. Drewes (1978) estima que la unidad alóctona fue transportada desde un mínimo de 18 km hasta un máximo de 200 km hacia el ENE. Dicho autor se basa en la correlación de un granito jurásico de la placa superior localizado al este de Tombstone, con un intrusivo equivalente de la placa inferior en las montañas Santa Rita y Patagonia, para proponer un corrimiento de aproximadamente 100 km hacia el este. Mediante un análisis estructural realizado en el sureste de Arizona, Davis (1979) concluye que las fallas y los pliegues laramídicos se deben a una compresión regional modesta, durante la cual la rigidez del basamento cristalino, la delgadez de la secuencia paleozoica y la herencia estructural no favorecieron la formación de cabalgamientos amplios. La interpretación de Davis (1979) está a favor de una tectónica de bloques levantados a lo largo de fallas inversas de alto ángulo, lo cual se traduce como un acortamiento pequeño de la corteza.

Durante el Cretácico Tardío (Campaniano-Maastrichtiano), se depositaron secuencias detríticas gruesas (ver, por ejemplo, Taliaferro, 1933; Hayes, 1987) en cuencas que se consideran asociadas a fallas de cabalgamiento y a pliegues laramídicos (Dickinson, 1989). Entre dichas secuencias, se encuentran la Formación Fort Crittenden, el Grupo Cabullona y la Formación Mesa de la región de Cananea, esta última de carácter volcano-sedimentario. Estas mismas unidades sedimentarias presentan pliegues de varias escalas (Figura 2), indicando que, en el noreste del Estado, la actividad tectónica perduró hasta fines del Cretácico.

En el noroeste de Sonora, el contexto tectónico es diferente al descrito anteriormente para el noreste del Estado. Haxel et al. (1984) relacionan cabalgamientos, metamorfismo y plutonismo del Cretácico Tardío y del Paleoceno con la orogenia Laramide. El cabalgamiento Baboquivari involucra principalmente rocas intrusivas y metamórficas precámbricas, así como rocas plutónicas del Mesozoico, en el bloque de techo. Edades K-Ar de enfriamiento entre 71 y 58 Ma fueron obtenidas en rocas metamórficas sintectónicas. En la región de Quitovac, situada en el noroeste de Sonora, Iriondo et al. (2005) reportan que el cinturón laramídico se caracteriza por cabalgaduras que colocaron el basamento precámbrico, rocas volcánicas del arco jurásico y granitoides del bloque Caborca, sobre el autóctono relativo correspondiente al Cratón Norteamericano. Iriondo et al. (2005) reconocen en esa región una rotación progresiva de la dirección de acortamiento de N63°W a N23°E. Los espectros de edades Ar/Ar, obtenidos en muscovita asociada al metamorfismo dinámico, indican que la deformación se llevó a cabo entre 61 y 39 Ma, considerando el valor menor como la edad mínima del cabalgamiento.

En la región de Sahuaripa, situada en el centroeste de Sonora, Pubellier (1987) describe pliegues con longitud de onda hectométrica o kilométrica que afectan a los conglomerados del Neocomiano. Dichos pliegues poseen una superficie axial con rumbo N40°W, una vergencia hacia el SW y, localmente, una esquistosidad de plano axial. En dicha región, rocas con edades cercanas al límite entre el Maastrichtiano y el Paleoceno presentan estructuras asociadas a la orogenia Laramide y son cortadas por plutones del Eoceno Temprano.



Figura 2. Pliegue isópaco con una vergencia hacia el SW afectando a la Formación Packard del Grupo Cabullona. La edad de la Formación Packard es del Campaniano-Maastrichtiano. Nótese la esquistosidad en abanico centrífugo y de dirección paralela al plano axial (fotografía de Hannes Löser).

A manera de conclusión sobre la orogenia Laramide en Sonora, se puede mencionar que la deformación laramídica presenta tres estilos tectónicos diferentes, distribuidos en tres dominios, los cuales podrían servir de guía para futuros estudios: (i) un dominio noroccidental donde prevalecen estructuras de tipo dúctil aflorando gracias a la exhumación de rocas del basamento durante el Cenozoico; (ii) un dominio central caracterizado por una deformación de tipo capa gruesa, con bloques levantados a lo largo de fallas inversas con echados fuertes; y (iii) un dominio oriental, transicional desde el punto de vista estructural, entre el domi-

nio central y la Sierra Madre Oriental, región donde la presencia de gruesas secuencias sedimentarias marinas o continentales facilita una deformación tangencial superficial de tipo capa delgada.

En cuanto a la edad de la deformación, los estudios coinciden en proponer que la orogenia Laramide haya perdurado desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno a lo largo del cinturón orogénico. Una edad mínima de la deformación de 39 Ma se determinó en la parte occidental del cinturón laramídico, específicamente en la región de Quitovac, Sonora (Iriondo et al., 2005), mientras que en la parte oriental del cinturón

se ha determinado edades mínimas entre 44 y 41 Ma, específicamente en la región de Monclova, Coahuila (Molina-Garza et al., 2008). La Figura 3 presenta un resumen de las direcciones de transporte asociadas a las principales estructuras compresivas de Sonora. La mayor parte de ellas es compatible con la vergencia general hacia el este o noreste de la deformación laramídica a lo largo de la Cordillera.

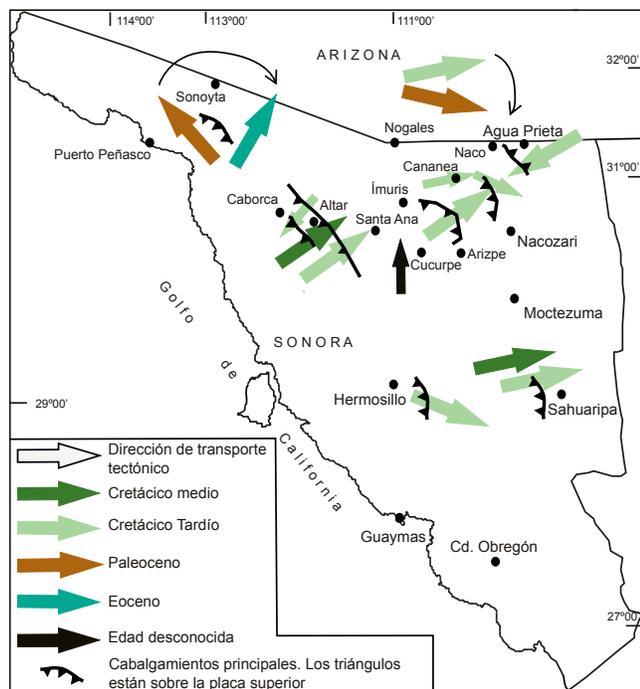


Figura 3. Evolución de la dirección de transporte tectónico o de mayor acortamiento laramídico y su distribución en el estado de Sonora. El tamaño de la flecha es indicativo y burdamente proporcional a la cantidad de desplazamiento. Algunas estructuras del norte de Sonora presentan una vergencia hacia el SW; por ejemplo, los pliegues reportados por DeJong et al. (1984) en las rocas cretácicas de la sierra La Víbora (SE de Caborca) y al NE de Altar, la dirección de transporte hacia el NW en la región de Quitovac (Iriando et al., 2005), así como los cabalgamientos de rocas paleozoicas sobre las rocas del Grupo Bisbee descritos por Rangin (1982) en el noreste del Estado. Salvo las estructuras mencionadas anteriormente, las direcciones de transporte presentan un patrón relativamente homogéneo hacia el NE y son un reflejo, en la superficie de la corteza, de la dirección de subducción de la placa Farallón debajo de la placa Norteamericana. La variación de dirección se interpreta como una consecuencia de varios factores, como son la litología y el espesor de las secuencias sedimentarias plegadas en el caso de deformación superficial, la morfología del basamento al momento de la deformación o la presencia de estructuras previas en el caso de la deformación del sustrato cristalino.

TRANSICIÓN ENTRE OROGENIA LARAMIDE Y LA EXTENSIÓN *BASIN AND RANGE*

Posteriormente a la orogenia Laramide, tanto en Sonora como en gran parte de la Cordillera, se produjo un evento extensional llamado fase orogénica *Basin and Range*, el cual originó la formación de la provincia fisiográfica llamada en español Sierras y Valles Paralelos. A este evento se atribuye la exhumación de diferentes niveles estructurales de la corteza media a superior. Es el caso, por ejemplo, en el sureste de Arizona, a lo largo del cinturón de complejos de núcleo metamórfico como los de las montañas Santa Catalina o las montañas Dragón, donde afloran zonas de deformación dúctil de edad laramídica (Bykerk-Kauffman y Janecke, 1987; Sosson, 1989), caracterizadas por la presencia de rocas miloníticas más antiguas que las generadas por la propia extensión. Asimismo, en el noroeste de Sonora (regiones de Quitovac y Sonoyta) y el suroeste de Arizona (por ejemplo, montañas Window y Comobabi) existen cabalgaduras con desarrollo de rocas miloníticas, que fueron exhumadas debido a la tasa de extensión importante generada por la fase *Basin and Range*, probablemente acentuada en su parte más occidental, por una extensión posterior relacionada con la apertura del golfo de California. Por el contrario, en el noreste de Sonora, en donde la exhumación asociada a la fase *Basin and Range* fue de menor magnitud, las estructuras laramídicas observadas se generaron en la corteza superior.

La transición entre la orogenia Laramide y la extensión cenozoica es un tema controvertido. Se considera que la orogenia Laramide produjo un acortamiento de la corteza de alrededor del 50% en los cinturones del norte de la Cordillera situados en Canadá, Idaho y Wyoming (Price y Mountjoy, 1970), y del 30% en el suroeste de Arizona, a lo largo de una sección entre las montañas Huachuca y Dragón (Davis, 1979). Este porcentaje de 30% de acortamiento se puede extender razonablemente por lo menos al norte de Sonora, donde las estructuras y el estilo de deformación son comparables con aquéllos del sur de Arizona. Se ha sugerido que estas tasas de acortamiento sean responsables del engrosamiento de la corteza hasta un espesor de 50 a 60 km a lo largo de un cinturón situado en posición

interna con respecto al cinturón principal de las Montañas Rocallosas (Coney y Harms, 1984). El cinturón de complejos de núcleo metamórfico cenozoicos se desarrolló precisamente a lo largo de la franja de mayor espesor cortical, debido a una extensión localizada en la parte media de la corteza, ocurrida durante el Oligoceno y el Mioceno bajo condiciones propicias. Dichas condiciones son, en primer lugar, una inestabilidad gravitacional debida al engrosamiento y la existencia de relieves relativamente importantes; en segundo lugar, la ausencia de esfuerzos compresivos permite que los límites del cinturón puedan extenderse; en tercer lugar, un gradiente geotérmico alto inducido por el magmatismo laramídico y cenozoico que se extiende a lo largo de toda la Cordillera. La superposición de una deformación extensional cenozoica sobre una deformación compresiva laramídica o más antigua ha sido reportada en varios complejos de núcleo metamórfico, desde el núcleo metamórfico de Albión, localizado en el límite entre Utah y Idaho (Malavielle, 1987), hasta las montañas Catalina en el sur de Arizona, donde Davy et al. (1989) distinguen tres fases de deformación: la primera, de tipo compresivo, ocurrió durante el Paleoceno con una vergencia hacia el oeste; la segunda, también de tipo compresivo, ocurrió durante el Eoceno Medio, pero con una vergencia opuesta, hacia el este; y la tercera, de tipo extensional, posterior al Eoceno. Las dos primeras son contemporáneas con las intrusiones de la Cuarzodiorita Leatherwood (~68 Ma) y del Granito Wilderness (~47 Ma), respectivamente (Anderson et al., 1988), y se asocian a la orogenia Laramide, independientemente de que en las montañas Catalina sea difícil reconocer cuál sea la vergencia más representativa de dicha orogenia (Guérin y Brun, 1990).

EXTENSIÓN *BASIN AND RANGE* DEL CENOZOICO MEDIO

La región afectada por el evento de extensión cenozoica de América del Norte, puede dividirse en cuatro grandes dominios (Wernicke, 1992; Sonder y Jones, 1999): (1) el cinturón extensional Omineca, en el norte del estado de Washington y en la Columbia Británica; (2) el *Basin and Range* de la Montañas Rocallosas en los estados de Montana, Idaho y Wyoming; (3) el *Basin and Range* propiamente dicho, que se extiende desde

Nevada hasta México; y (4) el *Rift* del Río Grande. A su vez, la provincia *Basin and Range* ha sido dividida en tres sub-provincias denominadas *Basin and Range* Norte, Centro y Sur (Jones et al., 1992; Wernicke, 1992). En comparación con las otras dos sub-provincias, el *Basin and Range* Sur, donde se ubica Sonora, se caracteriza por la elevación promedio más baja, el flujo de calor más bajo y una actividad tectónica menor. Debido a la extensión, Sonora presenta una morfología caracterizada por sierras y valles paralelos, que corresponden en general a sistemas de *horsts* y *grabens* o a *semi-grabens* escalonados. En los estados de Sinaloa, Chihuahua, Durango y Guanajuato se ha descrito estructuras de extensión similares y contemporáneas (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Aranda-Gómez y McDowell, 1998), razón por la cual algunos autores han extendido la provincia *Basin and Range* hasta el centro-sur de México (Figura 4).

La extensión en Sonora se considera posterior a la extrusión de grandes volúmenes de rocas volcánicas félsicas que afloran principalmente en la Sierra Madre Occidental y cuyas edades oscilan entre 34 y 27 Ma (McDowell y Clabaugh, 1979; Cochemé y Demant, 1991), y entre 32 y 27 Ma en Sinaloa (Aranda-Gómez et al., 2000). En el oriente de Sonora y principalmente en Chihuahua y Durango, la extensión *Basin and Range* fue acompañada por un volcanismo máfico de entre aproximadamente 30 y 20 Ma (Swanson y McDowell, 1984; Montigny et al., 1987; Paz-Moreno, 1992; Aranda-Gómez et al., 2000). Dicho volcanismo corresponde principalmente a basaltos y andesitas del sur de la Cordillera denominadas SCORBA por Cameron et al. (1989), los cuales, según dichos autores, forman probablemente la mayor extensión de rocas basálticas cenozoicas de América del Norte. Estas rocas volcánicas, que poseen una afinidad geoquímica e isotópica de arco afectado por un régimen extensional, evidencian un cambio tectónico fundamental aún dentro del proceso de subducción de la placa Farallón. Sin embargo, su posición intra-arco (Cameron et al., 1989) o tras-arco (Eaton, 1984) todavía se discute.

La similitud entre las estructuras y las unidades, tanto volcánicas como clásticas, asociadas al evento extensional de los estados de Arizona (EUA) y de Sonora, permite advertir que ambas regiones compartan

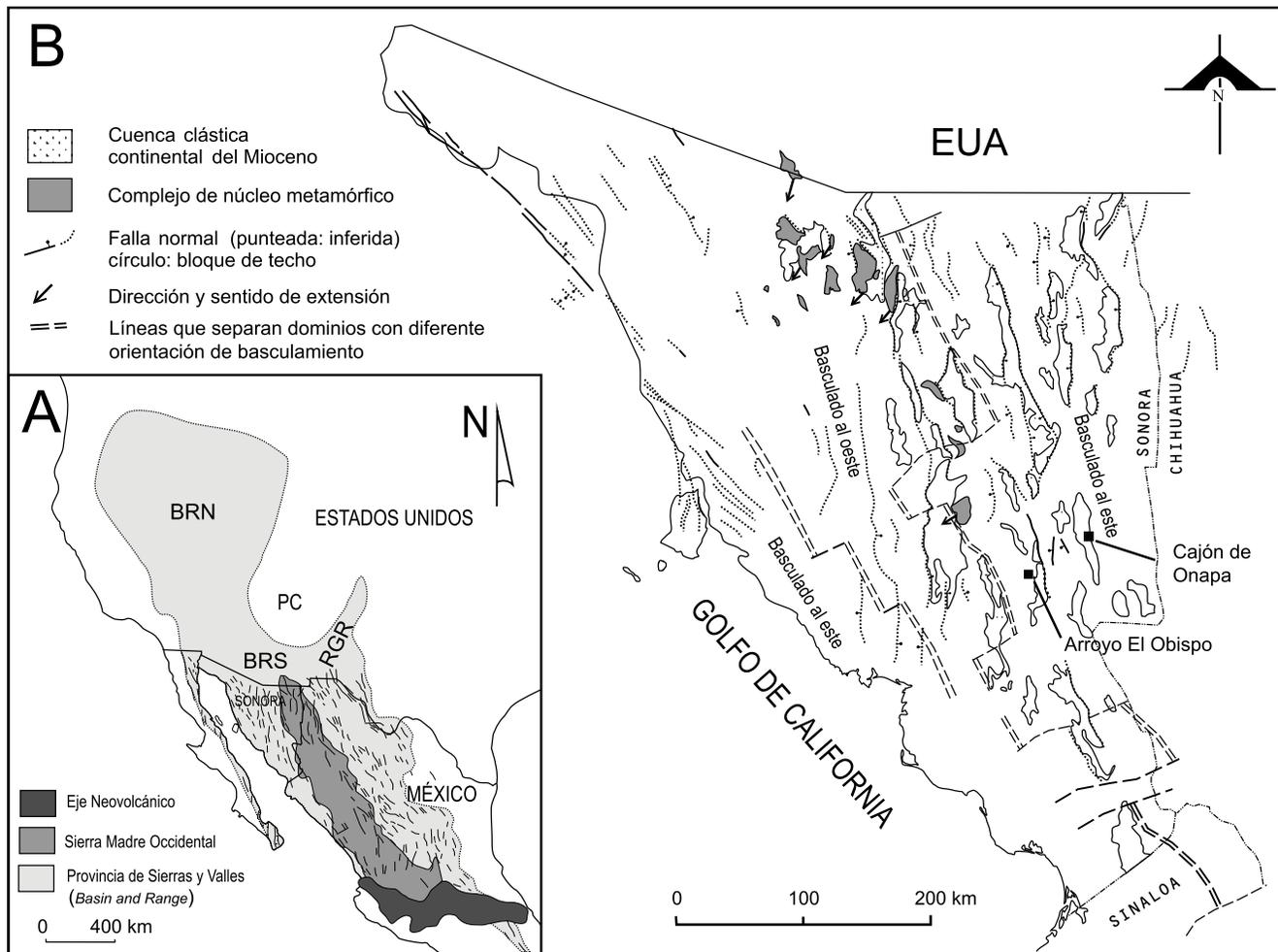


Figura 4. Extensión geográfica de la provincia *Basin and Range* en el Oeste del continente norteamericano. Nótese la franja delgada ubicada en la parte este de la Península de Baja California, que coincide con la parte occidental de la Provincia Extensional del Golfo. Se considera en este esquema que la Sierra Madre Occidental forme parte de la provincia *Basin and Range* porque presenta rasgos morfológicos y estructuras típicas y contemporáneas de dicha provincia. Nótese la distribución de la provincia en tres dominios definidos por el basculamiento general de los bloques durante la extensión *Basin and Range*. Sin embargo, el basculamiento general al oeste del dominio occidental debe ser atribuido al *rifting* que ocurrió en la Provincia Extensional del Golfo. BRN: *Basin and Range* norte; BRS: *Basin and Range* sur; PC: Plateau del Colorado; RGR: Río Grande Rift. B: Esquema estructural simplificado de la provincia *Basin and Range* en Sonora (modificado de Stewart y Roldán-Quintana, 1994). Es notable el paralelismo entre la dirección de la extensión y la de las estructuras de relevo, ambas orientadas N70°E (ver discusión en el texto).

una historia geológica similar durante el Oligoceno y el Mioceno. Sin embargo, los múltiples aspectos estructurales que reviste la extensión, así como los diversos caracteres geológico-petroológicos de las rocas magmáticas contemporáneas, dificultan establecer con precisión tanto la cronología de la deformación como el contexto geodinámico.

Tanto en Sonora como en Arizona, se ha reconocido dos estilos de deformación extensional duran-

te el Cenozoico: uno se caracteriza por tasas altas de deformación, el desarrollo y la exhumación de zonas de cizalla dúctil que corresponden a fallas normales de bajo ángulo y la asociación con un magmatismo félsico; mientras que el otro, se caracteriza por tasas bajas de deformación, fallas de ángulo alto que penetran profundamente en la corteza superior y una asociación con un volcanismo máfico y félsico. El primer estilo de deformación se desarrolló en la parte dúctil de la cor-

teza y del manto superior, facilitado probablemente por el alto flujo de calor subsecuente al evento magmático laramídico y un acercamiento de las isothermas hacia la superficie, asociado al adelgazamiento de la corteza. Se caracteriza por la presencia de fallas normales con desarrollo de rocas miloníticas que afloran en la actualidad a lo largo del cinturón de los *metamorphic core complexes* o complejos de núcleo metamórfico. Al segundo estilo se atribuye el desarrollo de una morfología de sierras y valles paralelos. En la literatura sobre el evento extensional cenozoico de América del Norte, se ha considerado que el estilo de deformación al que se asocian los complejos de núcleo metamórfico haya ocurrido durante el Oligoceno-Mioceno Medio, mientras que el estilo frágil, más superficial, iniciara a partir del Mioceno Tardío. A la primera fase se han atribuido nombres como orogenia *Basin and Range* del Cenozoico medio (Damon y Mauger, 1966), deformación proto-*Basin and Range* (Thompson y Zoback, 1979), deformación pre-*Basin and Range* (Zoback et al., 1981), orogenia del Cenozoico medio (Shafiqullah et al., 1978, 1980; Eberley y Stanley, 1978), orogenia extensional del Cenozoico medio (Elston, 1984) y tafrogenia intermontana del Cenozoico medio (Dickinson, 1991). La segunda fase se ha denominado disturbio *Basin and Range* (Shafiqullah et al., 1978, 1980), deformación principal *Basin and Range* (Thompson y Zoback, 1979) y tafrogenia intermontana sierra-valle (Dickinson, 1991). El término tafrogenia es preferido por Dickinson (1991) en lugar de orogenia, por considerarlo más apropiado para designar un evento tectónico extensional.

En esta síntesis, veremos que en Sonora las estructuras y la cronología del magmatismo asociado indican que los fenómenos extensionales profundos y superficiales ocurrieran de forma sincrónica a partir del Oligoceno. En esta forma, la morfología característica de los complejos de núcleo metamórfico con sus zonas dómicas y exhumación de zonas corticales medias, coexiste con la morfología propia de la provincia fisiográfica denominada Sierras y Valles (*Basin and Range*).

COMPLEJOS DE NÚCLEO METAMÓRFICO

El término “*metamorphic core complex*” fue acuñado por Coney (1979) y Crittenden et al. (1980) para

nombrar a un conjunto de estructuras con una morfología dómica general donde un metamorfismo dinámico, asociado al evento extensional *Basin and Range*, se desarrolla en rocas ígneas y sedimentarias y, eventualmente, se sobrepone a unidades metamórficas con metamorfismo regional preexistentes. Estas estructuras regionales forman un cinturón de sierras relativamente aisladas, que se extiende desde el sur de Canadá hasta Sonora central.

En Sonora, Coney (1980) identificó cuatro complejos de núcleo metamórfico en las sierras de Magdalena, Madera, Mazatán y Pozo Verde. Otros sitios considerados como complejos de núcleo metamórfico son las sierras de El Mezquital, Santa Teresa, La Tortuga, El Potrero y la parte nororiental de la sierra de Aconchi (Nourse et al., 1994; Rodríguez-Castañeda, 1999). Sin embargo, en el caso del NE de la sierra de Aconchi, la falla El Amol, de ángulo bajo, no presenta las características de la zona milonítica típica de un complejo de núcleo metamórfico (Calmus et al., 1996), aun si una estimación del desplazamiento de tipo normal del bloque de techo, en el cual se encuentra el pórfido de San Felipe, alcanza entre 8 y 17 km, según las interpretaciones (Calmus et al., 1996; Lugo-Zazueta, 2006). En Sonora, los complejos de núcleo metamórfico se desarrollaron sobre los terrenos Pápago (Haxel et al., 1980), el cual forma parte de la provincia Mazatzal (Iriondo y Premo, este volumen, capítulo 2) y Caborca (Campa y Coney, 1983), asociado por Iriondo y Premo (este volumen, capítulo 2) a la provincia Yavapai.

Los estudios petrológicos y estructurales más detallados en los complejos de núcleo metamórfico de Sonora se han realizado en la sierra de Magdalena (Nourse, 1990) y en la sierra de Mazatán (Richard, 1991; Vega-Granillo, 1996a, b; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2003, 2008). Una presentación general sintética de los complejos de núcleo metamórfico de Sonora fue realizada por Nourse et al. (1994). En los complejos de núcleo metamórfico ubicados en la provincia Mazatzal, el metamorfismo dinámico cenozoico se sobrepone a un evento de deformación y de metamorfismo de carácter regional, asociado con los eventos compresivos de la orogenia Laramide (Haxel et al., 1984; Iriondo et al., 2005). En los complejos de núcleo metamórfico del centro-sur del Estado (Maza-

tán, Puerta del Sol), el metamorfismo dinámico afecta a rocas ígneas laramílicas o cenozoicas y a rocas metamórficas atribuidas al Paleoproterozoico-Mesoproterozoico (Vega-Granillo y Calmus, 2003).

COMPLEJO DE NÚCLEO METAMÓRFICO DE LA SIERRA DE MAZATÁN

La sierra de Mazatán (o sierra Huérfana) se ubica en la parte central de Sonora, 80 km al este de Hermosillo (Figura 5). Su morfología es cercanamente circular con un diámetro de 15 km y una elevación de 1,000 m sobre las llanuras que la rodean. Desde el punto de vista magmático, se puede considerar como el extremo sur del Batolito de Aconchi, aunque, por su evolución estructural cenozoica, está separada del macizo principal que forma dicho batolito. Las rocas más antiguas que afloran ahí son gneises, anfibolitas, micaesquistos y cuarcitas, las cuales forman bloques de metros a decenas de metros incluidos en un monzogranito. Estas rocas han sido correlacionadas por su litología y metamorfismo de facies anfibolita con el basamento del Paleoproterozoico del terreno Caborca. Una edad de $1,475 \pm 29$ Ma (Vega-Granillo y Calmus, 2003) fue reportada en un granito en la cima de la sierra de Mazatán. El basamento metamórfico de la parte central de Sonora está cubierto en discordancia por secuencias paleozoicas de plataforma (Stewart et al., 1990). En la sierra de Mazatán y regiones aledañas, se ha encontrado fósiles del Cámbrico Medio, el Carbonífero y el Pérmico (Vega-Granillo, 1996a, b; Richard, 1991). Las rocas paleozoicas fueron cubiertas a su vez por rocas volcánicas intermedias a félsicas que han sido correlacionadas por Vega-Granillo (1996a) con las de la Formación Tarahumara del Cretácico Tardío-Paleoceno (McDowell et al., 2001). Una granodiorita porfídica localizada en el piedemonte occidental de la sierra arrojó una edad U-Pb en zircón de 58 ± 3 Ma (Anderson et al., 1980), y es probable que forme la mayor parte de la sierra (Wong y Gans, 2008). Un granito peraluminoso de dos micas se emplazó sobre las rocas cristalinas del Paleoproterozoico-Mesoproterozoico y bajo la cobertura paleozoica. Un dique leucocrático presumiblemente asociado con esta intrusión arrojó una edad K-Ar en muscovita de 33.0 ± 8 Ma (Vega-Granillo y Calmus, 2003).

En la sierra de Mazatán, se puede identificar tres elementos estructurales principales (Figura 6): (1) una zona de cizalla con metamorfismo dinámico de echado moderado a bajo que separa un bloque inferior, compuesto principalmente por rocas ígneas, de un bloque superior constituido principalmente por rocas sedimentarias o volcánicas del Paleozoico hasta el Oligoceno-Mioceno; (2) un abombamiento dómico local; y (3) un fallamiento normal de tipo frágil. El complejo de núcleo metamórfico de la sierra de Mazatán, de manera similar a todos aquéllos de la Cordillera, se caracteriza por el desarrollo de metamorfismo dinámico impuesto en rocas ígneas y en rocas con metamorfismo regional. Este metamorfismo dinámico se produjo a lo largo de una zona de cizalla dúctil y frágil-dúctil. El núcleo de la sierra corresponde a la placa inferior (bloque de piso) de los complejos de núcleo metamórfico (Coney, 1980) y la zona de cizalla a la falla conocida como *detachment* o zona de despegue. Debido al movimiento a lo largo de la zona de cizalla, se desarrollaron una foliación milonítica y una lineación de estiramiento o alargamiento, tanto en rocas metamórficas proterozoicas como en rocas intrusivas del Paleoceno y Oligoceno. La fábrica más común es la de un granito protomilonítico con clivajes en bandas de cizalla tipo S-C' y S-C (Figura 7). Dentro de la zona milonítica, la deformación es relativamente homogénea, excepto por zonas angostas donde el granito protomilonítico pasa gradualmente a gneises laminados formados por capas alternantes de cuarzo y feldespatos, asociadas a recristalización dinámica. Asimismo, aparecen bandas métricas de milonita y ultramilonita, sobre todo en la ladera occidental. Estas bandas, que pueden tener hasta 12 m de espesor, tienen límites generalmente abruptos con el granito protomilonítico a partir del cual se formaron, y se acuñan lateralmente. Las milonitas y ultramilonitas son rocas negras, coherentes, de grano muy fino parecidas a pedernal, a veces con porfidoclastos de feldespatos y muscovita neo-formada. Numerosos pliegues oblicuos y algunos pliegues funda y sin raíz (*oblique, sheath y rootless folds*) pueden apreciarse en las bandas miloníticas, así como boudines a menudo plegados (Figura 7). Se considera que estos pliegues se hayan formado durante la misma fase de deformación que produjo las milonitas. En las rocas con metamorfismo regional, los

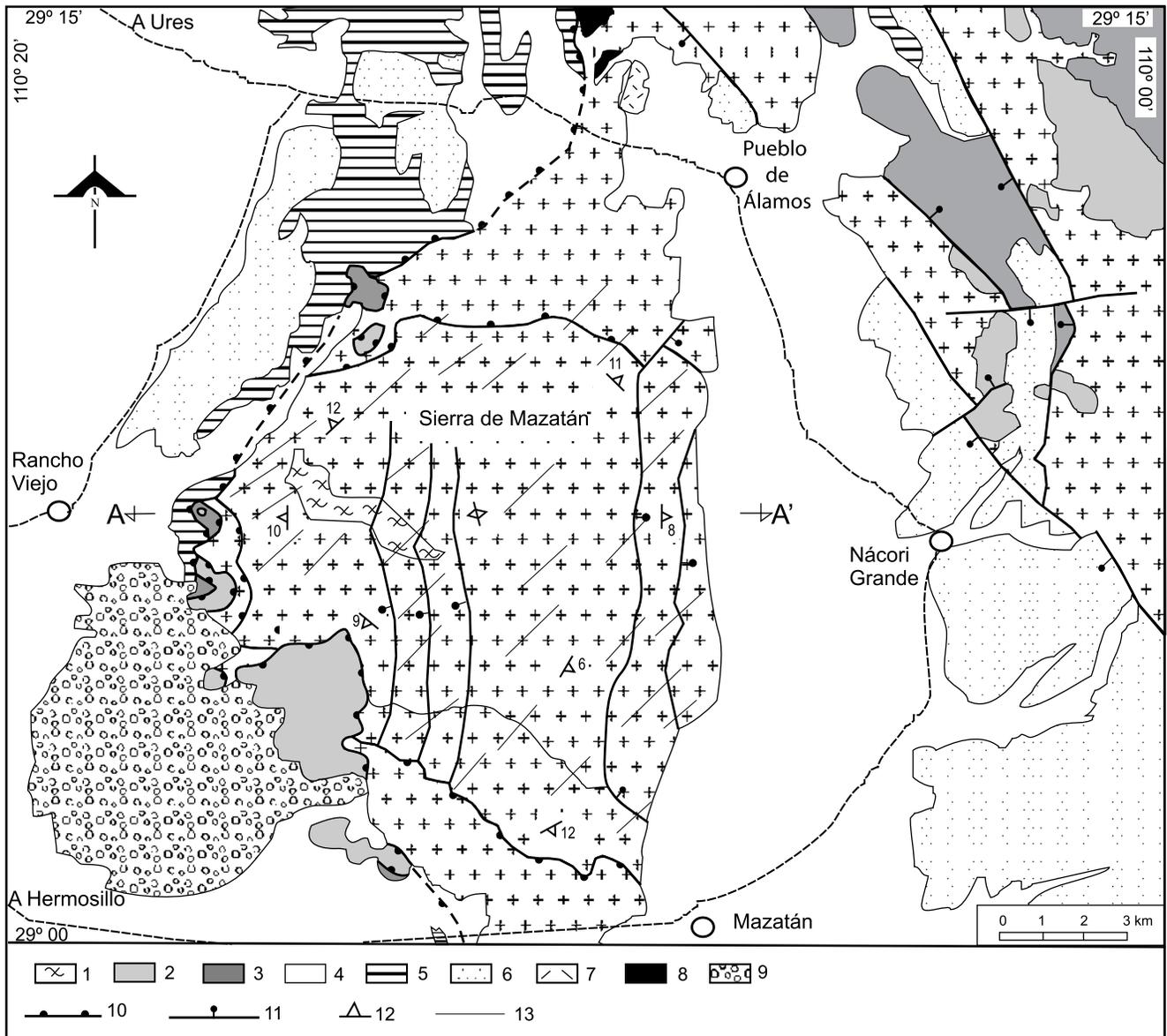


Figura 5: Carta geológica de la Sierra de Mazatán y alrededores. 1: Rocas metamórficas del Paleoproterozoico. 2: Rocas calcáreas del Paleozoico, en parte metamorfoseadas. 3: Rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico Superior-Paleógeno (Formación Tarahumara). 4: Rocas graníticas del Cretácico-Paleoceno. 5: formación Belleza detrítica del Mioceno Inferior. 6: Formación Represo, del Mioceno-Plioceno. 7: Ignimbritas del Mioceno Medio. 8: Derrames basálticos y andesíticos del Mioceno Superior. 9: Abanicos aluviales y sedimentos fluviales del Plioceno-Cuaternario. 10: Falla normal de ángulo bajo (parte superior de la zona milonítica). 11: Falla de ángulo alto. 12: Dirección y echado de la foliación milonítica. 13: Área afectada por la deformación dúctil. Modificada de Vega-Granillo y Calmus (2003).

pliegues previos fueron replegados por pliegues isoclinales formados durante la deformación milonítica. En la sierra de Mazatán, la lineación de estiramiento tiene una dirección predominante N60°-80°E, la cual corresponde a la componente horizontal del movimiento, que coincide con aquéllas definidas en otros complejos de

núcleo metamórfico en Sonora (Nourse, 1990; Nourse et al., 1994) y Arizona (por ejemplo, Keith et al., 1980; Spencer y Reynolds, 1991), lo cual indica que la dirección de extensión es coherente a escala regional. La dirección de los ejes de los pliegues oblicuos y funda varía entre N60°E y N70°W, coincidiendo parcialmen-

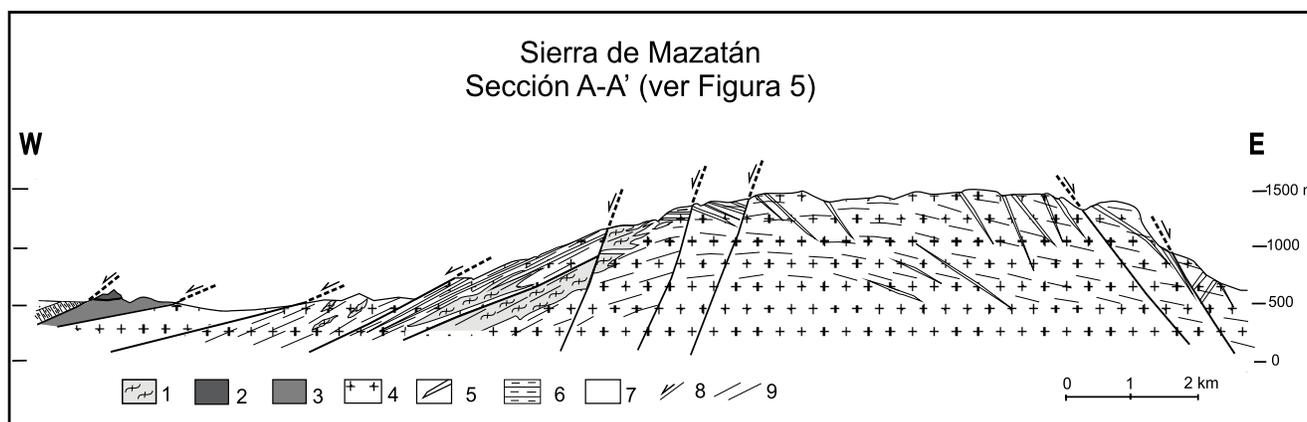


Figura 6. Sección geológica AA' de la sierra de Mazatán (ver localización en la Figura 4). 1: Rocas metamórficas del Paleoproterozoico. 2: Rocas paleozoicas. 3: Rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cretácico Superior-Paleoceno (Formación Tarahumara). 4: Rocas intrusivas del Cretácico Superior-Paleoceno. 5: Diques graníticos. 6: formación Belleza, del Mioceno Inferior. 7: Sedimentos fluviales del Plioceno-Cuaternario. 8: Fallas normales. 9: Rocas afectadas por la deformación dúctil, correspondiente al bloque de piso.

te con la dirección de la lineación de estiramiento. El sentido de cizalla se estableció con base en criterios cinemáticos, como clivajes en bandas de cizalla (S-C', S-C), mantos de recristalización de porfidoclastos, cristales deformados de mica y microplegamiento. Dicho sentido es consistente en todos los sitios analizados alrededor del domo, inclusive en la ladera oriental, e indica un movimiento del bloque de techo hacia el suroeste (Vega-Granillo y Calmus, 2003).

El modelo más aceptado para explicar la formación de los complejos de núcleo metamórfico en la Cordillera norteamericana asocia la deformación dúctil milonítica a una zona de cizalla que corresponde a una falla normal de ángulo bajo (Wernicke, 1981, 1985; Spencer y Reynolds, 1989), la cual se extiende a través de la corteza o, inclusive, de la litosfera. A lo largo de esas fallas mayores, ocurre una variación espacial de

los mecanismos de deformación. En los niveles más profundos, la deformación se produjo a mayor temperatura generando una zona de cizalla más ancha, pero con rocas globalmente menos deformadas, como son los granitos protomiloníticos. En niveles intermedios, la deformación se desarrolla a menor temperatura, y sigue siendo dúctil o milonítica, pero concentrada en zonas de menor espesor, generando zonas estrechas con milonitas y ultramilonitas. En este nivel estructural, los feldespatos potásicos presentan una deformación en general frágil con rotación y basculamiento en dominó. En niveles más someros, la deformación es frágil y produjo zonas de cizalla caracterizadas por una fracturación intensa. A medida que el movimiento a lo largo de la zona de cizalla exhumó la placa inferior del complejo, los estilos de deformación citados arriba se superpusieron; es decir, anchas zonas protomiloníticas

Figura 7. Ejemplos de deformación dúctil en la falla de *detachment* de la sierra de Mazatán. A: Granito milonítico con porfidoclastos tipo sigma de feldespatos potásicos. Se observa una cara paralela a la lineación y el sentido de cizalla es dextral (cima hacia el SW). B: Ultramilonitas de la ladera occidental de la sierra de Mazatán. Se observa bandas y lentes cuarzofeldespáticas de color blanco que permiten apreciar un plegamiento isoclinal. Estos pliegues tienen ejes con dirección similar a la de la lineación de estiramiento por lo que se denominan oblicuos. Vista hacia al E, sentido de cizalla dextral (cima hacia el SW). C: Bandas de ultramilonita (negras) formadas a partir de granito milonítico. Dichas bandas son cortadas por una familia de fallas normales de escala mesoscópica. Vista hacia el NW 60°. D: ultramilonitas "pedernalosas" con bandas cuarzofeldespáticas boudinadas y fuertemente plegadas. Dichos pliegues son denominados oblicuos por la similitud de la orientación de sus ejes con la lineación de estiramiento, y "sin raíz" porque el *boudinage* provoca el despegamiento de los flancos). E: Contacto entre granito milonítico (Laramide?) y gneis cuarzofeldespático bandeado (Mesoproterozoico). La deformación milonítica que afecta al granito se superpone a deformaciones previas en el gneis. La escala métrica mide 10 cm y la pica 30 cm.



A



B



C



D



E

fueron cortadas por zonas delgadas miloníticas y ultramiloníticas, y todas ellas fueron, a su vez, cortadas por zonas de brecha que corresponden a fallas frágiles.

Depósitos sintectónicos asociados al complejo de núcleo metamórfico de Mazatán

El desplazamiento de la placa superior del complejo de núcleo metamórfico de la sierra de Mazatán, a lo largo de una falla normal de ángulo bajo, y la subsidencia asociada crearon una cuenca sintectónica, la cual fue llenada paulatinamente por depósitos clásticos generados por la erosión del bloque levantado y por depósitos fluvio-lacustres. Tales depósitos se agrupan bajo el término informal de formación Belleza (Richard, 1991; Vega-Granillo, 1996a, b) y afloran en las zonas bajas occidentales alrededor de la sierra de Mazatán. Al noroeste del domo, dicha secuencia aflora a lo largo de 12 km medidos perpendicularmente al rumbo de las capas, aunque está cubierta parcialmente por sedimentos más jóvenes. Los echados de la estratificación varían desde 90°, lejos de la falla de *detachment*, hasta 30° hacia el NE, en las cercanías de dicha falla, mostrando una geometría en abanico, típica de los depósitos de cuenca sintectónica en ambiente extensional. La formación Belleza está constituida por rocas sedimentarias con facies tanto fluviales como lacustres e intercalaciones menores de rocas volcánicas. Dicha formación está afectada por fallas normales internas y pliegues de deslizamiento (*slump folds*), lo cual indica su carácter sintectónico. Asimismo, entre las sierras de Mazatán y Puerta del Sol, la formación Belleza presenta grandes pliegues abiertos con ejes de dirección NE-SW.

Correlación con cuencas similares de Sonora

La formación Belleza puede correlacionarse con secuencias continentales con contribuciones menores de rocas volcánicas, estudiadas en otros complejos de núcleo metamórfico o estructuras semejantes de Sonora, como las de Tubutama, Magdalena y Aconchi (Frye, 1975; Nourse, 1989; Miranda-Gasca y De Jong, 1992). Estudios palinológicos en las Formaciones Tubutama y Magdalena indican edades del Oligoceno-Mioceno y del Mioceno-Plioceno, respectivamente (Richard,

1991). En la cuenca de Magdalena (Figura 8), las rocas más antiguas corresponden a la Formación La Ventana, que consiste en latitas alcalinas datadas por el método K-Ar en 27.3 ± 0.6 y 25.9 ± 0.8 Ma (Miranda-Gasca y Quiroz, 1988). Esta formación está sobreyacida por las Formaciones La Cuesta y Magdalena. La primera corresponde a una brecha derivada de rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas y cretácicas. La Formación Magdalena consiste en sedimentos fluviales y lacustres. En su parte superior, se encuentra un conglomerado formado por fragmentos de todas las unidades presentes en la cuenca, además de fragmentos de granitos y milonitas de la placa inferior (Miranda-Gasca et al., 1998). En las facies lacustres de dicha formación, se intercalan depósitos de yeso, celestita y colemanita. Andesitas basálticas alcalinas intercaladas con los depósitos lacustres tienen edades de 21.6 ± 1.0 a 22.7 ± 0.4 Ma (Miranda-Gasca y De Jong, 1992). La Formación Magdalena está cubierta por el Basalto El Torreón, datado en 19.6 ± 0.9 Ma (Miranda-Gasca y Quiroz, 1988).

En la región de Tubutama, las rocas sedimentarias de la placa superior, incluidas bajo el término de Formación Tubutama, descansan sobre rocas volcánicas riolíticas datadas en 33.9 ± 0.8 Ma (Arriaga-Meléndez et al., 1985). La Formación Tubutama tiene aproximadamente 750 m de espesor y consiste en areniscas que contienen en su parte media intercalaciones de lutita, yeso y colemanita. Un flujo latítico datado en 22.3 Ma está intercalado en los sedimentos lacustres (Gómez-Caballero et al., 1981). La secuencia lacustre está cubierta en discordancia por un conglomerado rojo de cerca de 250 m de espesor y por una secuencia detrítica que Miranda-Gasca et al. (1998) interpretaron como parte de la Formación Báucarit. A su vez, dicha unidad está cubierta por un basalto con una edad de 7 Ma (Gómez-Caballero et al., 1981). Un flujo de lava dacítico datado en 5.5 Ma cubre en discordancia a los sedimentos lacustres y a las rocas metamórficas de la parte norte del área de Tubutama.

Deformación dómica

La morfología dómica presente en la sierra de Mazatán es característica de los complejos de núcleo metamórfi-

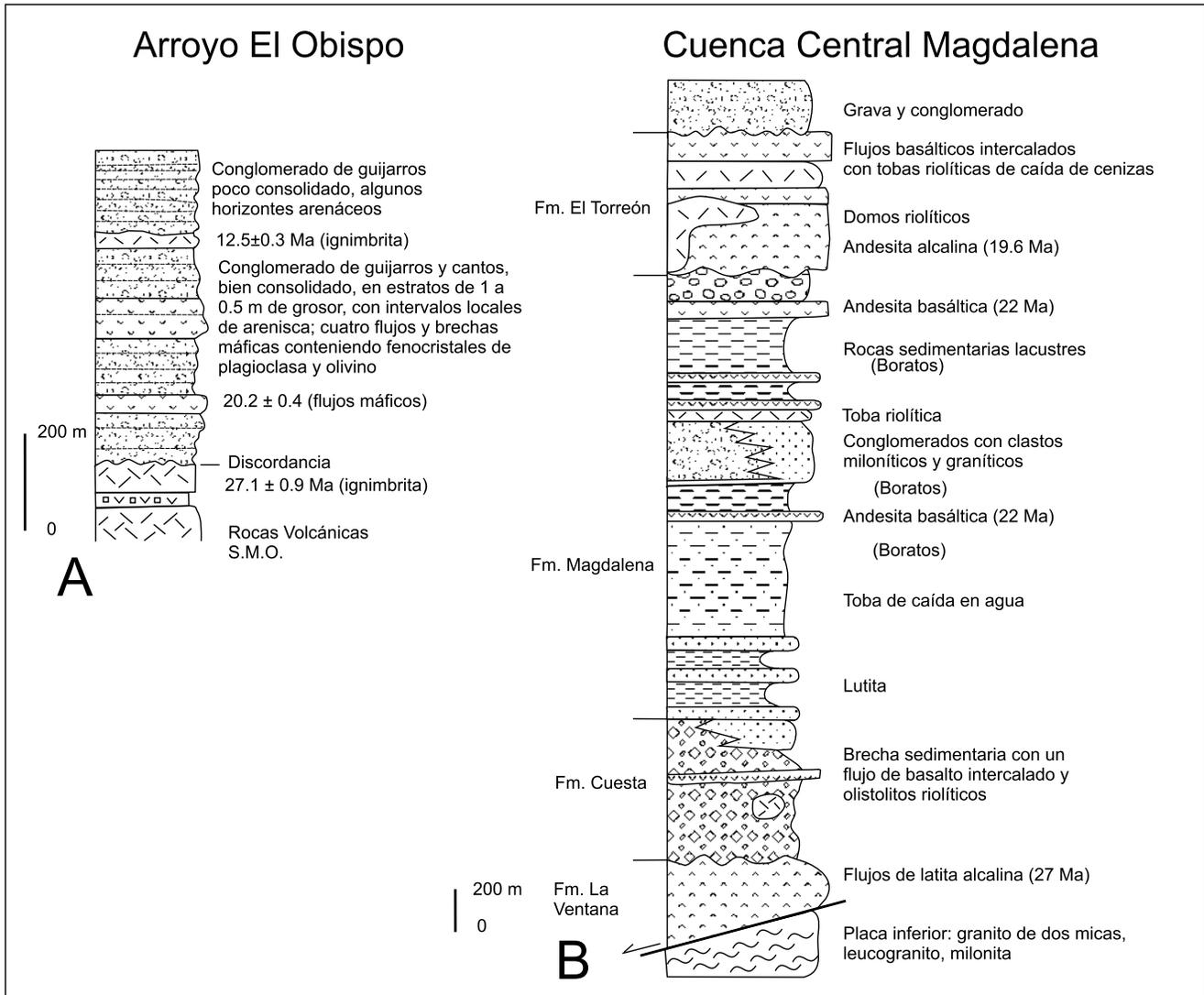


Figura 8. Columnas estratigráficas comparativas entre los depósitos del arroyo El Obispo (río Yaqui) y los de la cuenca asociada al complejo de núcleo metamórfico de Magdalena (basados en McDowell et al., 1997 y Miranda-Gasca y DeJong, 1992, respectivamente). Nótese la diferencia de espesor entre las dos columnas. Ambas secciones se caracterizan por depósitos sintectónicos intercalados con rocas volcánicas.

co, aunque algunos muestran, además, una elongación morfológica paralela a la dirección de estiramiento mayor (Davis, 1980, 1983; Wernicke, 1985; Spencer y Reynolds, 1989). Al norte de la sierra de Mazatán, se encuentra otro domo que corresponde a la sierra Puerta del Sol, el cual está considerado como otro complejo de núcleo metamórfico (Vega-Granillo y Calmus, 2003). Entre ambos domos, la formación Belleza presenta pliegues de gran radio de curvatura que se pueden atribuir a diferentes fenómenos: (1) un acortamiento per-

pendicular a la extensión de dirección N70°E; (2) una compresión pasiva durante la formación y el levantamiento de los dos domos. Wong y Gans (2008) proponen que la traza de la falla de *detachment*, con una amplitud de ondulación de 15 km, corresponda a una ondulación original de la falla dúctil, cuya amplitud fue incrementada por la disminución del echado de la falla durante el basculamiento de ambos bloques. Sin embargo, el aumento de la amplitud no explica por sí solo el plegamiento de la formación Belleza, y la presencia

de ondulaciones en la falla original no justifica la presencia de domos. En la sierra de Mazatán, como en la mayoría de los complejos de núcleo metamórfico, la foliación milonítica buza en todas direcciones, indicando que la deformación dómica afectó y arqueó el plano de cizalla (Vega-Granillo y Calmus, 2003) permitiendo su exhumación. Se puede apreciar que donde la deformación dómica no ha ocurrido, la zona de cizalla milonítica no aflora y, en su lugar, el contacto entre las rocas graníticas y los sedimentos de cuenca se reduce a una falla frágil de carácter más somero. También, la distribución radial de bloques deslizados de rocas paleozoicas alrededor de la sierra de Mazatán se atribuye al proceso de *doming*. Así, la deformación dómica es un fenómeno tardío en la evolución del complejo de núcleo metamórfico, puesto que afecta a la foliación milonítica y produce pliegues de gran radio de curvatura en la formación Belleza.

No hay una explicación definitiva para el origen de la estructura dómica, pero se han presentado varias hipótesis, entre las que destacan: (1) un abombamiento causado por un levantamiento isostático diferencial que responde a la remoción tectónica de la placa superior (Spencer, 1984; Spencer y Reynolds, 1989; Wernicke, 1985); (2) una deformación causada por intrusivos como lacolitos (Drewes, 1981; Miller et al., 1983); (3) una flexura de la zona de cizalla provocada por un basculamiento sobre una falla listrica que subyace al complejo metamórfico (Bartley y Wernicke, 1984; Gans et al., 1985).

EDAD DE LA DEFORMACIÓN DE LOS COMPLEJOS DE NÚCLEO METAMÓRFICO

En la sierra de Mazatán, se ha obtenido edades mediante el método de Ar-Ar que marcan el tiempo de enfriamiento de los minerales bajo las temperaturas respectivas de cierre ($\sim 525 \pm 40^\circ\text{C}$ para hornblenda; $350 \pm 25^\circ\text{C}$ para muscovita y $325 \pm 30^\circ\text{C}$ para biotita [Wong y Gans, 2008]). En la ladera occidental, se ha determinado edades de 21.0 ± 0.1 Ma en muscovita y 20.8 ± 0.1 en biotita; en la parte central, 23.5 ± 0.1 en muscovita y 21.7 ± 0.1 en biotita; en la ladera oriental, 29.7 ± 0.1 en muscovita y 24.0 ± 0.1 en biotita (Wong y Gans, 2007). La deformación afecta a los di-

ques pegmatíticos leucocráticos datados en 33 Ma (K-Ar), mientras que diques andesíticos de 21.1 ± 5 Ma (Vega-Granillo y Calmus, 2003), 22.6 ± 0.4 y 19.2 ± 0.5 Ma (Wong y Gans, 2007) están poco deformados y cortan la foliación milonítica. De acuerdo con esos datos, el metamorfismo dinámico producido a lo largo de la zona de cizalla debió ocurrir principalmente entre el Oligoceno Temprano y el Mioceno Temprano. Este tiempo coincide con las edades sugeridas para otros complejos de núcleo metamórfico de Sonora y Arizona (Dickinson, 1991; Nourse et al., 1994) y con los de las edades de las secuencias detríticas asociadas. Según Wong y Gans (2008), ocurrieron dos pulsos de enfriamiento de 25–23 y 21–16 Ma, a los que asocian con incrementos en el deslizamiento a lo largo de las fallas normales. El último período coincide con la edad de enfriamiento de 18 Ma entre 110° y 60°C , obtenida por trazas de fisión en apatita, cuyas longitudes largas indican un enfriamiento rápido a esa edad (Vega-Granillo y Calmus, 2003). Sin embargo, estas edades no deben considerarse como el tiempo de inicio del metamorfismo dinámico, porque éste debió alcanzar temperaturas superiores a 450°C en las partes más profundas, como lo evidencia la recristalización dinámica del feldespato potásico (Vega-Granillo, 1996). Es probable que este tiempo corresponda al tiempo de la deformación dómica que provocó que la zona de cizalla se levantara más de mil metros, favoreciendo su exhumación. Un estudio sobre la componente autigénica de la illita (politipo $1M_d$), en la zona de salbanda de la falla de *detachment*, arroja una edad mínima de deformación frágil de 14.9 Ma (Haines y van der Pluijm, 2008).

ESTRUCTURAS TIPO HORST Y GRABEN Y SEDIMENTACIÓN ASOCIADA

Fuera de los complejos de núcleo metamórfico, la extensión cenozoica se caracteriza por familias y sistemas de fallas normales que forman elementos de tipo *horst* y *graben* o series de *semi-grabens* escalonados. En las cuencas generadas por el fallamiento normal, fueron depositadas secuencias clásticas con intercalaciones volcánicas (Figura 8) que fueron conocidas primero bajo el término general de División Baucari (*sic*) a partir de Dumble (1900) y posteriormente como Formación

Báucarit (King, 1939). Las rocas arenoso-conglomeráticas de dicha formación, y las tobas volcánicas asociadas, han sido afectadas por un evento metamórfico de grado muy bajo que transformó el vidrio volcánico ácido en zeolitas del grupo de la heulandita, así como en minerales argiláceos, minerales de la familia de la sílice y calcita (Münch, 1993). La alteración del vidrio se produjo en la zona freática muy cercana a la de depósito, a temperaturas comprendidas entre 60° y 125°C (Münch, 1993). El metamorfismo de grado muy bajo de la Formación Báucarit produjo el endurecimiento típico de las rocas que la constituyen.

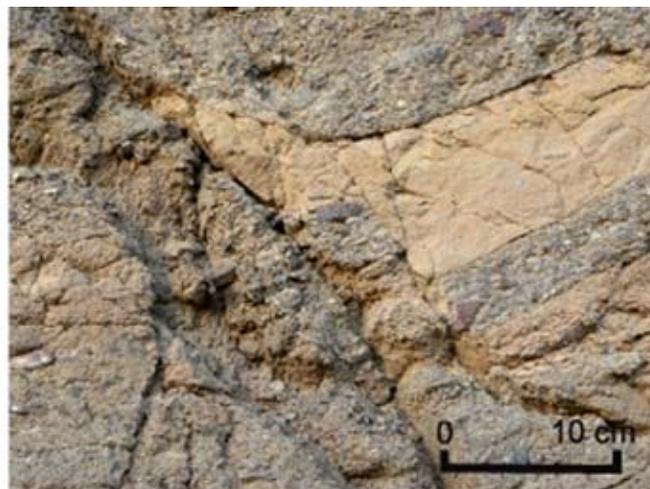
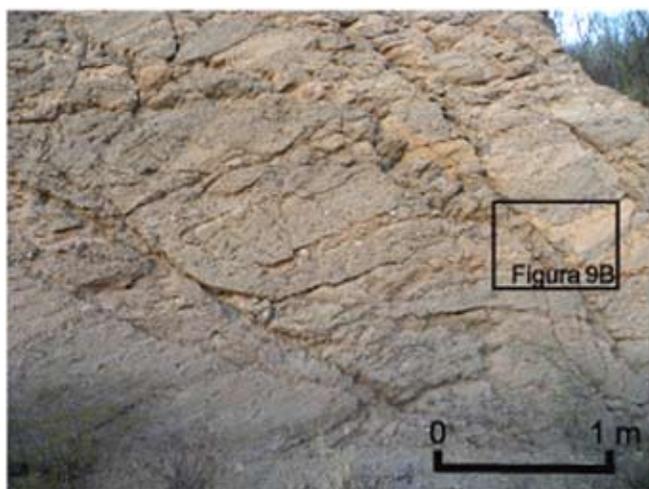
Los conjuntos sedimentarios continentales de tipo Báucarit se restringen a la región central y oriental del estado de Sonora, en una franja que inicia aproximadamente a 100 km de la costa (McDowell et al., 1997). Los depósitos tienen secuencias litológicas distintas, aun dentro de una misma cuenca, e iniciaron y culminaron en tiempos distintos. Donde han sido datadas, las rocas de la base o subyacentes tienen edades del Oligoceno Tardío (McDowell et al., 1997; Gans, 1997), mientras que las rocas volcánicas intercaladas tienen edades típicamente entre 27 y 17 Ma (Demant et al., 1989; McDowell et al., 1997; Gans, 1997; Paz-Moreno et al., 2003; González-León et al., 2000) que corresponden al Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Dichas rocas volcánicas son principalmente flujos de andesitas basálticas, aunque también existen derrames riolíticos. En la mayoría de las localidades, esos flujos son concordantes con los sedimentos y se ha sugerido que el magmatismo haya sido favorecido por el fallamiento normal (McDowell et al., 1997). El tiempo de la formación de las cuencas de tipo Báucarit coincide parcialmente con el tiempo de extrusión de la denominada secuencia bimodal en la Sierra Madre Occidental (región de Tepoca-Yepáchic), la cual ocurrió entre 30 y 20 Ma (Demant et al., 1989). La extensión de tipo *horst* y *graben* y la sedimentación clástica asociada pudieron haber iniciado alrededor de 27 Ma en algunas cuencas, mientras que el depósito ya era común en la mayoría de las cuencas alrededor de 24 Ma y en todas las cuencas a los 20 Ma (McDowell et al., 1997).

Según Aranda-Gómez et al. (1997), en los estados de Sinaloa y Durango, la extensión empezó probablemente entre 32 y 30 Ma, aunque reconocen que la edad

exacta no está bien delimitada. Los mismos autores señalan que un fallamiento significativo empezó tan temprano como 29 a 28 Ma en el norte de Durango y que diques con rumbo NNW, relacionados con la extensión, son tan antiguos como 32 Ma en el sur de Sinaloa.

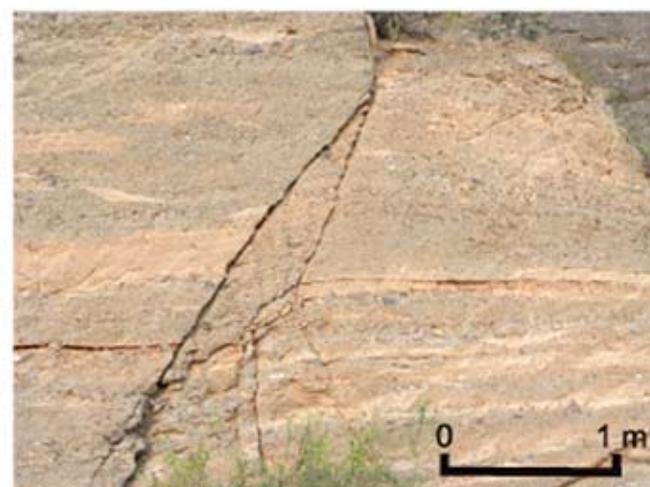
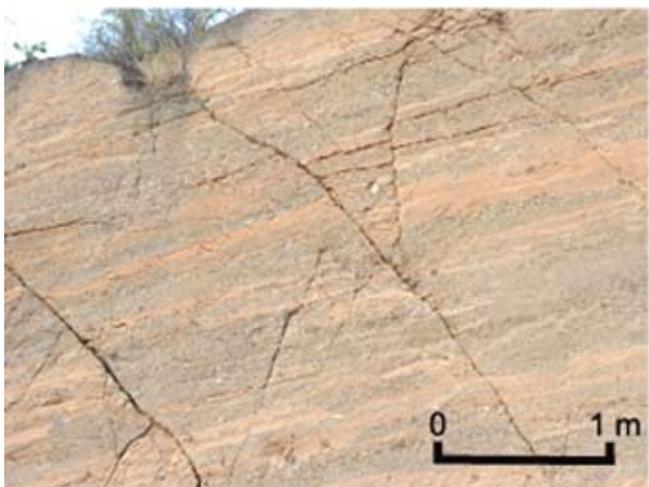
Mientras ocurría el depósito de la Formación Báucarit en la parte central y oriente de Sonora, en la región occidental se producía un volcanismo abundante asociado a la subducción. Till (2005) demostró que ocurrió una migración de la actividad volcánica de oriente a poniente en la parte sur de Sonora durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno. Dicha actividad se caracterizó por un volcanismo máfico a félsico, que pudo alcanzar más de 900 m de espesor (Mora y McDowell, 2000). Rocas volcánicas de esta edad han sido descritas en la región de Bahía Kino (Gastil y Krummenacher, 1977) y en la parte oriental de la península de Baja California (Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Sawlan, 1991) donde son referidas como Formación Comondú, la cual puede alcanzar un espesor de hasta 2 km. Asociadas a las rocas volcánicas, se ha reconocido calderas, por ejemplo en la región de Guaymas y al norte de San Carlos (Sheridan et al., 1979; Vega et al., 2004), y la presencia de intrusivos someros (Cochemé, 1985; Mora y McDowell, 2000). Intrusivos similares han producido localmente estructuras radiales en Baja California (Zanchi, 1994). Así, la inexistencia de depósitos clásticos del tipo Báucarit en la región costera de Sonora se atribuye a la presencia de este cinturón volcánico. Finalmente, los enjambres de diques de lamprófidio reconocidos en diferentes partes de Sonora central, en particular en la región de Hermosillo, tienen edades del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano (Pérez-Segura et al., 1996; López-Martínez, Margarita, comunicación personal) y un patrón estructural que los asocia a la extensión *Basin and Range*. Numerosos diques presentan una reactivación en falla normal en uno de sus bordes (Figura 9).

A partir de los datos geocronológicos, se concluye que las estructuras que generaron los complejos de núcleo metamórfico y los sistemas de tipo *horst* y *graben* o *semi-grabens* escalonados son, en su mayor parte, contemporáneas, y tienen direcciones de extensión similares que varían entre N50°E y N70°E. Las edades de los depósitos generados en las cuencas aledañas a



A

B



C

D



E

F

los complejos de núcleo metamórfico (formaciones Tubutama, Magdalena y Belleza), así como la Formación Báucarit, también coinciden. Como se mencionó antes, en la región aledaña al complejo de núcleo metamórfico de Tubutama, se ha denominado Formación Báucarit solamente a los depósitos asociados con la última etapa de fallamiento; es decir, más jóvenes que 12.5 Ma (Miranda-Gasca et al., 1998). Esto crea una confusión debido a que la Formación Báucarit en su área tipo (cuenca del río Yaqui) es más potente y más antigua, al menos hasta 27 Ma (McDowell et al., 1997).

Desde el punto de vista tectónico, se propone que el término fase *Basin and Range* deba restringirse al evento del Oligoceno-Mioceno, caracterizado por fallas de ángulo bajo con desplazamientos mayores y una tasa alta de extensión, a las cuales se debe la exhumación de la placa inferior de los complejos de núcleo metamórfico, así como por un conjunto de fallas normales de ángulo alto y con direcciones de NW-SE a N-S, que produjeron la morfología de sierras y valles paralelos en la parte superior de la corteza.

Las fallas normales escalonadas que forman *semi-grabens* y que son típicas de la fase de extensión *Basin and Range* buzán principalmente hacia el oeste en la parte oriental de Sonora (Stewart y Roldán-Quintana, 1994), produciendo basculamientos de las unidades geológicas desde 30° hasta 60° hacia el este (Gans, 1997). La Figura 9 muestra algunas estructuras típicas de la Formación Báucarit basculada en forma de dominó en el SE de Sonora. En la parte centro-occidental de Sonora, las fallas buzán principalmente hacia el este, mientras que la zona costera se caracteriza por una franja con fallas buzando hacia el oeste (Stewart y Roldán-

Quintana, 1994). Reconstrucciones palinspásticas en áreas afectadas por fallas oligocénico-miocénicas con rumbo NW indican una extensión acumulada cercana al 90% con una dirección de extensión cercana a N50°E (Gans, 1997). Sin embargo, esta tasa corresponde a una cantidad de extensión medida en la parte superficial de la corteza que no puede ser generalizada a toda la corteza, debido a que las fallas normales listricas pueden volverse horizontales y paralelizarse a fallas de despeque que desolidarizan la parte frágil de la parte dúctil de la corteza. Por lo anterior, no se puede siempre extender el valor de la extensión de la parte superficial a la parte profunda de la corteza y, por ende, utilizar este valor, por ejemplo, en la evaluación de los desplazamientos asociados a la apertura del golfo de California.

CONCLUSIÓN

Como lo vimos en el párrafo anterior, la extensión cenozoica no es homogénea a nivel de todo el estado de Sonora respecto a varios parámetros y aspectos como son: la tasa de extensión, la tasa de exhumación, el sentido de desplazamiento de los bloques de techo respecto a los bloques de piso y la rotación de los bloques de techo. En el sureste del Estado, Gans (1997) interpretó que la inversión del sentido de basculamiento de bloques fallados y del sentido del echado de las fallas normales se debe a la presencia de zonas de acomodamiento que tienen una dirección similar a la dirección principal de extensión.

De igual manera, si se observa, por ejemplo, en el centro del Estado el *horst* constituido de norte a sur por las sierras Los Locos, El Jaralito, Puerta del Sol y

Figura 9. Estructuras superficiales asociadas a la extensión *Basin and Range*. A: Fallas normales y estructuras asociadas en la Formación Báucarit (alternancia de conglomerados y areniscas de grano grueso a fino) en el Cajón de Onapa (ver Figura 4). Se observa la estructura en bloques basculados en “dominó”, así como un pliegue de arrastre en un nivel de arenisca, indicador cinemático típico de las rocas sedimentarias que presentan un contraste de competencia mecánica. B: Detalle de la Figura 9A. C: Fallas normales conjugadas. Las fallas con un echado hacia el este son más desarrolladas. D: Falla normal compuesta. La presencia de cuñas que aparecen como zonas de relevo entre dos ramas de una zona de falla es común. La falla de la derecha se desarrolló en primer lugar, pero las irregularidades creadas por los cambios locales de echado de la falla provocaron una nueva distribución de la deformación y la creación de la falla de la derecha más recta. Para más información ver, por ejemplo, Childs et al., 2009. E: Dique-falla de lamprófido rico en anfíbol (roca espesartita) del Mioceno Inferior en el cerro Santa Martha (cerro de La Cementera, Hermosillo). La roca encajonante es un mármol metamorfozido durante el emplazamiento de granitoides laramídicos. F: Acercamiento en el cual se observa escalones de cristalización estriados indicadores de un fallamiento normal con una componente lateral derecha menor.

Mazatán, se confirma que se puede dividir de norte a sur en tres segmentos separados por zonas de acomodamiento: Al norte, la sierra de Los Locos está limitada en su flanco noreste por una falla normal de ángulo bajo (falla El Amol) caracterizada por una deformación cataclástica que afecta principalmente a un granito de dos micas del Eoceno (Calmus et al., 1996). El *stock* de San Felipe se ubica en el bloque de techo, y ha sido desplazado aproximadamente de 8 a 17 km hacia el NE a lo largo de la falla normal (Lugo-Zazueta, 2006). En la parte central, la morfología de la sierra El Jaralito se asemeja a la de un *horst* simétrico. En la parte sur, las sierras Puerta del Sol y Mazatán presentan estructuras de tipo complejo de núcleo metamórfico con una tasa de extensión importante y un desplazamiento general del bloque de techo hacia el SW. Entonces, existe una variación latitudinal de la tasa de extensión con una

exhumación máxima en el segmento sur y una exhumación mínima en el segmento central. Además, los segmentos presentan una inversión del sentido de desplazamiento del bloque de techo, hacia el noreste en el segmento norte y hacia el suroeste en el segmento sur, pero conservando una dirección de extensión NW-SE (Figura 10).

EXTENSIÓN DEL CENOZOICO TARDÍO: FORMACIÓN DEL GOLFO DE CALIFORNIA

A fines del Mioceno Medio, se produjo en Sonora y parcialmente en Baja California un cambio notorio en el volcanismo y la geoquímica de las rocas volcánicas. Dichos cambios, que detallaremos más adelante, se atribuyen al cese de la subducción de la placa Farallón y las placas derivadas como Guadalupe y Magdalena

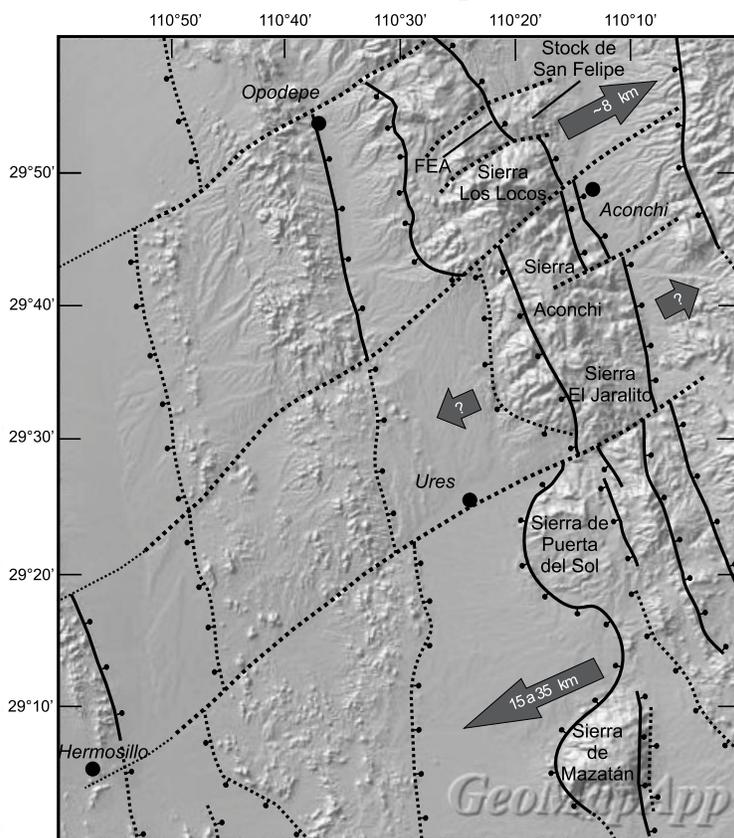


Figura 10: Ilustración de las zonas de acomodamiento que dividen al *horst* principal de Sonora central en tres zonas, cuyas tasas de extensión y sentidos de desplazamiento de la placa superior son distintos. FEA: Falla El Amol. SM: Sierra de Mazatán. SP: Sierra Puerta del Sol. SJ: Sierra del Jaralito. SA: Sierra de Aconchi. La zona sur, donde se encuentran los complejos de núcleo metamórfico de Mazatán y Sierra del Sol, presenta la tasa de extensión más elevada y la exhumación de la parte profunda de la falla de bajo ángulo con los caracteres de la deformación dúctil milonítica.

debajo de la placa Norteamericana. Coincidente con este cambio en la geodinámica, se produjo un proceso extensional que reactivó parcialmente estructuras de la fase *Basin and Range* y que concluyó con la apertura del golfo de California.

ESTRUCTURAS EXTENSIONALES BASIN AND RANGE VS. GOLFO DE CALIFORNIA

Desde fines del Mioceno Medio hasta la actualidad, Sonora y sus zonas aledañas están sometidas a una extensión regional que se manifiesta de maneras diversas: (1) reactivación de las fallas preexistentes formadas durante la fase *Basin and Range*; (2) generación de nuevas fallas normales que cortan a las preexistentes; y (3) apertura del golfo de California. La información existente sugiere que el evento extensional más joven se concentre en la Provincia Extensional del Golfo. Sin embargo, la actividad sísmica histórica demuestra que las fallas ubicadas cerca del límite oriental de Sonora, como la falla Pitaycachi, permanecen aún activas (Suter, 2001).

La fase de extensión del Cenozoico tardío reactivó las fallas formadas durante la fase *Basin and Range*. En efecto, rocas volcánicas de la parte superior del Mioceno Medio y Plioceno a menudo cubren en discordancia a la Formación Báucarit y están intercaladas o cubiertas por rocas detríticas cuyos echados son menores que los de los estratos clásticos más antiguos. Esta discordancia angular fue detectada en la cuenca del río Yaqui por De la O-Villanueva (1992), quien la propone como criterio para separar la Formación Báucarit en dos miembros: inferior y superior. Dicha discordancia también fue reconocida en otras cuencas por McDowell et al. (1997). La Formación Lista Blanca (Bartolini et al., 1993, 1994) es otra unidad volcanosedimentaria del Mioceno Medio-Tardío que cubre en discordancia unidades cenozoicas. Calles-Montijo (1999) describe una discordancia similar al sur de la cuenca de Ures entre una unidad detrítica que denomina “formación Báucarit superior” y formaciones subyacentes como la Formación Báucarit y la formación Belleza. En las cuencas asociadas con los complejos de núcleo metamórfico, las secuencias sedimentarias-volcánicas oligocénico-miocénicas que contienen una componente

lacustre importante están cubiertas en discordancia angular por secuencias detríticas conglomeráticas de facies de abanico aluvial. Así, en la región de Tubutama, las secuencias lacustres de la Formación Tubutama están cubiertas en discordancia por dos unidades nombradas Conglomerado Rojo y “Formación Báucarit”; esta última contiene intercalaciones de basaltos y dacitas datadas en 7.01 y 5.46 Ma (Gómez-Caballero et al., 1981). En la cuenca de Magdalena, también se mencionan depósitos clásticos formados en cuencas limitadas por fallas normales de ángulo alto (Miranda-Gasca et al., 1998). En las zonas aledañas al núcleo metamórfico de la Sierra de Mazatán, Vega-Granillo (1996a, b) reporta conglomerados asociados con rocas volcánicas félsicas y nombrados formación El Parián, que cubren en discordancia angular a las secuencias sedimentarias lacustres de la formación Belleza, y que tienen basculamientos inferiores a 10°. Dichos conglomerados están asociados a fallas normales más jóvenes. Una edad de 12.5 Ma ha sido obtenida en una ignimbrita de la región (Wong et al., 2003), lo cual la hace posiblemente un equivalente de las ignimbritas hipercalinas que afloran en diferentes partes de Sonora central (Vidal-Solano et al., 2007). En este contexto, Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana (1998) proponen los términos de Grupo Río Yaqui para la secuencia del Oligoceno-Mioceno que corresponde básicamente a la Formación Báucarit, y el de Grupo Sonora para abarcar a los sedimentos continentales más jóvenes con edades pliocénico-cuaternarias, estos últimos asociados a una segunda fase tectónica que en su trabajo denominan fase *Basin and Range II*. En este trabajo, consideramos que es conveniente mantener el término de Formación Báucarit para la parte inferior, más potente y consolidada, de las secuencias detrítico-volcánicas que se depositaron en cuencas producidas por fallamiento normal de ángulo alto, y cuyas edades van del Oligoceno al Mioceno Medio (antes de 12.5 Ma), lo cual también es propuesto por McDowell et al. (1997). Consideramos que estas secuencias son contemporáneas, en buena medida, con aquéllas, mucho más potentes, depositadas en cuencas asociadas a fallas normales de ángulo bajo, en los bloques superiores de los complejos de núcleo metamórfico (formaciones Tubutama, Magdalena y Belleza). De esta manera, las unidades que se depositaron en discordancia

angular sobre la Formación Báucarit (como se considera arriba) y sobre las secuencias fluvio-lacustres de los complejos de núcleo metamórfico deberán ser agrupadas bajo un término distinto para evitar las confusiones que actualmente existen.

Los sedimentos aluviales y lacustres del Mioceno Superior y más jóvenes se depositaron a lo largo de los valles existentes y de sus laderas como grandes abanicos aluviales, correspondiendo al Grupo Sonora de Grijalva-Noriega y Roldán-Quintana (1998). En general, estos estratos más jóvenes también están afectados por una etapa de fallamiento, aunque su basculamiento es, en su mayor parte, menor que 30° (Bartolini et al., 1994; McDowell et al., 1997). Además de la reactivación de fallas normales más antiguas, en algunas regiones, como la de Santa Rosa al sureste del Estado, se han detectado fallas normales con buzamientos mayores que 50° sobrepuestas a fallas más antiguas con echados subhorizontales (Gans, 1997) que, por su geometría, se han vuelto inactivas. Dichas fallas también se atribuyen al evento extensional del Terciario tardío.

MAGMATISMO ASOCIADO AL GOLFO DE CALIFORNIA

Durante el Mioceno Medio, en la península de Baja California, el volcanismo calcialcalino del arco Comondú se extinguió paulatinamente y dejó lugar a un volcanismo generalmente más cercano a la paleotrinchera y más diversificado del punto de vista petrogenético, con la presencia de andesitas ricas en magnesio o bajaítas (Saunders et al., 1987; Rogers et al., 1985; Benoit et al., 2002; Calmus et al., 2003), de adakititas y de basaltos toleíticos, así como de basaltos ricos en Nb (Aguillón-Robles et al., 2001) asociados geográficamente con las adakititas.

En Sonora, la transición de un volcanismo de arco volcánico a un volcanismo toleítico está bien caracterizada en la sierra Santa Úrsula (Mora-Álvarez y McDowell, 2000), donde los primeros basaltos toleíticos aparecen alrededor de 10 Ma. En la isla Tiburón, la ruptura continental o *rifting* está evidenciada por un volcanismo bimodal compuesto de derrames basálticos, andesíticos, dacíticos y riolíticos, emplazados entre 12.6 Ma, edad de la Toba San Felipe, y 6.2 Ma, edad de la toba El Canelo (Oskin, 2002). En el suroeste de la isla, una

andesita de esta secuencia, contemporánea del *rifting*, arrojó una edad K-Ar de 9.9 ± 1.3 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977). En el suroeste de la isla Tiburón, la toba Hipat, la riocacita del Cerro Starship y la dacita del Cerro Colorado son las manifestaciones volcánicas más jóvenes de la isla con edades K-Ar de 3.7 ± 0.9 Ma (Gastil y Krummenacher, 1977) y de 4.16 ± 1.8 Ma (Neuhaus, 1989). Las edades más jóvenes del volcanismo de la isla Tiburón son parecidas a las del volcanismo de la isla San Esteban, que se extienden de 4.19 ± 0.18 Ma (Calmus et al., 2008) a 2.52 ± 0.31 Ma (Desonie, 1992). Algunas lavas de la isla San Esteban representan la manifestación más oriental del magmatismo adakítico del Plioceno, contemporáneo de la apertura del golfo de California (Pallares et al., 2004; Pallares, 2007). Durante el Mioceno, la anomalía térmica asociada a la apertura del golfo de California pudo haber provocado la fusión parcial de remanentes de la placa oceánica subducida y generar el magma adakítico observado en la isla San Esteban (Calmus et al., 2008).

El volcanismo toleítico no es la única firma magmática que caracteriza el inicio de la apertura del golfo de California en Sonora. En la cercanía de Hermosillo y en la franja oriental de El Pinacate, un volcanismo ignimbrítico hiperalkalino de tipo comendítico del Mioceno Medio (~ 12.5 Ma) es interpretado como un producto de la diferenciación de basaltos originados por el ascenso de material astenosférico de tipo transicional y relacionados al inicio de la ruptura continental que dará lugar a la apertura del golfo de California (Vidal-Solano et al., 2005). La asociación de las comenditas con basaltos transicionales y magmas diferenciados de la serie toleítica (islanditas), demuestra claramente el carácter anorogénico del magmatismo (Vidal-Solano et al., 2007, 2008). La presencia de dichas rocas hasta la sierra Lista Blanca en la región de Suaqui Grande (Vidal-Solano et al., 2007) muestra que la influencia magmática de la apertura del Golfo se extiende más al este que la influencia propiamente estructural. Vidal-Solano (2005) hace énfasis sobre la posible relación entre la distribución geográfica de este volcanismo con el límite del cratón norteamericano, a pesar de la contaminación de las rocas volcánicas por la corteza de dicho cratón, contaminación sugerida por las variaciones importantes del contenido en estroncio. Para explicar la

presencia de los magmas transicionales, Vidal-Solano (2005) sugiere la presencia de una ventana astenosférica en la Placa Farallón subducida. La presencia de una o de varias ventanas astenosféricas ha sido propuesta por algunos autores para explicar la coexistencia en el tiempo y en el espacio de varias fuentes magmáticas en el noroeste de México, principalmente en la península de Baja California y la región del golfo de California (Rogers et al., 1985; Aguillón-Robles et al., 2001; Calmus et al., 2008). Bajo este esquema, las adakitas de la isla San Esteban y las rocas hipercalcalinas de la región de Hermosillo y El Pinacate representarían las manifestaciones más orientales del volcanismo del Neógeno al Cuaternario asociadas a dicha ventana astenosférica (Figura 11).

GOLFO DE CALIFORNIA

El golfo de California es un elemento muy reciente en la historia geológica del noroeste de México. Aun si geográficamente el golfo de California no pertenece del todo a Sonora, la historia del Cenozoico del Estado no se concibe sin la última etapa de *rifting* que modifica por completo el ambiente tectónico y magmático de la región. Sin embargo, para no hacer referencia excesiva a la geología de la península de Baja California, donde se concentra la mayor parte de la información geológica sobre el tema, se presenta una figura que combina los dos modelos principales de evolución tectónica del golfo de California (Figura 12) a partir de varias síntesis (Fletcher et al., 2007).

Las rocas más antiguas que se pueden atribuir claramente al inicio de la apertura del Golfo afloran en sus dos márgenes y tienen edades de entre 12 y 13 Ma (Sawlan, 1991; Martín-Barajas et al., 1995; Nagy et al., 1999; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Stock, 2000). La mayor cantidad de desplazamiento entre ambos márgenes del Golfo ocurrió solamente durante los últimos 6 Ma y corresponde a una distancia aproximada de 250 km en la región ubicada al Norte (Oskin et al., 2001). En este nuevo contexto, la parte que actualmente corresponde a la península de Baja California se desplaza conjuntamente con la Placa del Pacífico hacia el noroeste, a lo largo de un sistema de fallas de deslizamiento lateral derecho, separadas por zonas angostas

de subsidencia y de dispersión con o sin acreción de material oceánico.

Después de la propuesta de la hipótesis de un proto-Golfo previo a la apertura efectiva del golfo de California (Karig y Jensky, 1972; Moore, 1973), los modelos de evolución del mismo se han modificado. Sin embargo, la mayor parte de los trabajos concuerdan en reconocer una actividad tectónica asociada a la apertura del Golfo a partir del fin del Mioceno Medio o del Mioceno Tardío (Gastil et al., 1975, 1979; Boehm, 1984; Ortlieb y Colletta, 1984; Stock y Hodges, 1989; Smith, 1991; Angelier et al., 1981). La extensión asociada con la apertura inicial del Golfo fue de aproximadamente 40% (Colletta y Angelier, 1983) y tuvo una dirección predominante NE-SW a lo largo de la costa oriental de Baja California y en la costa de Sonora (Zanchi, 1994), lo cual sugiere alguna continuidad cinemática entre la extensión *Basin and Range* y la extensión inicial del golfo de California. En Sonora, las estructuras asociadas con la fase de extensión del Mioceno Tardío-Plioceno son fallas normales con rumbos aproximados N-S y cuencas distribuidas a lo largo de la margen oriental del Golfo (Aragón-Arreola et al., 2005), así como fallas con movimiento lateral derecho; por ejemplo, al sur de la isla Tiburón (Figura 13). A partir del estudio de las cuencas del norte del golfo de California, Aragón-Arreola y Martín-Barajas (2007) identificaron una migración de la extensión hacia el Oeste. Las cuencas inactivas Adair-Tepoca y Alto Tiburón dejaron lugar a las cuencas activas de Wagner, Consag, Alto y Bajo Delfín (Oskin y Stock, 2003). A las primeras se debe agregar el *graben* de Empalme, el cual corresponde a una cuenca de tipo *pull-apart*, situada en la prolongación de la cuenca de Guaymas. En los bordes del *graben* de Empalme, se observa mesetas basálticas desplazadas por fallas normales (Roldán-Quintana et al., 2004).

Puede resultar difícil distinguir las estructuras asociadas a la fase *Basin and Range* de aquéllas asociadas a la apertura del golfo de California (Dokka y Merriam, 1982), particularmente en el área de influencia de la apertura llamada "Provincia Extensional del Golfo". A nuestro juicio, esta dificultad se ha incrementado por la existencia de una confusión semántica entre el término *Basin and Range* como fase tectónica y *Basin and Range* como provincia fisiográfica resultante de dicha

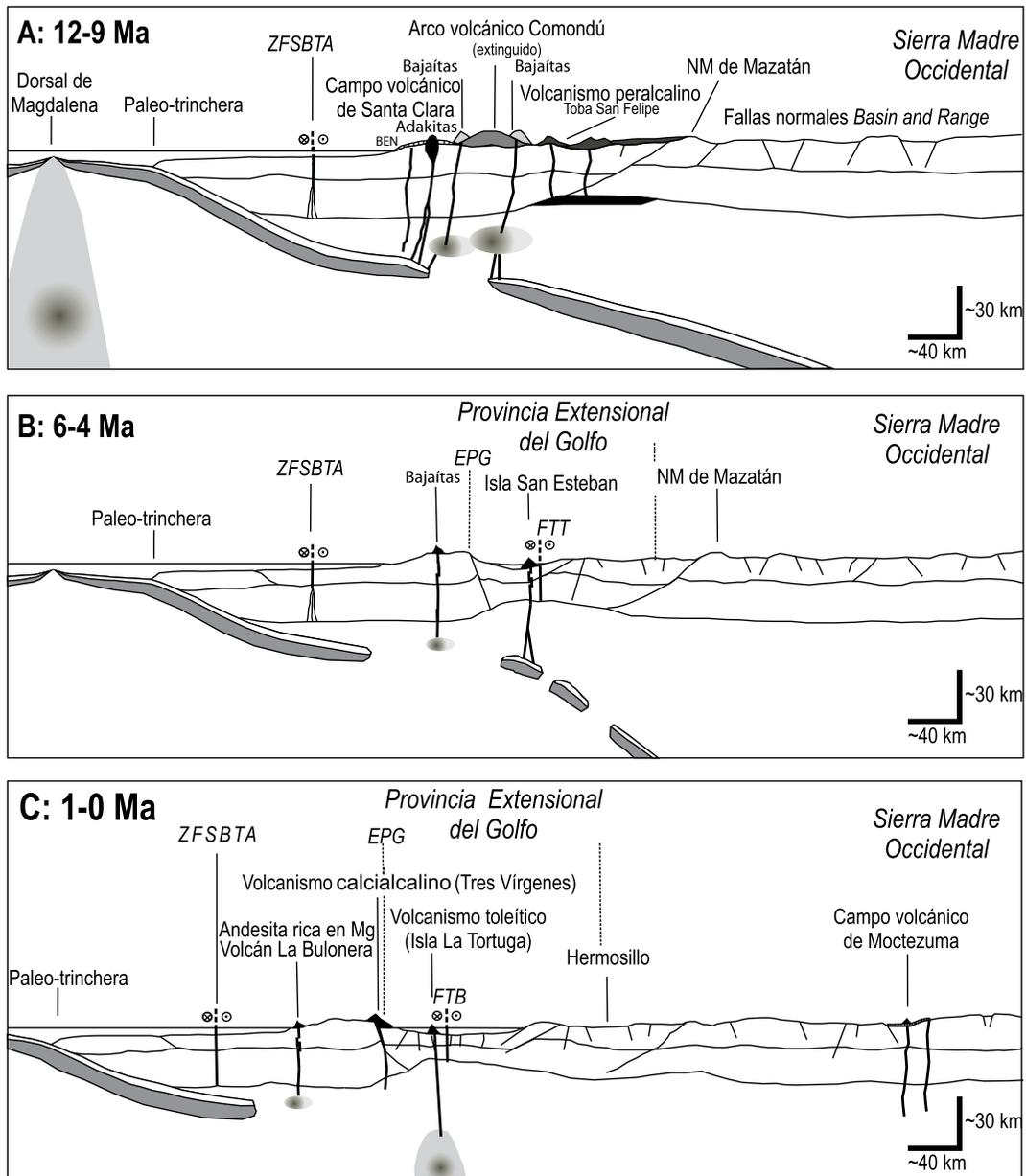


Figura 11. Evolución geodinámica a partir de tres secciones esquemáticas W-E (a la latitud aproximada de 28°N desde la paleo-trinchera, al oeste, hasta la Sierra Madre Occidental, al este, que muestra la relación entre la tectónica y el magmatismo post-subducción entre 12 Ma y el Holoceno. A: Entre *ca.* 12 y 9 Ma, la actividad de los segmentos de la dorsal de Magdalena decrece y el movimiento lateral derecho entre la placa del Pacífico y la placa Norteamericana se efectúa a lo largo de la zona de falla Tosco-Abreojos. Se observa la localización del cinturón de complejos de núcleo metamórfico del Oligoceno-Mioceno Temprano y las estructuras *Basin and Range*. Cabe señalar que no existen estructuras de este tipo en la península de Baja California. B: El movimiento de placas está distribuido entre la zona de fallas de Tosco-Abreojos y el golfo de California. A esta latitud, la falla que se observa es la falla Tiburón. La Provincia Extensional del Golfo se localiza en la parte oeste de la provincia *Basin and Range*. C: Durante el Cuaternario, el desplazamiento lateral derecho entre las placas está principalmente controlado por las fallas transformantes del golfo de California (en la sección, la falla de Ballenas). Nótese la presencia de volcanismo cuaternario toleítico y alcalino en la región de Moctezuma (ver texto). FTB: Falla transformante de Ballenas. ZFSBTA: Zona de falla San Benito-Tosco-Abreojos. NM: Complejo de núcleo metamórfico. EPG: Escarpe Principal del Golfo. FTT: Falla transformante Tiburón. Modificado de Calmus et al., 2010.

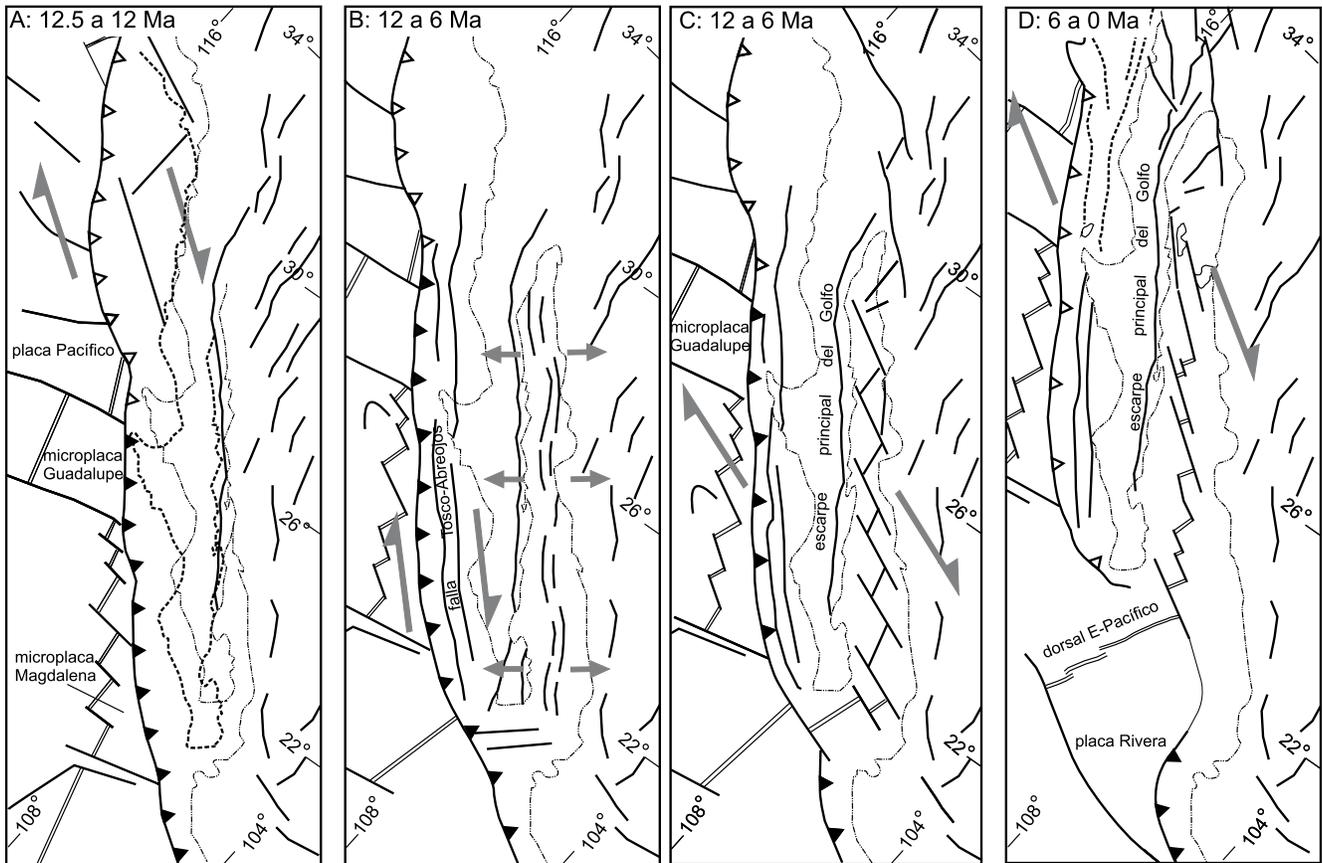


Figura 12. Modelo de evolución geodinámica de la zona del golfo de California durante el Mioceno-Plioceno. A: Etapa 12.5 a 12 Ma. La subducción está activa todavía al sur del actual paralelo 26°N, frente a la mitad sur de la actual península de Baja California. Se presentan las dos hipótesis para la paleo-posición de la península: A: Línea continua: hipótesis de una evolución en dos etapas (Figura 10B); línea punteada: evolución en una etapa (Figura 10C). B: Hipótesis de la formación de un proto-Golfo a partir de un *rifting* perpendicular a la dirección del Golfo. El desplazamiento entre las placas del Pacífico y Norteamericana se concentra a lo largo de la margen oeste de Baja California. Se observa una rotación en el sentido de las manecillas del reloj de los segmentos de dorsal, contemporánea del fin de la subducción. C: Hipótesis de una evolución marcada por un desplazamiento lateral derecho dominante desde 12 Ma (Fletcher et al., 2007). D: Marco tectónico actual donde el desplazamiento lateral entre las placas del Pacífico y Norteamericana se concentra en el golfo de California, aun si existe una componente menor de dicho desplazamiento a lo largo de la margen oeste de Baja California (modificado de Fletcher et al., 2007).

fase tectónica. Esto debido a que la fase extensional del Golfo se sobrepone espacialmente a la provincia *Basin and Range*, pero es temporalmente posterior a la fase tectónica *Basin and Range*. Aparte de la región aledaña al golfo de California, donde las estructuras están claramente relacionadas con la ruptura continental más joven que 12 Ma, en otras regiones existe una incertidumbre sobre la atribución de las estructuras extensionales a la fase tectónica *Basin and Range* o a la apertura del golfo de California. Los sismos históricos ocurridos en el noreste de Sonora y en el noroeste de

Chihuahua, en particular a lo largo de la falla de Pitaycachi al oriente de Agua Prieta (Bull y Pearthree, 1988; Suter, 2001), evidencian que algunas de las fallas normales generadas durante la fase *Basin and Range* en Sonora continúan activas hasta el Holoceno. En el caso de los terremotos del noreste de Sonora, Suter (2001) y Suter y Contreras (2002) proponen que son sismos relacionados con fallas normales del sur de la provincia *Basin and Range* y que no están asociados al sistema del rift del Río Grande, pero sin concluir si pertenecen a la Provincia Extensional del Golfo. Los resultados

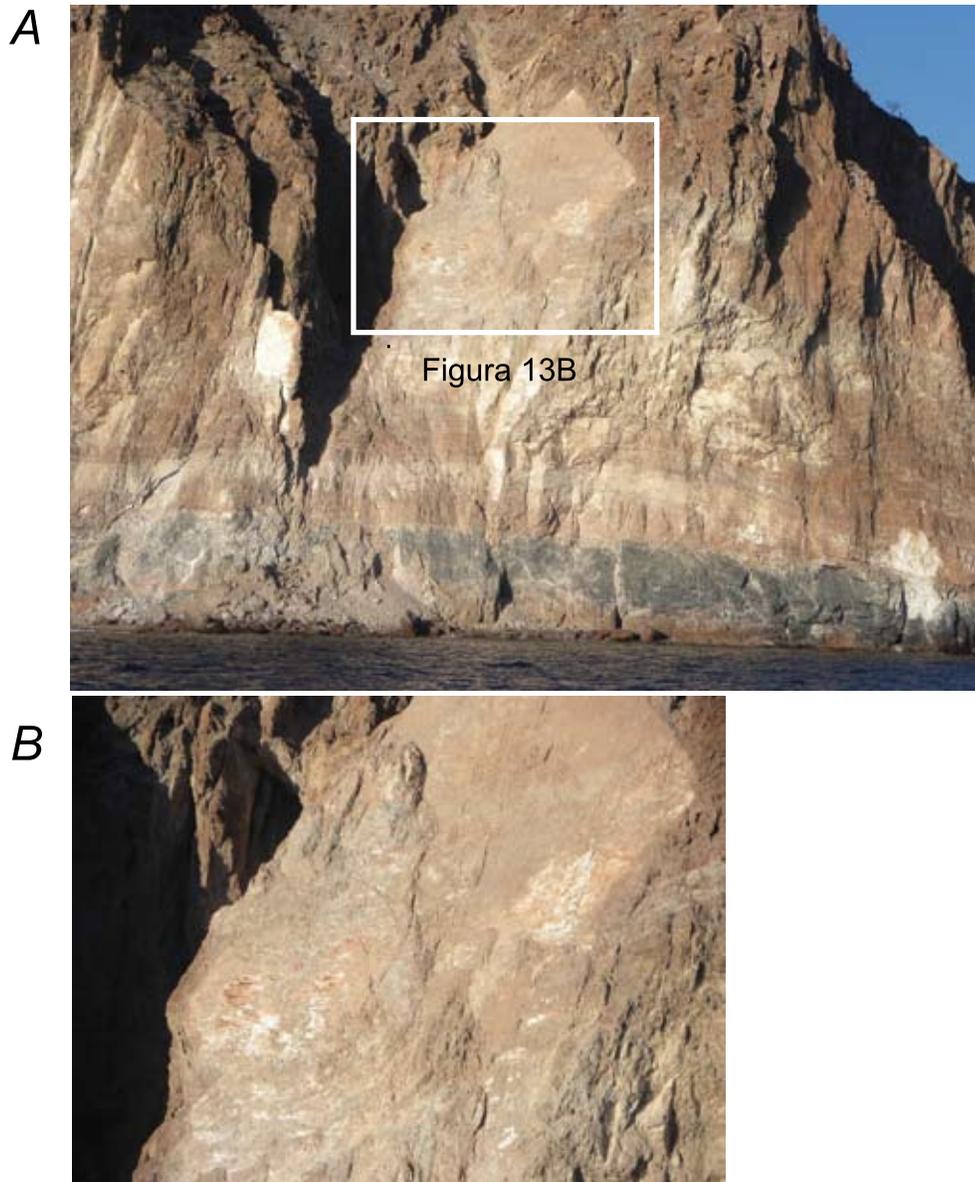


Figura 13. A: Falla lateral derecha de orientación NW-SE perteneciente a la zona de falla transformante Tiburón. B: Acercamiento que permite observar un espejo de falla con estrías horizontales.

obtenidos gracias a la generalización de las mediciones GPS (*Global Positioning System*), así como a estudios de deformación en pozos, demuestran que algunos sectores de la provincia *Basin and Range* se deforman actualmente (Bennett et al., 2003; Suter, 1991). Sin embargo, la dirección del esfuerzo horizontal mínimo varía de una región a otra: en el noreste de Sonora, es aproximadamente E-W (Suter, 1991), mientras que, de manera general, en la provincia costera se registra una extensión NW-SE.

Existe también una controversia sobre la ubicación del límite oriental de la Provincia Extensional del Golfo, a la cual varios autores hacen coincidir con el límite poniente de la Sierra Madre Occidental (Henry y Aranda-Gómez, 2000; Stock y Hodges, 1989; Wong y Gans, 2003). Calmus et al. (2000) y Roldán-Quintana et al. (2004) consideran que dicho límite corresponde al borde oriental del *graben* de Hermosillo y su prolongación hacia el sur, es decir, el *graben* de Empalme. En este contexto, el *graben* de Empalme y el *graben* de

Hermosillo corresponderían a una cuenca de tipo *pull-apart* abortada, como se ha sugerido anteriormente para el *graben* de Empalme (Lonsdale, 1989; Calmus et al., 2000). Las edades obtenidas en apatita de granitoides del batolito de Hermosillo indican que se enfriaron a temperaturas inferiores al rango de 110-60°C hace unos 15 Ma (Calmus et al., 1998, 2000), lo cual sugiere una exhumación asociada a la fase *Basin and Range*. Sin embargo, una edad de 7.7 Ma obtenida con el mismo método para el intrusivo de La Ermita, localizado al sur de la Sierra Santa Teresa, a 30 km al SE de Hermosillo, indica un enfriamiento a bajas temperaturas durante la fase de extensión relacionada con la apertura del golfo de California. Esta edad sugiere que el *horst* constituido por la sierra Santa Teresa que separa el *graben* de Hermosillo en dos valles, es una estructura joven. Sin embargo, las edades de trazas de fisión son muy preliminares y no permiten concluir de manera definitiva sobre los procesos tectónicos que controlaron el enfriamiento del batolito en esta región.

Por último, cabe decir que la apertura del golfo de California ha modificado profundamente la red de drenaje de los ríos principales de Sonora, los que fluyen hacia el occidente, generando deltas y las planicies costeras de Hermosillo, Caborca, Empalme, Ciudad Obregón y Navojoa, a partir del Mioceno Tardío-Plioceno.

VOLCANISMO CUATERNARIO

Las últimas manifestaciones volcánicas en Sonora se ubican en los campos cuaternarios de El Pinacate en el extremo noroeste del Estado y del valle de Moctezuma en Sonora central. El campo volcánico El Pinacate cubre una superficie de 1,500 km² y cuenta con más de 400 conos cineríticos y numerosos cráteres de tipo *maar* con depósitos asociados de tobas y brechas tobáceas de origen freatomagmático (Gutmann, 2002). El volcán de escudo inicial está constituido por basanita y traquita, mientras que el volcanismo más reciente corresponde esencialmente a basaltos alcalinos con firma OIB (*Ocean Island Basalt*). Con base en las relaciones isotópicas ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr y valores de Nd de varias muestras, Lynch et al. (1994) concluyen que las rocas tienen una fuente astenosférica, comparándolas con rocas equivalentes del suroeste de Estados Unidos. Hay

pocas edades confiables para rocas de El Pinacate; sin embargo, edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar en tres de los aparatos volcánicos más recientes (pico Carnegie, cono Tecolote y cono La Laja) indican erupciones de 38 ± 8 ka, 27 ± 6 ka, y 12 ± 4 ka, respectivamente (Gutmann et al., 2000). Un estudio reciente realizado por Vidal-Solano et al. (2008) sobre la petrografía, geoquímica e isotopía de la secuencia volcánica del Mioceno en el área de El Pinacate, reveló una diversidad de fuentes para rocas magmáticas emplazadas en el lapso entre ~20 y 12 Ma, al que denominan evento pre-Pinacate. Según dichos autores, la diversidad de fuentes evidencia un cambio progresivo, posiblemente inducido por el desarrollo de una ventana astenosférica. La evolución en tiempo y espacio del volcanismo demuestra: (1) que la actividad volcánica está localizada sobre un límite litosférico mayor, como el límite occidental del cratón norteamericano; y (2) que la litosfera fue progresivamente adelgazada durante el Mioceno, lo que favoreció que volúmenes significativos de basaltos alcalinos pudieran acceder a la superficie construyendo el campo volcánico de El Pinacate en el Cuaternario.

El segundo campo volcánico cuaternario se localiza en la cuenca de Moctezuma al pie de la Sierra Madre Occidental. Un primer episodio corresponde a basaltos toleíticos fisurales de 1.7 Ma (Paz-Moreno, 1992), seguido, más de un millón de años después, por un evento de volcanismo alcalino emplazado a través de cinco conos monogénicos localizados en la parte central de la cuenca, de los cuales una muestra del Cerro Blanco arrojó una edad K/Ar de 0.53 ± 0.2 Ma (Paz-Moreno et al., 1986; Montigny et al., 1987).

CONCLUSIONES

1. A manera de conclusión, se presenta la Tabla 1, en la que se intenta resumir de forma sintética los diferentes eventos geológicos que ocurrieron en Sonora durante el Terciario. En dicho período, la evolución geológica de Sonora está estrechamente ligada al régimen tectónico que prevalece a lo largo de la margen activa del continente norteamericano. Las condiciones de la subducción de la placa Farallón controlan la distribución y la migración del arco magmático, así como el régimen tectónico

intracontinental, en compresión durante la orogénea Laramide y en extensión durante la segunda mitad del Terciario. Algunos autores (Bohannon y Parsons, 1995; Dokka y Ross, 1995; Glazner y Bartlett, 1984) sugieren que el cese de la subducción sea un requisito indispensable para el inicio de la extensión *Basin and Range*. Esta interpretación no concuerda con las edades de deformación registradas en Sonora, donde el inicio de la extensión *Basin and Range* ocurrió cuando la subducción de la placa Farallón estaba todavía activa.

2. El adelgazamiento de la corteza durante el Terciario ocurre a todos los niveles estructurales: en la parte superior, se desarrollaron fallas normales conjugadas de alto ángulo que controlan la formación de cuencas y de *horsts* alargados perpendicularmente a la dirección de extensión. En la parte inferior, principalmente a lo largo del límite entre el dominio frágil y el dominio dúctil, la extensión se manifiesta por fallas normales de bajo ángulo (fallas de despegue), cuyo desplazamiento debe ser acomodado a profundidad por un flujo coaxial permitiendo un adelgazamiento homogéneo. El deslizamiento de la placa superior combinado con un reajuste isostático provocó la exhumación, en diferentes áreas, del bloque de piso y de la misma falla de despegue, generando los complejos de núcleo metamórfico.
3. La ausencia de estructuras asociadas a la extensión *Basin and Range* en la mayor parte de la península de Baja California sugiere que el Escarpe Principal del Golfo de California (*Main Gulf Escarpment*) corresponda al límite occidental de la provincia *Basin and Range* reactivado al inicio de la apertura del golfo de California. También, el Escarpe Principal del Golfo coincide con el eje del arco volcánico Comondú, que representa una zona anómala desde el punto de vista térmico, la cual pudo haber influido y controlado en parte la apertura del Golfo.
4. El volcanismo del Cenozoico post-subducción, a pesar de su variabilidad geoquímica, la cual es reflejo de la diversidad de las fuentes magmáticas y la complejidad de los fenómenos de diferenciación, presenta una evolución espacial y temporal

acorde a la historia tectónica, incluyendo la reciente apertura del golfo de California y la probable presencia de una ventana astenosférica asociada al desgarre de la placa subducida posteriormente al cese de la subducción (Pallares et al., 2007).

AGRADECIMIENTOS

Este artículo se ha beneficiado de los trabajos realizados en el marco de los proyectos CONACYT 36225-T, PAPIIT IN104108 y CONACYT G-49528. Agradecemos a Jesús Vidal-Solano cuya revisión y arbitraje permitieron mejorar sustancialmente el contenido del artículo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Benoit, M.; Bellon, H.; Maury, R.C.; Cotten, J.; Bourgois, J.; y Michaud, F., 2001, Late Miocene adakites and Nb-enriched basalts from Vizcaino Peninsula, Mexico—Indicators of EPR subduction below southern Baja California?: *Geology*, v. 29, p. 531–534.
- Anderson, J.L.; Barth, A.P.; y Young, E.D., 1988, Mid-crustal Crataceous roots of Cordilleran metamorphic core complexes: *Geology*, v. 16, núm. 4, p. 366–369.
- Anderson, T.H.; Silver, L.T.; y Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, in Crittenden, M.C., Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir 153*, p. 269–283.
- Angelier, J.; Colletta, B.; Chorowicz, J.; Ortlieb, L.; y Rangin, C., 1981, Fault tectonics of the Baja California peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 3, p. 347–357.
- Aragón-Arreola, M.; Morandi, M.; Martín-Barajas, A.; Delgado-Argote, L.; y González-Fernández, A., 2005, Structure of the rift basins in the central Gulf of California—Kinematic implications for oblique rifting: *Tectonophysics*, v. 409, p. 19–38.
- Aragón-Arreola, M., y Martín-Barajas, A., 2007, Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico: *Geology*, v. 35, p. 571–574.
- Aranda-Gómez, J.J.; Henry, C.D.; y Luhr, J.F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 53, p. 59–71.
- Aranda-Gómez, J.J.; Henry, C.D.; Luhr, J.F.; y McDowell, F.W., 1997, Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico—A transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field

- and observations on extension related magmatism, in Aguirre-Díaz, G.J.; Aranda-Gómez, J.J.; Carrasco-Núñez, G.; y Ferrari, L., eds., *Magmatism and tectonics of central and northwestern Mexico—A selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions, the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Excursión 11*, p. 41–84.
- Aranda-Gómez, J.J., y McDowell, F.W., 1998, Paleogene extension in the southern Basin and Range Province of Mexico—Syn-depositional tilting of Eocene red beds and Oligocene volcanic rocks in the Guanajuato mining district: *International Geology Review*, v. 40, p. 116–134.
- Arriaga-Meléndez, Hilario; Peña-Rocha, Leonel y Gómez-Caballero, J.A., 1985, Resultados de la evaluación de depósitos de boratos del área Tubutama, Sonora: *Geomimet*, v. 141, p. 41–60.
- Atwater, Tanya, 1970, Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, p. 3513–3536.
- Bartolini, C.; Morales-Montaño, M.; Damon, P.E.; y Shafiqullah, M., 1993, Tertiary stratigraphy and geochronology (K-Ar) of the San José de Gracia area, central Sonora, Mexico, in González, C., y Vega, L., eds., *III Simposio de la geología de Sonora y áreas adyacentes: Hermosillo, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Libro de resúmenes*, p. 13–15 (resumen).
- Bartolini, C.; Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; y Morales-Montaño, M., 1994, Geochronological contributions to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences (“Báucarit Formation”) in Sonora, Mexico: *Geofísica Internacional (México)*, v. 33, p. 67–77.
- Bartley, J.M., y Wernicke, B., 1984, The Snake Range decollement interpreted as a major extensional shear zone: *Tectonics*, v. 3, p. 647–657.
- Bennett, R.A.; Wernicke, B.P.; Niemi, N.A.; Friedrich, A.M.; y Davis, J.L., 2003, Contemporary strain rates in the northern Basin and Range province from GPS data: *Tectonics*, v. 22, doi: 10.1029/2001TC001355.
- Benoit, M.; Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Cotten, J.; Bourgois, J.; y Michaud, F., 2002, Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico—Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window: *Journal of Geology*, v. 110, p. 627–648.
- Boehm, M.C., 1984, An overview of the lithostratigraphy, biostratigraphy, and paleoenvironments of the late Neogene San Felipe marine sequence, Baja California, Mexico, in Frizzell, V.A., ed., *Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, v. 39, p. 253–265.
- Bull, W.B., y Pearthree, P.A., 1988, Frequency and size of Quaternary surface ruptures of the Pitaycachi fault, northern Sonora, Mexico: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 78, p. 965–978.
- Bykerk-Kauffman, A., y Janecke, S.U., 1987, Late Cretaceous to Early Tertiary ductile deformation—Catalina-Rincon metamorphic core complex, southeastern Arizona: *Geology*, v. 15, p. 462–465.
- Calles-Montijo, R., 1999, Evolución tectono-sedimentaria de las cuencas terciarias—Porción sur cuenca de Ures y Punta de Agua, Sonora central, México: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestría, 67 p. (inérita).
- Calmus, T.; Poupeau, G.; Defaux, J.; y Labrin, E., 2000, Basin and Range and gulf of California tectonics—Contribution of an apatite fission-track study, in Calmus, T., y Pérez-Segura, E., eds., *Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México, Libro de Resúmenes: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional de Noroeste; y Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Publicaciones Ocasionales, núm. 2*, p. 13–14 (resumen).
- Calmus, T.; Pérez-Segura, E.; y Roldán-Quintana, J., 1996, The Pb-Zn ore deposits of San Felipe (Sonora, Mexico)—An example of “detached” mineralization in the Basin and Range Province: *Geofísica Internacional (México)*, v. 35, p. 115–124.
- Calmus, T.; Aguillón-Robles, A.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Benoit, M.; Cotten, J.; Bourgois, J.; y Michaud, F., 2003, Spatial and temporal evolution of basalts and magnesian andesites (“bajaites”) from Baja California, Mexico—Constraints on their tectonic setting and origin: *Lithos*, v. 66, p. 77–105.
- Calmus, T.; Pallares, C.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Pérez-Segura, E.; Aguillón-Robles, A.; Carreño, A.L.; Bourgois, J.; Cotten, J.; y Benoit, M., 2008, Petrologic diversity of Plio-Quaternary post-subduction volcanism in Baja California—An example from Isla San Esteban (Gulf of California, Mexico): *Bulletin Société Géologique de France*, v. 179, núm. 5, p. 465–481.
- Calmus, T.; Poupeau, G.; Defaux, J.; y Labrin, E., 1998, Apatite fission track ages in Sonora, Mexico—A recording of Basin and Range events and opening of the Gulf of California: *GEOS*, v. 18, p. 293 (resumen).
- Calmus, T.; Poupeau, G.; Defaux, J.; y Labrin, E., 2000, Apatite fission track method applied to deciphering of Basin and Range extension and opening of the Gulf of California, Mexico: *International Geological Congress, Río de Janeiro, Brasil*, (publicado en CD-ROM).
- Calmus, T.; Pallares, C.; Maury, R.C.; Aguillón-Robles, A.; Bellon, H.; Benoit, M.; y Michaud, F., 2010, Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora—Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California: *Pure and Applied Geophysics*, doi 10.1007/s00024-010-0204-Z.

- Cameron, K.L.; Nimz, G.J.; Kuentz, D.; Niemeyer, S.; y Gunn, S., 1989, Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico—A link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7817–7840.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1040–1051.
- Childs, C.; Manzocchi, T.; Walsh, J.J.; Bonson, C.G.; Nicol, A.; y Schöpfer, M.P.J., 2009, A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations: *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 117–127.
- Cochemé, J.J., 1985, Le magmatisme cénozoïque dans le nord-ouest du Mexique, cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos—Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif: Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix Marseille, tesis doctoral, 209 p. (inérita).
- Cochemé, J.J., y Demant, Alain, 1991, Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico, *in* Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper*, núm. 254, p. 81–94.
- Coney, P.J., 1979, Tertiary evolution of Cordilleran metamorphic core complexes, *in* Armentrout, J.M.; Cole, M.R.; y Terbest, H., Jr., eds., *Cenozoic paleogeography of western United States: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography Symposium*, v. 3, p. 15–28.
- Coney, P.J., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes—An overview, *in* Crittenden, M.C., Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir* 153, p. 7–31.
- Coney, P.J., y Harms, T.A., 1984, Cordilleran metamorphic core complexes—Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression: *Geology*, v. 12, p. 550–554.
- Crittenden, M.D., Jr., 1980, Cordilleran metamorphic core complexes of the North America Cordillera—Summary: *Geological Society of America Memoir* 153, p. 485–490.
- Damon, P.E., y Mauger, R.L., 1966, Epeirogeny-orogeny viewed from the Basin and Range Province: *Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME)*, v. 235, p. 99–112.
- Davis, G.H., 1979, Laramide folding and faulting in southeastern Arizona: *American Journal of Science*, v. 279, p. 543–569.
- Davis, G.H., 1980, Structural characteristics of metamorphic core complexes, southern Arizona, *in* Crittenden, M.C. Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir* 153, p. 35–77.
- Davis, G.H., 1983, Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes: *Geology*, v. 11, p. 342–347.
- Davy, P.; Guérin, G.; y Brun, J.P., 1989, Thermal constraints on the tectonic evolution of a metamorphic core complex (Santa Catalina Mountains, Arizona): *Earth and Planetary Science Letters*, v. 94, p. 425–440.
- Dejong, K.A.; Escárcega-Escárcega, J.A.; y Damon, P.E., 1988, Eastward thrusting, southwestward folding, and westward backsliding in the Sierra La Vibora, Sonora, Mexico: *Geology*, v. 16, p. 904–907.
- De la O-Villanueva, M., 1992, Sedimentología y petrografía de la Formación Báucarit (Mioceno) en la cuenca Tónichi-La Dura, Sonora, México: Linares, Universidad Autónoma de Nuevo León, tesis de maestría, 63 p. (inérita).
- Demant, A.; Cochemé, J.J.; Depretti, P.; y Pigué, P., 1989, Geology and petrology of the Tertiary volcanics of the northwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 8, p. 737–748.
- Desonie, D.L., 1992, Geologic and geochemical reconnaissance of Isla San Esteban—Post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 52, p. 123–140.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geological time, *in* Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geological evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 1–16.
- Dickinson, W.R., 1991, Tectonic setting of faulted Tertiary strata associated with the Catalina core complex in southeastern Arizona: *Geological Society of America Special Paper* 264, 106 p.
- Dokka, R.K., y Merriam, R.H., 1982, Late Cenozoic extension of northeastern Baja California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 371–378.
- Drewes, Harald, 1978, The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 641–657.
- Drewes, Harald, 1981, Tectonics of southern Arizona: *U.S. Geological Survey Professional Paper* 1144, 96 p.
- Dumble, E.T., 1900, Notes on the geology of Sonora, Mexico: *Transactions of the Society of Mining Engineers of American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers (AIME)*, v. 29, p. 122–152.
- Eaton, G.P., 1984, The Miocene Great Basin of western North America as an extending back-arc region: *Tectonophysics*, v. 102, núms. 1–4, p. 275–295.
- Eberley, L.D., y Stanley, T.B., Jr., 1978, Cenozoic stratigraphy and geologic history of southwestern Arizona: *Geological Society of America Bulletin*, v. 89, p. 921–940.
- Elston, W.E., 1984, Subduction of young oceanic lithosphere and extensional orogeny in southwestern North America during mid-Tertiary time: *Tectonics*, v. 3, núm. 2, p. 229–250.
- Engelbreton, D.C.; Cox, A.; y Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: *Geological Society of America Special Paper* 206, 59 p.

- Frye, K.L., 1975, The geology and mineralization of the Tubutama area, Sonora, Mexico: Universidad de Iowa, tesis de maestría, 103 p. (inédita).
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora—Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v. 16, p. 388–408.
- Gans, P.B.; Miller, E.L.; McArthy, J.; y Ouldcott, M.L., 1985, Tertiary extensional faulting and evolving ductile-brittle transition zones in the northern Snake Range and vicinity—New insights from seismic data: *Geology*, v. 13, p. 189–193.
- Gastil, R.G., y Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahía Kino: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 189–198.
- Gastil, R.G.; Krummenacher, D.; y Minch, J., 1979, The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 90, p. 839–857.
- Gastil, R.G.; Phillips, R.P.; y Allison, E.C., 1975, Reconnaissance geology of the state of Baja California: *Geological Society of America Memoir* 140, 170 p.
- Gómez-Caballero, Arturo; Nieto-Obregón, Jorge; Shafiqullah, Muhammad; Arriaga-M., Hilario; Carrillo, P.A.; y Cerecero-Luna, Miguel, 1981, Miocene borax deposit in the Tubutama area, northwest Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 13, p. 58 (resumen).
- González-León, C.M.; McIntosh, W.C.; Lozano-Santacruz, R.; Valencia-Moreno, M.; Amaya-Martínez, R.; y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi quadrangles), northwest Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 112, p. 600–610.
- Grijalva-Noriega, F.J., y Roldán-Quintana, Jaime, 1998, An overview of the Cenozoic tectonic and magmatic evolution of Sonora, northwestern Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, núm. 2, p. 145–156.
- Guérin, G., y Brun, J.P., 1990, Kinematics of pre-Miocene ductile deformation in the Santa Catalina core complex and adjacent regions: *Tectonics*, v. 9, p. 1305–1326.
- Gutmann, J.T., 2002, Strombolian and effusive activity as precursors to phreatomagmatism—Eruptive sequence at maars of the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 113, p. 345–356.
- Gutmann, J.T.; Turrin, B.D.; y Dohrenwend, J.C., 2000, Basaltic rocks from the Pinacate volcanic field yield notably young $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages: *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, v. 81, p. 33–37.
- Haines, S.H., y van der Pluijm, B.A., 2008, Clay quantification and Ar-Ar dating of synthetic and natural gouge—Application to the Miocene Sierra Mazatán detachment fault, Sonora, Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 525–538.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, *in* Frizzell, V.A., ed., *Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, v. 39, p. 219–236.
- Haxel, G.B.; Tosdal, R.M.; May, D.J.; y Wright, J.E., 1984, Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona—Thrust faulting, regional metamorphism, and granitic plutonism: *Geological Society of America Bulletin*, v. 95, p. 631–653.
- Haxel, G.B.; Wright, J.E.; May, D.J.; y Tosdal, R.M., 1980, Reconnaissance geology of the Mesozoic and lower Cenozoic rocks of the southern Papago Reservation, Arizona, *in* Jenney, J.P., y Stone, C., eds., *Studies in western Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 12, p. 17–29.
- Hayes, J.M., 1987, Depositional history of the Upper Cretaceous Fort Crittenden Formation in southeastern Arizona: *Arizona Geological Society Digest*, v. 18, p. 315–325.
- Hayes, P.T., y Raup, R.B., 1968, Geologic map of the Huachuca and Mustang Mountains, southeastern Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-509, scale 1:48,000.
- Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range—Mid-to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, v. 20, p. 701–704.
- Henry, C.D., y Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle late Miocene proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, v. 318, p. 1–26, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00304-2.
- Iriondo, A.; Martínez-Torres, L.M.; Punk, M.J.; Atkinson, W.W.; Premo, W.R.; y McIntosh, W.C., 2005, Northward Laramide thrusting in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico—Implications for the juxtaposition of Paleoproterozoic basement blocks and the Mojave-Sonora megashear hypothesis, *in* Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis—Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper* 393, p. 631–669.
- Jones, R.W., 1966, Differential vertical uplift—A major factor in the structural evolution of southeastern Arizona: *Arizona Geological Society Digest*, v. 8, p. 97–124.
- Jones, C.H.; Wernicke, B.P.; Farmer, G.L.; Walker, J.D.; Coleman, D.S., et al., 1992, Variations across and along a major continental rift—An interdisciplinary study of the Basin and Range Province, western USA: *Tectonophysics*, v. 213, p. 57–96.
- Jurdy, D.M., 1984, The subduction of the Farallon plate beneath North America as derived from relative plate motions: *Tectonics*, v. 3, p. 107–113.
- Karig, D.E., y Jensky, W., 1972, The Proto-Gulf of California: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 17, p. 169–174.
- Keith, S.B.; Reynolds, S.J.; Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; Livingston, D.E.; y Pushkar, P.D., 1980, Evidence for multiple intrusion and deformation within the Santa Catalina-Rincon-

- Tortolina crystalline complex, southeastern Arizona, *in* Crittenden, M.C., Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., Geological Society of America Memoir 153, p. 7–31.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in the northern Sierra Madre Occidental of Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1625–1722.
- Krantz, R.W., 1989, Laramide structures of Arizona, *in* Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., Geological evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 17, p. 463–483.
- Lugo-Zazueta, R.E., 2006, Extensión Basin and Range en la Sierra de Aconchi, Sonora, México—Análisis termocronológico basado en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y trazas de fisión: Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 77 p. (inérita).
- Lynch, D.J.; Musselman, T.E.; Gutmann, J.T.; y Patchett, P.J., 1994, Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico: Lithos, v. 29, núms. 3–4, p. 295–302.
- McDowell, F.W., y Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, *in* Chapin, C.E., y Elston, W.E., eds., Ash-flow tuffs: Geological Society of America Special Paper 180, p. 113–124.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Amaya-Martínez, Ricardo, 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1349–1360.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Connelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 113, p. 521–531.
- McKee, J.W.; McKee, M.B.; y Anderson, T.H., 2005, Mesozoic basin formation, mass-gravity sedimentation, and inversion in northeastern Sonora and southeastern Arizona, *in* Anderson, T.H.; Nourse, J.A.; McKee, J.W.; y Steiner, M.B., eds., The Mojave-Sonora megashear hypothesis—Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 481–507, doi: 10.1130/2005.2393(18).
- Malavielle, J., 1987, Kinematics of compressional and extensional ductile shearing deformation in a metamorphic core complex of the northeastern Basin and Range: Journal of Structural Geology, v. 9, núms. 5–6, p. 541–554.
- Martin-Barajas, A.; Stock, J.M.; Layer, P.; Hausback, B.; Renne, P.; y López-Martínez, M., 1995, Arc-rift transition volcanism in the Puertecitos Volcanic Province, northeastern Baja California, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 107, p. 407–424.
- Michaud, F.; Sosson, M.; Royer, J.Y.; Chabert, A.; Bourgois, J.; Calmus, T.; Mortera, C.; Bigot-Cormier, F.; Bandy, W.; Dymont, J.; Pontoise, B.; y Sichler, B., 2004, Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate—The Tosco-Abreojos fault revisited: Geophysical Research Letters, v. 31, LO8604, doi: 10.1029/2004GLO19665.
- Michaud, F.; Calmus, T.; Royer, J.Y.; Sosson, M.; Bandy B.; Mortera-Gutiérrez, C.; Dymont, J.; Bigot-Cormier, F.; Chabert, A.; y Bourgois, J., 2007, Right-lateral active faulting between southern Baja California and the Pacific plate—The Tosco-Abreojos fault, *in* Alaniz-Álvarez, S.A. y Nieto-Samaniego A. F., eds., Geology of México—Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico: Geological Society of America Special Paper 422, p. 287–300, doi: 10.1130/2007.2422(09).
- Miller, E.L.; Gans, P.B.; y Garing, J., 1983, The Snake Range décollement, an exhumed mid-Tertiary ductile-brittle transition: Tectonics, v. 2, p. 239–263.
- Miranda-Gasca, M.Á., y De Jong, K.A., 1992, The Magdalena mid-Tertiary extensional basin, *in* Clark, K.F.; Roldán-Quintana, Jaime; y Schmidt, R.H., eds., Geology and mineral resources of northern Sierra Madre Occidental, Mexico: The El Paso Geological Society, Guidebook for the 1992 Field Conference, p. 377–384.
- Miranda-Gasca, M.Á.; Gómez-Caballero, J.A.; e Eastoe, Chris, 1998, Borate deposits of northern Sonora, Mexico—Stratigraphy, tectonics, stable isotopes and fluid inclusions: Economic Geology, v. 93, p. 510–523.
- Miranda-Gasca, M.Á., y Quiroz, F.R., 1988, Vulcanismo alcalino bimodal asociado a la tectónica de cuencas y sierras en la región de Magdalena de Kino, Sonora, México: Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, 9, México, D.F., p. 35 (resumen).
- Molina-Garza, R.S.; Chávez-Cabello, G.; Iriando, A.; Porras-Vázquez, M.A.; y Terrazas-Calderón, G.D., 2008, Paleomagnetism, structure and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Cerro Mercado pluton, Coahuila—Implications for the timing of the Laramide orogeny in northern Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 25, núm. 2, p. 284–301.
- Montigny, R.; Demant, A.; Delpretti, P.; Pigué, P.; y Cochemé, J.J., 1987, Chronologie K/Ar des séquences volcaniques tertiaires du Nord de la Sierra Madre Occidentale (Mexique): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), v. 304, p. 987–992.
- Moore, D.G., 1973, Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province: Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 1383–1906.
- Mora-Alvarez, G., y McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Úrsula of western Sonora, Mexico, *in* Delgado-Granados, Hugo; Aguirre-Díaz, Gerardo; y Stock, J.M., eds., Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 334, p. 123–141.

- Münch, P., 1993, Pétrologie et géochimie des tufs et des roches volcano-détritiques des bassins miocènes dans la région du Sonora, Mexique—Contribution à l'étude du métamorphisme de très bas degré en contexte distensif: Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix-Marseille III, tesis doctoral, 215 p. (inédita).
- Nagy, E.A.; Grove, M.; y Stock, J.M., 1999, Age and stratigraphic relationships of pre- and syn-rift volcanic deposits in the northern Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 93, p. 1–30.
- Neuhaus, J.R., 1989, Volcanic and nonmarine stratigraphy of southwest Isla Tiburón, Gulf of California, Mexico: San Diego, San Diego State University, tesis de maestría, 170 p. (inédita).
- Nourse, J.A., 1989, Geological evolution of two crustal scale shear zones—The Magdalena metamorphic core complex: Pasadena, California Institute of Technology, tesis doctoral, 396 p. (inédita).
- Nourse, J.A., 1990, Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena metamorphic core complex, northern Sonora, Mexico, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., *Geologic excursions through the Sonora Desert region, Arizona and Sonora: Geological Survey of Arizona Special Paper 7*, p. 155–164.
- Nourse, J.A.; Anderson, T.H.; y Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, v. 13, p. 1161–1182.
- Ortlieb, L., y Colletta, B., 1984, Síntesis cronoestratigráfica sobre el Neógeno y el Cuaternario marino de la cuenca de Santa Rosalía, Baja California Sur, México, in Malpica-Cruz, V.; Celis-Gutiérrez, S.; Guerrero-García, J.C.; y Ortlieb, L., eds., *Neotectonics and sea level variations in the Gulf of California area, a symposium: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, p. 241–268.
- Oskin, M.E., 2002, Tectonic evolution of the northern Gulf of California, Mexico, deduced from conjugate rifted margins of the Upper Delfin Basin: Pasadena, California Institute of Technology, tesis doctoral, Part I, 487 p. (inédita).
- Oskin, M., y Stock, J., 2003, Pacific-North America plate motion and opening of the Upper Delfin basin, northern Gulf of California, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 115, núm. 10, p. 1173–1190.
- Oskin, M.; Stock, J.; y Martín-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: *Geology*, v. 29, p. 459–462.
- Pallares, C.; Bellon, H.; Calmus, T.; Maury, R.; y Aguilón-Robles, A., 2004, Volcanismo calco-alcalino y adakítico Plioceno de la isla San Esteban, Golfo de California, México, in Frías-Camacho, V.M.; Silva-Corona, J.; y Orozco-Esquível, M.T., eds., *IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Libro de Resúmenes*, p. 271–272.
- Pallares, C., 2007, Diversité du volcanisme miocène à quaternaire post-subduction de la péninsule de Basse Californie et du Golfe de Californie (Mexique)—rôle de la déchirure de la plaque Farallon: Brest, Francia, Université de Bretagne Occidentale, tesis doctoral, 211 p. (inédita).
- Pallares, C.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Royer, J.Y.; Calmus T.; Aguilón-Robles, A.; Cotten, J.; Benoit, M.; Michaud, F.; y Bourgois, J., 2007, Slab tearing following ridge-trench collision—Evidence from Miocene volcanism in Baja California, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 161, p. 95–117.
- Paz-Moreno, F., 1992, Le volcanisme mio-plio-quaternaire de l'État du Sonora (nord-ouest du Mexique)—Évolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques: Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix-Marseille, tesis doctoral, 196 p. (inédita).
- Paz-Moreno, F.; Cochemé, J.J.; Demant, A.; y Pigué, P., 1986, Le champ basaltique quaternaire de Moctezuma, Sonora (Mexique): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris)*, v. 303, p. 701–706.
- Paz-Moreno, F.; Demant, A.; Cochemé, J.J.; Dostal, J.; y Montigny, R., 2003, The Quaternary Moctezuma volcanic field—A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México, in Johnson, S.E.; Patterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; y Martín-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374*, p. 439–455.
- Pérez-Segura, Efrén; Cheilletz, Alain; Herrera-Urbina, Saúl; y Hanes, Y.H., 1996, Geología, mineralización, alteración hidrotermal y edad del yacimiento de oro de San Francisco, Sonora—Un depósito mesothermal en el noroeste de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 13, núm. 1, p. 66–89.
- Price, R.A., y Mountjoy, E.W., 1970, Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca rivers—A progress report: *Geological Association of Canada Special Paper 6*, p. 7–25.
- Pubellier, M., 1987, Relations entre domaines cordillérais et mésogéen au nord du Mexique; étude géologique de la vallée de Sahuaripa, Sonora central: Paris, Université Pierre et Marie Curie, tesis doctoral, 219 p. (inédita).
- Rangin, C., 1977, Tectónicas sobrepuestas en Sonora septentrional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, v. 1, p. 44–47.
- Rangin, C., 1982, Contribution à l'étude géologique du système cordillérais mésozoïque du nord-ouest du Mexique: Paris, Université Pierre et Marie Curie, tesis doctoral, 588 p. (inédita).
- Rangin, C., 1986, Contribution à l'étude géologique du système cordillérais mésozoïque du nord-ouest du Mexique—une coupe de la Basse Californie centrale à la Sierra Madre Occi-

- dentale en Sonora: Société Géologique de France, Mémoire 148, 136 p.
- Ransome, F.L., 1904, Description of the Bisbee quadrangle, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 21, 167 p.
- Richard, D., 1991, De la subduction à l'extension intra-continentale—Plutonisme et gisements de tungstène de l'État de Sonora (Mexique): Universidad Paris-Sud, centre d'Orsay, tesis doctoral, 745 p. (inédita).
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1994, Geología del área del Tehuachi, Estado de Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 11, núm. 1, p. 11–28.
- Rodríguez-Castañeda, J. L., 1999, Cretaceous-Tertiary detachment surface—Cerro El Vigía structural block in the Banámichi-San Antonio region, central Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 16, p. 63–72.
- Rogers, G.; Saunders, A.D.; Terrell, D.J.; Verma, S.P.; y Marriner, G.F., 1985, Geochemistry of Holocene volcanic rocks associated with ridge subduction in Baja California, Mexico: Nature, v. 315, p. 389–392.
- Roldán-Quintana, J.; Mora-Klepeis, G.; Calmus, T.; Valencia-Moreno, M.; y Lozano-Santa Cruz, R., 2004, El graben de Empalme, Sonora, México—Magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 21, núm. 3, p. 320–334.
- Saunders, A.D.; Rogers, G.; Marriner, G.F.; Terrell, D.J.; y Verma, S.P., 1987, Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico—Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 32, p. 223–245.
- Sawlan, M.G., 1991, Magmatic evolution of the Gulf of California rift, in Dauphin, J.P., y Simoneit, B.R.T., eds., The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists Memoir 47, p. 301–369.
- Sawlan, M.G., y Smith, J.G., 1984, Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V.A., ed., Geology of the Baja California Peninsula: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, v. 39, p. 237–251.
- Shafiqullah, M.; Damon, P.E.; Lynch, D.J.; Kuck, P.H.; y Rehrig, W.A., 1978, Mid-Tertiary magmatism in southeastern Arizona, in Callender, J.F.; Wilt, J.C.; y Clemens, R.E., eds., New Mexico Geological Society 29th Field Conference Guidebook: Albuquerque, New Mexico Geological Society, p. 231–242.
- Shafiqullah, Muhammad; Damon, P.E.; Lynch, D.J.; Reynolds, S.J.; Rehrig, W.A.; y Raymond, R.H., 1980, K-Ar geochronology and geologic history of southwestern Arizona and adjacent area, in Jenney, J.P., y Stone, C., eds., Studies in western Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 12, p. 201–260.
- Sheridan, M.; Wilson, T.; y Johnpeer, G.D., 1979, Geology of the coastal region near Guaymas, Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 2, p. 1–15.
- Smith, J.T., 1991, Cenozoic marine mollusks and paleogeography of the Gulf of California, in Dauphin, J.P., y Simoneit, B.R.T., eds., The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, p. 637–666.
- Sonder, L.J., y Jones, C.H., 1999, Western United States extension—How the West was widened: Annual Review of Earth Planetary Sciences, v. 27, p. 417–462.
- Sosson, M., 1989, Déformation ductile crétacé supérieur à paléogène dans le SE de l'Arizona (Dragoon Mountains)—Conséquences sur la genèse des noyaux métamorphiques: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), v. 308(II), p. 871–878.
- Sosson, M., y Bouroz, C., 1989, Sur l'existence de deux directions de compression crétacé supérieur à paléogène dans l'ouest américain (E-U): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris), v. 309(II), p. 1231–1238.
- Spencer, J.E., 1984, Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults: Geology, v. 12, p. 95–98.
- Spencer, J.E., y Reynolds, S.J., 1989, Middle Tertiary tectonics of Arizona and adjacent areas, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., Geological evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 17, p. 539–574.
- Spencer, J.E., y Reynolds, S.J., 1991, Tectonics of mid-Tertiary extension along a transect through west-central Arizona: Tectonics, v. 10, p. 1204–1221.
- Stewart, J.H., y Roldán-Quintana, James, 1994, Map showing Late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, Mexico: Miscellaneous Field Studies Map, U.S Geological Survey, 1:1'000,000 map MF-2238.
- Stewart, J.H.; Poole, F.G.; Ketner, K.B.; Madrid, R.J.; Roldán-Quintana, Jaime; y Amaya-Martínez, Ricardo, 1990, Tectonics and stratigraphy of the Paleozoic and Triassic southern margin of North America, Sonora, Mexico, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., Geologic excursions through the Sonora Desert region, Arizona and Sonora: Geological Survey of Arizona Special Paper 7, p. 183–202.
- Stock, J.M., 2000, Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California, in Delgado-Granados, Hugo; Aguirre-Díaz, Gerardo; y Stock, J.M., eds., Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper, v. 334, p. 143–156.
- Stock, J.M., y Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California, and the transfer of Baja California to the Pacific plate: Tectonics, v. 8, p. 99–116.
- Stock, J.M., y Molnar, P., 1988, Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America

- relative to the Farallon, Kula, and Pacific plates: *Tectonics*, v. 6, p. 1339-1384.
- Suter, Max, 1991, State of stress and active deformation in Mexico and western Central America, in Slemmons, D.B.; Engdahl, E.R.; Zoback, M.D., y Blackwell, D.D., eds., *Neotectonics of North America: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade of North American Geology, Decade Map Vol. 1*, p. 401-421.
- Suter, Max, 2001, The historical seismicity of northeastern Sonora and northwestern Chihuahua, Mexico (28-32°N, 106-11°W): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 521-532.
- Suter, Max, y Contreras, Juan, 2002, Active tectonics of northeastern Sonora, Mexico (southern Basin and Range Province) and the 3 may 1887 M_w 7.4 earthquake: *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 92, p. 581-589.
- Swanson, E.R., y McDowell, F.W., 1984, Calderas of the Sierra Madre Occidental Volcanic Field, western Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8787-8799.
- Taliaferro, N., 1933, An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora: *Journal of Geology*, v. 41, p. 12-37.
- Thompson, G.A., y Zoback, M.L., 1979, Regional geophysics of the Colorado Plateau: *Tectonophysics*, v. 61, p. 149-181.
- Till, C.B., 2005, The transition from Oligo-Miocene subduction-related volcanism to late Miocene transtensional volcanism in southern Sonora, Mexico—A case study in petro-tectonic fingerprinting: University of California, Santa Barbara, tesis de maestría, 55 p. (inédita).
- Vega-Granillo, Ricardo, 1996a, La Sierra de Mazatán, Sonora, México—Geología y análisis estructural de un complejo metamórfico en la parte sur de la Provincia “Basin and Range”: Hermosillo, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de maestría, 128 p. (inédita).
- Vega-Granillo, Ricardo, 1996b, Geología de la Sierra de Mazatán: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 13, p. 89-102.
- Vega-Granillo, R.; de la O-Villanueva, M.; Vega-Granillo, L.; y Araux-Sánchez, E., 2004, Geología urbana y riesgos geológicos de la región de Guaymas y San Carlos, Sonora: Hermosillo, Editorial Universidad de Sonora, Colección Textos Académicos, 205 p.
- Vega-Granillo, Ricardo, y Calmus, Thierry, 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico)—Structures along the detachment fault and its exhumation evolution: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 16, núm. 4, p. 193-204.
- Vidal-Solano, J., 2005, Le volcanisme hyperalcalin d'âge miocène moyen du nord-ouest du Mexique (Sonora)—Minéralogie, géochimie, cadre géodynamique: Université Paul Cézanne Aix-Marseille III, tesis doctoral, 256 p. (inédita).
- Vidal-Solano, J.; Paz-Moreno, F.A.; Iriondo, A.; Demant, A.; y Cochemé, J.J., 2005, Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo region (Sonora, Mexico): Geodynamic implications: *Comptes Rendus Géoscience*, v. 337, núm. 16, p. 1421-1430.
- Vidal-Solano, J.R.; Demant, A.; Paz-Moreno, F.A.; Lapierre, H.; Ortega-Rivera, M.A.; y Lee, J.K., 2008, Insight into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico—Geochronology and petrochemistry of the Miocene volcanic sequences from the Pinacate area (Sonora): *Geological Society of America Bulletin*, v.120, p. 691-708.
- Vidal-Solano, J.; Paz Moreno, F.A.; Demant, A.; y López-Martínez, M., 2007, Ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno medio en Sonora Central—Revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo terciario: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, p. 47-67.
- Ward, P.L., 1991, On plate tectonics and the geological evolution of southwestern North America: *Journal of Geophysical Research*, v. 96, p. 12479-12496.
- Wernicke, B., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range province—Nappe tectonics in an extended orogen: *Nature*, v. 291, p. 645-648.
- Wernicke, B., 1985, Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 22, p. 108-125.
- Wernicke, B., 1992, Cenozoic extensional tectonics of the U.S. Cordillera, in Burchfiel, B.C.; Lipman, P.W.; y Zoback, M.L., eds., *The Cordilleran Orogen—Conterminous U.S., The Geology of North America G-3: Boulder, Colorado, Geological Society of America*, p. 553-581.
- Wong, M.S., y Gans, P.B., 2003, Tectonic implications of Early Miocene extensional unroofing of the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico: *Geology*, v. 31, p. 953-956.
- Wong, M.S., y Gans, P.B., 2008, Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazatán core complex, Sonora, Mexico—New insights into metamorphic core complex formation: *Tectonics*, v. 27, TC4013, doi: 10.1029/2007TC002173.
- Wong, M.S.; Gans, P.B.; y Roldán-Quintana, Jaime, 2002, Early Miocene large-magnitude extension in the Sierra Mazatán metamorphic core complex, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 34, núm. 6, p. 44 (resumen).
- Zanchi, A., 1994, The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California, Mexico—From basin and range extension to transtensional tectonics: *Journal of Structural Geology*, v.16, p. 1619-1639.
- Zoback, M.L., Anderson, R.E., y Thompson, G. A., 1981, Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300, núm. 1454, Extensional Tectonics Associated with Convergent Plate Boundaries, p. 407-434.

GLOSARIO

- Detachment.** Separación, despegamiento. Nombre dado a fallas normales de ángulo bajo que separan los bloques superior e inferior en un complejo de núcleo metamórfico. Se considera que dichos bloques se hayan desplazado muchos kilómetros uno con respecto al otro.
- Domo.** Estructura morfológica de dimensión kilométrica, formada a partir de un pliegue levantado o anticlinal con una forma casi simétrica, circular o elíptica.
- Dúctil (carácter).** Se refiere a deformación sin desarrollo de fracturas a la escala de grano. Generalmente el comportamiento dúctil de las rocas ocurre a temperaturas mayores que 350°C. Usualmente, se requiere al menos 10 km de profundidad para alcanzar las condiciones de temperatura donde los minerales comunes, como el cuarzo, se comporten de manera dúctil.
- Estructura *Basin and Range*.** Estructura regional dominada por bloques montañosos limitados por fallas que están separados por cuencas rellenas con sedimentos detríticos fluviolacustres. '*Basin and range*' es un término geológico para un tipo de topografía caracterizada por una serie de relieves montañosos paralelos, separados por amplios valles limitados por fallas. La provincia *Basin and Range* es una gran provincia fisiográfica que incluye partes del suroeste de los Estados Unidos y noroeste de México y que se caracteriza por una topografía de sierras y valles paralelos.
- Frágil (comportamiento).** Se refiere a la deformación que ocurre mediante fracturas a escala de grano o mayor. Este tipo de deformación generalmente ocurre en los 10 km superiores de la corteza.
- Graben.** Bloque de la corteza generalmente con mayor longitud que anchura, limitado por fallas de rumbo similar, que ha descendido en relación con los bloques que lo limitan a cada lado.
- Horst.** Bloque de corteza terrestre limitado por fallas y que permanece más alto que los bloques hundidos (*grabens*) que lo limitan en ambos lados.
- Laramide.** Una época orogénica típicamente desarrollada en el este de las Montañas Rocallosas. Se divide en fases que se extienden desde el Cretácico Tardío hasta el fin del Paleoceno (Dictionary of Geology and Mineralogy).
- Lineación de estiramiento.** Lineación definida por granos de minerales deformados y elongados. También, puede ser definida por objetos deformados, como los clastos de un conglomerado.
- Milonita.** Roca fuertemente deformada en una zona de cizalla dúctil, comúnmente con una foliación bien desarrollada (denominada milonítica) y usualmente con lineación de estiramiento. Las milonitas originalmente se concibieron como una roca de falla frágil, pero ahora el término se restringe a rocas que se forman por procesos de deformación dúctil o cristalplástica (Passchier y Trouw, 1996).
- Protomilonita.** Roca débil a moderadamente deformada en una zona de cizalla, transicional entre una roca encajonante no deformada y una mesomilonita. Milonita con 10 a 50% de matriz (recristalizada).
- Recristalización dinámica.** Es una recristalización que ocurre durante una fase de deformación en condiciones de temperatura mayores que la de la diagénesis. Generalmente conlleva la reducción del tamaño de grano, contrario al efecto causado por la recristalización estática, producida sólo por aumento de temperatura (sin deformación) y que produce un incremento del tamaño de grano.
- Semigraben.** Bloque de corteza limitado por fallas normales donde uno de los bloques en contacto con él descende, mientras que el otro se eleva.
- Sintectónico.** Se refiere al evento o proceso geológico que ocurre contemporáneamente con la actividad tectónica.
- Tafrogenia.** Tipo de orogenia que forma valles tipo *rift* por tensión (Dictionary of Geological Terms). Los fenómenos de *rift* están caracterizados por fallamiento de bloques y subsidencia asociada. También, se conoce como tafrogénesis (Dictionary of Geology and Mineralogy).

Ultramilonita. Milonita con 90–100% de matriz de grano muy fino, formada por recristalización dinámica.

Zona de cizalla. Zona plana de deformación relativamente intensa. En esta zona se concentra la de-

formación causada por el movimiento relativo de dos bloques rígidos. Una falla es un tipo de zona de cizalla. Esta estructura puede tener desde unos cuantos milímetros hasta más de un kilómetro de espesor.
