Rodríguez-Castañeda, J.L., y Anderson, T.H., 2011, El arco magmático jurásico en Sonora, México—Distribución, edades y ambiente tectónico, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 4, p. 81–111, 7 figs.

Capítulo 4
El arco magmático jurásico en Sonora, México— Distribución, edades y ambiente tectónico

José Luis Rodríguez Castañeda[1]
y Thomas H. Anderson[2]

Resumen

El estado de Sonora contiene un registro excelente de rocas ígneas jurásicas que constituyen un segmento de un arco magmático que se extiende desde Alaska hasta el noroeste de México, y que está constituido por rocas volcánicas, volcaniclásticas y clásticas intrusionadas por plutones. Las variaciones litológicas y de edad sugieren que estas rocas jurásicas formen grupos separados por estructuras como la megacizalla Mojave-Sonora, la falla San Antonio, la falla Los Ajos y el Alto de Cananea.

La megacizalla Mojave-Sonora y las otras estructuras mencionadas constituyen límites entre los distintos conjuntos de rocas jurásicas de diferentes edades. De ahí que se pueda diferenciar distintos dominios de rocas ígneas jurásicas en el norte de Sonora: (1) Cuenca San Antonio, una región en donde las rocas pre-jurásicas son desconocidas. Al norte de la megacizalla Mojave-Sonora, rocas volcánicas, volcaniclásticas y clásticas, intrusionadas por plutones (175-160 Ma), componen parte de la provincia ígnea del Jurásico Medio (*ca.* 175 Ma). (2) Alto de-Cananea, donde las rocas del Jurásico sobreyacen a rocas cristalinas del basamento de 1.7–1.4 Ga. (3) El dominio Mojave-Sonora se caracteriza por rocas jurásicas sedimentarias e ígneas que están comúnmente muy deformadas, como lo indica la presencia de cabalgaduras, foliación milonítica y pliegues recostados. El dominio Mojave-Sonora se extiende por la margen suroeste de la cuenca San Antonio. (4) Al sur de la megacizalla Mojave-Sonora, en el centro y sur de Sonora, las rocas clásticas y volcaniclásticas del Jurásico Inferior distinguen al dominio Caborca. (5) El área que se ubica al este de la falla Los Ajos se denomina Terreno Norteamericano, cuyo basamento está conformado por rocas cristalinas metamórficas e intrusivas, cuya característica principal es la ausencia de rocas jurásicas volcánicas e intrusivas.

La disminución del magmatismo del Jurásico Medio fue seguida por la formación de cuencas de desgarre oceánicas, *ca*. 165 Ma, en la parte oeste del margen de la placa Norteamericana indicando, además, el comienzo de fallamiento transtensional. Casi contemporáneamente (*ca*. 163 Ma), las unidades volcánicas inferiores y las gruesas capas sedimentarias que las cubren comenzaron a acumularse en cuencas continentales *pull-apart* limitadas por fallas como la cuenca San Antonio en el norte de Sonora y otras en el suroeste de Estados Unidos y el norte de México.

Al norte de la megacizalla Mojave-Sonora, las rocas magmáticas del Jurásico afloran cerca de las zonas de relajación y en los pisos de algunas de las cuencas de desgarre.

[1]*Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora 83000, México. E-mail: jlrod@servidor.unam.mx*
[2]*Department of Geology and Planetary Sciences, University of Pittsburgh, Pittsburgh, PA, USA. E-mail: taco+@pitt.edu*

La distribución sugiere que el magma se haya emplazado a lo largo de las fallas y en las áreas con corteza delgada.

El cese del fallamiento a rumbo comenzó hace aproximadamente 150 Ma, como lo muestran los cuerpos intrusivos sin deformar que cortan rocas deformadas del Jurásico Medio. Las intrusiones, la cubierta volcánica más joven y los múltiples eventos de fallamiento extensional y compresional oscurecen las estructuras del Jurásico en Sonora. Sin embargo, a pesar de estas complicaciones, se puede eliminar los efectos de las estructuras superpuestas y revelar una traza viable para la falla lateral del Jurásico Tardío y vincularla con segmentos de la falla más al norte. La posición de la megacizalla se puede limitar por los dominios tectonoestratigráficos distintivos.

La historia tectónica del Jurásico Medio-Tardío y del Cretácico Temprano incluye: (1) subducción entre los 175–165 Ma; (2) evento de fractura al disminuir la subducción (*ca*. 165 Ma); (3) fractura, transtensión, fallamiento a rumbo, transpresión y compresión (165–145 Ma); y (4) renovación de la subducción (*ca*. 135 Ma) a lo largo de la margen occidental de la placa de Norteamérica.

Palabras clave: Tectónica, Jurásico, megacizalla Mojave-Sonora, falla transformante, México.

Abstract

The state of Sonora has an excellent record of Jurassic igneous rocks. These rocks are a segment of an arc extending from Alaska to northwestern Mexico, which consists of volcanic rocks, clastic and volcaniclastic rocks intruded by plutons. Lithological variations and older Jurassic rocks suggest that these groups are separated by structures such as the Mojave-Sonora megashear, the San Antonio fault, the Los Ajos fault, and the Cananea High.

The Mojave-Sonora megashear and the other structures are boundaries among different sets of Jurassic rocks of diverse ages. Hence it is possible to distinguish different domains of Jurassic igneous rocks in northern Sonora: (1) San Antonio Basin, a region where pre-Jurassic rocks are unknown. North of the Mojave-Sonora megashear, arc-related volcanic, volcaniclastic, and clastic rocks, intruded by plutons (175–160 Ma) compose part of the Middle Jurassic (commonly *ca*. 175 Ma) igneous province. (2) Cananea High, where Jurassic rocks overlie crystalline basement rocks of 1.7–1.4 Ga. (3) Mojave-Sonora domain, where Jurassic rocks along the north side of the Mojave-Sonora megashear are strongly deformed, as recorded by thrust faults, mylonitic foliation, and recumbent folds. The Mojave-Sonora domain extends across the southwestern margins of the San Antonio basin domain. Strong deformation that distinguishes the zone markedly declines within a few tens of kilometers northward. (4) South of the Mojave-Sonora megashear in central and southern Sonora, clastic and volcaniclastic rocks of Jurassic age distinguish the Caborca domain. (5) The area which lies east of the Los Ajos fault is known as the North American craton, comprised by crystalline metamorphic and intrusive rocks, whose main characteristic is the almost complete absence of Jurassic volcanic and intrusive rocks.

The decrease in Middle Jurassic magmatism was followed by the formation of ocean pull-apart basins approximately 165 Ma ago, on the western margin of the North American plate that signaled the beginning of transtensional faulting. Almost contemporaneously (*ca*. 163 Ma), the lowest volcanic units and overlying coarse sedimentary beds began to

accumulate in fault-bounded continental pull-apart basins such as the San Antonio basin. Other transtensional basins, formed at releasing steps where pull-aparts formed, are well developed within the San Antonio domain and other parts of northern Mexico and southwestern United States.

Inboard of the Mojave-Sonora megashear, Late Jurassic magmatic rocks crop out near faults at some releasing bends and within floors of some pull-apart structures. The distribution suggests that magma rose along faults and into areas of thin crust.

Intrusions, young volcanic cover, transecting strike-slip faults, and multiple generations of low-angle extensional and contractional faults obscure Jurassic structures in Sonora. Despite these complications, removal of the effects of superposed structures reveals a viable trace for an inferred Late Jurassic left-lateral fault linking the Mojave-Sonora megashear and more northerly fault segments. The position of this major inferred fault is constrained by distinctive tectonostratigraphic domains.

The plate tectonic history from the Middle and Late Jurassic to earliest Cretaceous includes: (1) subduction (175–165 Ma); (2) fracturing (*ca*. 165 Ma), when subduction decreases; (3) fracturing, transtension, lateral faulting, transpression, and compression (165–145 Ma); and (4) renewed subduction (*ca*. 135 Ma) along the western margin of the North America plate.

Keywords: Tectonics, Jurassic, Sonora-Mojave megashear, transform fault.

Introducción

Antecedentes

En este capítulo se describe e interpreta los datos disponibles de un segmento del arco magmático jurásico de Sonora, que se extiende a lo largo de la costa occidental de América del Norte, desde Alaska hasta el noroeste de México, y que está constituido por rocas volcánicas, volcaniclásticas y clásticas intrusionadas por plutones.

A partir de los trabajos de reconocimiento geológico, estudios geocronológicos, estratigráficos y de geología estructural realizados por Thomas Anderson y Leon Silver en el período de 1968 a 1974 se conoce la distribución de las rocas ígneas del Jurásico. Las edades en dichas rocas varían de 180 a 145 Ma y fueron asignadas con base en los estudios isotópicos U-Pb en circones de 13 muestras (Figura 1; Anderson y Silver, 1978, 1979, 2005) de rocas volcánicas, hipabisales y plutónicas. Esta información es consistente con edades obtenidas en Arizona.

Las variaciones litológicas y de edad sugieren que estas rocas jurásicas formen grupos separados por estructuras como la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979), la falla San Antonio (Rodríguez-Castañeda, 2002; Medina-Salazar, 2006), la falla Los Ajos (Herrera-López y Rodríguez-Castañeda, 2002) y el Alto de Cananea (McKee, 1991; Grijalva-Noriega, 1995) (Figura 2). Entre la megacizalla y la falla San Antonio, las rocas volcánicas, volcaniclásticas y clásticas, intrusionadas por plutones, forman parte del arco del Jurásico Medio, el cual también está ampliamente distribuido en Arizona y California (Bassett y Busby, 2005). Hacia el sur de la megacizalla, se tiene rocas clásticas y volcaniclásticas fosilíferas del Jurásico Inferior que sobreyacen a rocas paleozoicas, neoproterozoicas y proterozoicas. La megacizalla Mojave-Sonora (Figura 2) forma un límite a lo largo del cual se presenta una zona de rocas deformadas del Jurásico Medio y Superior. Las rocas del Oxfordiano muestran cabalgaduras, foliación y plegamiento, además de bloques que se emplazaron en el mismo período. Silver y Anderson (1983) sugieren que la deformación que produjo las estructuras mencionadas con anterioridad pueda correlacionarse con la orogenia Nevadiana de California.

La megacizalla generó un desplazamiento de más de 800 km hacia el sureste, causando la duplicación de rocas ígneas del Jurásico Medio (Jones *et al*., 1995);

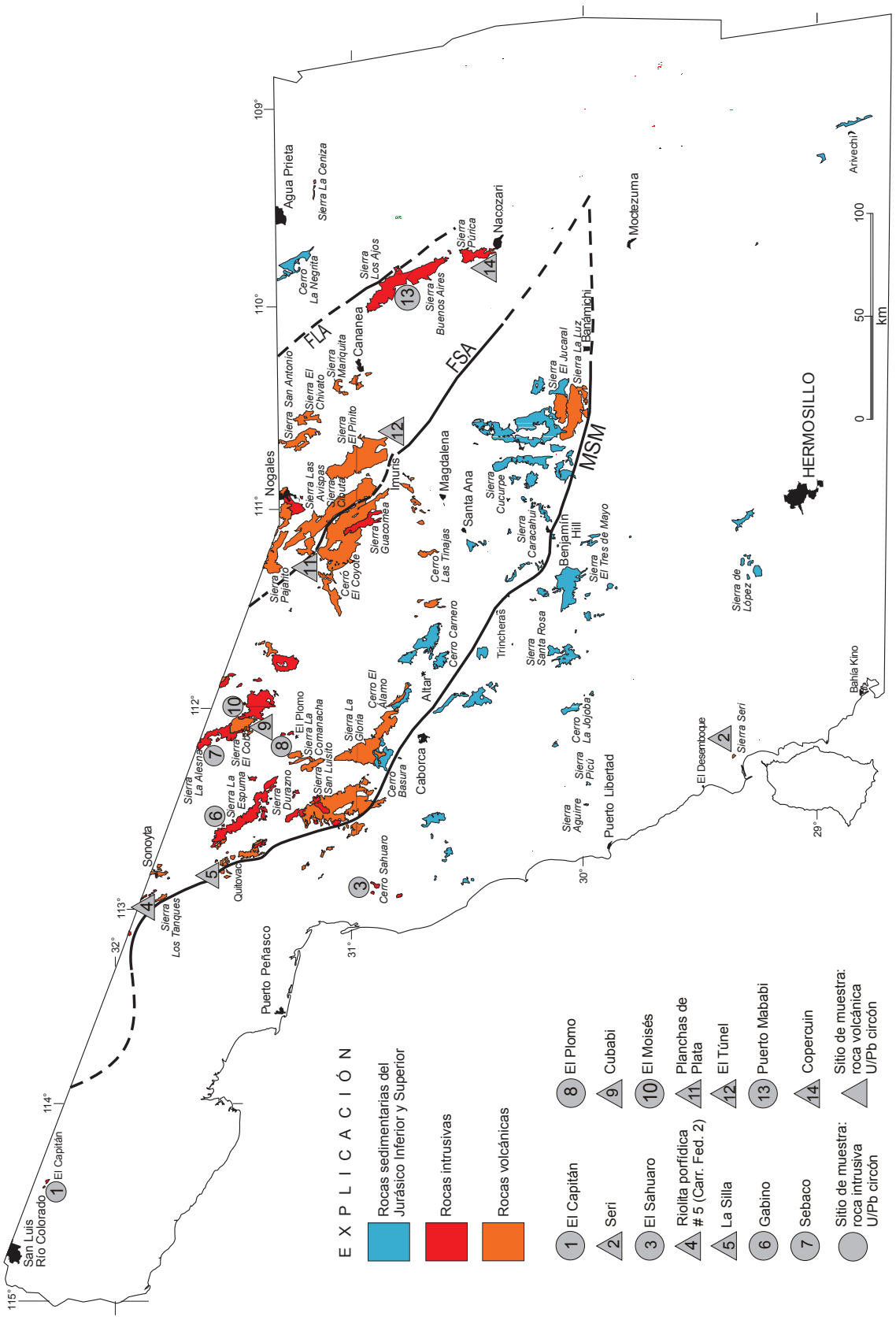

Figura 1. Mapa que muestra la distribución de las rocas del arco magmatico jurásico en Sonora, así como las localidades donde se recolectó las muestras para estudios isotópicos. Los círculos corresponden a rocas plutónicas y los triángulos a rocas volcánicas, mientras que los números indican el sitio de muestreo. MSM = Megacizalla Mojave-Sonora, FSA = Falla San Antonio, AC = Alto de Cananea, FLA = Falla Los Ajos. Las localidades de los afloramientos de rocas jurásicas fueron obtenidas del mapa de la geología del estado de Sonora del Servicio Geológico Mexicano (Arriaga-Meléndez, et al., 2008).

no obstante, si se invierte el desplazamiento propuesto, la duplicación de afloramientos desaparecería y se observaría una yuxtaposición de rocas del Jurásico Inferior, del Triásico y más antiguas del bloque Caborca en contra de unidades correlativas similares que afloran en California.

Propósito

La finalidad de este capítulo es proveer información sobre características, edades y distribución del arco magmático jurásico en Sonora, así como sobre su ubicación en un contexto regional. Este capítulo se divide en los siguientes apartados: (a) Ocurrencia y carácter de las rocas jurásicas (Figuras 1, 2); (b) reportes de las edades obtenidas a partir de análisis isotópicos de las rocas volcánicas y plutónicas; (c) caracterización de las relaciones estructurales y tectónicas de estas rocas, principalmente a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora**;** d) la propuesta de que las rocas jurásicas registren dos procesos distintos: un evento magmático producido por subducción durante el Jurásico Medio en la parte suroccidental de la margen continental de América del Norte, y un desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979); (e) discusión de los efectos de transpresión y transtensión en las rocas del Jurásico; y (f) discusión de la prolongación del arco jurásico hacia el centro de México.

Estudios previos

Aunque este capítulo se refiere a las rocas ígneas jurásicas, es pertinente mencionar los trabajos pioneros en cuanto al reconocimiento de las rocas del Jurásico en el estado. Keller y Welling (1922), Keller (1928), Jaworski (1929) y Burckhardt (1930) reconocieron y describieron rocas jurásicas sedimentarias en la Sierra de Santa Rosa y áreas aledañas. Esta secuencia de arenisca, lutita y caliza del Jurásico Inferior tiene un espesor de centenas de metros y contienen fósiles entre los que destaca *Weyla mexicana.* Flores (1929) describe rocas similares en la Sierra Caracahui y en los alrededores de San José de Pimas. Los trabajos de Erben (1956) y Ramírez y Acevedo (1957) en la región entre Sierra Santa Rosa y Sierra Caracahui corroboran el trabajo de Flores (1929). En la Sierra del Álamo, en el noroeste de Sonora, Guiza y White (1949) reportan estratos que contienen fósiles del Jurásico Temprano correlacionables con los descritos hacia el sureste.

Las rocas del Jurásico Superior están reportadas en dos localidades, una al sur de la megacizalla, en Cerros Pozo Serna; y la otra al norte de la megacizalla, en la región de Tuape-Cucurpe-Teguachi, en el área central de Sonora. La secuencia de Pozo Serna está formada por intercalaciones de lutita, arenisca lítica y conglomerado, cuyo espesor sobrepasa los 1,000 metros. Los fósiles encontrados indican una edad del Jurásico Tardío (Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano tardío) (Beauvais y Stump, 1976; Dowlen *et al*., 1981). Otro estudio (Calmus *et al*., 1997) indica una edad del Jurásico Temprano-Medio para la misma localidad. Analizando las descripciones del contenido fósil en ambas publicaciones se observa que las faunas encontradas no son las mismas, por lo que se supone que la relación entre las rocas estudiadas pudiera estar interrumpida por alguna estructura. En la secuencia de Tuape-Cucurpe-Teguachi, se ha reportado rocas del Jurásico Superior (Rangin 1977; Rodríguez-Castañeda, 1984, 1991).

Comparativamente, en el sureste de Arizona, Gilluly (1956), Cooper y Silver (1964) y Drewes (1968, 1971a, 1971b, 1971c) describen estratos volcaniclásticos y volcánicos que asignaron al Jurásico. La posición estratigráfica de estas rocas sobre el Paleozoico, pero debajo del Grupo Bisbee del Jurásico y Cretácico Temprano, da lugar a que la edad interpretada por esos autores tenga un amplio intervalo en el Mesozoico temprano.

De los trabajos subsecuentes en el sur y oeste de Arizona, norte de Sonora y sureste de California, que incluyen estudios isotópicos y de campo, destaca el de Tosdal *et al*. (1989), quienes describen una provincia ígnea jurásica compuesta por derrames riodacíticos, tobas, rocas volcaniclásticas y plutones. Trabajos más recientes, que incluyen estudios isotópicos U-Pb de circones obtenidos de rocas volcánicas, indican edades del Jurásico Medio, corroborando la presencia de una provincia ígnea de carácter regional (Asmeron *et al*., 1990; Riggs *et al*., 1993; Nourse, 1995; Haxel *et al*., 2005). Entre las rocas volcánicas hay intercalaciones

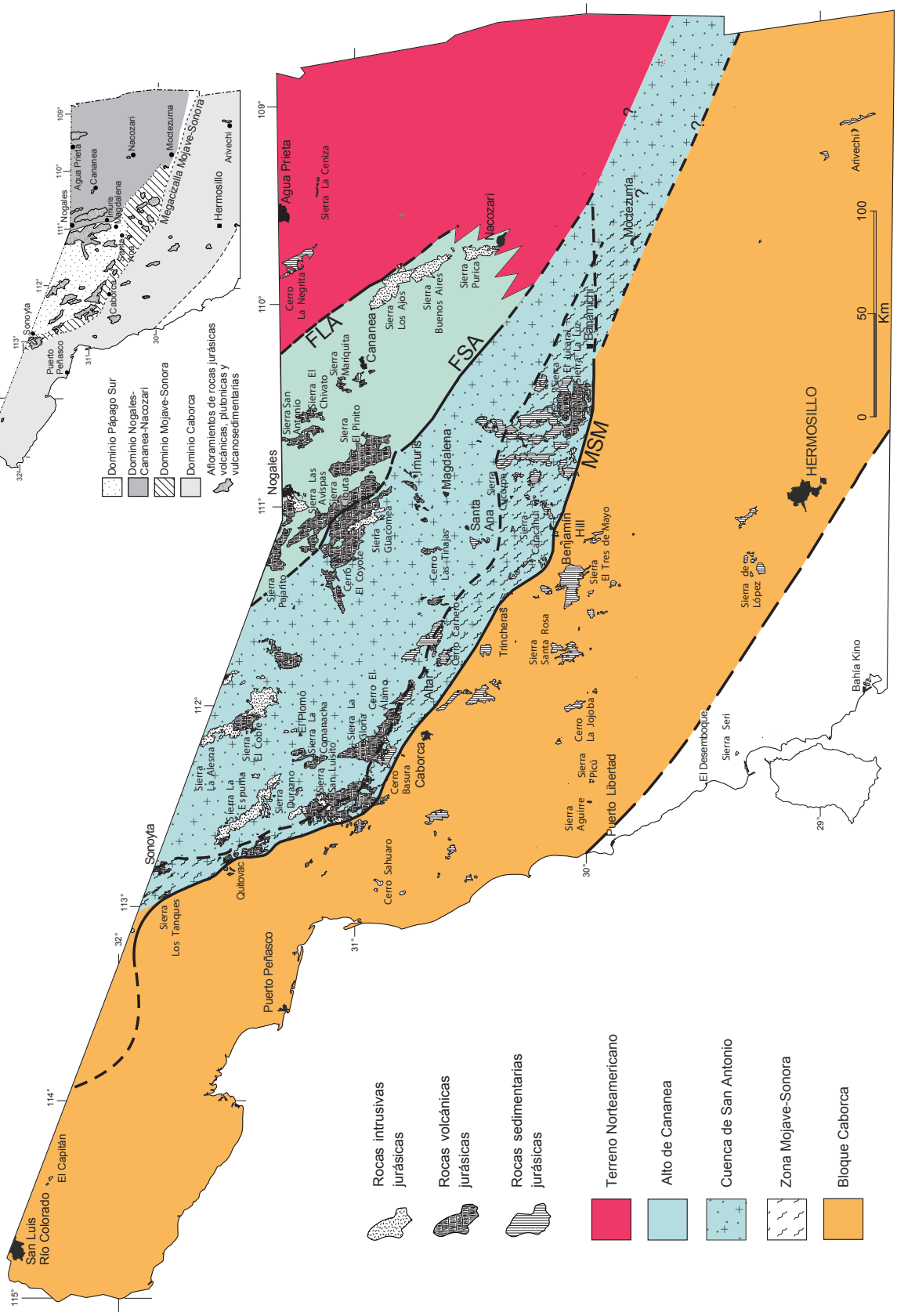

Figura 2. Mapa que muestra los dominios inferidos donde se encuentran involucrados afloramientos de rocas jurásicas en Sonora, así como las sierras donde afloran. MSM = Megacizalla Mojave-Sonora, FSA = Falla San Antonio, AC = Alto de Cananea, FLA = Falla Los Ajos (modificado de Anderson et al., 2005). El recuadro muestra los dominios propuestos por Anderson et al. (2005).

de arenisca de cuarzo, conglomerado y escasa caliza. Las interpretaciones estratigráficas realizadas sugieren que las capas de arenisca tengan cierta similitud o sean equivalentes con unidades jurásicas bien establecidas, ubicadas en la Meseta del Colorado (Drewes, 1971a; Marzolf,1980, 1982, 1983; Bilodeau y Keith, 1986; Bilodeau *et al*., 1987; Busby-Spera *et al*., 1990; Riggs y Haxel, 1990; Riggs *et al*., 1993).

Las secuencias vulcanosedimentarias son cortadas por intrusivos calcialcalinos del Jurásico Medio y Jurásico Superior bajo, formando entre todas un arco magmático de margen continental (Tosdal *et al*., 1989). El carácter alcalino de algunas rocas volcánicas y plutónicas dentro de este arco y la intercalación de conglomerado y arenisca eólica en las secuencias volcánicas, han llevado a la interpretación de que el arco magmático se desarrollara en un ambiente tectónico extensional (Busby-Spera, 1988; Riggs y Busby-Spera, 1989; Busby-Spera *et al*., 1990; Haxel *et al*., 2005). Otros autores (Davis *et al*., 1979; Bilodeau *et al*., 1987) sugieren que las rocas clásticas intercaladas con las rocas volcánicas son rellenos relacionados a calderas del Jurásico Medio (Riggs, 1987; Riggs y Busby-Spera, 1990, 1991; Lipman y Hagstrum, 1992). Otros rasgos litoestratigráficos asociados con calderas se han identificado cerca de la frontera entre Sonora y Arizona, donde rocas volcánicas correlacionables sugieren que dichas estructuras se extienden dentro de Sonora (Segerstrom, 1986, 1987; Nourse, 1990; Riggs y Haxel, 1990; Riggs y Busby-Spera, 1991).

En el sur de Arizona y en Sonora centro-septentrional se tiene una transición estratigráfica de unidades dominantemente volcánicas y volcaniclásticas en la base a unidades con estratos formados por clásticos gruesos ricos en detritos derivados de las rocas paleozoicas y cristalinas que subyacen a las secuencias jurásicas volcánicas (Briskey *et al*., 1978; Kluth, 1983; Bilodeau *et al*., 1987; Lawton y Olmstead, 1995; Rodríguez-Castañeda, 1984, 1986, 1991). Los estudios isotópicos indican que mientras las rocas piroclásticas asociadas a calderas han dado edades U-Pb de alrededor de 170 Ma (Haxel *et al*., 2005; Asmeron *et al*., 1990; Riggs *et al*., 1993), algunos conglomerados ubicados en la parte alta de la secuencia jurásica pudieran ser tan jóvenes como 151 Ma, de acuerdo con estudios isotópicos de roca completa Rb-Sr de muestras de tobas recolectadas en los Cerros Canelo, en Arizona (Kluth *et al*., 1982). Se considera que las edades obtenidas no sean óptimas, ya que ni las condiciones geoquímicas ni las geológicas lo fueron (las muestras estaban alteradas y fueron recolectadas de muchas unidades). La edad obtenida (151 Ma) claramente difiere de edades más antiguas obtenidas de unidades volcánicas inferiores. Las tobas intercaladas con los conglomerados en la parte sur de los Cerros Canelo dan edades de 147 ± 6 Ma (K-Ar en biotita) y 149 ± 11 Ma (Rb-Sr en roca completa) (Marvin *et al*., 1978).

Tanto en Sonora como en Arizona, se ha identificado conglomerados correlacionables con el Conglomerado Glance del sur de Arizona. Estratigráficamente, se ubican en la parte alta de las secuencias volcánicas del Jurásico Medio. El Conglomerado Glance es la base de una secuencia sedimentaria conocida como Grupo Bisbee que incluye la Formación Morita, la Caliza Mural y la Formación Cintura del Cretácico Inferior. En la región de Agua Prieta, noreste de Sonora, contiene abundantes clastos de diferentes tamaños del Esquisto Pinal y del granito Cananea del Proterozoico, además de clastos derivados del Paleozoico carbonatado. Estos clastos reflejan que la fuente de estos sedimentos se ubicaba a lo largo de las márgenes de una cuenca, las cuales debieron haber sido controladas por fallas de alto ángulo. El Conglomerado Glance se interpreta como un indicador de cambio en el contexto tectónico; es decir, de un ambiente de arco magmático en el Jurásico Medio se pasó a uno de fallamiento y creación de cuencas durante el Jurásico Tardío (Kluth *et al*., 1982; Bilodeau *et al*., 1987; Tosdal *et al*., 1989). Se ha interpretado que este cambio haya ocurrido debido al establecimiento de un régimen de transtensión regional (Anderson y Nourse, 2005). Existen datos adicionales respecto a la transición del ambiente de arco magmático al de transtensión en el sur de California en la Formación McCoy Mountains, donde las rocas clásticas que se consideran equivalentes a las del Conglomerado Glance, cubren a una toba de 175 ± 8 Ma, fechada por el método U-Pb en circones (Flackler-Adams *et al*., 1997). Esta edad es consistente con otras fechas U-Pb ya publicadas de rocas volcánicas jurásicas del sur de Arizona (Riggs, 1987). Por otro lado, rocas volcánicas intercaladas con

limolita situadas estratigráficamente en la parte inferior de la Formación McCoy Mountains dan fechas de 155 ± 8 a 162 ± 3 Ma. Flackler-Adams y colaboradores (1997), tomando en cuenta estas fechas, concluyen que los estratos con clásticos gruesos del Jurásico Superior representan una disminución abrupta del vulcanismo jurásico comenzando en el Calloviano.

Dominios de rocas ígneas jurásicas en Sonora

Anderson y colaboradores (2005) proponen que la megacizalla Mojave-Sonora separe a dos grandes provincias, cada una con rocas jurásicas pero de características diferentes (Figura 1). De acuerdo con esto, los afloramientos de rocas sedimentarias del Jurásico Inferior se presentan al sur y suroeste de la megacizalla Mojave-Sonora, mientras que al norte de esa falla son comunes las rocas volcánicas, volcaniclásticas, clásticas y plutónicas del Jurásico Medio. Debido a la carencia de información, la relación entre las rocas del arco del Jurásico Medio con las del Jurásico Temprano no es clara (Anderson y Silver, 1979; Rangin, 1982; Stewart *et al*., 1984; Pubellier *et al*., 1995). Por otro lado, rocas del Jurásico Superior de carácter sedimentario afloran ampliamente al noreste de la megacizalla (Rodríguez-Castañeda, 1984, 1994), mientras que hacia el sur son raros los afloramientos de rocas del Jurásico Superior. Hasta ahora no se conoce rocas del Jurásico en el sur del estado de Sonora.

Con base en las consideraciones anteriores y en las características geológicas y estructurales de las rocas jurásicas, Anderson y colaboradores (2005) dividen a esas dos provincias ígneas regionales en cuatro dominios (ver recuadro en la Figura 2): (a) el dominio Caborca, que cubre el área al sur de la megacizalla; (b) el dominio Pápago Sur, que se extiende en el noroeste y norte-centro de Sonora; (c) el dominio Nogales-Cananea-Nacozari; y (d) el dominio Mojave-Sonora, que se sitúa a lo largo de la megacizalla homónima.

Tal división de la región en dominios se apoya en las características geológicas y estructurales de las rocas jurásicas. Al norte de la megacizalla, afloran rocas volcánicas, volcaniclásticas, clásticas y plutónicas del Jurásico Medio y Superior, que se extienden desde Sonoyta hasta Nacozari (Figura 1), tomando en cuenta principalmente la distribución de las rocas del Jurásico Medio y las rocas sedimentarias asociadas.

El dominio Caborca (bloque Caborca) (Figura 2) está formado por rocas sedimentarias del Jurásico Inferior junto con estratos subyacentes de unidades del Triásico, Paleozoico y Neoproterozoico, las cuales descansan discordantemente sobre un basamento cristalino proterozoico de 1,800–1,700 Ma a 1,400 Ma. Estas rocas que conforman el dominio Caborca son las mismas a las que hacen referencia Campa y Coney (1983) en su descripción del terreno Caborca, dentro del cual queda incluido dicho dominio.

Las diferencias en edad y origen de las rocas jurásicas a ambos lados de la megacizalla, junto con las diferencias en edad del basamento cristalino en el bloque Caborca y las rocas proterozoicas del otro lado de la falla, dieron la pauta para que Silver y Anderson (1974) concluyeran que el contacto entre estas regiones es una estructura mayor, una falla de desplazamiento lateral izquierdo, a la que llamaron *Mojave-Sonora megashear*, la cual atraviesa Sonora de noroeste a sureste. De lo anterior, se interpreta que la traza de la megacizalla va de Sonoyta a Caborca, de donde sigue el cauce del río Asunción hasta Trincheras donde el río cambia de orientación; de aquí se infiere que continúa hacia el este a Estación Llano y después a Tuape (Figura 2) (Rodríguez-Castañeda, 1990).

Con la nueva información recabada por Rodríguez-Castañeda (2002) debe considerarse la posibilidad de que la traza de la megacizalla se encuentre desplazada por fallas con orientación nororiental, como las que afectan a las fallas San Antonio y Los Ajos (Herrera-López y Rodríguez-Castañeda, 2002), entre otras. Estas fallas son comunes, en general, en el norte de Sonora. Su edad posiblemente esté asociada a la evolución de los complejos de núcleo metamórfico.

El dominio Pápago Sur es una provincia caracterizada por rocas ígneas jurásicas. En el norte de Sonora y en el sur de Arizona, Haxel y colaboradores (1984, 1988) proponen que el terreno Pápago esté caracterizado por la ausencia de afloramientos del Proterozoico. La ausencia de afloramientos de rocas del pre-Jurásico Medio dentro del dominio Pápago Sur se ha interpretado como un reflejo del desarrollo del arco jurásico magmático sobre una corteza que fue previamente

extendida (Stewart *et al*., 1990). Recientemente, Anderson y Nourse (2005) sugirieron que la corteza en la región haya sido sometida a transtensión, a la que asocian abundantes afloramientos de rocas volcánicas, intrusivas e hipabisales de alrededor de 150 Ma, así como el desarrollo de cuencas de desgarre (*pull-apart basins*). Este vulcanismo del Jurásico Superior cubrió las tobas del Jurásico Medio, mientras que la extensión en las zonas de traslape formó las cuencas por desgarre, las cuales fueron llenadas por sedimentos. Dentro del dominio Pápago Sur, se ha encontrado bloques de rocas cristalinas (e.g., Altar, La Lámina, Cerro El Tejano), que se interpreta sean testigos de cabalgaduras originadas por transpresión (Rodríguez-Castañeda, 1984, 2002).

Los trabajos de Riggs (1987), Riggs y Haxel (1990), Riggs y Busby-Spera (1990, 1991), Riggs *et al*. (1993) y Haxel *et al*. (2005) en el dominio Pápago Sur indican una posible correlación entre las intercalaciones de arenisca encontradas en las rocas volcánicas jurásicas del terreno Pápago con formaciones similares o comparables que afloran al norte.

Otro dominio, propuesto por Anderson *et al*. (2005), es el dominio Nogales-Cananea-Nacozari (Figura 2), cuya característica principal son las rocas cristalinas proterozoicas que subyacen a las rocas jurásicas. El basamento cristalino está constituido por el Esquisto Pinal (*ca*. 1,700) y rocas plutónicas de 1,400 Ma (Valentine, 1936; Anderson y Silver, 1977), y de acuerdo con los autores mencionados se ubica al oriente del dominio Pápago Sur, que irónicamente es paralelo a la carretera federal No. 15 en el tramo Santa Ana-Nogales. Los mejores afloramientos de estas rocas cristalinas se ubican en la región de Cananea y en la Sierra Los Ajos.

El dominio Mojave-Sonora (Figura 2) es una zona donde las rocas jurásicas registran una fuerte deformación; se ubica, principalmente, en el lado norte de la megacizalla Mojave-Sonora. El dominio Mojave-Sonora se extiende a lo largo de los límites sur de los dominios Pápago Sur y Nogales-Cananea-Nacozari (desde Sonoyta hasta Tuape en Sonora central) y su descripción se centra en el estilo e intensidad de la deformación contraccional que en algunas localidades presentan estratos del Jurásico Tardío (Oxfordiano y Kimmeridgiano). Las estructuras típicas en este dominio son pliegues recostados y foliación milonitíca. Se desconoce la extensión de este dominio hacia el oriente, pero existen algunos elementos, como la presencia de afloramientos de rocas cristalinas, que sugieren su prolongación en esa dirección. No se observa deformación alguna de intensidad y forma similares en las rocas del Cretácico, aunque la evolución tectónica de las rocas del Jurásico y del Cretácico se da en un ambiente de extensión. Existen otras opiniones, como la que sugiere que la edad de la deformación en la zona Mojave-Sonora sea correlacionable con la deformación Nevadiana, presente en la región de la Sierra Nevada en California y Nevada en Estados Unidos de América (Anderson *et al*., 2005).

Tomando en cuenta las definiciones anteriores y considerando los nuevos datos que se tienen acerca de la falla San Antonio (Rodríguez-Castañeda, 2002; Medina Salazar, 2006), del Alto de Cananea (Mckee, 1991) y de la falla Los Ajos (Herrera-López y Rodríguez-Castañeda, 2002), se propone un cambio en la nomenclatura y límites propuestos por Anderson y colaboradores (2005).

Con el descubrimiento de la falla San Antonio, se sugiere cambiar el nombre de dominio Pápago Sur por el de Cuenca San Antonio (Figura 2) (Rodríguez-Castañeda, 2002), cuyos límites son la megacizalla Mojave-Sonora al sur y la falla San Antonio al norte, extendiéndose esta última desde el centro-este de Sonora hasta la región de Sásabe, en el noroeste del estado (Figura 2). En los límites propuestos, la zona comprendida entre el rancho San Antonio y Opodepe carece de basamento cristalino, por lo que las rocas del Jurásico Superior, que son las más antiguas de dicha región, se consideran su basamento. Esta relación sería similar a la propuesta en el noroeste de Sonora para el terreno Pápago. Aunque existen afloramientos de rocas cristalinas, como los del rancho La Lámina, al sureste de Magdalena, y los del cerro El Tejano, al sur del rancho San Antonio, éstos corresponden a bloques alóctonos que se supone fueron transportados allí por efectos de transpresión a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson *et al*., 1984; Rodríguez-Castañeda, 2002). Asimismo, en la zona de Altar, aflora un granito foliado, tal vez de edad precámbrica, que pudiera estar asociado al mismo

tipo de evolución que los afloramientos antes mencionados.

La región comprendida entre las fallas San Antonio y Los Ajos se conoce como Alto de Cananea (Figura 2), que sustituye al dominio Nogales-Cananea-Nacozari. Al norte de la falla San Antonio, el Alto de Cananea se caracteriza por contener unidades proterozoicas, paleozoicas y jurásicas. Estas últimas están constituidas por rocas intrusivas y volcánicas. Una peculiaridad del Alto de Cananea es la ausencia de rocas del Cretácico Inferior; es decir, se desconoce la presencia de afloramientos del Grupo Bisbee.

El área que se ubica al este de la falla Los Ajos se denomina "terreno Norteamericano", cuyo basamento está formado por rocas cristalinas metamórficas e intrusivas y cuya característica principal es la ausencia de rocas jurásicas volcánicas e intrusivas, aunque se tienen afloramientos de rocas volcánicas atribuidas a esa edad en la Sierra La Ceniza. Las rocas metamórficas muestran facies de esquisto verde con edades de metamorfismo paleoproterozoicas.

Por lo que respecta al bloque Caborca, se mantiene la misma extensión y características (Figura 2).

Bloque Caborca

El bloque Caborca se distingue por su basamento cristalino con edades de 1.8 a 1.7 Ga, el cual está cubierto por rocas proterozoicas y paleozoicas sedimentarias (Anderson y Silver, 1979, 1981, 2005). Se ubica al sur de la megacizalla Mojave-Sonora (Silver y Anderson, 1974; Anderson y Silver, 1979), con una orientación del noroeste hacia el sureste, extendiéndose desde la región de El Capitán, al sureste de San Luis Río Colorado, hasta la región de Arivechi en el este de Sonora (Figura 2). Muchas de las rocas aflorantes son sedimentarias y sus fósiles indican edades más antiguas que las de las rocas volcánicas del Jurásico Medio que se encuentran al norte de la megacizalla. Las principales localidades con rocas volcánicas jurásicas en el bloque Caborca son: El Capitán, Cerro El Sahuaro y Sierra Seri (Figura 1). Hay otras localidades donde se reporta la presencia de rocas volcánicas (riolita y andesita) como en la Sierra de Santa Rosa y la Sierra El Tres de Mayo (Figura 1), pero no se tiene un control seguro de la edad de esos afloramientos.

La secuencia jurásica en el bloque Caborca consiste en intercalaciones de rocas sedimentarias y volcánicas. En el Cerro Chino, Longoria y Pérez-Venzor (1979) reportan una sección de probable edad jurásica compuesta por andesita, riolita, brecha y arenisca de aproximadamente 4 km de espesor. Hacia el sur de esta localidad, en el Cerro Rajón, los mismos autores mencionan una columna de aproximadamente 3.5 km de rocas volcánicas y volcaniclásticas que comprende brecha volcánica, toba riolítica, arenisca, conglomerado y caliza. En la Sierra de Santa Rosa, al oeste del rancho San Diego, se tiene rocas volcánicas de probable edad jurásica compuestas principalmente por toba y andesita, las cuales están en contacto tectónico con rocas precámbricas metamórficas.

En la región de Félix Gómez-Los Chinos —hacia el sur de la Sierra de Santa Rosa—, rocas volcánicas y volcaniclásticas con intercalaciones de brecha volcánica son asignadas al Jurásico (Vega-Granillo *et al*., 1991). Las rocas jurásicas forman escamas tectónicas con las rocas del Proterozoico, posiblemente desarrolladas durante la extensión terciaria, como lo indica la relación estructural "joven sobre antiguo".

Como se mencionó anteriormente, las rocas ígneas con edad jurásica que afloran en el oeste del bloque Caborca se presentan en tres localidades: (1) la granodiorita El Capitán, en la región de San Luis Río Colorado, noroeste de Sonora; (2) la meta-riolita en la Sierra Seri, en la costa de Sonora; y (3) la granodiorita en la localidad Cerro El Sahuaro, situado al noroeste del Cerro del Álamo (Anderson *et al*., 2005) (Figuras 1, 3). Las rocas de El Sahuaro y de la Sierra Seri dieron edades más jóvenes, por lo que la relación de estas rocas con las del arco jurásico al norte de la megacizalla no es muy clara si se piensa en el ambiente transtensional en el que se desarrollaron las rocas del norte de Sonora (Anderson y Nourse, 2005).

De la muestra de granodiorita sin deformación recolectada en el Cerro El Sahuaro se obtuvieron dos fracciones de circón que permitieron datos concordantes y traslapados con una edad media $^{206}Pb/^{238}U$ de 153 Ma, del Jurásico Tardío (Anderson *et al*., 2005) (Figura 3).

Las rocas volcánicas de la Sierra Seri afloran en sierras alargadas a lo largo de la costa de Sonora. Algunas de estas sierras contienen colgantes de rocas me-

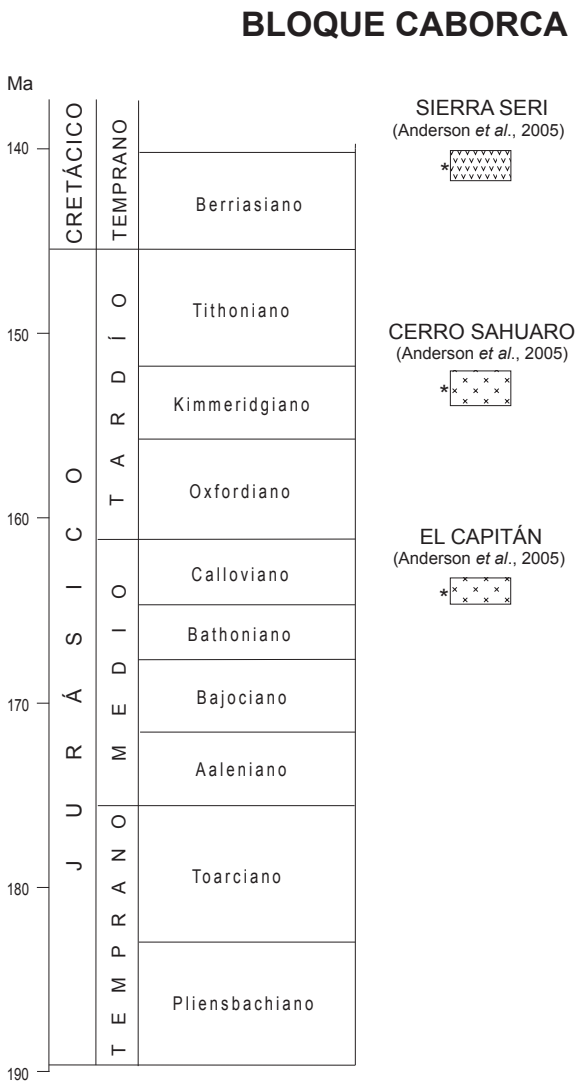

Figura 3. Columnas litoestratigráficas en el Bloque Caborca (escala de tiempo de la International Commission on Stratigraphy, 2009).

tamórficas sobre plutones cretácicos que incluyen andesita, otras rocas volcánicas y capas de caliza y otros sedimentos (Gastil *et al*., 1976). Dos fracciones de circones obtenidos de la meta-riolita de la Sierra Seri, al este de Punta Tepoca, dan una edad promedio $^{206}Pb/^{238}U$ de 141 Ma, Jurásico Medio-Tardío (Anderson *et al*., 2005; Figura 3); aunque si ahora utilizamos la Carta Estratigráfica Internacional de 2008 de la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS, por sus siglas en inglés) y la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS, por sus siglas en inglés) la edad de la meta-riolita se ubicaría en el Cretácico Temprano.

En la localidad de El Capitán, al sureste de San Luis Río Colorado, aflora un intrusivo granodiorítico con una foliación penetrante, sobre el cual descansa una secuencia metasedimentaria compuesta por filita, pizarra, carbonato, cuarcita, esquisto, cuarcita filítica y cuarcita, e intercalaciones de caliza y dolomía. Estudios posteriores (Leveille, 1984) sugieren que las rocas metasedimentarias de El Capitán son correlacionables o equivalentes con el Grupo Supai del Pensilvánico y Pérmico, con la Arenisca Coconino del Pérmico, y la Caliza Kaibab también del Pérmico, depositadas en la plataforma cratónica del suroeste de América del Norte.

Una fracción de circón obtenido de la granodiorita dio una edad $^{206}Pb/^{238}U$ de 164 Ma, lo que la ubica en el Jurásico Medio (Anderson *et al*., 2005; Figura 3). Por otro lado, la granodiorita, que presenta vetas de cuarzo y diques pegmatíticos, forma una masa que presenta una fuerte foliación que gradúa en algunos horizontes a una milonita. Las rocas foliadas están también fuertemente fracturadas. La deformación registrada en la granodiorita se interpreta que se presente en una masa alóctona que es compatible con relaciones regionales descritas por May (1989), de lo cual se intuye que la fuerte deformación en la granodiorita jurásica se asocia a una falla en ella. Esta falla inferida debió acomodar cabalgamiento invertido (*back thrusting*) hacia el suroeste durante una contracción dirigida hacia el noreste en el Cretácico o en un tiempo más joven (*cf*. Silver, 1982, 1983) y que se puede ligar con las estructuras dúctiles del cinturón de cabalgaduras y pliegues María (Reynolds *et al*., 1986) y con zonas de milonita tales como la milonita Santa Rosa (Sharp, 1967, 1979; Simpson, 1984) en las Sierras Peninsulares hacia el oeste.

Cuenca San Antonio

La cuenca San Antonio (Figura 2) es una región delimitada por la megacizalla Mojave-Sonora en el suroeste y por la falla San Antonio en el noreste. En esta región se tiene al menos 21 sierras (Figura 1), donde afloran rocas volcánicas, volcaniclásticas e intrusivas. Algunas de las sierras principales son, de norte a sur: Sierra La Espuma, Sierra La Alesna, Sierra El Cobre, Sierra La Comanacha, Sierra San Luisito, Sierra La Gloria, Cerro Basura, Cerro El Álamo, Cerro El Coyote, Sierra Gua-

comea y Cerro Las Tinajas. En la parte suroeste de la cuenca San Antonio se ubican las siguientes: Sierra de Cucurpe, Sierra El Jucaral, Sierra La Luz y otros como Cerro Huequechi, Sierra El Cobre, Sierra Las Avispas, Sierra La Madera, Sierra Los Hornitos, Cerro La Calera y Cerro Los Bancos.

Corona (1979, 1980) y Corona y Anderson (1981) documentan con detalle las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias que afloran en la parte media de la cuenca San Antonio en las localidades de Cerro Basura y Sierra La Gloria (Figura 4). Las rocas volcánicas están en la placa superior de fallas inversas, lo que complica la estratigrafía del lugar. Las rocas volcánicas consisten principalmente de toba porfídica cuarzo-feldespática con intercalaciones de toba piroconsolidada, brecha volcánica, dacita rica en feldespato y andesita. Las rocas vulcanosedimentarias están constituidas por conglomerado volcaniclástico intercalado con arenisca, limolita y caliza escasa. Estos sedimentos afloran en la mayor parte de la Sierra La Gloria y el Cerro Basura.

Las rocas plutónicas que afloran en la cuenca San Antonio son comparables con la unidad Kitt Peak-Trigo Peaks (Tosdal *et al*., 1989; Haxel *et al*., 2005). Una granodiorita con fenocristales característicos de feldespato potásico y cristales milimétricos euedrales de esfena es la roca más sobresaliente de este grupo. Se puede encontrar afloramientos de esta roca en la localidad El Plomo y en la parte norte de la Sierra La Espuma, en las cercanías al oeste del rancho Gabino. Todos estos afloramientos indican la presencia de un batolito afectado por fallas que se extiende por cientos de kilómetros cuadrados entre las dos localidades (Figura 1). De la muestra de una cuarzomonzonita porfídica de la localidad rancho Gabino, se obtuvieron dos fracciones de circón, cuya fracción más antigua tiene una edad $^{206}Pb/^{238}U$ de 170 Ma (Anderson *et al*., 2005; Figura 4). En lo que respecta al granito porfídico que aflora al norte de El Plomo, se obtuvieron dos fracciones de circón que dan edades $^{206}Pb/^{238}U$ de 166 Ma (Anderson *et al*., 2005; Figura 4). Rocas con litología similar afloran en el área de Kitt Peak, Arizona, y dan una edad concordante U-Pb de 165 ± 2 Ma (Haxel *et al*., 2005).

El análisis por $^{206}Pb/^{238}U$ de dos fracciones de circón de una monzodiorita cercana al rancho Sebaco, en el flanco oriental de la Sierra La Alesna (Figuras 1, 4), indicó una edad jurásica media. La primera dio una fecha de 164 Ma (Anderson *et al*., 2005), con una pequeña discordancia en el cociente; y la segunda dio 179 Ma (Anderson *et al*., 2005), con una concordia con poca precisión. La ocurrencia de plutones de 165 Ma en esta región sugiere que la edad más joven es probablemente la edad de intrusión, mientras que la edad más antigua puediera reflejar la presencia de circones heredados.

Cerca del rancho Moisés, un análisis de $^{206}Pb/^{238}U$ de circones extraídos de un granito dio un resultado de 149 Ma, lo cual indica una edad del Jurásico Tardío (Anderson *et al*., 2005; Figuras 1, 4). Esta edad es similar a la que presenta el granito de pertita que forma el pico Baboquivari (146 ± 2 Ma) del sur de Arizona.

Respecto a las rocas volcánicas, en la parte baja del flanco este de la Sierra El Cobre, cerca del rancho Cubabi, aflora una riolita de la que se obtuvo dos fracciones de circón que dieron edades de U-Pb de 176 Ma y 157 Ma, respectivamente (Anderson *et al*., 2005), considerándose que la edad más joven se debe a la pérdida de plomo (Figuras 1, 4). Esta riolita se correlaciona con aquéllas que afloran en el Cerro Los Coyotes y la Sierra Guacomea y, además, con las que afloran en Arizona.

En la región de Tuape, en Sonora central, en las sierras La Madera, El Jucaral, Los Hornitos, Las Avispas, El Cobre y La Luz (Figura 1), las rocas jurásicas están constituidas por pórfido de feldespato, pórfido de cuarzo, toba y brecha andesítica con intercalaciones de toba bien estratificada y arenisca. El pórfido de feldespato es una de las rocas principales que constituyen las sierras antes mencionadas.

Las rocas ígneas de este dominio son parte de un grupo de rocas alcalinas del Jurásico Superior que aflora en Sonora y están compuestas por rocas volcánicas de la misma edad (secuencia Artesa) y plutones asociados (Ko Vaya) (Tosdal *et al*., 1989; Haxel *et al*., 2005). En Arizona, las rocas volcánicas de la secuencia Artesa son derrames de lava, brecha y conglomerado volcánico. También, se tiene clastos de rocas paleozoicas o, quizá, más antiguas, las cuales sobresalen en algunas de las capas de conglomerado. Estos estratos se ubican en la parte alta de la sección jurásica, debajo del Conglomerado Glance, del Jurásico Superior-Cretácico Inferior.

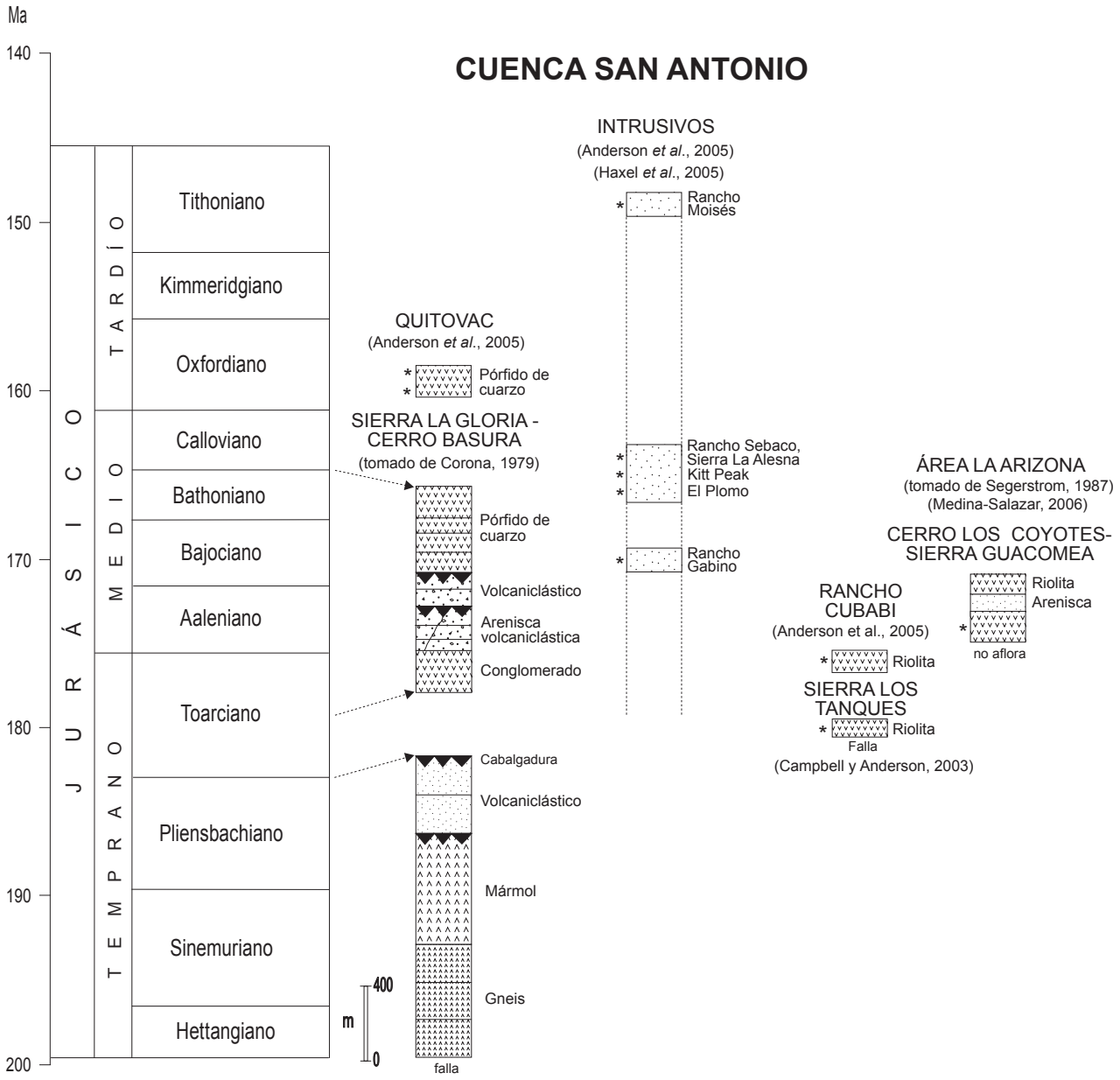

Figura 4. Columnas litoestratigráficas en la Cuenca San Antonio (escala de tiempo de la International Commission on Stratigraphy, 2009).

Las rocas de la secuencia Artesa se extienden desde el sur de Arizona hacia Sonora y aparecen en cerros de bajo relieve en las cercanías del rancho Moisés, y las sierras San Manuel y La Gloria (Anderson, cartografía inédita; Tosdal *et al*., 1989). Las rocas plutónicas del supergrupo Ko Vaya forman afloramientos de rocas graníticas y sieníticas de color rosado o marrón que típicamente intemperizan a colores rojizo, rosado, amarillento y anaranjado. Las rocas de la serie Ko Vaya se caracterizan por tener una composición y una textura muy variable. Un ejemplo de estos granitos de la serie Ko Vaya es el granito con textura pertítica que forma el picacho Baboquivari, del sur de Arizona. Las rocas plutónicas de esta serie dan edades U-Pb dentro del intervalo 160–145 Ma (Tosdal *et al*., 1989) y, comúnmente, son moderadamente alcalinas. La presencia de cavida-

des miarolíticas sugiere una fuerte alteración de las rocas plutónicas y su asociación con pórfidos hipabisales sugiere un emplazamiento a profundidad somera.

Se propone separar las rocas ígneas alcalinas que caen dentro del intervalo entre 160 y 145 Ma de aquellas rocas calcialcalinas antiguas con edades de entre 175 y 160 Ma. Se interpreta que la composición, la edad, la escasez de intercalaciones de toba y la asociación común con estratos sedimentarios de las rocas alcalinas estén indicando un ambiente tectónico diferente de aquél asociado con un magmatismo relacionado a subducción y se considera que la secuencia Artesa se correlaciona con la formación de cuencas producto de transtensión que se desarrollaron alrededor de 162 Ma.

Alto de Cananea

El Alto de Cananea (Figura 2), en el NNE de Sonora, se distingue por la presencia de un basamento precámbrico cristalino y estratos paleozoicos que muestran un apuntalamiento cratonal. Las rocas ígneas jurásicas afloran en menor proporción si se comparan con aquéllas de la cuenca San Antonio hacia el sur y oeste.

Las rocas jurásicas se presentan principalmente al suroeste y sur de Nogales en las sierras El Pajarito, La Esmeralda, Las Avispas (Medina-Salazar, 2006), Cibuta y El Pinito (Nourse, 1990); mientras que, en menor proporción, hacia la parte central en el área de Cananea, en las sierras San Antonio, El Chivato y Mariquita (Ayala-Fontes, 1992; Meinert, 1980). En el flanco este del Alto de Cananea, se tiene la presencia de afloramientos en Nacozari (McAnulty, 1970), Puerto Mababi (Anderson *et al*., 2005), Sierra de Los Ajos (Herrera-López, en progreso), en La Valdeza (Sierra Buenos Aires) y la Sierra Púrica, entre otros (Figuras 1, 5).

Los afloramientos más extensos de rocas jurásicas están presentes en la Sierra El Pinito, de cuya parte sur se recolectó una muestra de pórfido de cuarzo (muestra El Túnel, Anderson *et al*., 2005; Figura 1) que se parece a aquéllos expuestos en el oeste de la cuenca San Antonio y en el sur de Arizona. Una fracción analizada da promedios concordantes con una edad $^{206}Pb/^{238}U$ de 174 Ma (Anderson *et al*., 2005; Figura 5), indicando una edad del Jurásico Medio, que hace al pórfido correlacionable con aquellas unidades de litología similar, la Toba Cobre Ridge y el Grupo Topawa en Arizona (Haxel *et al*., 2005).

Algunas sierras como las de Cibuta, Las Avispas y El Pajarito están formadas por intercalaciones de rocas volcánicas y capas de conglomerado, que probablemente sean equivalentes a la toba Cobre Ridge y al Grupo Topawa, que dan fechas U-Pb de aproximadamente 170 Ma (Knight, 1970; Riggs y Haxel, 1990; Riggs y Busby-Spera, 1990, 1991; Riggs *et al*., 1993; Haxel *et al*., 2005). La secuencia que aflora en las inmediaciones del Cañón Planchas de Plata (suroeste de Nogales y que corta a la Sierra Las Avispas) se cartografió como dos unidades jurásicas: Formación Las Avispas y Formación La Jareta (Segerstrom, 1987). La Formación Las Avispas está constituida por tres horizontes de tobas de caída libre separados por capas de arenisca eólica. En conjunto tienen un espesor de al menos 500 m. Análisis de circones de un pórfido riolítico que aflora en el Cañón Planchas de Plata dieron dos edades $^{206}Pb/^{238}U$, siendo la más antigua de 165 Ma (Anderson *et al*., 2005; Figura 5), que es una buena estimación de la edad de esas rocas. Segerstrom (1987) sugiere la probable correlación de la Formación Las Avispas con la Toba Cobre Ridge.

La Formación La Jareta es una secuencia clástica de más de 1,300 m de espesor que descansa por medio de una discordancia angular sobre rocas volcánicas (Segerstrom, 1987). Se puede dividir en dos miembros: uno inferior, compuesto predominantemente de conglomerado cuyos clastos están formados de rocas volcánicas similares a las subyacentes, con menos clastos de arenisca y granito; y otro superior, constituido por arenisca y limolita. El espesor de estos miembros es irregular y varía de un lugar a otro. Con la información disponible y por correlación (Medina-Salazar, 2006), se puede asignar la Formación La Jareta al Cretácico Superior, ya que es similar a la Formación El Tuli o a la Formación La Mesa, ambas de dicha edad.

Hacia el sur, en las sierras Cibuta y Las Avispas, se manifiestan los efectos de la deformación extensional del Mioceno, donde foliación, fallas normales y fallas de despegue son más notorias a lo largo del lineamiento Ímuris (Nourse *et al*., 1994), que pudiera ser la continuación de la falla San Antonio, que se extiende desde Arizpe-Ímuris-Sásabe (Rodríguez-Casta-

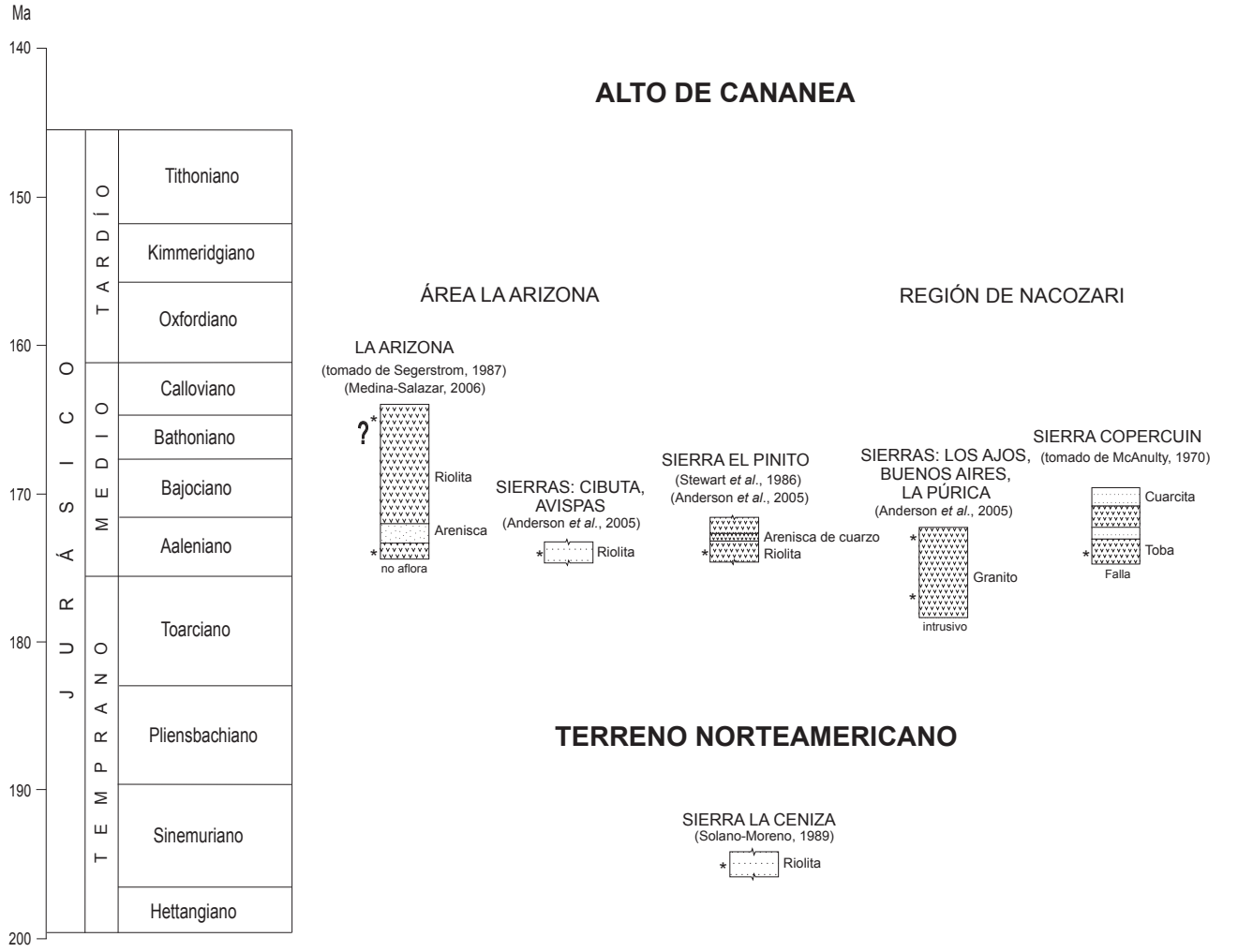

Figura 5. Columnas litoestratigráficas en el Alto de Cananea y el terreno Norteamericano (escala de tiempo de la International Commission on Stratigraphy, 2009).

ñeda, 2002; Medina-Salazar, 2006). A lo largo de esta zona de debilidad se forman los complejos de núcleo metamórfico Magdalena, La Madera, Guacomea, Las Jarillas, El Potrero, Pozo Verde y, ahora, Sierra El Cobre. En estos lugares, es común observar la presencia de rocas jurásicas y pórfidos de cuarzo con intercalaciones de arenisca de cuarzo que gradúan hacia arriba a conglomerado que presenta clastos de pórfido volcánico y cuarcita.

En Cananea, en la parte central del Alto de Cananea, Ayala-Fontes (1992) observa que las rocas descritas por Valentine (1936) son de probable edad jurásica. Esta secuencia está compuesta por riolita y traquita con intercalaciones de cuarcita bien clasificada y grauvaca (Formación Elenita); más riolita, dacita y latita intercaladas con lahar, toba y arenisca de la Formación Henrietta. Estas unidades están intrusionadas por la sienita El Torre de posible edad pre-cretácica (Meinert, 1980).

Al oeste de Nacozari, en la Sierra Copercuin, McAnulty (1970) cartografió la Formación Lily, compuesta por intercalaciones de toba, cuarcita, grauvaca y toba piroconsolidada con un espesor aproximado de 500 m, que a su vez están cubiertas por una cuarcita de aspecto masivo de 20 m de espesor, la cual cambia transicionalmente a un conglomerado calcáreo con lentes y capas de caliza impura. De los horizontes tobáceos se recolectó una muestra para su estudio geocronológico.

Una fracción discordante dio una edad $^{206}Pb/^{238}U$ de 174 Ma (Anderson *et al*., 2005; Figura 5), la cual provee una edad para el límite superior de esta formación. En sus relaciones estratigráficas, la Formación Lily está cubierta por la Formación Copercuin formada por capas ricas en carbonatos, por lo que McAnulty (1970) la consideró equivalente con la Caliza Mural del Cretácico Inferior. Estructuralmente, la Sierra de Copercuin se sitúa en la parte sur de un angosto bloque fallado del Terciario, el cual está compuesto por un granito precámbrico y estratos paleozoicos.

Hacia el norte, en la zona del Puerto Mababi, al sur de la Sierra Los Ajos, se recolectó una muestra de un granito de biotita que intrusiona a rocas precámbricas. De la muestra se obtuvieron circones que, al ser analizados, dieron promedios discordantes de U-Pb. Las edades $^{206}Pb/^{238}U$ de 173 y 177 Ma (Anderson *et al*., 2005; Figuras 1, 5) ubican a este intrusivo en el Jurásico Medio. Hacia el sur del Puerto Mababi, en la localidad de La Valdeza, aflora el mismo plutón cortando a un granito precámbrico de 1,400 Ma.

En la Sierra Los Ajos, el intrusivo jurásico corta al Esquisto Pinal (1,715 Ma) y al granito Cananea (1,400 Ma).

Terreno Norteamericano

Las rocas jurásicas que afloran en el extremo nororiental del estado de Sonora, las cuales se ubican dentro del terreno Norteamericano, son las reportadas en la Sierra La Ceniza (Solano-Moreno, 1989) (Figura 1). Al sur de Agua Prieta, la Sierra La Ceniza está constituida por una secuencia de conglomerado hacia la base, seguida por arenisca con intercalaciones de lentes de conglomerado, la cual es cubierta por riolita de hasta 1.5 m de espesor. Una edad Rb-Sr de 195 Ma (Solano-Moreno, 1989) indica una edad del Jurásico Temprano para esta roca volcánica (Figura 5).

Zona Mojave-Sonora

La zona Mojave-Sonora comprende un área de algunas decenas de kilómetros de anchura que se localiza a partir del límite del bloque Caborca y la cuenca San Antonio y que se traslapa al norte dentro de esta cuenca (Figura 2). La zona Mojave-Sonora está constituida por rocas volcánicas del Jurásico Medio, así como por rocas sedimentarias, algunas de ellas del Jurásico Superior, y se extiende desde Sonoyta, al noroeste, hasta Banámichi por lo menos, en el centro de Sonora.

Hacia el suroeste de Sonoyta, en la Sierra Los Tanques, se tienen los afloramientos más septentrionales en la zona Mojave-Sonora. La cartografía en Arizona, en los cerros Quitobaquito, en las Montañas Puerto Blanco y las Montañas Sonoyta muestra que las rocas jurásicas plutónicas y supracorticales forman un grupo de escamas tectónicas. Estas rocas incluyen metapórfido de cuarzo, esquisto, metaconglomerado, filita cuarzo-feldespática, más granito, granodiorita y granito porfídico, los cuales muestran un metamorfismo con diferente intensidad (Haxel *et al*., 1984; Tosdal y Miller, 1988; Tosdal *et al*., 1989, 1990). También, entre las rocas que conforman la placa superior se incluye un augengneis que dio una edad U-Pb en circón de 1,749 ± 23 Ma (Premo *et al*., 2003) y que se puede correlacionar con rocas similares en el bloque Caborca.

En la misma región de Sonoyta, entre la megacizalla y la cabalgadura Quitobaquito, aflora un testigo tectónico de granito rojo grisáceo sin deformar, que se asemeja mucho al granito Aibó, de 1.1 Ga (Anderson y Silver, 2005), del cual sólo se conocen afloramientos autóctonos en el bloque Caborca. Anderson y Campbell (1994) sugieren que el granito proterozoico y las rocas metamórficas que sobreyacen a rocas jurásicas deformadas sea un remanente del bloque de techo de la cabalgadura Quitobaquito, el cual se extiende hacia el sur aproximadamente 10 km hasta la Sierra Los Tanques para formar una zona de rocas miloníticas con fuerte inclinación, que contienen microestructuras que indican un desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora (Campbell y Anderson, 2003).

De las rocas involucradas con el testigo granítico se identificó un afloramiento de un metapórfido de cuarzo milonitizado (riolita porfídica Sonora # 5, Anderson *et al*., 2005) del cual se analizaron dos fracciones de circones que dieron edades $^{206}Pb/^{238}U$ de 180 Ma (Anderson *et al*., 2005; Figura 6), que probablemente son cercanas a la edad de la roca original. Hacia el sur de estos afloramientos, en la parte norte de la Sierra

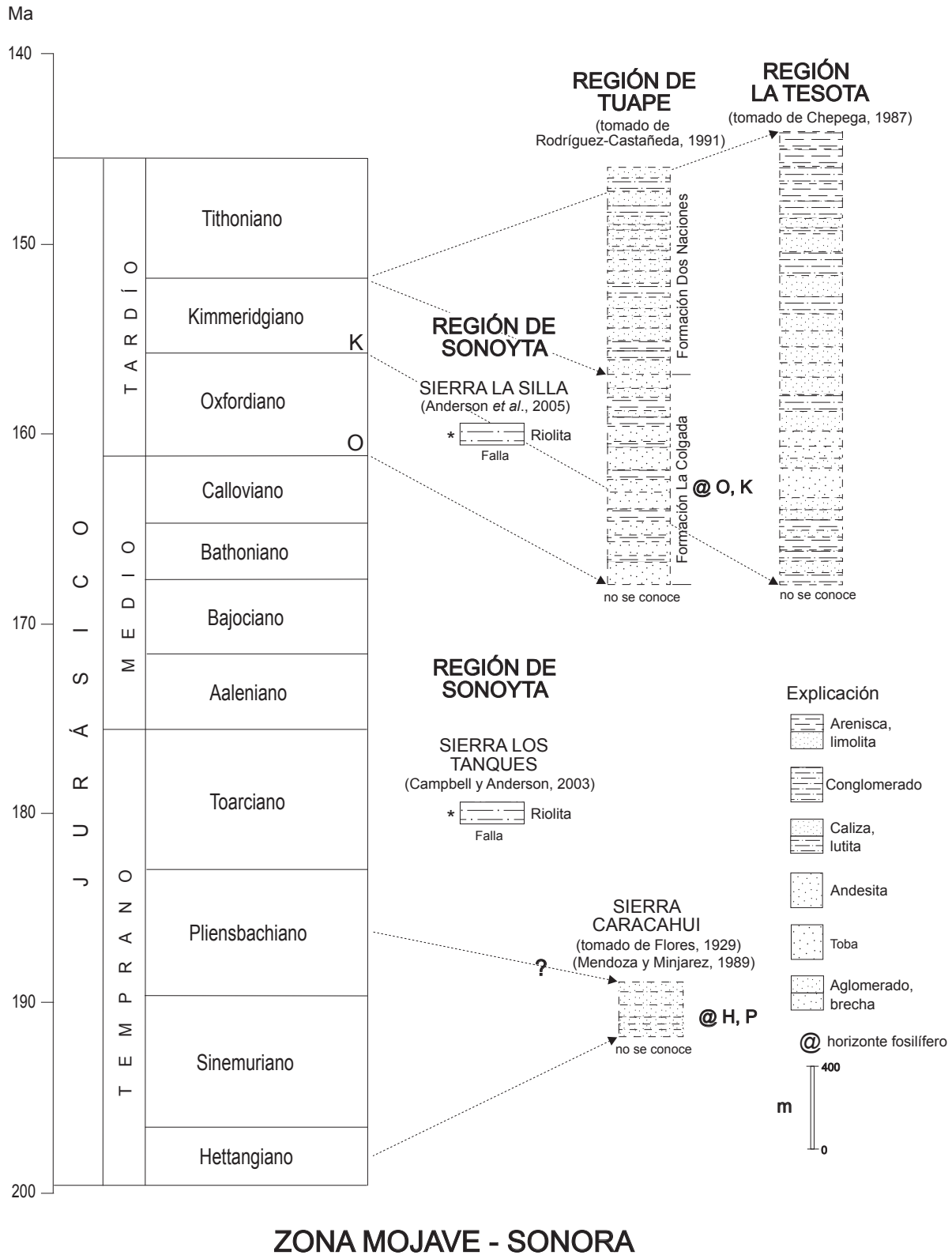

Figura 6. Columnas litoestratigráficas en la Zona Mojave-Sonora (escala de tiempo de la International Commission on Stratigraphy, 2009).

Los Tanques, las rocas del bloque de piso están constituidas por rocas volcánicas, volcaniclásticas, conglomerado y arenisca, todas ellas foliadas y que terminan en contra de rocas miloníticas con fuertes inclinaciones que distinguen a las rocas asociadas con la megacizalla Mojave-Sonora (Campbell y Anderson, 2003).

En el área de Quitovac, las rocas volcánicas jurásicas expuestas son metadacita, metarriodacita, andesita, toba, y diorita, además de filonita, metaconglomerado y metarenisca. Unos kilómetros al norte de Quitovac y al sur del Puerto La Silla aflora un pórfido de cuarzo del cual se analizaron dos fracciones de circones que dieron edades $^{206}Pb/^{238}U$ de 159 y 160 Ma, respectivamente (Anderson *et al*., 2005; Figura 6), indicando una edad del Jurásico Medio. Debe mencionarse que las relaciones estructurales en esta región muestran que los intrusivos cretácicos cortan a las rocas deformadas jurásicas, lo que es consistente con las observaciones donde los plutones cretácicos no presentan la fuerte deformación dúctil que indica que se encuentran en las inmediaciones de la traza de la megacizalla Mojave-Sonora. Localmente, los intrusivos cretácicos tienen una débil foliación, no milonítica, la cual es contemporánea con el emplazamiento de esos cuerpos o más joven.

En la sierra que se localiza al oeste de la localidad San Luisito afloran rocas jurásicas y precámbricas. Las rocas jurásicas presentes son andesita y toba intrusionadas por un granito también jurásico. El Precámbrico consiste en gneis y esquisto. Las relaciones estratigráficas muestran que el Precámbrico cabalga al Jurásico.

Características de la deformación en la zona Mojave-Sonora

Las rocas del Jurásico Medio y Superior presentan una o más de las siguientes características: (1) Foliación y microestructuras que indican desplazamiento lateral izquierdo en áreas con desarrollo de fallas con inclinaciones altas. (2) Cabalgaduras transpresionales que muestran deformación dúctil y frágil, algunas de ellas con rocas miloníticas y plegamiento en la placa superior. Los pliegues en algunas localidades son recostados. (3) Masas alóctonas de cuarcita, granito y rocas metamórficas y carbonatadas se encuentran arriba de las cabalgaduras u ocurren como masas o bloques encapsulados por sedimentos, lo que sugiere deslizamientos por gravedad penecontemporáneos con su emplazamiento.

Hacia el suroeste de Sonoyta, donde aflora la megacizalla, se observa una zona de milonitas que separa un pórfido de cuarzo del Jurásico Medio de rocas cristalinas del Triásico y Precámbrico (Campbell y Anderson, 1998, 2003). En ese lugar, se tiene cabalgaduras delineadas por bloques de techo de granito, esquisto, gneis y cuarcita. También los bloques de techo de las cabalgaduras, que no son de mucha extensión, están colocados sobre, o imbricados con, intrusivos y rocas volcánicas y volcaniclásticas jurásicas deformadas. Estas cabalgaduras son las estructuras predominantes dentro de la zona Mojave-Sonora, mientras que las rocas involucradas en la deformación son semejantes litológicamente o correlacionables con rocas restringidas al bloque Caborca.

En Quitovac, los elementos estructurales más importantes son cabalgaduras y pliegues asociados, foliación y lineación. Las rocas más antiguas autóctonas son volcánicas y sedimentarias jurásicas, mientras que las rocas cristalinas proterozoicas que afloran en los bloques de techo forman parte del bloque Caborca. Las rocas volcánicas y volcaniclásticas jurásicas que forman el bloque de piso están foliadas, plegadas y afectadas por fallas. La dacita presenta una textura milonítica, la riodacita y la arenisca están foliadas, mientras que la toba se observa menos deformada, presentando un aspecto masivo, aunque en los contactos se ve generalmente foliada (Connors *et al*., 1989; Caudillo-Sosa y Oviedo-Lucero, 1990; Caudillo-Sosa *et al*., 1991). Las rocas cabalgadas se caracterizan por rocas miloníticas que muestran una fuerte inclinación, como en la Sierra San Antonio, o una inclinación moderada en los contactos con las rocas jurásicas (Connors, 1990; Connors *et al*., 1989; Caudillo-Sosa y Oviedo-Lucero, 1990; Caudillo-Sosa *et al*., 1996; Iriondo, 2001).

Entre Quitovac y el Cerro Basura, las rocas volcánicas se encuentran fuertemente falladas y forman una franja de cerros de baja altitud al oeste de la Carretera Federal núm. 2.

Al suroeste de la franja anterior, en Cerro Prieto, Calmus y Sosson (1995) reportan una cabalgadura con poco desplazamiento horizontal que pone a un gneis proterozoico sobre una sección de posible edad jurási-

ca compuesta por arenisca, conglomerado, pórfido de cuarzo y andesita. La cabalgadura muestra dos direcciones de transporte. La primera hacia el sureste, indicada por estructuras tales como pliegues *kink* y lentes asimétricos de cuarzo y feldespato segregados entre la unidad proterozoica. La segunda dirección de transporte es hacia el noreste, sugerida por estructuras C y S registradas en la secuencia sedimentaria. La edad que estos autores sugieren para la falla es del Cretácico Tardío al Paleoceno, pero en el lugar no se observa rocas del Cretácico o más jóvenes que pudieran estar involucradas en la deformación, por lo que la deformación pudiera ser más antigua.

La zona Mojave-Sonora en el área del Cerro Basura y la Sierra La Gloria (Figura 4) se caracteriza por la presencia de rocas ígneas jurásicas afectadas por cabalgaduras y plegamiento. En las inmediaciones del Cerro Basura, en los cortes de la Carretera Federal núm. 2, se observa la presencia de pliegues recostados en capas volcaniclásticas (Corona, 1979, 1980; Corona y Anderson, 1981), que son interpretados como parte de la deformación del Jurásico Medio. En las partes altas de la Sierra La Gloria, Corona (1980) cartografió cabalgaduras a lo largo de las cuales las rocas volcánicas jurásicas se encuentran imbricadas. Las rocas volcánicas forman cuerpos masivos que, a su vez, constituyen los núcleos de las cabalgaduras.

Otro lugar importante donde se documenta la deformación asociada a la megacizalla es Tuape, en Sonora central (Figura 6). Ahí, la deformación del Jurásico Superior se registra en rocas de la Formación La Colgada, cuyos estratos muestran pliegues recostados y contienen bloques exóticos. Las capas de la Formación La Colgada están cubiertas discordantemente por estratos del Cretácico, los cuales se encuentran menos deformados o no presentan la misma deformación que las rocas jurásicas (Rodríguez-Castañeda, 1984, 1986, 1988). La Formación La Colgada es la clave para entender la deformación; contiene fósiles del Oxfordiano (Rangin, 1977) y del Kimmeridgiano medio (Rodríguez-Castañeda, 1991) y los pliegues y las estructuras intraformacionales son indicativos de una deformación contemporánea. También, otras capas del Jurásico Superior contienen bloques de rocas carbonatadas y cuarcita, algunos de ellos de cientos de metros de longitud (Stephens, 1988; Chepega, 1987). Al este de Tuape, adyacente a la posible traza de la megacizalla, Rodríguez-Castañeda (1984, 1990) cartografió cabalgaduras donde la cobijadura consiste en granito rojo con la distintiva textura micrográfica o en cuarcita, los cuales han sido desplazados hacia el norte sobre rocas jurásicas. Testigos tectónicos de granito rojo y bloques de cuarcita se encuentran a 40 km al norte de la megacizalla Mojave-Sonora (Anderson *et al*., 1984; Stephens, 1988; Mendoza-Córdova y Minjarez-Rivera, 1989; Rodríguez-Castañeda y García y Barragán, 1994; Rodríguez-Castañeda, 2002).

Un bloque estructural del granito rojo que aflora cerca del rancho La Lámina en Sonora central, entre Magdalena y Cucurpe, fue cartografiado por Stephens (1988). En ese lugar se observa la cabalgadura La Lámina que muestra una inclinación suave y deformación frágil (Anderson *et al*., 1984; Sosson y Calmus, 1990) y que está sustentada por la presencia de rocas ígneas y metamórficas, entre las que destaca el granito micrográfico de 1.1 Ga, similar al granito Aibó de la región de Caborca, y del cual se conoce que aflora como una roca autóctona al sur de dicha región, donde se le ha denominado granito Santa Margarita (Rodríguez-Castañeda, 1984). Otro testigo estructural del granito micrográfico se localiza al este de La Lámina y forma el Cerro El Tejano. En este lugar no se observa la relación con las rocas subyacentes, pero se cree que cabalgue sobre rocas jurásicas, puesto que algunos kilómetros al sur se tiene una ventana de rocas jurásicas rodeada de rocas del Cretácico Superior.

En los alrededores de la cabalgadura La Lámina, se puede observar al menos dos períodos de deformación compresional mesozoica; el primero de ellos ocurrió durante el Jurásico Tardío y el segundo después del Aptiano-Albiano. La evidencia sugiere que el granito proterozoico cabalgó a las rocas jurásicas deformadas después o durante la acumulación de las capas del Jurásico Superior, tal y como lo sugiere la presencia de bloques de cuarcita contenidos entre los estratos jurásicos del bloque autóctono. Además, la cabalgadura La Lámina no afecta a rocas del Cretácico. La deformación que presentan las rocas del Cretácico está ligada a movimientos verticales e inversión tectónica (Rodríguez-Castañeda, 2002). Normalmente, las

rocas cretácicas descansan discordantemente sobre las rocas jurásicas.

Se infiere que la deformación de las rocas jurásicas asociada a la megacizalla Mojave-Sonora haya ocurrido durante el Jurásico Tardío, debido a: (1) cabalgaduras a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora ocurrieron entre *ca*. 180 y *ca*. 85 Ma, como lo indican edades U-Pb; y (2) en algunos lugares sedimentos deformados del Oxfordiano están cubiertos discordantemente por capas de arenisca del Cretácico Inferior que no muestran las características de la deformación previa (Rodríguez-Castañeda, 1997). Lo anterior se basa en que trabajos como los de McKee (1991), McKee y Anderson (1999) y Rodríguez-Castañeda (1997, 2002) sugieren que las rocas del Cretácico Inferior fueron deformadas por un deslizamiento por gravedad más que por compresión, considerando también los efectos de la deformación terciaria con fallamiento normal de bajo ángulo.

Se ha observado que las rocas jurásicas y las estructuras que las afectan registran información de deformación contemporánea a los movimientos a rumbo de la megacizalla, con presencia de transpresión en algunos sitios. Las tres cabalgaduras mayores mencionadas, Quitobaquito, La Lámina y Cerro El Tejano, se interpretan como resultado de dicho proceso de transpresión.

Distribución de las rocas ígneas del Jurásico Medio en Sonora: Implicaciones en las restauraciones para el Jurásico Tardío y el Neógeno.

Si se restituyera la península de Baja de California a su posición antes de la apertura del Golfo de California, se traerían cuerpos de ortogneis jurásico que se han preservado como roca encajonante de los intrusivos cretácicos que conforman el batolito de las Sierras Peninsulares en el sur de California y norte de Baja California y que estarían muy cerca de los afloramientos de rocas ígneas jurásicas esparcidas a lo largo de la costa de Sonora en el margen oeste del bloque Caborca (Figura 1). Tomando en cuenta lo anterior, se considera que los afloramientos de las rocas jurásicas en el oeste de Sonora sean parte de una gran provincia magmática que incluye el ortogneis Cuyamaca Reservoir (161 ± 12 Ma, U-Pb en circón, Thomson y Girty, 1994) del sur de California y de la tonalita Agua Caliente (164.3 ± 2.3 Ma, U-Pb en circón, Schmidt y Paterson, 2002) en Baja California. Juntos, los afloramientos de rocas ígneas jurásicas de California y los costeros de Sonora forman una provincia magmática alargada del Jurásico Medio-Tardío que se extiende hasta el oeste del principal cinturón en el norte de Sonora. Schmidt y Paterson (2002) sugieren que el cinturón en Baja California pueda extenderse a lo largo del batolito de las Sierras Peninsulares.

Ni los afloramientos de la costa o los del norte de Sonora forman una secuencia completa de unidades tectonoestratigráficas del Jurásico Medio, que se pudiera comparar a un prisma de acreción, a una cuenca de trasarco o a un arco asociado a una subducción debajo de un margen continental. No obstante, cada serie de rocas ígneas del oeste del bloque Caborca y del norte de Sonora es: (1) comparable a una provincia magmática de tipo Andino, formada durante la convergencia en un margen continental (e.g., Tosdal *et al*., 1989); y (2) registra el traslape de las rocas magmáticas jurásicas a través del margen continental. Los márgenes continentales, uno en el oeste y otro en el noreste de Sonora, difieren en cuanto a su conjunto de rocas sedimentarias, ya que mientras en el oeste, el bloque Caborca se caracteriza por una secuencia miogeoclinal, en la región del Alto de Cananea, las rocas volcánicas jurásicas sobreyacen a secciones cratonales, tal como se observa en Cananea.

De este modo, los afloramientos de rocas volcánicas y plutónicas jurásicas en la parte más occidental de Sonora están separados de aquéllos en el norte por el bloque Caborca, que forma un gran vacío (*gap*) donde no se han reconocido rocas ígneas ni sedimentarias del Jurásico Medio. Esto significa que los afloramientos de rocas volcánicas y plutónicas del Jurásico Medio en el norte de Sonora terminan abruptamente a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora. Rodríguez-Castañeda (1984) considera el modelo de fallamiento a rumbo, subparalelo a la orientación del arco volcánico, lo que explicaría la duplicación de estos cinturones ígneos jurásicos.

Es probable que zonas de *mélange* (Anderson *et al*., 2005) y de rocas ígneas jurásicas en el estado de

Zacatecas representen los elementos tectonoestratigráficos perdidos en Sonora, que fueron desplazados por la megacizalla hacia el sureste (Anderson *et al*., 2005; Jones *et al*., 1995), al igual que afloramientos de rocas vulcanosedimentarias probablemente jurásicas en Santa María del Oro, Nayarit (en el río Santiago, proyecto El Cajón de la CFE), y en Querétaro, región de Tolimán, en el centro de México (V.M. Dávila-Alcocer, comunicación personal). El modelo anterior es consistente con la distribución de rocas proterozoicas en el norte de Sonora, sur de California y sur de Arizona, como fue interpretado por Silver y Anderson (1974) para registrar una falla de desplazamiento lateral izquierdo de carácter regional. Del mismo modo, capas fosilíferas marinas del Jurásico Inferior restringidas al bloque Caborca (sur de la megacizalla) han sido desplazadas de latitudes como el centro-oeste de Nevada, donde afloran rocas correlativas.

Correlación de eventos jurásicos a lo largo del margen sudoccidental de Norteamérica: implicaciones orogénicas y tectónicas

Se plantea una evolución tectónica de las rocas ígneas jurásicas desde un punto de vista regional y su asociación al desarrollo de la megacizalla Mojave-Sonora.

Hacker y colaboradores (1995) puntualizan que las orogenias Nevadiana y Siskiyou se pueden atribuir a colisión relacionada con convergencia o con cambios en el movimiento de las placas. En el norte de Sonora y el sur de Arizona, las rocas ígneas jurásicas se pueden dividir con base en su edad y en su composición en dos grupos principales, los cuales se interpreta que reflejen el cambio de subducción a fallamiento transformante (Tosdal *et al*., 1989). El grupo antiguo tiene características calcialcalinas y edades en el rango entre 170 y 160 Ma y se asocia comúnmente a un magmatismo relacionado con subducción, mientras que el grupo más joven, de composición alcalina, que incluye traquiandesita, granito y sienita alcalinos, se formó entre 162 y 147 Ma en un ambiente de cuenca transtensional (Anderson y Nourse, 2005).

Las edades y la composición de diferentes grupos de rocas ígneas en Arizona, Sonora, Nayarit, Zacatecas y Querétaro, pueden correlacionarse con eventos y procesos en California y Oregon. Se ofrece una visión general de la tectónica de placas para la margen suroeste de Norteamérica, que incorpora una descripción de la deformación en las Montañas Klamath (e.g., Harper y Wright, 1984; Hill, 1985; Wright y Fahan, 1988; Harper *et al*., 1994; Hacker *et al*., 1995) con el registro geológico hacia el sureste a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora, que se infiere haya tenido conexión con la evolución tectónica del Atlántico y el Pacífico (Anderson y Schmidt, 1983). La evolución tectónica jurásica incluye subducción seguida por eventos de colisión, fallamiento lateral y extensión y contracción de la corteza y se puede resumir de la manera siguiente:

1. Un evento de compresión (la orogenia Siskiyou), de hace alrededor de 175 Ma, que se reconoce en la Sierra Nevada y más hacia el norte (Renne y Scott, 1988; Wright y Fahan, 1988), es distinto de los siguientes eventos algo más jóvenes de compresión ocurridos en el Jurásico Medio y el tiempo Nevadiano. No se identifica la presencia de estructuras derivadas de la orogenia Siskiyou en el sur de California y en Sonora, lo que indica una distribución limitada de esta deformación antigua.

2. La renovación de la subducción en el intervalo entre alrededor de 175 y 165 Ma da como resultado la formación en el occidente del arco volcano-plutónico Hayfork (Wright y Fahan, 1988) y sus unidades volcánicas equivalentes hacia el sur a lo largo del eje de la Sierra Nevada, a través del desierto de Mojave y hacia Arizona (toba Cobre Ridge del sur de Arizona; Riggs, 1987; Riggs y Busby-Spera, 1990; Riggs y Haxel, 1990) y norte de Sonora.

3. El cese de la subducción por obstrucción a los 169 Ma, con el consecuente apiñamiento en la zona de subducción y la conexión entre las placas que se subducen y las que cabalgan, conduce a importantes cambios en los límites de las placas.

4. Los cambios en el margen de la placa se manifiestan por la creación de litosfera oceánica, tal como en la Sierra Costera (*Coast Range*) (167-156 Ma, Salleby *et al*., 1991) y en las ofiolitas Josephine (164-162 Ma, Harper, 1980; Harper *et al*., 1994), Preston Peak (Snoke, 1977) y Devils Elbow (Wyld y Wright, 1988).

5. Una gran parte del Complejo Smartville, al oeste de las zonas de falla Melones y Mountain Bear, se formó durante este evento. La extensión es especialmente evidente en escalonamientos izquierdos (*left steps*), como en la falla Big Bend, en el norte de California (Dilek, 1989). En la zona del escalonamiento izquierdo, el piso del Complejo Smartville, que se formó hace alrededor de 178 Ma, fue extendido e intrusionado por diques y plutones entre 164 y 160 Ma (Edelman *et al*., 1989; Saleeby *et al*., 1989). Por otro lado, alejándose hacia el sur, la ofiolita Great Valley forma el piso de una estructura regional de tipo *pull-apart*.

6. Los plutones formados durante la subducción, que ya se encontraban dentro de la corteza, continúan cristalizando después de los 165 Ma.

7. Las cuencas de desgarre localizadas cerca de la megacizalla Mojave-Sonora a lo largo del oeste de Norteamérica, en particular en el norte de Sonora, sur de Arizona, Nuevo México, Chihuahua y Texas (Anderson y Nourse, 2005), empezaron a formarse durante este tiempo. En el basamento continental del suroeste de América del Norte, la manifestación inicial de la transición de convergencia a transtensión ocurrió a los 162 Ma, registrada por una toba que aflora en las unidades más inferiores de secciones estratigráficas en las cuencas de desgarre, como la cuenca McKoy (Fackler-Adams *et al*., 1997). En las partes altas de las secciones estratigráficas asociadas con las cuencas de desgarre, las unidades volcánicas son pocas o están ausentes.

8. Un evento compresivo, semejante al que ocurrió a finales del Jurásico Medio en el desierto de Mojave, en California (Walker *et al*., 1990), y que quedó registrado en el intrusivo Goldhammer (*ca*. 161 Ma) (Howard *et al*., 1995), ocurrió en Sonora, donde probablemente se asocia a transpresión.

9. La formación de fondo oceánico cerca de la megacizalla Mojave-Sonora cesó alrededor de los 157 Ma (Saleeby *et al*., 1982).

10. La continuación del fallamiento a rumbo (159-149 Ma), acompañado de contracción regional a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora, se identifica por: (a) plegamiento penecontemporáneo y presencia de olistolitos en la Formación La Colgada, del Oxfordiano y Kimmeridgiano, en la zona Mojave-Sonora de Sonora (Anderson *et al*., 2005); (b) diques en el oeste de la Sierra Nevada (Wolf y Salleby, 1992); y (c) cabalgaduras mayores (e.g., Madstone y Orleans; Harper *et al*., 1990, 1994; Hacker *et al*., 1995) en las montañas Klamath.

11. Después de que la subducción había cesado, o disminuido, en muchos lugares alrededor de los 165 Ma, plutones, como los granitoides Ko Vaya, que son generalmente alcalinos y con edades que caen en el intervalo de 155 a 145 Ma, se emplazaron localmente a lo largo de fallas que bordean las cuencas de desgarre, dentro de una corteza que había sido adelgazada por extensión.

12. La terminación del fallamiento lateral durante el Jurásico Tardío, al igual que la contracción asociada, están marcadas por la presencia de diques cerca de la megacizalla Mojave-Sonora, derivados de los granitoides Ko Vaya (*ca*. 147 Ma) (Tosdal *et al*., 1989; Anderson *et al*., 2005).

El fallamiento lateral, la fractura de las estructuras por separación (transtensión), junto con compresión (transpresión) local en las zonas *restraining bends* y un acortamiento ampliamente distribuido cerca de las fallas laterales mayores, son los procesos tectónicos principales que se asocian al desarrollo de la megacizalla Mojave-Sonora entre los 165 y 145 Ma. Los eventos que ocurren en este intervalo de 20 Ma son compatibles con las descripciones del tectonismo que dan Wright y Fahan (1988) en su amplia explicación de la orogénesis jurásica. La megacizalla Mojave-Sonora se extiende hacia el este a través del norte de México, como lo sugieren segmentos de rocas que se correlacionan con el arco magmático del Jurásico Medio (Jones *et al*., 1995), además de su relación con la apertura del Golfo de México (Anderson y Schmidt, 1983).

Relaciones cinemáticas entre convergencia, subducción, colisión, fractura, extensión y fallamiento transformante

El desarrollo del arco magmático del Jurásico Medio (*ca*. 175–165 Ma) a lo largo del margen suroeste de América del Norte se da en un límite de placas convergente (Figura 7A). Estructuras extensionales, como diques y fallas, con un rumbo este-oeste se formaron después de que la subducción cesó alrededor de 165 Ma

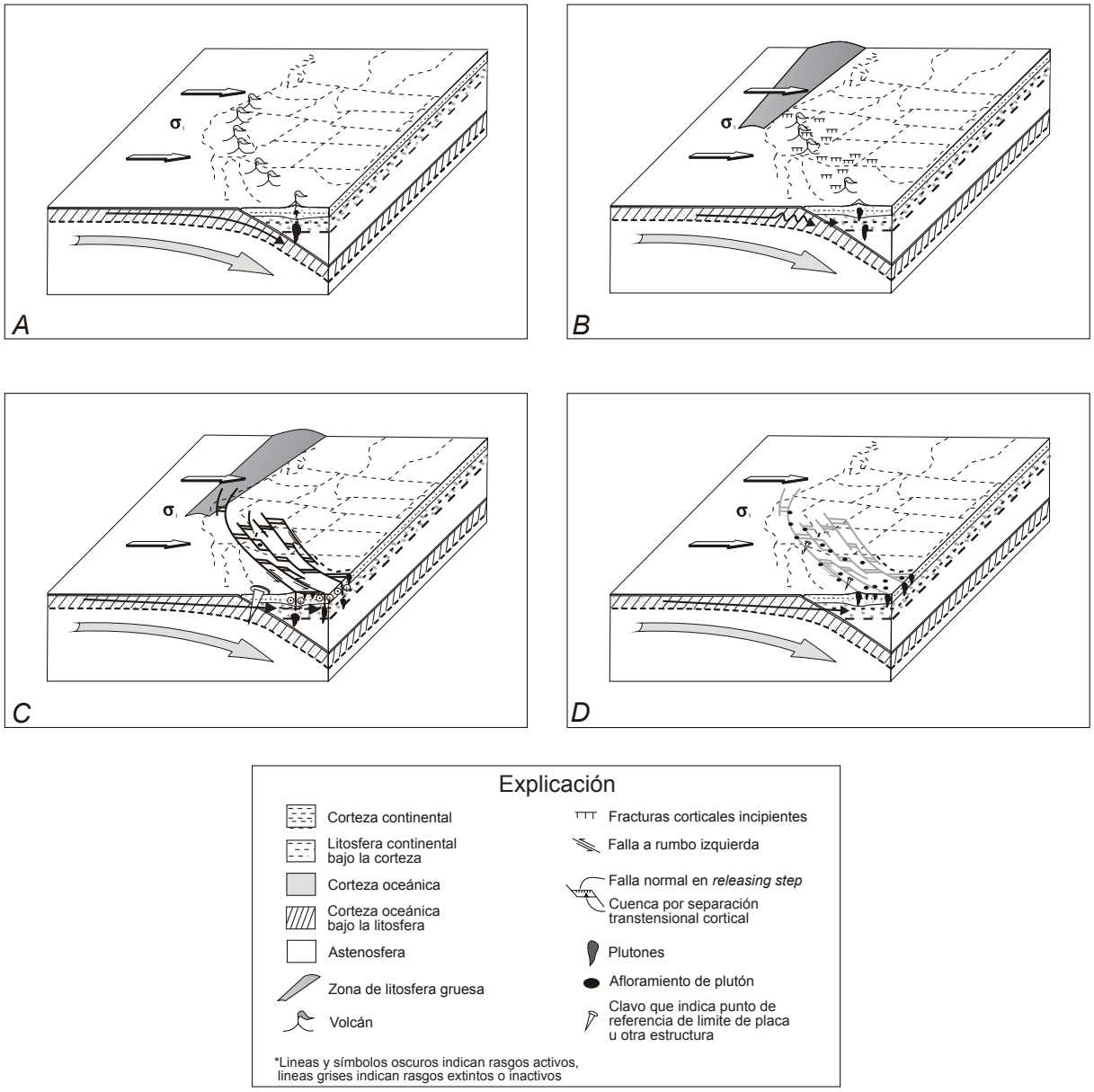

Figura 7. Diagramas que muestran las relaciones cinemáticas interpretadas para convergencia, subducción, colisión, fractura, extensión y fallamiento transformante del Jurásico Medio al Tardío en el margen oeste de América del Norte. (A) 175–165 Ma: Convergencia de placas con subducción libre y vulcanismo consecuente. (B) 165 Ma: La convergencia de placas continúa aunque la subducción es restringida tal vez por la colisión de una litosfera gruesa. A medida que la placa gruesa se subduce, ésta se empieza a soldar contra la placa de arriba y el vulcanismo disminuye y la transtensión comienza a ser registrada por: (1) fractura de ambas placas; (2) desarrollo de cuencas transtensionales cerca de la megacizalla Mojave-Sonora. (C) 162–148 Ma: la convergencia de placas continúa, pero las placas comienzan a ser unidas firmemente, por lo que se da una transición de fractura de la corteza a un fallamiento transcurrente. Se establece una fuerte deformación extensional en la corteza dentro de las zonas de falla principales, por lo que se forman grandes cuencas transtensionales. El magma intrusiona áreas con corteza delgada y la corteza caliente y engrosada resultante es suficientemente fortalecida, por lo que de manera local algunas zonas con deformación dúctil registrada por pliegues y cabalgaduras acompañan a la extensión de dirección N-S; (D) 148-135 Ma: la convergencia de placas continúa y las intrusiones continúan soldando las fallas, engrosando y fortaleciendo la corteza; la deformación es transmitida a la corteza caliente y engrosada, donde localmente se presenta contracción. Hacia los 135 Ma, el magmatismo relacionado con la subducción continúa (tomada de Anderson et al., 2005).

(Anderson y Nourse, 2005) y marcan la orientación del esfuerzo principal máximo en la placa de Norteamérica (Figura 7B). Si las fallas extensionales en dicha placa cabalgante son paralelas al esfuerzo máximo principal durante el régimen tardío de fallamiento lateral, y si la subducción del Jurásico Medio involucra una convergencia ortogonal, entonces se puede argumentar que la subducción, la fractura, el fallamiento transformante y la transtensión sean manifestaciones tectónicas de procesos profundos asociados a flujo astenosférico orientado al este, que llevó las placas proto-Pacífica y Norteamericana una hacia la otra (Figura 7C).

Durante la convergencia, los esfuerzos pueden ser o no transmitidos a través del límite de placa. Si la subducción es eficiente (Figura 7A, 175–165 Ma) y la placa que se subduce es consumida sin mucha interacción con la placa cabalgante, entonces los esfuerzos que se transmiten de una a otra placa son pocos a través del límite de placa; no obstante, si la placa que se hunde no tiene una subducción eficiente debido a que es gruesa o de baja densidad, o ambas, lo que ocurre entonces es una colisión o un apiñamiento (Figura 7B, *ca*. 170–167 Ma). A medida que la placa gruesa y flotante que se subduce sube y se liga con la base de la placa cabalgante, el margen de la placa superior puede ser arrastrado hacia el interior de la misma placa y, por consiguiente, ésta es engrosada. Si la litosfera superior se engruesa suficientemente, puede llegar a ser lo bastante fuerte como para transmitir los esfuerzos relacionados con un flujo profundo en áreas frágiles de la placa cabalgante. Dentro del interior relativamente frío y rígido de la placa, los esfuerzos pueden causar la rotura de la misma, generando un conjunto de fallas normales y de desplazamiento a rumbo complementarias. Estas fallas acomodan el acortamiento impuesto por el flujo lateral de la astenosfera, que arrastra a la litosfera y a la corteza una contra otra (*ca*. 167–163 Ma).

Pronto se desarrolla fallamiento de desplazamiento lateral a lo largo del plano del esfuerzo de cizalla máximo y se convierte en el medio más eficiente para acomodar la deformación a través del límite de placa con el desarrollo de fallas mayores (Figura 7C, *ca*. 163–148 Ma). La deformación por cizalla en la zona principal de desplazamiento puede causar una segmentación en las rocas con fuerte deformación y la consecuente intrusión de plutones sintectónicos (*ca*. 155–148 Ma) en regiones de alta atenuación. Estas intrusiones en las zonas de mayor deformación de la corteza pueden soldar las fallas transformantes y endurecer la litosfera con el requerimiento de esfuerzos crecientes para que la deformación proceda. Por otro lado, si la litosfera está suficientemente reforzada, puede comenzar la transmisión de esfuerzos a través del límite de placa transformante anterior (Figura 7D, 148–123 Ma). Si la litosfera que no se está subduciendo es removida por acreción o desplazada a lo largo de fallas a rumbo, la subducción de la litosfera más fría y más densa puede reanudarse. El estilo de deformación en la corteza de la placa cabalgante está en función de la naturaleza de la placa; es decir, delgada *vs*. gruesa, fría *vs*. caliente, rígida *vs*. viscosa.

Conclusiones

Una amplia franja de rocas volcánicas y plutónicas con edades U-Pb del Jurásico Medio se localiza al norte de la megacizalla Mojave-Sonora (cuenca San Antonio) y se extiende desde el norte de Sonora hasta el sur de Arizona. Los afloramientos de estas rocas corresponden a la parte más meridional de un arco volcánico continental que se extiende desde Alaska hasta el norte de México, donde el vulcanismo relacionado con la subducción comienza a los 175 Ma y termina entre los 165 y 160 Ma. Las unidades volcánicas más ampliamente distribuidas tienen edades interpretadas U-Pb de 175 a 170 Ma, mientras que los granitoides Kitt Peak-Trigo Peak, calci-alcalinos y de amplia distribución, tienen edades de alrededor de 165 Ma.

Casi al mismo tiempo (*ca*. 163 Ma), en las cuencas de desgarre, tales como las cuencas McCoy Mountains, en el SE de California, y la cuenca San Antonio, en el norte de Sonora, se inició la acumulación de secuencias volcánicas seguidas por rocas sedimentarias. Otras cuencas de desgarre se formaron en zonas de *releasing steps* en el suroeste de los Estados Unidos y en el norte de México.

Las rocas ígneas del Jurásico Superior afloran cerca de fallas en las zonas de *releasing steps* asociadas a las cuencas de desgarre, así como dentro de las mismas cuencas. Su distribución sugiere que el mag-

ma haya ascendido a lo largo de zonas fracturadas con una corteza delgada. En el sur de Arizona, estas rocas ígneas son parte de la secuencia Artesa y del grupo de plutones Ko Vaya.

El cambio de un régimen de subducción a uno de transtensión regional marca el inicio del desplazamiento lateral izquierdo a lo largo de la megacizalla Mojave-Sonora, cuya traza es paralela a la antigua margen continental excepto donde se desplaza y corta una protuberancia de basamento proterozoico (el bloque Caborca).

Se sabe que el desplazamiento del bloque Caborca es de aproximadamente 800 a 1,000 km de movimiento lateral izquierdo. Se establece que este desplazamiento tiene lugar al sur de una estructura tipo *releasing step,* lo que genera la formación de una cuenca de desgarre regional con rocas oceánicas en su piso. Esta cuenca de desgarre coincide con el Gran Valle de California. En el norte de Sonora y el suroeste de Arizona, el arco magmático del Jurásico Medio fue cortado o truncado y desplazado hacia el noreste y centro de México.

El fallamiento lateral izquierdo continuó, en algunos lugares, desde los 163 Ma hasta alrededor de 148 Ma, y alrededor de los 155 Ma se desarrollaron estructuras contraccionales cerca de la falla lateral principal y se extendieron a las rocas del arco magmático del Jurásico Medio. En Sonora, esta deformación está registrada por plegamiento e imbricación de rocas volcánicas, volcaniclásticas y clásticas oxfordianas al noreste de la megacizalla Mojave-Sonora (Zona Mojave-Sonora).

La terminación del fallamiento a rumbo comienza alrededor de 150 Ma, como se observa en intrusivos sin deformación que cortan a rocas del Jurásico Medio, previamente deformadas.

La historia tectónica desde el Jurásico Medio-Tardío hasta el comienzo del Cretácico (175–120 Ma) incluye magmatismo, subducción, colisión, transtensión y fractura, fallamiento lateral, transpresión y compresión, y una renovada subducción. Alrededor de los 165 Ma, la subducción comienza a disminuir y el proceso de fractura es lo más importante. Entre alrededor de 163 y 145 Ma ocurre un periodo breve de fractura con orientación este-oeste, el cual es seguido por fallamiento lateral izquierdo al noroeste, al que se asocia fallamiento extensional. Hacia los 135 Ma, la subducción y el magmatismo relacionado se reanudan.

Reconocimientos

Este capítulo es una parte de los estudios geológicos que durante muchos años han realizado Thomas H. Anderson y Leon T. Silver sobre la geología de Sonora. Su aporte al conocimiento de la región ha dejado una huella profunda en muchos, lo que ha generado ideas sobresalientes, como las que aquí se presentan, y que ha impulsado a otros a contribuir al conocimiento de la tectonoestratigrafía del noroeste de México. Se agradece a Jaime Roldán-Quintana y a los árbitros por sus sugerencias para el mejoramiento del manuscrito, y a Magdalena Alcayde, de la Unidad Editorial del Instituto de Geología de la UNAM, por revisar la redacción del mismo. La Sociedad Geológica de América gentilmente otorgó el permiso para utilizar la información del artículo *Anderson, T.H.; Rodríguez-Castañeda, J.L.; y Silver, L.T., 2005, Jurassic rocks in Sonora, Mexico—Relations to the Mojave-Sonora megashear and its inferred northwestward extension,* 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. 51–95, doi: 10.1130/0-8137-2393-0.51.*

Referencias Bibliográficas

Anderson, T.H.; Bajek, D.T.; Chepega, J.R.; Ichikawa, K.M.; Rodríguez-Castañeda, J.L.; Stevens, W.E.; y Silver, L.T., 1984, Crystalline thrust sheet near the Mojave-Sonora megashear, Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 16, p. 430 (resumen).

Anderson, T.H., y Campbell, P.A., 1994, The role of the Quitobaquito thrust in Mesozoic deformation Cordillera-Chihuahua corridor: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 26, no. 2, p. 35 (resumen).

Anderson, T.H.; Jones, J.W.; y McKee, J.W., 2005, The Taray Formation—Jurassic(?) mélange in northern Mexico, *in* Anderson, T.H.; 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. 427–455.

Anderson, T.H., y Nourse, J.A., 2005, Pull-apart basins at releasing bends of the sinistral Late Jurassic Mojave-Sonora fault system, *in* Anderson, T.H.; 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. 97–122.

Anderson, T.H.; Rodríguez-Castañeda, J.L.; y Silver, L.T. 2005, Jurassic rocks in Sonora, Mexico—relations to the Mojave-Sonora megashear and its inferred northwestward extension, *in* Anderson, T.H.; 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. 51–95.

Anderson, T.H., y Schmidt, V.A., 1983, A model of the evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea Region during Mesozoic time: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 941–966.

Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1977, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea Sonora: Economic Geology, v. 72, p. 827–836.

Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1978, Jurassic magmatism in Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 10, p. 359 (resumen).

Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, *in* Anderson T.H. y Roldán-Q., J., eds., Geology of northern Sonora: Annual Meeting of the Geological Society of America, Guidebook-Field Trip No. 27, p. 59–68.

Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 5, núm. 2, p. 131–139.

Anderson, T.H., y Silver, L.T., 2005, The Sonora-Mojave megashear—field and anlytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, *in* Anderson, T.H.; 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. 97–122.

Arriaga-Meléndez, Hilario; López-Escalona, Juan; López-Reyes, J.E.; Terán-Ortega, L.A.; Castro-Escarrega, J.J.; Díaz-Salgado, Ciro; Espinoza-Beltrán, C.C.; y Vázquez-Mendoza, Rigoberto, 2008, Carta geológico-minera estado de Sonora: Pachuca, Hgo., Servicio Geológico Mexicano, mapa de escala 1:500,000 (http://portaljsp.sgm.gob.mx/cartas_impresas/productos/cartas/estados/geologia/pdf/sonora.pdf).

Asmeron, Y.; Zartman, R.E.; Damon, P.E.; y Shafiqullah, M., 1990, Zircon U-Th-Pb and whole-rock Rb-Sr age patterns of lower Mesozoic igneous rocks in the Santa Rita Mountains, southeast Arizona—implications for Mesozoic magmatism and tectonics in the southern Cordillera: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 961–968.

Ayala-Fontes, R., 1992, Geology of the Cananea Mining District, *in* Clark, K.F.; Roldán, J.; y Schmidt, R.H., eds., Geology and mineral resources of northern Sierra Madre Occidental: El Paso Geological Society, 1992 Field Conference Guidebook, p. 407–412.

Bassett, K.N., y Busby, C.J., 2005, Tectonic setting of the Glance Conglomerate along the Sawmill Canyon fault zone, southern Arizona—a sequence analysis of intra-arc strike.slip basin, *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. 377–400.

Beauvais, L., y Stump, T.E., 1976, Corals, molluscs and paleogeography of Late Jurassic strata of the Cerro Pozo Serna, Sonora, Mexico: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 19, p. 275-301.

Bilodeau, W.L., y Keith, S.B., 1986, Lower Jurassic Navajo Aztec-equivalent sandstones in southern Arizona and their paleogeographic significance: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 70, p. 690–701.

Bilodeau, W.L.; Kluth, C.F.; y Vedder, L.K., 1987, Regional stratigraphic, sedimentologic, and tectonic relationships of the Glance Conglomerate in southeastern Arizona, *in* Dickinson, W.R., y Klute, M.A., eds., Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 229–256.

Briskey, J.A.; Haxel, G.B.; Peterson, J.A.; y Theodore, T.G., 1978, Reconnaissance geologic map of the Gu Achi 15′ Quadrangle, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-965, escala 1:62,500.

Burckhardt, C., 1930, Étude synthétique sur le Mesozöique mexican: Mémoire de la Société Paléontologique Suisse, v. 49–50, 280 p.

Busby-Spera, C.J., 1988, Speculative tectonic model for the early Mesozoic arc of the south-west Cordilleran United States: Geology, v. 16, p. 1121–1125.

Busby-Spera, C.J.; Mattinson, J.M.; Riggs, N.R.; y Schermer, E.R., 1990, The Triassic-Jurassic magmatic arc in the Mojave-Sonoran deserts and the Sierra Klamath region—similarities and differences in paleogeographic evolution, *in* Harwood, D., y Miller, M., eds., Late Paleozoic and Mesozoic paleogeographic relations, Klamath-Sierra and adjacent regions: Geological Society of America Special Paper 225, p. 325–337.

Calmus, T.; Pérez-Segura, E.; y Stinnesbeck, W., 1997, La structuration de la marge pacifique nord-américaine et du "terrane" Caborca—apports de la découverte d´une faune du Jurassique Inférieur et Moyen dans la série de Pozos de Serna (Sonora, Mexique): Comptes rendus de l'Académie des sciences (Paris), Sciences de la terre et des planètes, v. 325, p. 257–263.

Calmus T., y Sosson, M., 1995, Southwestern extension of the Papago terrane into the Altar Desert region, northwestern Sonora, and its implications, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies of the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 99–109.

Campbell, P.A., y Anderson, T.H., 1998, Structure and kinematics along a Jurassic plate boundary transform, the Mojave-Sonora megashear, northwestern Sonora, Mexico, *in* Clark, K.F., ed., Gold deposits of Northern Sonora, Mexico: Society of Economic Geologists Guidebook Series, núm. 30, p. 177–186.

Campbell, P.A., y Anderson, T.H., 2003, Structure and kinematics along a segment of the Mojave-Sonora megashear—a strike-slip fault that truncates the Jurassic continental magmatic arc of southwestern North America: Tectonics, v. 22, núm. 6, p. 1077.

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

Caudillo-Sosa, Gerardo, y Oviedo-Lucero, L.F., 1990, Geología del área Quitovac, Mpio. de Puerto Peñasco, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Tesis de Licenciatura, 120 p. (inédita)

Caudillo-Sosa, Gerardo; Oviedo-Lucero, L.F.; y Rodríguez-Castañeda, J.L., 1996, Falla Quitovac—Resultado de un evento de transpresión del "Mojave-Sonora Megashear", noroeste de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de Mexico, Instituto de Geología, Revista, v. 13, núm. 2, p. 140–151.

Chepega, J.R., 1987, Reconnaissance geology of Tuape, north-central Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, tesis de maestría en ciencias, 139 p. (inédita).

Connors, C.D., 1990, Geology of the Quitovac-Sierra La Toñita area: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, tesis de maestría en ciencias, 75 p. (inédita).

Connors, C.D.; Anderson, T.H.; y Silver, L.T., 1989, Expression and structural analysis of the Mojave-Sonora megashear in northwestern Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 21, p. A91.

Cooper, J.R., y Silver, L.T., 1964, Geology and ore deposits of the Dragoon quadrangle, Cochise County, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 416, 196 p.

Corona, F.V., 1979, Preliminary reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico, *in* Anderson T.H., y Roldán-Q.,J., eds., Geology of northern Sonora: Annual Meeting of the Geological Society of America, Guidebook-Field Trip núm. 27, p. 32–48.

Corona, F.V., 1980, Reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, tesis de maestría en ciencias, 232 p. (inédita)

Corona, F.V., y Anderson, T.H., 1981, Stratigraphy and structure of a Jurassic (?) sequence at Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 13, p. 50 (resumen).

Davis, G.H.; Phillips, M.P.; Reynolds, S.J.; y Varga, R.J., 1979, Origin and provenance of some exotic blocks in lower Mesozoic red beds basin deposits, southern Arizona: Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 376–384.

Dilek, Yildirum, 1989, Structure and tectonics of an early Mesozoic oceanic basement in the northern Sierra Nevada metamorphic belt, California—evidence for transform faulting and enzimatic arc evolution: Tectonics, v. 8, p. 999–1014.

Dowlen, R.J., y Gastil, R.G., 1981, Reconnaissance geology of Cerro Pozo Serna, western Sonora, Mexico, *in* Ortlieb, L., y Roldán-Q., J., eds., Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: Geological Society of America, Cordilleran Section, Annual Meeting, Guidebook and Papers, p. 431–435.

Drewes, Harald, 1968, New and revised stratigraphic names in the Mount Wrighston Formation of southeastern Arizona: U.S. Geological Survey Open-File Report, 6 p. (inédito).

Drewes, Harald, 1971a, Mesozoic stratigraphy of the Santa Rita Mountains, southeast of Tucson, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 658, 81 p.

Drewes, Harald, 1971b, Geologic map of the Sahuarita quadrangle, southeast of Tucson, Pima County, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-613, escala 1:48,000.

Drewes, Harald, 1971c, Geologic map of the Mount Wrighston quadrangle, southeast of Tucson, Santa Cruz and Pima Counties, Arizona: U.S. Geological Survey Miscellaneous Investigations Map I-164, escala 1:48,000.

Edelman, S.H.; Day, H.W.; y Bickford, M.E., 1989, Implications of U-Pb zircon ages for the tectonic settings of the Smartville and Slate creek complexes, northern Sierra Nevada, California: Geology, v. 17, p. 1032–1035.

Erben, H.K., 1956, El Jurásico temprano de México: Congreso Geológico Internacional 20, México, D.F., Monografía, 393 p.

Fackler-Adams, B.N.; Busby, C.J.; y Mattinson, J.M., 1997, Jurassic magmatism and sedimentation in the Palen Mountains, southeastern California—implications for regional tectonic controls on the Mesozoic continental arc: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1464–1484.

Flores, Teodoro, 1929, Reconocimientos geológicos en la región central del estado de Sonora: Instituto de Geológico de México, Boletín 49, 253 p.

Gastil, R.G.; Krummenacher, Daniel; y estudiantes, 1976, Reconnaissance geologic map of coastal Sonora between puerto Lobos and Bahía Kino: Geological Society of America Map and Chart Series MC-16, escala 1:150,000.

Gilluly, James, 1956, General geology of central Cochise County, Arizona, with sections on age and correlation by A.R. Palmer, J.S. Williams, y J.B. Reeside, Jr.: U.S. Geological Survey Professional Paper 281, 169 p.

Grijalva-Noriega, F.J., 1995, El Alto Cananea—un elemento paleogeográfico del Jurásico Tardío: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 12, núm. 2, p. 1–16.

Guiza, Reinaldo, Jr., y White, D.E., 1949, Los yacimientos antimoniales de la región de El Antimonio, estado de Sonora: Instituto Nacional para la Investigación de Recursos Minerales, Boletín 23, 48 p. (también publicado en inglés como White, D.E., y Guiza, Reinaldo, Jr., 1950, Antimony deposits of El Antimonio district, Sonora, Mexico: U.S. Geological Survey Bulletin 962-B, p. 81–119).

Hacker, B.R.; Donato, M.M.; Barnes, C.G.; McWilliams, M.O.; y Ernst, W.G., 1995, Time scales of orogeny—Jurassic construction of the Klamath Mountains: Tectonics, v. 14, p. 677–703.

Harper, G.D., 1980, The Josephine ophiolite—remains of a Late Jurassic marginal basin in northwestern California: Geology, v. 8, p. 333–337.

Harper, G.D., y Wright, J.E., 1984, Middle to Late Jurassic tectonic evolution of the Klamath Mountains, California-Oregon: Tectonics, v. 3, p. 759–772.

Harper, G.D.; Grady, K.; y Wakabayashi, A., 1990, A structural study of a metamorphic sole beneath the Josephine ophiolite, western Klamath terrane, California-Oregon, *in* Harwood, D.S., y Miller, M.M., eds., Paleozoic and early Mesozoic paleogeographic relations; Sierra Nevada, Klamath Mountains and related terranes: Geological Society of America Special Paper 255, p. 379–396.

Harper, G.D.; Saleeby, J.B.; y Heizler, M., 1994, Formation and emplacement of the Josephine ophiolite and the Nevada

orogeny in the Klamath Mountains, California-Oregon—U/Pb and 40Ar/39Ar geochronology: Journal of Geophysical Research, v. 99, núm. B3, p. 4293–4221.

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.; Anderson, T.H.; Riggs, N.R.; y Goodwin, L.B., 1988, The Papago terrane—a crustal anomaly in south-central Arizona and north-central Sonora: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 20, p. 168 (resumen).

Haxel, G.B.; Wright, J.E.; Riggs, N.R.; Tosdal, R.M.; y May, D.J., 2005, Middle Jurassic Topawa Group, Baboquivari Mountains, south-central Arizona: Volcanic and sedimentary record of deep basins within the Jurassic magmatic arc, *in* Anderson, T.H.; 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. 329–357.

Herrera-López, P., en progreso, Estudio estructural de la porción norte de la Sierra de Los Ajos, noreste de Sonora: Hermosillo, Son., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría en ciencias.

Herrera-López, P.; Rodríguez-Castañeda, J.L.; e Iriondo, Alexander, 2005, Preliminary time constraints and geochemistry of the Proterozoic basement from Sierra Los Ajos and Cerro Mesteñas, NE Sonora, Mexico: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, v. 25, núm. 1, p. 17 (resumen).

Herrera-López, P., y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2002, La zona de falla Cananea—un ejemplo de inversión tectónica y contrafuerte granítico: GEOS, Unión Geofísica Mexicana, v. 22, núm. 2, p. 167 (resumen).

Hill, L.B., 1985, Metamorphic, deformational and temporal constraints on terrane assembly, northern Klamath Mountains, California, *in* Howell, D.G., ed.,Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: Houston, Texas, Earth Science Series, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, p. 173–186.

Howard, K.A.; McCaffrey, K.J.W.; Wooden, J.L.; Foster, D.A.; y Shaw, S.E., 1995, Jurassic thrusting of Precambrian basement over Paleozoic cover in the Clipper Mountains, southwestern California, *in* Miller, D.M., y Busby, C., eds., Jurassic magmatism and tectonics of the North American Cordillera: Geological Society of America Special Paper 299, p. 375–392.

Imlay, R.W., 1943, Jurassic formations of the Gulf region: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 27, p. 1407–1533.

International Commission on Stratigraphy, 2009, International Stratigraphic Chart: Trondheim, Noruega, International Union of Geological Sciences (http://www.stratigraphy.org/upload/ISChart2009.pdf).

Iriondo, Alexander, 2001. Proterozoic basement and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico—tectonic constrains on the SW margin of Laurentia: Boulder, CO, University of Colorado, disertación doctoral, 239 p. (inédita).

Jaworski, E., 1929, Eine Lias-faune aus Nordwest-Mexiko: Abhandlungen Schweitzerischen Paläontologischen Gesellschaft, Basel, v. 48, 121 p.

Jones, N.W.; McKee, J.W.; Anderson, T.H.; y Silver L.T., 1995, Jurassic volcanic rocks in northeastern Mexico—a possible remnant of a Cordilleran magmatic arc, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 179–190.

Keller, W.T., 1928, Stratigraphische Beobachtungen in Sonora, nordwest Mexico: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 21, p. 327–335.

Keller, W.T.; y Wellings, F.E., 1922, Sonora: Compañía Petrolera El Águila, informe geológico núm. 80, 38 p. (inédito).

Kluth, C.F., 1983, Geology of northern Canelo Hills and implications for the Mesozoic tectonics of southeastern Arizona, *in* Reynolds, M.W., y Dolly, E.D., eds., Mesozoic paleogeography of the west-central United States: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 159–171.

Kluth, C.F.; Butler, R.F.; Harding, L.E.; Shafiqullah, M.; y Damon, P.E., 1982, Paleomagnetism of Late Jurassic rocks in the northern Canelo Hills, southeastern Arizona: Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 7079–7086.

Knight, L.H., 1970, Structure and mineralization of the Oro Blanco mining district, Santa Cruz County, Arizona: Tucson, AZ, University of Arizona, disertación doctoral, 172 p.

Lawton, T.F., y Olmstead, G.A., 1995, Stratigraphy and structure of the lower part of the Bisbee Group, northeastern Chiricahua Mountains, Arizona, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies of the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America, Special Paper 301, 21–39.

Leveille, G.P., 1984, Geology of El Capitán, Sonora, Mexico: San Diego, Calif., San Diego State University, tesis de maestría en ciencias, 122 p.

Lipman, P.W., y Hagstrum, J.T., 1992, Jurassic ash-flow sheets, calderas, and related intrusions of the Cordilleran volcanic arc in southeastern Arizona—implications for regional tectonics and ore deposits: Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 32–39.

Longoria, J.F., y Pérez-Venzor, J.A., 1979, Bosquejo geológico de los cerros Chino y Rajón, cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora): Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 1, p. 119–144.

Marvin, R.F.; Naeser, C.W.; y Mehnert, H.H., 1978, Tabulation of radiometric ages—including unpublished K-Ar and fission track ages—for rocks in southeastern Arizona and southwestern New Mexico, *in* Callender, J.F.; Wilt, J.C.; y Clemons, R.E., eds., Land of Cochise—Southeastern Arizona: New Mexico Geological Society, Guidebook Twenty-ninth Field Conference, p. 285–290.

Marzolf, J.E., 1980, The Aztec sandstone and stratigraphically related rocks in the Mojave desert, *in* Fife, D.L., y Brown, G.R., eds., Geology and mineral wealth of the California desert: Santa Ana, California, South Coast Geological Society, p. 215–220.

Marzolf, J.E., 1982, Paleogeographic implications of Early Jurassic (?) Navajo and Aztec sandstones, *in* Frost, E., y Martin, D., eds., Mesozoic-Cenozoic tectonic evolution of the Colorado River region, California, Arizona, and Nevada: San Diego, Cordilleran Publishers, p. 493–501.

Marzolf, J.E., 1983, Early Mesozoic eolian transition from cratonal margin to orogenic volcanic arc: Utah Geological Society and Mineral Survey Special Studies 60, p. 39–46.

May, D.J., 1989, Late Cretaceous intra-arc thrusting in southern California: Tectonics, v. 8, núm. 6, p. 1159–1173.

McAnulty, W.N., 1970, Geology of the northern Nacozari District, Sonora, Mexico: Albuquerque, NM, University of New Mexico, disertación doctoral, 103 p.

McKee, M.B., 1991, Deformation and stratigraphic relationships of mid-Cretaceous to early Tertiary mass gravity slides in a marine basin in Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, disertación doctoral, 286 p.

McKee, M.B., y Anderson, T.H., 1999, Mass-gravity deposits and structures in the Lower Cretaceous of Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 110, núm. 12, p. 1516–1529.

Medina-Salazar, J.O., 2006, Geología de La Arizona, municipio de Nogales, Sonora: Hermosillo, Sonora, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, tesis de licenciatura, 69 p.

Meinert, L.D., 1980, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks in the Cananea District, Sonora, Mexico: Stanford, CA, Stanford University, disertación doctoral, 232 p.

Mendoza-Córdoba, Abraham, y Minjarez-Rivera, V.A., 1989, Cartografía geológica del área Las Peñitas, Sierra Caracahui: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 65 p.

Nourse, J.A., 1990, Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena metamorphic core complex, northern Sonora, *in* Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7, p. 155–164.

Nourse, J.A., 1995, Jurassic-Cretaceous paleogeography of the Magdalena region, northern Sonora, and its influence on the positioning of metamorphic core complexes, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies of the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 59–78.

Nourse, J.A.; Anderson, T.H.; y Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: Tectonics, v. 13, núm. 5, p. 1162–1184.

Premo, W.R.; Iriondo, A.; y Nourse, J.A, 2003, U-Pb zircon geochronology of Paleoproterozoic basement in northwestern Sonora, Mexico—evidence for affinity to SW US provinces: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 35, núm. 5, p. 67 (resumen).

Pubellier, M.; Rangin, C.; Rascon, B.; Chorowicz, J.; y Bellon, H., 1995, Cenomanian thrust tectonics in the Sahuaripa region, Sonora—implications about northwestern Mexico megashears, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 111–120.

Ramírez, J., y Acevedo, F., 1957, Notas sobre la geología de Chihuahua: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 9, p.583–777.

Rangin, Claude, 1977, Sobre la presencia del Jurásico Superior con amonitas en Sonora septentrional: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 44–47.

Rangin, Claude, 1982, Contributions à l'étude géologique du Système Cordillerain du nordouest du Mexique: Paris, Universite Pierre et Marie Curie, tesis de doctorado de estado, 588 p.

Renne, P.R., y Scott, G.R., 1988, Structural chronology, oroclinal deformation, and tectonic evolution of the southeastern Klamath Mountains, California: Tectonics, v. 7, 1223–1242.

Reynolds, S.J.; Spencer, J.E.; Richard, S.M.; y Laubach, S.E., 1986, Mesozoic structures in west-central Arizona, *in* Beatty, Barbara, y Wilkinson, P.S.K., eds., Frontiers in geology and ore deposits of Arizona and the Southwest: Arizona Geological Society Digest, v. 16, v. 35–51.

Riggs, N.R., 1987, Stratigraphy, structure and geochemistry of Mesozoic rocks in the Pajarito Mountains, Santa Cruz County, Arizona, *in* Dickinson, W.R., y Klute, M.A., eds., Mesozoic geology of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 165–175.

Riggs, N.R., y Busby-Spera, C.J., 1989, Controls of intra-arc subsidence on volcanic and sedimentary facies—example from the early Mesozoic arc of Arizona and California: 28th International Geologic Congress, Abstracts, 2, p. 699 (resumen).

Riggs, N.R., y Busby-Spera, C.J., 1990, Evolution of a multi-vent volcanic complex within a subsiding arc graben depression, Mount Wrightson Formation, Arizona: Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 1114–1135.

Riggs, N.R., y Busby-Spera, C.J., 1991, Facies analysis of an ancient, dismembered large caldera complex and implications for intra-arc subsidence—Middle Jurassic strata of Cobre Rigde, southern Arizona, U.S., *in* Cas, R.A.F., y Busby-Spera, C.J., eds., Volcaniclastic sedimentation: Sedimentary Geology, v. 74, 39–67.

Riggs, N.R., y Haxel, G.B., 1990, The Early to Middle Jurassic magmatic arc in southern Arizona: Plutons to sand dunes, *in* Gehrels, G.E. y Spencer, J.E., eds., Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7, p. 90–103.

Riggs, N.R.; Mattinson,J.M.; y Busby-Spera, C.J., 1993, Correlation of Jurassic eolian strata between the magmatic arc and the Colorado Plateau: New U-Pb geochronologic data from southern Arizona: Geological Society of America Bulletin, v. 105, p. 1231–1246.

Rodríguez-Castañeda, J.L., 1984, Geology of Tuape region, north-central Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, tesis de maestría en ciencias, 157 p.

Rodríguez-Castañeda, J.L., 1986, Interpretación del contacto Jurásico-Cretácico en Sonora este-central, *in* Rodríguez-Castañeda, J.L.; Roldán-Quintana, Jaime; y Jacques-Ayala, César, eds., Nuevas Aportaciones a la Geología de Sonora: Hermo-

sillo, Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, p. 37–48.

Rodríguez-Castañeda, J.L., 1988, Estratigrafía de la región de Tuape, Sonora, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 52–66.

Rodríguez-Castañeda, J.L., 1990, Relaciones estructurales en la parte centro-septentrional del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 51–61.

Rodríguez-Castañeda, J.L., 1991, Mesozoic stratigraphy in north-central Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 8, núm. 1, p. 13–27.

Rodríguez-Castañeda, J.L., 1994, Geología de la región del Teguachi, estado de Sonora, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 11, núm. 1, p. 11–28.

Rodríguez-Castañeda, J.L., 1997, Gravity sliding structures in Cretaceous-early Tertiary rocks in north central Sonora, Mexico—regional significance: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 14, núm. 1, p. 1–12.

Rodríguez-Castañeda, J.L., 2002, Tectónica cretácica y terciaria en la margen suroeste del Alto de Cananea, Sonora nortecentral: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, disertación doctoral, 217 p. (inédita).

Rodríguez-Castañeda, J.L., y García y Barragán, J.C., 1994, Late Jurassic-Early Cretaceous thrusting in the Altar region: Geological Society of America, Cordilleran Section, Abstracts with Programs, v. 26, núm. 2, p. 85 (resumen).

Saleeby, J.B.; Busby-Spera, C.; Oldow, J.S.; Dunne, G.C.; Wright, J.E.; Cowan, D.S.; Walker, N.W.; y Allmendinger, R.W., 1991, Early Mesozoic tectonic evolution of the western U.S. cordillera, *in* Burchfiel, B.C.; Lipman, P.; y Zoback, M.L., eds., The Cordilleran orogen—conterminous U.S.: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, G-3., 107 p.

Saleeby, J.B.; Harper, G.D.; Sharp, W.D.; y Snoke, A.W., 1982, Time relations and structural-stratigraphic patterns in ophiolite accretion, west-central Klamath Mountains, California: Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3831–3848.

Saleeby, J.B.; Shaw, H.F.; Niemeyer, S.; Moores, E.M.; y Edelman, S.H., 1989, U-Pb, Sm/Nd and Rb/Sr geochronological and isotopic study of northern Sierra Nevada ophiolitic assemblages, California: Contibutions to Mineralogy and Petrology, v. 102, p. 205–220.

Schmidt, K.L., y Paterson, S.R., 2002, A doubly vergent fan structure in the Peninsular Ranges batholith—transpression or local complex flow around a continental margin buttress?: Tectonics, v. 21, núm. 5, 14-1–14-17.

Segerstrom, Lawrence, 1986, Geologic setting and silver mineralization in the Planchas de Plata area, northern Sonora, Mexico: Tucson, AZ, University of Arizona, tesis de maestría en ciencias, 167 p.

Segerstrom, Lawrence, 1987, Geology of the Planchas de Plata ore, northern Sonora, Mexico, *in* Dickinson, W.R., y Klute, M.A., eds., Mesozoic geology of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 153–164.

Sharp, R.V., 1967, San Jacinto fault zone in the Peninsular Ranges of southern California: Geological Society of America Bulletin, v. 78, p. 705–730.

Sharp, R.V., 1979, Some characteristics of the eastern Penisular Ranges mylonite zone, *in* Speed, R.; Sharp, R.; y Everden, J., eds., Proceedings of Conference VIII—Analysis of actual fault zones in bedrock: U.S. Geological Survey Open File Report 79-1239, p. 258–269.

Silver, L.T., 1982, Evidence and a model for west-directed early to Middle Cenozoic basement overthrusting in southern California: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 15, p. 483 (resumen).

Silver, L.T., 1983, Paleogene overthrusting in the tectonic evolution of the Transverse Ranges, Mojave and Salinian regions, California: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 14, p. 617 (resumen).

Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1974, Possible left-lateral early to middle Mesozoic disruption of the southwestern North American craton margin: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 6, p. 955–956 (resumen).

Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1983, Further evidence and analysis of the role of the Mojave-Sonora megashear(s) in Mesozoic Cordillera tectonics: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 15, núm. 5, p. 273 (resumen).

Simpson, Carol, 1984, Borrego-Santa Rosa mylonite zone—a Late Cretaceous west directed thrust in southern California: Geology, v. 12, p. 8–11.

Snoke, A.W., 1977, A thrust plate of ophiolitic rocks in the Preston Peak area, Klamath Mountains, California: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1641–1659.

Solano-Moreno, O., 1989, Estudio geológico de las sierras La Ceniza, El Caloso y Santa Rosa, municipio de Agua Prieta, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 73 p.

Sosson, M., y Calmus, T., 1990, Early Late Cretaceous overthrusting in northern Sonora (Mexico) responsible for a large scale displacement of the Nevadan belt, *in* Aubouin, J., y Bourgois, J., eds., Tectonics of Circum-Pacific Continental Margins: 28th International Geological Congress, Utrecht, the Netherlands, Proceedings, VSP, p. 37–50.

Stephens, W.E., 1988, Reconnaissance geology of the Cucurpe region, north-central Sonora, Mexico: Pittsburgh, PA, University of Pittsburgh, tesis de maestría en ciencias, 317 p.

Stewart, J.H.; McMenamin, M.A.S.; y Morales-Ramírez, J.M., 1984, Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico: Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies, and regional relations: U.S. Geological Survey Professional Paper 1309, 36 p.

Stewart, J.H.; Poole, F.G.; Keith, 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 Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Society Special Paper 7, p. 183–202.

Thomson, C.N.; y Girty, G.H., 1994, Early-Cretaceous intra-arc ductile strain in Triassic-Jurassic and Cretaceous continental

margin arc rocks, Peninsular Ranges, California: Tectonics, v. 13, p. 1108–1119.

Tosdal, R.M., y Miller, R.J., 1988, Thermo-tectonic terranes of the Ajo and Lukeville 1o by 2o quadrangle: K-Ar geochronology of early Tertiary and older rocks: U.S. Geological Survey Open File Report 88-217, p. 5–8.

Tosdal, R.M.; Haxel, G.B.; y Wright, J.E., 1989, Jurassic geology of the Sonoran Desert region, southern Arizona, southeastern California, and northernmost Sonora—construction of a continental-margin magmatic arc, *in* Jenny, J.P., y Reynolds, S.J., eds., Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest, v. 17, p. 397–434.

Tosdal, R.M.; Haxel,G.B.; Anderson,T.H.; Connors, C.D.; May, D.J.; y Wright, J.E., 1990, Highlights of Jurassic, Late Cretaceous to early Tertiary tectonics, southcentral Arizona and north-central Sonora, *in* Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., Geologic excursions through the Sonoran Desert region , Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7, p. 76–88.

Valentine, W.G., 1936, Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 47, p. 53–86.

Vega-Granillo, R.; Pérez-Soto, F.; y Chaparro-Meza, M., 1991, Mantos de corrimiento y cabalgaduras imbricadas en Sonora central: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología, v. 8, p. 37–46.

Walker, J.D.; Martin, M.W.; Bartley, J.M.; y Coleman, D.S., 1990, Timing and kinematics of deformation in the Cronese hills, California, and implications for Mesozoic structure of the southern Cordillera: Geology, v. 18, p. 554–557.

Wolf, M.B., y Saleeby, J.B., 1992, Jurassic Cordilleran dike swarm/shear zones—implications for the Nevadan orogeny and North American plate motion: Geology, v. 20, p. 745–748.

Wright, J.E., y Fahan, M.R., 1988, An expanded view of Jurassic orogenesis in the western US Cordillera—Middle Jurassic (pre-Nevadan) regional metamorphism and thrust faulting within an active arc environment: Geological Society of America Bulletin, v, 100, p. 859–876.

Wyld, S.J., y Wright, J.E., 1988, The Devils Elbow ophiolite remnant and overlying Galice Formation—new constraints of the Middle to Late Jurassic evolution of the Klamath Mountains, California: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 29–44.