Análisis de la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca transtensional del campo geotérmico de Cerro Prieto, BC

Víctor Ilitch Gallardo Federico
CFE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Residencia General de Cerro Prieto. Correo: victor.gallardo01@cfe.gob.mx

Resumen

El objetivo de este trabajo fue realizar un análisis geológico de la evolución tectónica y sedimentaria de la cuenca transtensional del Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP), que permita un acercamiento a los modelos paleotectónicos, paleoestratigráficos y genéticos. Se aplicó una metodología que reúne aspectos de la geología regional permitiendo analizar las causas de la formación de la cuenca sedimentaria y los eventos estructurales que marcaron la formación de altos y bajos estructurales. Se proponen dos etapas de deformación, la primera de tipo extensional y la segunda transtensional, ambas separadas por tres periodos erosivos (hiatus). Los depósitos sedimentarios que cubrieron las cuencas tuvieron cambios de facies continentales y posiblemente transicionales a marinas. Se definió un régimen tectónico estable entre las dos etapas de deformación mencionadas en el que se formaron depósitos deltaicos. Posteriormente, con la reactivación de paleoaltos estructurales y la subsidencia de porciones bajas, se formó lo que se conoce como la cuenca transtensional del CGCP. Mediante el análisis de muestras de canal y núcleo de nuevos pozos perforados en la cuenca se han identificado derrames fisurales de origen volcánico que comprueban una actividad volcánica asociada a depósitos de material terrígeno de ambiente fluvial y deltaico provenientes del Río Colorado (sin-sedimentarios). El principal resultado del presente trabajo es mostrar y describir los eventos tectónicos que dieron origen a la cuenca, proponiéndose además una columna geológica generalizada apoyada en los fenómenos paleotectónicos y paleosedimentarios ocurridos. Los resultados contribuyen a mejorar el conocimiento geológico regional y local, lo que a su vez permite un mejor conocimiento para la planificación de estrategias de exploración geotérmica y la disminución de la incertidumbre en los prospectos futuros.

Palabras clave: Geología del subsuelo, paleotectónica, paleoestratigrafía, hiatus, diques, derrames fisurales sin-sedimentarios, oriente de Cerro Prieto, cuenca transtensional.

Analysis of tectonic-sedimentary evolution of the pull-apart basin of the Cerro Prieto, BC, geothermal field

Abstract

The aim of this paper was to do a geologic analysis of the tectonic and sedimentary evolution of the pull-apart basin of the Cerro Prieto Geothermal Field (CGCP), allowing an approach to paleotectonic, paleostratigraphic and genetic models. It was applied a methodology combining aspects of regional geology that allows analyze the causes that gave rise to the formation of the sedimentary basin and the structural events related to the development of structural highs and lows. Two deformation stages are proposed; the first one is extensional and the second is transtensional, both of them separated by three erosive periods (hiatus). Sedimentary deposits that filled the basins had continental facies changes, and possibly transitional to marine facies. A stable tectonic regime was defined between the two deformation stages mentioned, forming deltaic deposits. Later, due to the reactivation of structural paleo-highs and the subsidence of low portions, the pull-apart basin of CGCP was formed. Fissure outpourings of

volcanic origin have been identified based on analysis of core and cutting samples from the wells drilled in the basin. That implies a volcanic activity associated with terrigenous material deposits of fluvial and deltaic environment from the Colorado River (synsedimentary). The main output of this paper is to present and describe the tectonic events that gave rise to the basin; a generalized geologic column supported by paleotectonic and paleosedimentary phenomena that took place is also proposed. These results contribute to improve the regional and local geological knowledge that represents better tools for planning geothermal exploration strategies and reduces uncertainty in future prospects.

Keywords: Subsurface geology, paleotectonics, paleostratigraphy, hiatus, dikes, fissure outpourings, synsedimentary, eastern Cerro Prieto, pull-apart basin.

1. Objetivo

El objetivo de este trabajo es ampliar el conocimiento sobre la geología regional y local del Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP), mediante un análisis de la evolución tectónica y sedimentaria de la cuenca transtensional donde se localiza, comprendiendo mejor los procesos estructurales, estratigráficos y genéticos que ocurrieron para su formación. Este mayor conocimiento se aplicará en la planificación de estrategias de la futura exploración geotérmica, disminuyendo la incertidumbre en los prospectos futuros.

2. Introducción

Hasta la fecha hay incertidumbre en la comprensión cabal de los procesos y eventos que originaron la apertura oceánica y el desplazamiento oblícuo de la península de Baja California. Varios trabajos proponen que aproximadamente hace 29 Millones de años (Ma), se inició un nuevo régimen tectónico que pasó de ser predominantemente subductivo a transcurrente, el cual afectó el margen occidental de la Placa de Norteamérica.

Ese evento tectónico empezó cuando una paleo-dorsal ubicada en el Pacifico Oriental hizo contacto con una trinchera denominada Franciscana, ubicada aproximadamente en la latitud de California. A partir de ese momento empezó el desarrollo de un límite transformante conectado a una unión triple en cada extremo (Stock y Lee, 1994).

La evolución posterior de la extensión que originó el *rift* se ha explicado en dos maneras, basándose en datos magnéticos. Una de ellas, publicada por Stock y Hodges (1989), explica que la extensión litosférica ocurrió en dos etapas. La primera etapa fue la creación de un protogolfo, ocurrida hace aproximadamente 12 Ma, y la segunda fue un desplazamiento posterior a 6 Ma, con lo que empezó la apertura del golfo actual. Durante el fallamiento extensional hubo depósito de sedimentos marinos al norte y centro del Golfo (<12 Ma) (Gastil *et al*., 1975; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Stock y Lee, 1994; Nagy y Stock, 1998).

Por otro lado, existe una hipótesis alternativa propuesta por Gans (1997) y Fletcher y Munguía (2000) y Fletcher *et al. (*2007), quienes proponen que la península de Baja California pudo haberse desplazado hacia el noroeste al menos 500 km a lo largo del sistema trasforme del Golfo de California-San Andrés en los últimos 10 Ma, mientras que en la actualidad continúa el acomodo del bloque de Baja California y del de Norteamérica (Fletcher y Munguía, 2000; Michaud *et al*., 2004). Esta repartición del desplazamiento parece excluir el modelo de dos fases de Stock y Hodges (1989), el cual requiere de un acomodamiento de traslación dextral significativo en el Golfo de California desde principio del protogolfo.

Se ha interpretado también que la deformación dentro de la provincia extensional del Golfo ocasionada por extensión oblicua, migró del margen oriental al poniente de Sonora hacia Baja California en los últimos 3 Ma (Stock, 2000; Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007), y también que la deformación actual se localiza en la franja oriental del *rift*.

El *rift* del Golfo de California es uno de los pocos ejemplos a nivel mundial que parece estar en la fase inicial de oceanización. En la porción más al sur la litósfera se ha abierto por completo propiciando la creación de piso oceánico, mientras que en la porción más al norte no es clara la formación de nueva corteza oceánica y el desplazamiento de las placas aparentemente está ocurriendo a lo largo de una zona con deformación extensional. Trabajos recientes postulan que ocurre creación de corteza oceánica debajo de las potentes capas sedimentarias que cubren esta zona (e.g., Dorsey, 2010). La deformación que se produjo en el Golfo de California se caracteriza por tener una fuerte componente lateral derecha que resulta en una apertura oblícua.

La región afectada por esta deformación se conoce como Provincia Extensional del Golfo (Stock y Hodges, 1989; Roldán Quintana *et al.*, 2004; Fletcher *et al*., 2007), la cual se traslapa con la provincia del *Basin and Range* del sur de California y noroeste de México, donde la mayor parte de la deformación extensional es más antigua. La naturaleza de los límites transformes también cambia a lo largo del *rift*. Las fallas transformes en la porción sur del Golfo de California forman cuencas de tipo "*pull-apart*" (cuencas de Guaymas, Carmen, Farallón y Pescadero) (Lizarralde *et al*., 2007). Sin embargo, contrario a lo que se observa en esta parte del golfo, al norte ocurre un potente relleno sedimentario en las cuencas Tiburón, Delfín, Wagner, Consag, Altar, y en la zona del Salton Trough, cuyas geometrías no están separadas por fallas transformes discretas, sino que parecen traslaparse en complejas zonas de falla que las separan y que tienen una orientación oblícua a la dirección del movimiento de placas (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007; Pacheco *et al*., 2006; González *et al*., 2009, 2010). Este marco tectónico-estructural quedó registrado en sedimentos marinos, deltaicos y aluviales del Plioceno-Pleistoceno.

La Sierra Cucapah muestra evidencias de la primera fase de extensión relacionada con la provincia extensional del Golfo en su porción oeste. Por otro lado, Siem (1992) lleva a cabo un estudio estructural y petrológico que incluye tres secciones geológicas en la Sierra El Mayor, mientras que se hallan evidencias estructurales en la Sierra Centinela, al norte de la Sierra Cucapah., y en el límite oriental de esta misma sierra también se encuentra evidencia de paleoabanicos aluviales levantados, lo cual indica que han sido afectados por el sistema de deformación actual.

En el noroeste de México, existe evidencia de la tectónica extensional que origino la Provincia de Cuencas y Cordilleras (*Basin and Range*) durante Terciario Tardío. Axen (1995) menciona que el CGGP se localiza dentro de la provincia extensional del Golfo con fallamiento normal ocurrida durante el Mioceno-Plioceno. Ledesma en 1998, menciona 4 etapas; extensión, formación de cuencas, relleno sedimentario y vulcanismo, asociados a un *rift* continental asimétrico con emplazamientos magmáticos importantes en su formación.

En este trabajo se revisan los trabajos regionales mencionados y se explica, con información geológica recabada a partir de pozos geotérmicos, la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca donde se ubica el CGCP. Se proponen además dos eventos de deformación separados por tres discordancias. El primero que ocurre entre 12 y 6 Ma y que empieza con una apertura debida a un periodo extensional, y el segundo, que ocurre hace menos de 6 Ma con un régimen transtensional.

3. Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en la planicie aluvial del Valle de Mexicali, 21 km al sur de la ciudad de Mexicali, Baja California, entre los meridianos 115° 25' 31" y 115° 07' 47" de longitud oeste y los paralelos 32° 27' 19" y 32° 20' 35" de latitud norte, abarcando un área de 336 km^2. Dentro de esta área de estudio se encuentra el CGCP, entre los meridianos 115° 12' y 115° 18' longitud oeste y los paralelos 32° 22' y 32° 26' de latitud norte (Figura 1).

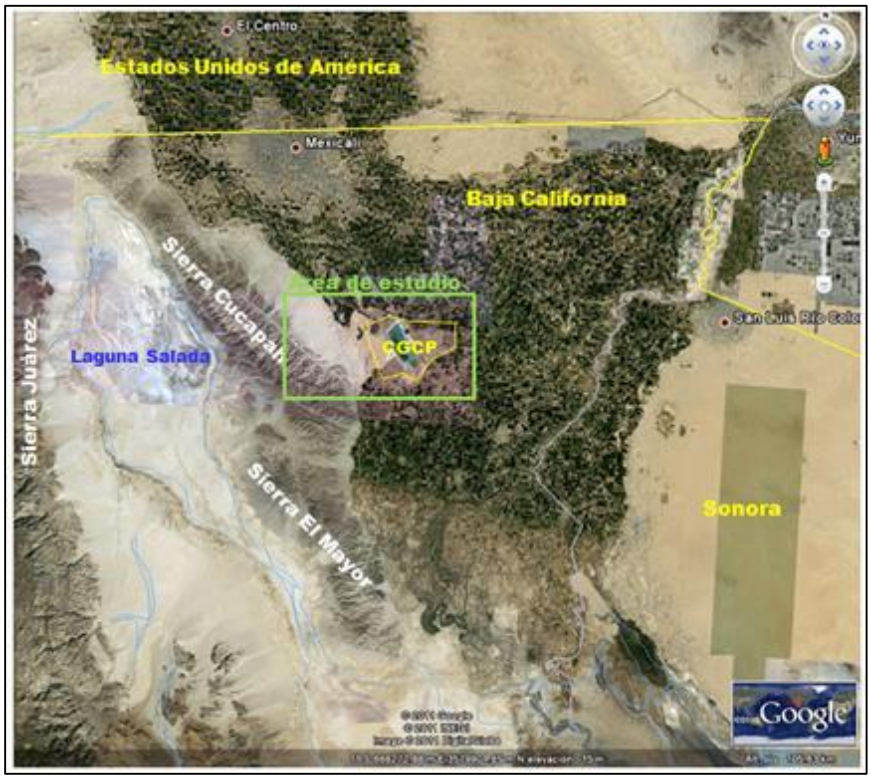


Fig. 1. Localización del área de estudio.

4. Geología

4.1. Rocas Prebatolíticas

En la Sierra Cucapah afloran rocas meta-sedimentarias del Pérmico-Jurásico (¿?), de facies de sillimanita, probablemente producto de metamorfismo regional de alta temperatura y presión relativamente baja. Las más comunes son gneis cuarzo feldespático de hornblenda-biotita, gneis de sillimanita-almandino y mármol. La menos abundante es la anfibolita y raramente la cuarcita. En la Sierra El Mayor afloran rocas meta-sedimentarias del Paleozoico (¿?), producto de un metamorfismo de alto grado (facies anfibolita), principalmente gneis de granate, anfibolita, cuarcita y mármol (Siem, 1992). En las inmediaciones del CGCP en el año 2010 se perforaron dos pozos exploratorios: ETCK-2 y ETCK-3. El segundo cortó 210 m de un remanente de gneis cuarzo feldespático que probablemente corresponde a las rocas que afloran en la Sierra Cucapah (Figura 2).



Fig. 2. Muestra de un núcleo de gneis cuarzo feldespático cortado por el pozo ETCK-3 a 1476-1477 m.

4.2. Rocas Batolíticas

En la porción centro-sur de la Sierra Cucapah aflora un intrusivo de Tonalita (Tonalita La Puerta), cuya edad determinada por plomo-alfa fue de 125-155 Ma, mientras que la edad determinada por K-Ar fue de 62.6 ±1.5 Ma (Gastil et al., 1975). En la porción central una granodiorita (Granodiorita Cucapah) intrusiona al cuerpo de tonalita, lo que implica una edad posterior de emplazamiento. La Sierra El Mayor también incluye cuerpos intrusivos de tonalita a monzogranito en forma de diques, mantos y troncos (Siem, 1992). Los pozos exploratorios mencionados (ETCK2 y ETCK-3) cortaron tanto la a la tonalita como a la granodiorita, mientras que los pozos M-3, S-262, I-5, I-12 cortaron a la granodiorita dentro del CGCP, en el alto estructural conocido como horst Cerro Prieto (Figura 3).



Fig. 3. Tonalita reportada en el pozo ETCK-3 en el intervalo de 1780-1781 m de profundidad.

4.3. Rocas Post-batolíticas

Un conjunto de rocas de edad Pleistoceno y Holoceno constituyen el volcán de Cerro Prieto (Gastil *et al.*, 1975). Los sedimentos deltaicos de origen continental que conforman los valles de Mexicali e Imperial, se presentan desde la parte oriental de las sierras Cucapah, El Mayor y Centinela. Hacia el este se extienden hasta el Desierto de Altar. Al norte y noroeste forman parte del Valle Imperial y de Mesa Este en Estados Unidos. Al sur los limita el Golfo de California o Mar de Cortés. Al oeste del CGCP se interdigitan con los depósitos aluviales procedentes de la sierra Cucapah (Puente-Cruz y De la Peña-Legorreta, 1978).

La estratigrafía encontrada a partir de bloques levantados y de la perforación de tres pozos exploratorios permite reconstruir importantes eventos sedimentarios y tectónicos en la parte central-este de la cuenca de la Laguna Salada, ubicada al noroeste del CGCP. Un conjunto de rocas (lodolitas marinas y areniscas, así como conglomerados secundarios de la Formación Imperial) sobreyacen

tectónicamente al basamento granítico y metamórfico; la Formación Imperial es del Mioceno Superior (< 6 Ma) (Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007).

En más de 430 pozos perforados en el CGCP se han cortado rocas sedimentarias que corresponden a las unidades post-batolíticas. En el subsuelo estas rocas se han agrupado en tres unidades litológicas que han sido denominadas informalmente por técnicos de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) como: unidades de Sedimentos Clásticos No Consolidados (SCNC) y de Lodolita, con edad de menos de 1.8 Ma a la actualidad, y unidades de Lutita Gris y Lutita Café con edades de más de 1.8 a 13.5 Ma. Los SCNC son depósitos terrígenos conformados por secuencias de arenas, gravas y arcillas provenientes de ambientes fluvio-deltaicos que han ido rellenando a la cuenca transtensional actual del CGCP, a la misma velocidad en la que ésta se abre. Gallardo-Federico (2015) reporta rocas ígneas volcánicas fisurales y diques doleríticos, las primeras emplazadas en los SCNC y los segundos intrusionando a la Lutita Gris. Los derrames volcánicos se consideran sin-sedimentarios, cuya presencia ha sido de gran relevancia para comprender la evolución tectónica de la cuenca, ya que se emplazaron durante el segundo régimen de deformación, definido como transtensional (Gallardo-Federico, 2015).

5. Análisis de la evolución tectono-sedimentaria del CGCP

Para comprender la evolución tectono-sedimentaria de la cuenca del CGCP es necesario conocer el tipo de rocas que la componen. Para ello se debe de contar con información de las rocas que afloran en las inmediaciones del mismo, pero también de la gran variedad de rocas cortadas por los pozos perforados dentro del CGCP.

En el análisis se consideran dos etapas de deformación; la primera de tipo extensional con edad <12 m.a. y la segunda transtensional (*pull apart*) cuya edad se propone <6 m.a; ambas separadas por 3 discordancias (hiatus) las cuales se mencionan en el presente trabajo. Estos dos eventos de deformación afectaron estructuralmente a las rocas que componen la cuenca sedimentaria y al mismo tiempo también afectaron a los altos estructurales de dónde provenía el material sedimentario.

Durante la primera etapa extensional se formaron grandes fallas regionales con componente normal, que cortaron las unidades prebatolíticas y postbatolíticas y levantaron grandes bloques estructurales tipo *horst.* En su primera etapa de levantamiento los altos estructurales ocasionaron una alta tasa de sedimentación terrígena en los bajos estructurales (*graben*) rellenando extensas regiones, consideradas como paleocuencas.

Los ambientes sedimentarios variaban de abanicos aluviales en las proximidades de los altos a abanicos-deltas en las proximidades a las cuencas, y en ocasiones a facies lagunares someras o facies de baja energía en los bajos estructurales. Estas facies continentales afloran actualmente en las inmediaciones de las sierras Cucapah, El Mayor, Centinela y Juárez.

Hasta la fecha no se ha realizado un trabajo que correlacione las unidades aflorantes con las que se conocen en el subsuelo del CGCP, pero en este se han encontrado facies conglomeráticas similares a las aflorantes en el pozo 532D a 3072 m de profundidad (Figura-4). Estas facies no se han encontrado uniformemente dentro del CGCP, pero es posible que se encuentren a profundidades mayores. Se propone que estas secuencias conglomeráticas de tipo abanicos aluviales con cambios laterales de facies a abanicos deltas, ambientes lagunares transicionales, sabhkas o marinas someras, se

encuentren en el actual depocentro de la cuenca transtensional y que se halle descansando discordantemente (*hiatus*) sobre las rocas prebatolíticas y batolíticas.



Fig. 4. Facies conglomeráticas polimícticas del pozo 532D a 3072 m de profundidad.

Este primer *hiatus* pone en contacto discordante a las facies terrígenas iníciales como relleno sedimentario sobre las rocas prebatolíticas del Pérmico-Jurásico (¿?) y batolíticas (62.6 ± 1.5 Ma). Lo cual sugiere que los conglomerados que rellenaron la cuenca debieron ser sin-sedimentarios, siendo estos los primeros depósitos formados (Rocas Postbatolíticas).

El proceso de deformación extensional continuó con el aporte de material de los altos y con el consecuente relleno de las cuencas. Posteriormente quedando expuestos los bloques Juárez y Cucapah, pero los bloques Cerro Prieto e Imperial fueron erosionados parcialmente (*hiatus*) y cubiertos en su totalidad por una secuencia sedimentaria deltaica, la cual dio lugar más adelante a la unicada conocida informalmente como Lutita Gris.

La Lutita Gris tiene alrededor de 3 mil metros de espesor y está constituida por lutitas limolíticas que varían en color de gris claro a gris oscuro y en ocasiones a color negro; el color gris corresponde a una secuencia de baja oxigenación en un ambiente de baja energía lo que implica contenido de materia orgánica. Las lutitas se encuentran intercaladas con areniscas lenticulares cementadas por $CaCO_3$, (Figura 5). Esta unidad forma parte de la roca almacenadora de los fluidos geotérmicos del CGCP, pero además, en las proximidades del horst Cerro Prieto con la sierra Cucapah, presenta un cambio de facies de varía de delta a abanico delta.

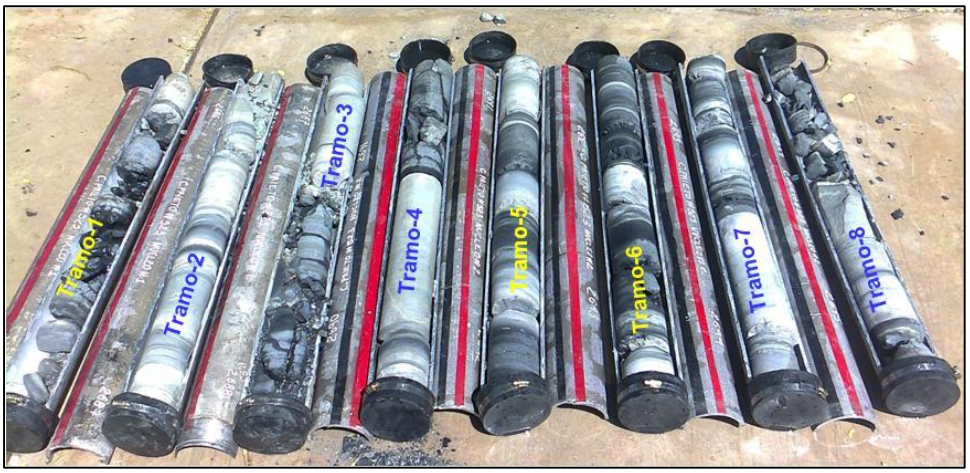


Fig. 5. Lutitas limolíticas intercaladas con areniscas del pozo 523 (intervalo de 2685-2696 m).

La Unidad de Lutita Gris se encuentra sobreyaciendo concordantemente a una Unidad de Lutita Café. Esta presenta un espesor muy variable, debido a que en su cima está limitada por una erosión regional (*hiatus*). Por lo tanto, su presencia es errática y no uniforme en el subsuelo del CGCP. Su característico color café indica que las rocas se depositaron en un ambiente de circulación de alta energía y con aporte de oxigenación, dando lugar a depósitos de minerales arcillosos ricos en hierro (Fig. 6). Considerando que el ambiente depósito de la unidad previa era de menor energía y más bien de tipo reductor, el depósito de la Lutita Café indica un cambio de circulación de las corrientes, aunque de manera localizada y variable.

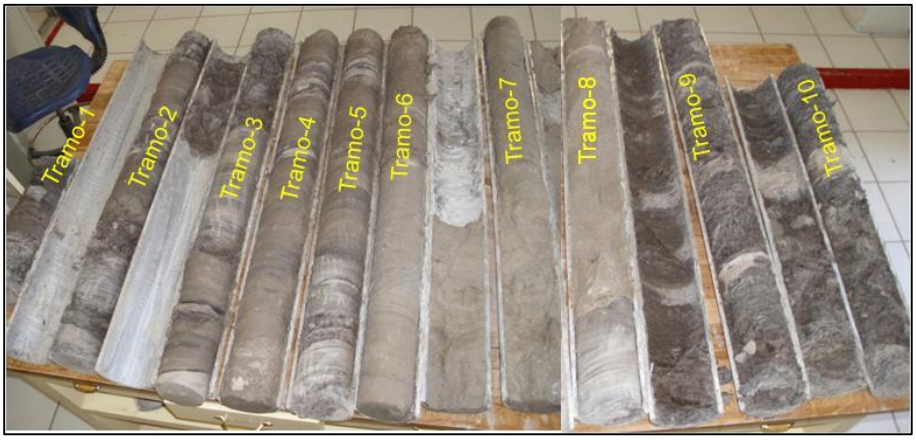


Fig. 6. Lutita Café intercalada con secuencias fluviales del Río Colorado (Pozo 528D: intervalo de 2190-2200 m de profundidad).

La Unidad de Lodolita sobreyace discordantemente a la Lutita Café. Se encuentra en forma lenticular y no bien distribuida en el subsuelo del CGCP. Son depósitos de baja energía que indican el principio de un cambio en la sedimentación y en el régimen tectónico, ya que el ambiente cambia de ser de tipo transicional (lutitas gris y café) a continental, para dar lugar después a depósitos terrígenos fluviales del Río Colorado, conocidos informalmente como la unidad de SCNC, mencionada antes.

La secuencia terrígena de los SCNC tiene espesores de hasta 2300 m, y está constituida por arenas cuarzo feldespáticas intercaladas con arcillas plásticas de color café, gravas de composición heterogénea, y granulometría que varía de 2 a 10 mm de diámetro. Se han encontrado también rocas volcánicas vítreas y vesiculares de composición andesítica intercaladas en las secuencias terrígenas, que se han considerado como producto de erupciones fisurales contemporáneas con la sedimentación, es decir sin-sedimentarias (Gallardo Federico, 2015).

El límite entre el inicio del depósito de la Unidad de Lodolita y el final de la Lutita Café está marcado por una zona de erosión (hiatus), la cual revela un cambio de régimen tectónico y anuncia el inminente depósito terrígeno de los SCNC. Eso marca el principio de los esfuerzos transtensionales en la cuenca del CGCP.

6. Modelo Geotectónico Regional

En 2012 se elaboraron e interpretaron más de 42 secciones geológicas construidas con la información geológica recopilada de más de 430 pozos del CGCP. Las secciones se complementaron con la interpretación estructural de las fallas conocidas y con información sobre el basamento gravimétrico, así como con el análisis sedimentológico de muestras de canal y núcleos. Ello permitió tener una idea general

de los procesos tectónicos, estructurales y sedimentológicos que ocurrieron durante la formación y evaluación de la cuenca y de sus ambientes de depósito. Así, se definió una columna geológica generalizada del área de estudio, mostrando las secuencias que se han cortado en los pozos del CGCP. Asimismo, se proponen también unidades que no se han encontrado pero que hipotéticamente deberían encontrarse a mayor profundidad en la cuenca, tomando en cuenta los ambientes sedimentarios que debieron prevalecer en las primeras etapas evolutivas de la cuenca.

En la Figura 7 se representa esquemáticamente la evolución tectónica y estratigráfica regional durante la primera etapa de deformación extensional. El proceso empieza en la Figura 7(A), partiendo del levantamiento de las unidades prebatolíticas y batolíticas lo que a su vez da lugar a una primera etapa erosiva (*hiatus*). Más delante, Figura 7(B), fallas profundas provocan el adelgazamiento cortical y el ascenso de intrusivos granitoides, generando el levantamiento de las sierras de Juárez y Cucapah. Durante el levantamiento de los bloques Cucapah y Cerro Prieto, Figura 7(C) se producen cuencas rellenas por depósitos sin-sedimentarios tipo abanico aluvial durante la extensión (sin-extensionales).

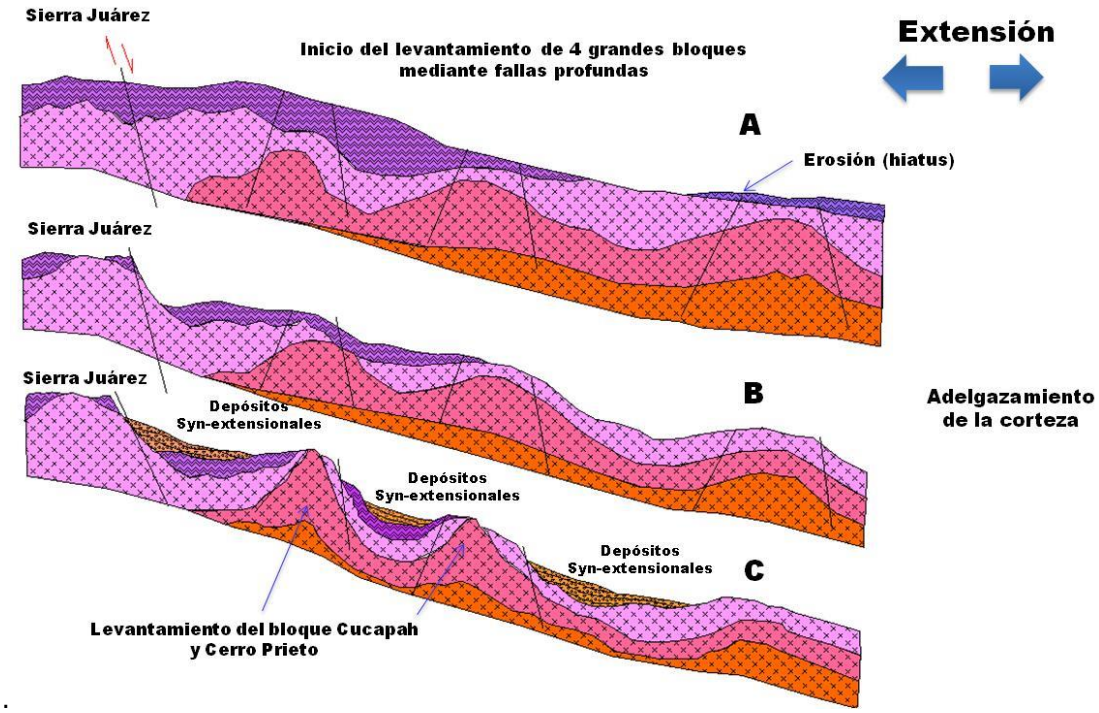


Fig. 7. Evolución tectono-estratigráfica regional durante la primera etapa de extensión (ver texto).

Debido al adelgazamiento cortical producido por la fallas regionales, continuó el levantamiento de los granitoides en cuatro bloques diferentes: Sierra Juárez, Cucapah, Cerro Prieto, e Imperial, separados por tres cuencas: Laguna Salada, Cucapah y Cerro Prieto.

En la Figura 8(E) se esquematiza que ese levantamiento de los cuatro grandes bloques propicia la continuación del aporte de depósitos sin-sedimentarios, generalmente abanicos aluviales. En la zona de mayor adelgazamiento cortical se produce una cuenca (Cuenca Cerro Prieto) generada por una transgresión marina que deposita facies evaporiticas y abanico deltas. Los depósitos evaporíticos marinos y abanicos deltas transicionales, serían los causantes del entrampamiento de aguas connatas en la cuenca, que podrían estar relacionadas con algunas de las aguas salinas en el CGCP. Después de la formación de las tres cuencas alargadas y delimitadas por los cuatro bloques mencionados, continuó en

ellas el relleno de material sedimentario continental y marino durante la extensión. Estos depósitos afloran actualmente en los bordes de las sierras Cucapah, El Mayor y Centinela.

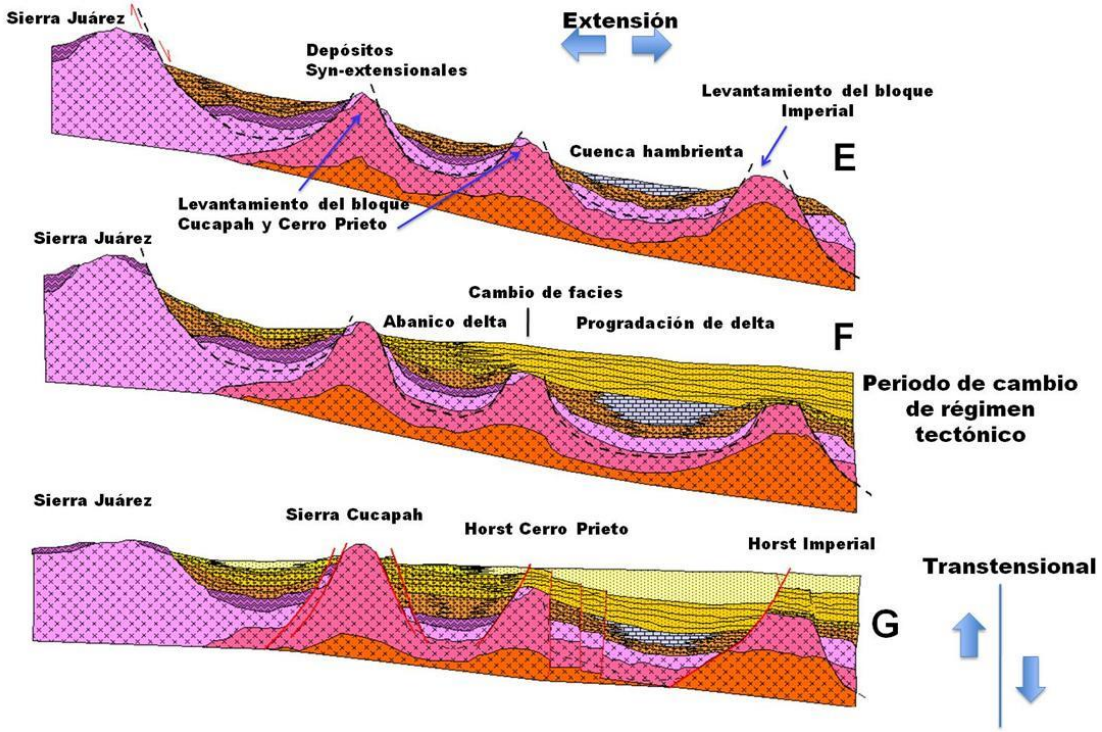


Fig. 8. Evolución tectono-estratigráfica regional durante las etapas de extensión y transtensión (ver texto).

Después ocurre un cambio de régimen tectónico de tipo extensional a transtensional (Fig. 8F) y un periodo de calma durante el cual se depositaron sedimentos de facies deltaicas con cambio de facies a abanicos deltas. Durante el depósito hubo subsidencia de tal modo que los bloques Cucapah e Imperial fueran cubiertos totalmente por estos depósitos deltaicos. Sin embargo, el bloque Cucapah quedó expuesto empezó a erosionarse con lo que se depositaron facies de abanico deltas con interdigitizaciones de facies deltaicas. Este cambio de facies ocurrió justamente por encima del bloque Cerro Prieto, lo que ha permitido que estas rocas interdigitadas fueran las rocas actualmente almacenadoras de los fluidos geotérmicos que componen el yacimiento del CGCP, conocidas como Unidad de Lutita Gris. En casi todos los pozos se han perforado facies deltaicas más profundas con mayor contenido de lutitas limoliticas y lutitas oscuras a grises, pero por encima del Horst Cerro Prieto afloran algunas areniscas y se observan areniscas conglomeráticas provenientes de la Sierra Cucapah.

Durante la etapa transtensional esquematizada en la Figura 8(G) hubo regresiones marinas permitiendo la sedimentación de depósitos fluvio-deltaicos provenientes del Río Colorado y conocidos como la Unidad de SCNC. El continuo movimiento subsecuente después del periodo transtensional provocó la reactivación de la Falla Juárez así como el afloramiento de trazas de las distintas fallas regionales actualmente expuestas en la Sierra Cucapah, entre ellas las fallas Laguna Salada, Borregos y Cucapah, todas ellas al oriente de la Falla Imperial y de las que componen la cuenca transtensional (pull-apart), que son las fallas Cerro Prieto, Michoacán y sistema H.

Durante esa última etapa de deformación se han encontrado rocas ígneas hipabisales compuestas por diques doleríticos o diabásicos cortando a las unidades de Lutita Gris y Lutita Café. También se han identificado rocas ígneas volcánicas de composición andesítica y basáltica intercaladas dentro de los

SCNC, que se emplazaron en la etapa transtensional. Finalmente, el Volcán Cerro Prieto también se formó en esta última etapa.

De acuerdo a la interpretación estructural, todas las fallas regionales y locales muestran rumbos noroeste-sureste y noreste-suroeste con echados entre 75 y 85º. Sin embargo las fallas Imperial y Cerro Prieto cambian de rumbo observándose oblicuas, lo que indica que las fallas forman dos semi-graben dentro de un graben de mayor dimensión entre la Falla Cucapah e Imperial (Figura 9).

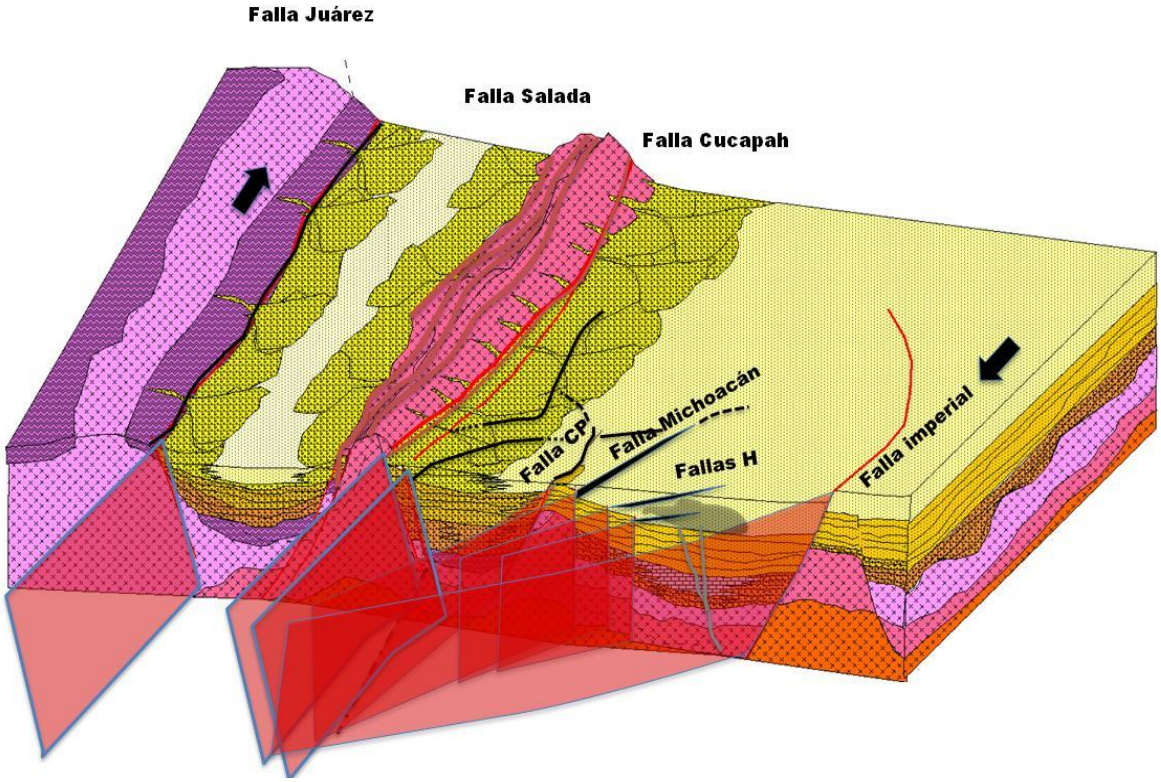


Figura-9. Bloque diagramático que muestra la evolución de la cuenca transtensional del CGCP delimitada por la falla Cucapah e Imperial.

En la Figura 10 se propone una columna geológica generalizada, derivada en parte del análisis tectono-estratigráfico discutido antes, que muestra los eventos tectónicos y las unidades litológicas que corresponden a cada uno de esos eventos. La figura muestra además las tres zonas de erosión o hiatus que marcan límites tectónicos ocurridos en la cuenca.

7. Discusión y conclusiones

En este trabajo se explican de manera formal los eventos tectónicos de deformación regionales que ocurrieron durante la formación de la cuenca del CGCP.

La evolución tectónica identifica en la zona empieza con una etapa pre-extensional que incluye el emplazamiento de la Tonalita La Puerta, la cual intrusiona al complejo metamórfico, y el emplazamiento del Batolito Peninsular de composición granodiorítica. Estas son las unidades pre-batolítica y batolítica.

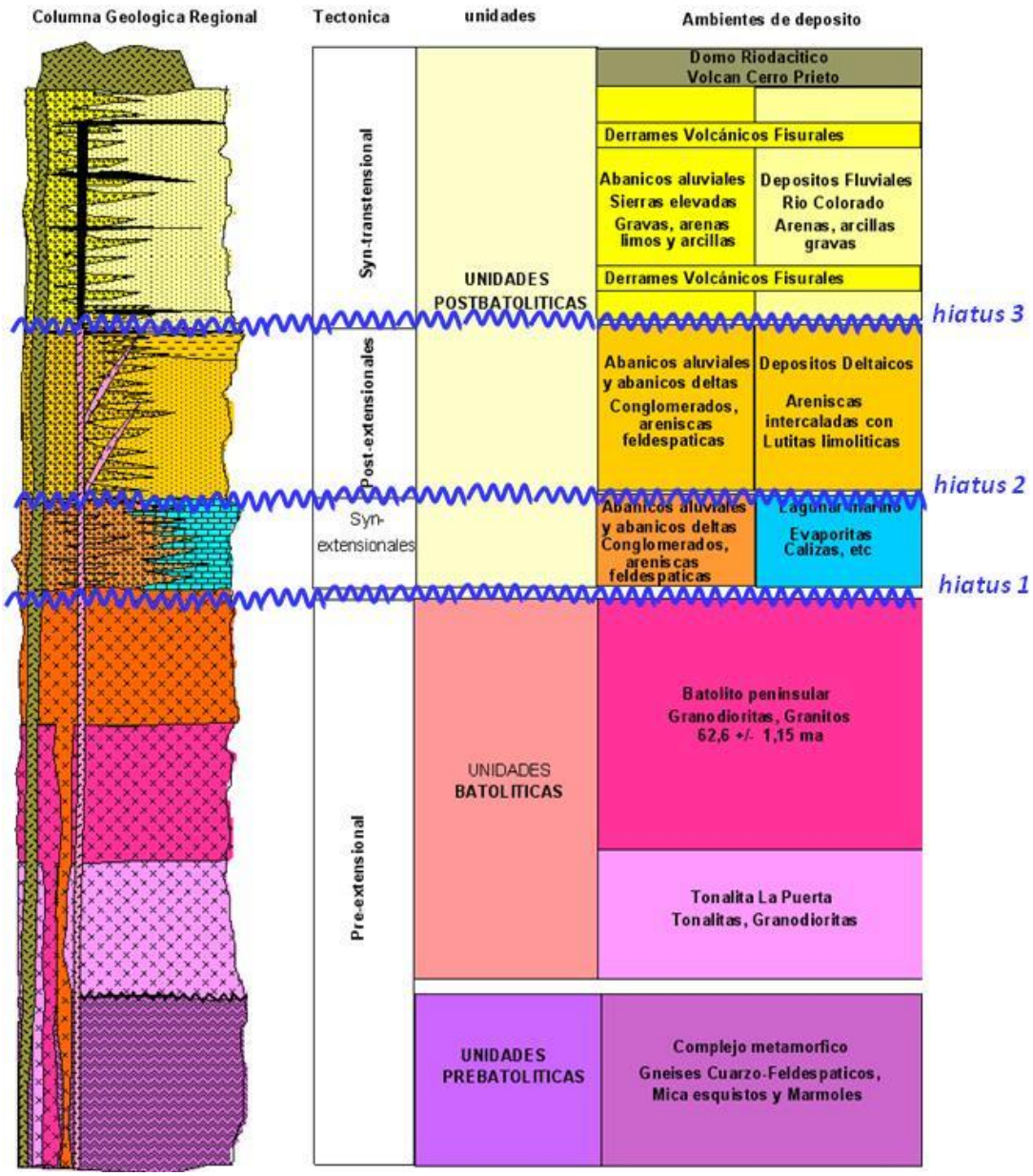


Fig. 10. Columna geológica del CGCP, indicando tectónica, unidades litológicas, ambientes de depósito y hiatus.

Ocurre después un primer hiatus, dando inicio a un régimen tectónico de extensión y a un depósito sedimentario continental con cambio lateral de facies lagunares o marinas someras, delimitado por un segundo hiatus.

En el periodo post-extensional, ocurrido y delimitado entre el segundo hiatus y un tercer hiatus, se depositaron sedimentos deltaicos con cambios de facies como abanicos aluviales y abanicos deltas. Estos cambios de facies ocurrieron entre los bloque altos de Cerro Prieto y Cucapah.

Finalmente, se inicia el periodo transtensional actual, que ocurre a partir de tercer hiatus, cuyos depósitos sedimentarios forman parte de los SCNC. Durante esta etapa de sedimentación la cuenca

del CGCP ha tenido actividad volcánica central (Volcán Cerro Prieto) y fisural de tipo sin-sedimentarios (rocas andesíticas y basálticas intercaladas en el subsuelo de los SCNC). El régimen transtensional también parece haber propiciado el ascenso de magmas profundos, que sin duda constituyen la fuente de calor del sistema geotérmico actual.

Referencias

Aragón-Arreola, M., and A. Martín-Barajas, 2007. Westward migration of extension in the northern Gulf of California. *Geology*, v. 35(6), pp. 571-574.

Axen, G. 1995. Extensional segmentation of the Main Gulf Escarpment, Mexico and United States. *Geology*, v. 23(6), pp. 515-518.

Dorsey, R.J., 2010. Sedimentation and crustal recycling along an active oblique rift margin: Salton Trough and northern Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, v. 38(5), pp. 443-446.

Fletcher, J.M., and L. Munguía, 2000. Active continental rifting in southern Baja California, Mexico; implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, v. 19, pp.1107-1123.

Fletcher, J.M., M. Grove, D. Kimbtrough, O. Lovera, and G. Gehirels, 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, pp. 1313–1336.

Gallardo-Federico, V.I., 2015. Ocurrencia de rocas ígneas y su relación genética con la evolución tectónica de la cuenca transtensional en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto. *Memorias del XXII Congreso Anual de la Asociación Geotérmica Mexicana*, Cuernavaca, Mor., marzo de 2015.

Gans, P.B., 1997. Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics*, v.16, pp. 388–408.

Gastil, R.G., R.P. Phillips, and E.C. Allison, 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California. *Geological Society of America*, *Mem.* 140*,* 170 p.

González-Escobar, M., C. Aguilar-Campos, F. Suárez-Vidal, y A. Martín-Barajas, 2009. Geometry of the Wagner basin, upper Gulf of California based on seismic reflections. *International Geology Rev.*, v. 51(2), pp.133-144.

Ledesma, J. (1998). Apuntes del curso sobre cuencas extensionales. Facultad de Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California. Inédito.

González-Escobar, M., F. Suárez-Vidal, J.A. Hernández-Pérez, and A. Martín-Barajas, 2010. Seismic reflection-based evidence of a transfer zone between the Wagner and Consag basins: implications for defining the structural geometry of the northern Gulf of California. *GeoMarine Letters*, v. 30, pp. 575-584.

Lizarralde, D., G.J. Axen, H.E. Brown, J.M. Fletcher, A. González-Fernández, A.J. Harding, W.S. Holbrook, G.M. Kent, P. Paramo, E.F. Sutherland, and P.J. Umhoefer, 2007. Variation in styles of rifting in the Gulf of California. *Nature*, v. 448, pp. 466-469.

Lonsdale, P., 1989 Geology and tectonic history of the Gulf of California. In Winterer, E.L., Hussong, D.M., and Decker, R.W., eds., *The eastern Pacific Ocean and Hawaii*. Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, pp. 499–521.

Michaud, F., M. Sosson, J.Y. Royer, A. Chabert, J. Bourgois, T. Calmus, C. Mortera, F. Bigot-Cormier, B. Bandy, J. Dyment, B. Pontoise, and B. Sichler, 2004. Motion partitioning between the Pacific plate, Baja California and the North America plate: The Tosco-Abreojos fault revisited: *Geophysical Research Letters*, v.31, p. 108-114.

Nagy, E.A., and J.M. Stock, 1998. Structural transition versus sea-floor spreading in the northernmost Gulf of California. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 30, p. 56.

Pacheco, M., A. Martín-Barajas, W. Elders, J.M. Espinosa-Cardeña, J. Helenes, and A. Segura, 2006. Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: Implications for the history of the Colorado River delta and the Salton Trough. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 23, p. 1-22.

Puente-Cruz, I., y A. De la Peña-Legorreta, 1978. Geología del campo geotérmico de Cerro Prieto. *Actas del Primer Simposio del CGCP*, Mexicali, B.C., México, pp.17-40.

Roldán-Quintana, J., G. Mora-Klepeis,t. Calmus, M. Valencia- Moreno, y R. Lozano-Santacruz, 2004. El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 21, p. 320-334.

Siem, M., 1992. The Structure and Petrology of Sierra El Mayor, Northeastern Baja California, México. Unpublished Master Thesis, University of San Diego State.

Stock, J., and M.J. Lee., 1994. Do microplates in subduction zones leave a geological record? *Tectonics*, v. 13, pp.1472-1487.

Stock, J.M., and K.V. Hodges, 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, v. 8, pp. 99–115.

Stock, J.M., 2000. Relation of the Puertecitos Volcanic Province, Baja California, Mexico, to development of the plate boundary in the Gulf of California. In *Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico*, H. Delgado-Granados, G. Aguirre-Díaz, and J.M. Stock, eds. Special Paper - Geological Society of America, v. 334, pp. 143-156.