

Transecto magnetotelúrico en la frontera Sonora-Arizona: identificación del límite nororiental del *rift* del Golfo de California

Anaid Fragoso-Irineo^{1,*}, Javier Lazcano¹, Jorge Arzate-Flores²,
Roberto S. Molina-Garza^{2†} y Alexander Iriondo²

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Boulevard Juriquilla 3001, 76230 Juriquilla, Querétaro, México.

² Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Boulevard Juriquilla 3001, 76230 Juriquilla, Querétaro, México.

* anaid.fi@gmail.com

RESUMEN

El límite oriental del *rift* Golfo de California está pobremente definido, especialmente en su extremo septentrional en el área transfronteriza de México-EUA. Con el objetivo de precisar su localización en esta región, hemos realizado un modelo 2D de resistividad eléctrica a partir de datos magnetotelúricos adquiridos en 16 sondeos a lo largo de un transecto de orientación NE-SO y ~175 km de longitud, desde la localidad de Puerto Peñasco en la costa norte de Sonora (México), hasta las inmediaciones de Ajo en el suroeste de Arizona (EUA). El modelo generado revela importantes rasgos de la corteza en el área de estudio. En primer lugar, el elevado contraste entre la conductividad eléctrica de la corteza inferior y la parte superior del manto ha permitido visualizar el “Moho eléctrico”, que es similar al estimado por otros métodos geofísicos en trabajos previos. En segundo lugar, la combinación de cambios en la geometría de los cuerpos eléctricos y la marcada variación lateral de la resistividad a lo largo del perfil permite dividirlo en dos secciones, cuyo límite se sitúa en las sierras de Quitobaquito (Arizona), muy cerca de la línea fronteriza. La sección suroccidental es notablemente menos resistiva en promedio que la nororiental y está atravesada por una serie de estrechos cuerpos conductivos transcorticales de elevado buzamiento, que proponemos están relacionados con fallas laterales que cortan una corteza atenuada. En cambio, la sección nororiental carece de este tipo de cuerpos eléctricos, es menos heterogénea y no se han podido definir con claridad estructuras tectónicas en ella. No obstante, la geometría de dos grandes cuerpos resistivos que conforman gran parte de esta sección sugiere la existencia de fallas lístricas que enraízan en la corteza media-inferior. Interpretamos que la sección suroccidental corresponde a la provincia tectónica del Golfo de California y la nororiental a la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*). El límite propuesto entre ambas provincias cenozoicas se sitúa en un área estructuralmente compleja en la que se han reportado previamente otros límites tectónicos más antiguos (zona de sutura paleoproterozoica Yavapai-Mazatzal), así como grandes estructuras de diferentes edades (Megacizalla Mojave

Sonora del Jurásico Superior, sistema de cabalgaduras larámides de Quitobaquito). De ello se desprende la importancia de la herencia geológica en la localización del límite nororiental del moderno *rift* del Golfo de California en la sección estudiada.

Palabras clave: método magnetotelúrico; inversión 2D; modelo de resistividad eléctrica; Moho eléctrico; Golfo de California; provincia de Cuencas y Sierras.

ABSTRACT

The eastern limit of the Gulf of California rift is poorly defined, especially at its northern end in the Mexico-US transborder area. In order to define its location in this region, we have generated a 2D electrical resistivity model from magnetotelluric data acquired at 16 stations along a NE-SW-oriented transect, approximately 175 km long, from Puerto Peñasco on the northern coast of Sonora, Mexico, to the vicinity of Ajo in southwestern Arizona, USA. The model reveals important features of the crust in the study area. First, the significant contrast in electrical conductivity between the lower crust and the upper mantle allows visualizing the electric Moho, which is consistent with estimates from other geophysical methods in previous studies. Secondly, the combination of changes in the geometry of the electrical bodies and the marked lateral variation in resistivity along the transect allows dividing it into two sections, with the boundary located near the Quitobaquito Hills in Arizona, close to the border. The southwestern section is notably less resistive on average than the northeastern section and is traversed by a series of narrow, highly dipping transcrustal conductive bodies which are related to strike-slip faults cutting through a thinned crust. In contrast, the northeastern section lacks these types of electrical bodies, is also less heterogeneous, and tectonic structures in this section are not clearly defined. However, the geometry of two large resistive bodies that make up a significant portion of this section suggests the presence of listric faults rooted in the mid-lower crust. We interpret that the

southwestern section corresponds to the Gulf of California tectonic province and the northeastern section to the Basin and Range province. The proposed boundary between these two Cenozoic provinces is located in a structurally complex area where older tectonic boundaries have been previously reported (Yavapai-Mazatzal Paleoproterozoic suture zone), as well as large structures of different ages (Upper Jurassic Mojave-Sonora Megashear, Paleocene Quitobaquito Hills thrust system). This underscores the importance of the geological inheritance on the localization of the northeastern boundary of the modern Gulf of California rift in the studied section.

Key words: Magnetotelluric method; 2D inversion; electrical resistivity model; electric Moho; Gulf of California; Basin and Range province.

INTRODUCCIÓN

La historia geológica del noroeste de México durante el Cenozoico comprende dos grandes eventos tectonomagmáticos: (1) la culminación de un arco continental de tipo andino enmarcado en la segunda fase del orógeno Mexicano (Fitz-Díaz *et al.*, 2018), y (2) un proceso de ruptura continental con dos etapas o fases principales diferenciadas. La primera

etapa de extensión y vulcanismo asociado es sinconvergente y afecta a una amplia franja de la Cordillera de Norteamérica desde Canadá hasta México (Parsons, 1995). El inicio de la extensión posterior al colapso del orógeno en México se ha datado en ~36–30 Ma (*e.g.*, Henry y Aranda-Gomez, 1992; Aguirre-Díaz y McDowell, 1993; Aranda-Gómez *et al.*, 2000; Aguirre-Díaz y Labarthe-Hernández, 2003; Ferrari *et al.*, 2018). Esta etapa tectónica se caracteriza por el desarrollo de grandes fallas normales lítricas que enraizan en la corteza media/inferior, las cuales se asocian a los complejos de núcleo metamórficos cuando la extensión es extrema, y sobre las que se desarrollan sistemas secundarios de bloques rotados limitados por fallas y dispuestos en dominó (*e.g.*, Zoback *et al.*, 1981; Wernicke, 1981; Coney y Harms, 1984; Davis y Lister, 1988). Su expresión fisiográfica es la provincia de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*), presente en Sonora y Arizona (Figura 1).

La segunda etapa extensional inicia a los ~12.5 Ma cuando cesa la subducción y el acoplamiento entre las placas Pacífico y Norteamérica, cuyos movimientos relativos son oblicuos, ocasiona la separación de la península de Baja California y la consiguiente apertura del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989). La mayor concentración de la deformación, hasta el grado de alcanzar la ruptura de la litósfera, se produce en la depresión Golfo (*e.g.*, Moore, 1973; Gastil *et al.*, 1975). Esta se trata de una zona de deformación transtensiva dextral en la

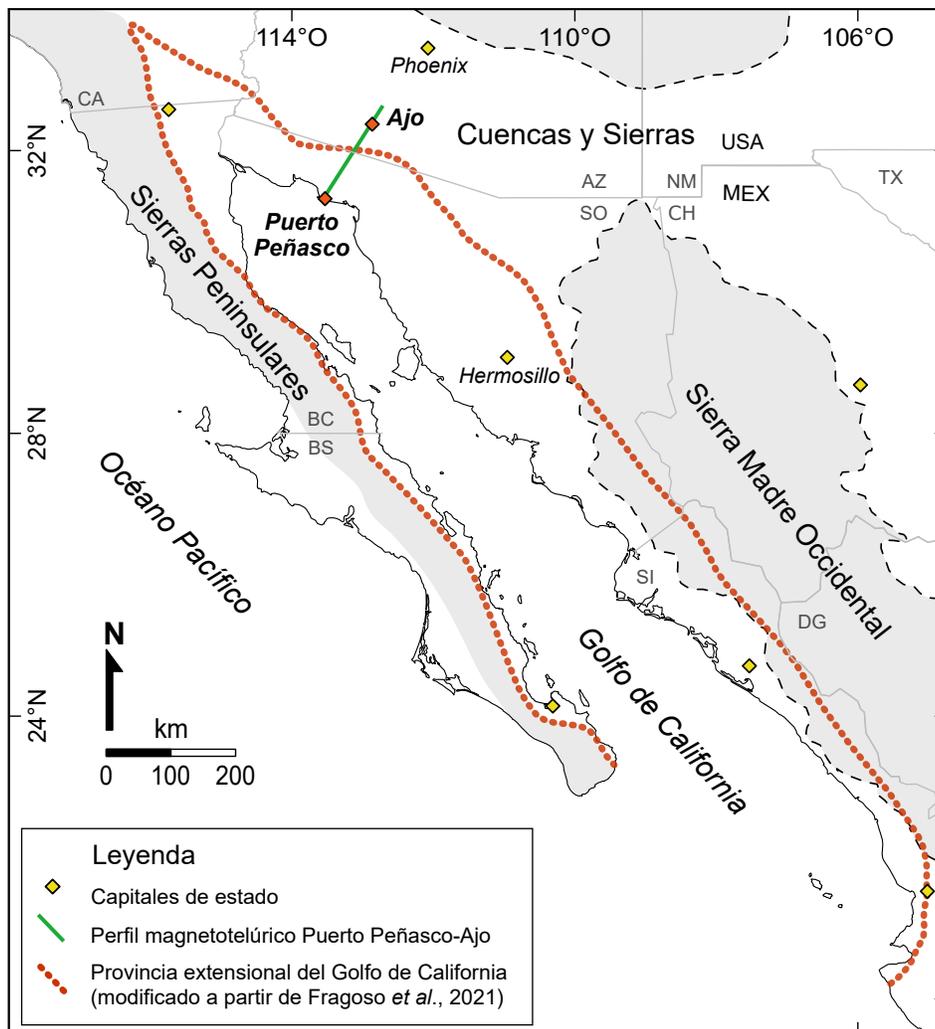


Figura 1. Mapa de localización del transecto magnetotelúrico Puerto Peñasco-Ajo.

cual se desarrolla un sistema de fallas transformantes, cuencas de tipo *pull-apart* y altos estructurales rotados (e.g., Lonsdale, 1989; Bennett et al., 2013; Bennett y Oskin, 2014).

La provincia extensional del Golfo, entendida tradicionalmente como el área de afectación del *rift* del Golfo de California, está bien delimitada al oeste, en la península de Baja California, por el Escarpe del Golfo y el eje del arco volcánico miocénico Comondú, al norte y sur respectivamente (Hausback, 1984; Fletcher et al., 2007). En cambio, la superposición del tectonismo moderno en la provincia de Cuencas y Sierras dificulta el reconocimiento de su límite oriental en el continente, que no está bien definido (Stock y Hodges, 1989). Mientras que en la parte sur la deformación transtensiva no se propaga a la poco extendida Sierra Madre Occidental (Henry y Aranda-Gómez, 2000), en la porción norte (Sonora-Arizona) no hay elementos morfoestructónicos distintivos que permitan definir con cierta precisión su potencial extensión hacia el este. Los accidentes tectónicos relacionados con este evento reciente sólo son claramente observables en determinados sectores de la planicie costera sonorense (e.g. Gastil y Krummenacher, 1977; Roldán-Quintana et al., 2004; Calmus et al., 2011).

El método magnetotélúrico se ha usado ampliamente con éxito para desvelar importantes rasgos estructurales de la corteza en diferentes regiones del mundo (Artemieva, 2011; Chave y Jones, 2012). Por ello, y considerando los estilos tectónicos contrapuestos de las dos etapas distensivas cenozoicas registradas en el noroeste de México, este método geofísico es potencialmente útil para identificar el críptico límite nororiental del *rift* del Golfo de California. Con este objetivo se ha realizado un modelo de inversión bidimensional con los datos magnetotélúricos medidos en 16 sondeos distribuidos a lo largo de un transecto de orientación NE-SO y ~175 km de longitud (Figura 1), que atraviesa el área transfronteriza de Sonora y Arizona, entre Puerto Peñasco (México) y Ajo (EUA). El perfil cruza de oeste a este los espacios naturales protegidos de las reservas de la biosfera de El Pinacate y Organ Pipe, una esquina del refugio de vida salvaje de Cabeza Prieta y termina dentro del área militar Barry M. Goldwater Range. A partir del modelo de distribución de la resistividad eléctrica para la sección estudiada se han deducido importantes rasgos de la corteza que suponen una contribución al conocimiento de la extensión y ruptura continental en esta región de Norteamérica.

CONTEXTO GEOLÓGICO

Las rocas que afloran en la región fronteriza occidental de Sonora y Arizona conservan un amplio registro geológico (Figura 2). El basamento cristalino pertenece al extremo suroeste del cratón de Laurencia y se formó en varios ciclos de acreción-*rifting* durante el Paleoproterozoico y Mesoproterozoico (e.g., Whitmayer y Karlstrom, 2007; Iriondo y Premo, 2011). Los dos eventos acrecionales principales corresponden a las orogénias Yavapai (~1.7 Ga) y Mazatzal (~1.65 Ga), que dan lugar a las provincias corticales homónimas (e.g., Condie, 1992). El Precámbrico finalizó con la amalgama del supercontinente de Rodinia y su ruptura, a la que seguiría la formación de un amplio margen pasivo a lo largo de la actual Cordillera de Norteamérica (e.g., Prave, 1999; Colpron et al., 2002). En Sonora este ambiente tectónico perduró aparentemente hasta el Pérmico, cuando se registra en la región el primer pulso magmático del arco continental del suroeste de Norteamérica (Arvizu et al., 2009; Arvizu e Iriondo, 2015; Iriondo et al., 2022).

La evolución del arco continental cordillerano durante el Mesozoico es compleja e incluye varios eventos de ruptura continental y acreción de arcos de islas al margen occidental de México, ocurriendo los más importantes –o mejor conocidos– durante el Cretácico

(e.g., Gastil et al., 1981; Busby et al., 1998; Centeno-García, 2008; Peña-Alonso et al., 2015). Durante el Cretácico Superior-Eoceno se produjo un aumento generalizado de la tasa de convergencia entre la placa subducida (Farallón) y el continente de Norteamérica (orogénia Larámide *sensu lato*) que resultó en la construcción de un arco magmático continental de tipo andino a lo largo del margen cordillerano (e.g., Coney y Reynolds, 1977; Engebretson et al., 1985; Yonkee y Weil, 2015).

Tras el colapso del orógeno Larámide en tiempos del Eoceno, se desarrolló un evento extensional a lo largo del margen occidental de Norteamérica que originó la provincia morfoestructónica de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*) de EUA y México (e.g., Stewart, 1978; Henry y Aranda-Gómez, 1992; Dickinson, 2002), a la que se asocia el cinturón de complejos de núcleo metamórficos cordillerano (e.g., Davis y Coney, 1979; Coney y Harms, 1984). Este evento fue la antesala del *rift* del Golfo de California y de su prolongación al norte en el sistema transformante de San Andrés (Henry y Aranda-Gómez, 2000).

El cese de la subducción de la placa Farallón en el Mioceno (~12.5 Ma) ocasionó el atrapamiento de la microplaca de Baja California y la concentración de la deformación oblicua entre las Sierras Peninsulares y la Sierra Madre Occidental (e.g., Atwater y Stock, 1998; Oskin et al., 2001). El comienzo de la deformación transtensiva dextral en la costa de Sonora se ha datado en ~13–9 Ma (Herman y Gans, 2006; García-Martínez et al., 2014; Velderrain-Rojas et al., 2022a, 2022b) y continúa hasta la actualidad (Castro et al., 2017). Mientras que la ruptura continental está más avanzada en la parte sur del Golfo de California, donde el inicio de la oceanización en varios sectores es muy reciente (~3.6 Ma; Larson, 1972; Lonsdale, 1989; DeMets, 1995), en el norte no hay evidencias concluyentes de formación de nueva corteza (e.g., Klitgord et al., 1974; Lizarralde et al., 2007; Persaud et al., 2007; González-Fernández et al., 2005; Wang et al., 2009; Martín-Barajas et al., 2013; González-Escobar et al., 2014; van Wijk et al., 2019). En este contexto intracontinental, las manifestaciones volcánicas más jóvenes corresponden a varios campos volcánicos cuaternarios con magmatismo basáltico alcalino derivado del manto astenosférico que sugiere un fácil transporte a través de la corteza (e.g., Paz-Moreno et al., 2003; Vidal-Solano et al., 2008; Cave, 2015). En el caso del campo volcánico El Pinacate, situado en el área de estudio, la extrusión de las lavas más jóvenes ocurrió hace tan sólo varios miles años (Alva-Valdivia et al., 2019).

MÉTODOS

Adquisición de datos

El perfil Puerto Peñasco-Ajo consta de 16 sondeos distribuidos a lo largo de un transecto de ~175 km de longitud y orientación NE-SO (casi perpendicular a la fábrica tectónica), situado entre la población de Puerto Peñasco (Sonora) y un punto a ~40 km al noreste del núcleo urbano de Ajo (Arizona). Los datos magnetotélúricos se midieron empleando un rango de frecuencias de 10^4 a 10^{-3} Hz, utilizando tres equipos marca PHOENIX modelo MTUA-2000. El tiempo de medición en promedio por sondeo fue de ~15.5 horas, suficiente para alcanzar profundidades de ~50 km (Simpson y Bahr, 2005), y las altas frecuencias se midieron aproximadamente desde las 7 a las 11 horas en UTC. En cada sondeo se colocaron cuatro electrodos y tres bobinas magnéticas; los electrodos para formar dos dipolos eléctricos, uno para la medición de la componente N-S (E_x) y otro para la medición de la componente E-W (E_y) del campo eléctrico, y las tres bobinas para la medición de las tres componentes del campo magnético (H_x , H_y y H_z). La disposición de los dipolos eléctricos en los sondeos se realizó conformando una cruz de 50×50 m.

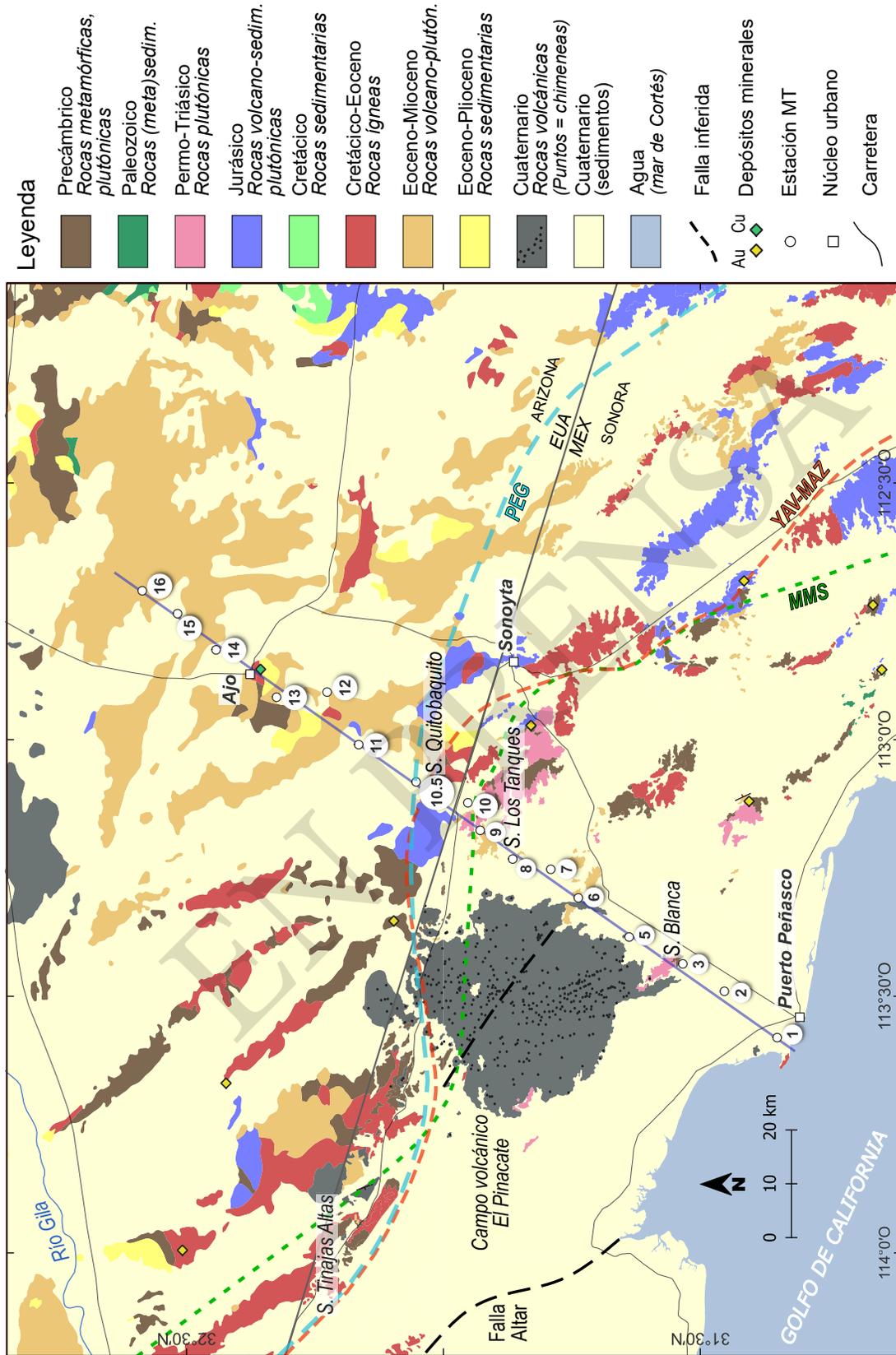


Figura 2. Mapa geológico simplificado de la frontera occidental entre Sonora y Arizona con la ubicación de las estaciones magnetotélúricas (MT) (modificado a partir de Fonseca-Martínez *et al.*, 2021). Líneas discontinuas: (verde) MMS, Megacizalla Mojave Sonora (Anderson y Silver, 2005); (azul) PEG, límite de la provincia extensional del Golfo (Fragoso-Irriego *et al.*, 2021); (rojo) YAV-MAZ, límite entre las provincias corticales Yavapai-Mazatzal (Friando *et al.*, 2004; Nourse *et al.*, 2005; Reátegui-Palomino, 2020).

Análisis de datos

Considerando que el flujo eléctrico generado por las variaciones en los campos magnéticos se ve afectado por la dirección de las estructuras geológicas, en este estudio se calculó el azimut eléctrico (*strike*) mediante los métodos WAL (Weaver et al., 2000) y Bahr (Bahr, 1988, 1991). Los resultados obtenidos en ambos casos fueron similares (Figura 3), aproximadamente 45° (NE) y -45° (NO). Se eligió el valor -45° (NO) por su correspondencia con la orientación de las estructuras geológicas en la región (30–47° hacia el oeste; Stewart y Roldan-Quintana, 1994). En casos como el presente, en el cual se puede definir un ángulo predominante de la fábrica tectónica y que además coincide con el azimut eléctrico calculado, es posible modelar a partir de un algoritmo 2D (Smith y Booker, 1991; Rodi y Mackie, 2001).

Se estimó la dimensionalidad del tensor de fase de acuerdo con Bibby et al. (2005) y Booker (2014), usando como herramienta MTpy (Krieger y Peacock, 2014; Kirkby et al., 2019). Los resultados de la dimensionalidad asociada a determinados valores de frecuencia en cada uno de los sondeos se muestran en la Figura 4, en la que se puede apreciar que existe una afinidad generalizada hacia los medios 2D y 3D. Sólo en la porción superficial del perfil los resultados sugieren afinidad hacia los medios 1D, que están habitualmente asociados a medios homogéneos (e.g., capas sedimentarias). Por ello, consideramos que los resultados obtenidos son congruentes con la geología superficial del área de estudio.

En este estudio se empleó el método del tensor de fase de Caldwell et al. (2004) para analizar los ejes principales de la elipse del tensor. Estos ejes representan los valores máximos y mínimos de la corriente de inducción geomagnética y proporcionan la orientación del eje central de la elipse. Las orientaciones de los ejes principales de las elipses representan la dirección de la orientación eléctrica, aunque existe una ambigüedad de 90 grados (Figura 5).

La distorsión galvánica es un fenómeno físico que puede enmascarar las propiedades electromagnéticas de las estructuras de gran escala, que suelen ser el objetivo de los estudios magnetoteléuticos. A fin de mitigar la influencia de conductividades heterogéneas cercanas a la superficie que afectan a la magnitud y la dirección del campo

eléctrico medido, se recurrió a la aplicación de una corrección de la distorsión galvánica en función del tensor fase (Bibby et al., 2005).

Efecto del mar

Dada la proximidad de las estaciones más occidentales al mar de Cortés, se evaluó el efecto del mar en los sondeos mediante un modelo sintético sencillo de dos capas (océano y corteza), de forma similar a Pandey et al., (2008), Malleswari y Veeraswamy (2014), Piña-Varas (2014) y Ruiz-Aguilar (2018), entre otros. Se realizó un perfil sintético de mayor longitud (>160 km hacia el SO), en el cual se asignó un valor de resistividad de 0.25 Ω·m al mar y de 100 Ω·m a la corteza. Para la topografía y batimetría se usó el modelo de elevación GMTR versión 3.6 (Ryan et al., 2009), cuya resolución en tierra es de 30 m en México y 10 m en EUA, mientras que en el mar disminuye hasta los 100 m, que se descargó desde la página <https://www.gmrt.org/GMRTMapTool/>. Como resultado se observó que el efecto del mar es mínimo, despreciable en los sondeos PAJ01 y PAJ02. En el caso del sondeo potencialmente más afectado por este efecto, PAJ01, para las frecuencias de 10 y 300 Hz los valores de resistividad incrementan a tan sólo 113 y 160 Ω·m, respectivamente. El efecto del mar es mínimo debido a que la profundidad del mar es muy baja en esta porción del Golfo de California (~60 m en el extremo del perfil sintético), notablemente menor que la profundidad de 1.1 km a partir de la cual los sondeos magnetoteléuticos se verían afectados según estimaciones de Ruiz-Aguilar (2018). Por todo lo anterior, concluimos que en nuestro caso no es necesario aplicar una corrección para contrarrestar el efecto de mar.

Inversión 2D

La inversión bidimensional (2D) de los datos magnetoteléuticos adquiridos se llevó a cabo utilizando la resistividad aparente y la fase de los modos Transversal Magnético (TM) y Transversal Eléctrico (TE), los cuales se seleccionaron a partir del análisis del tensor de impedancia (Figura 6). Los datos de resistividad aparente y de fase preliminares de cada sondeo se rotaron tomando el ángulo del azimut eléctrico previamente calculado (-45°), el cual está asociado a la dirección del flujo de la corriente eléctrica paralela a la estructura principal.

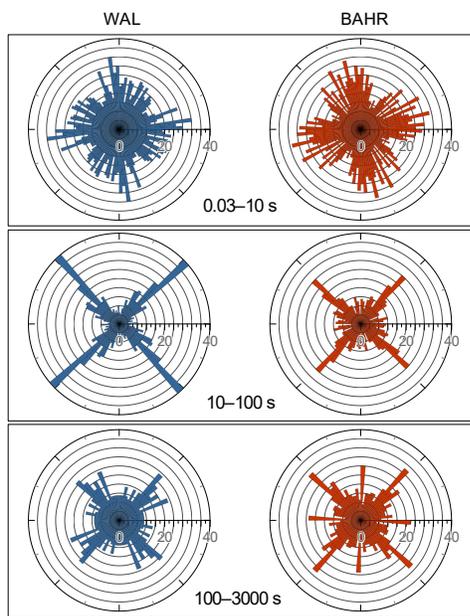


Figura 3. Diagramas de rosas de los *strikes* eléctricos para el conjunto de datos magnetoteléuticos calculados mediante los métodos de WAL (azul) y de Bahr (rojo).

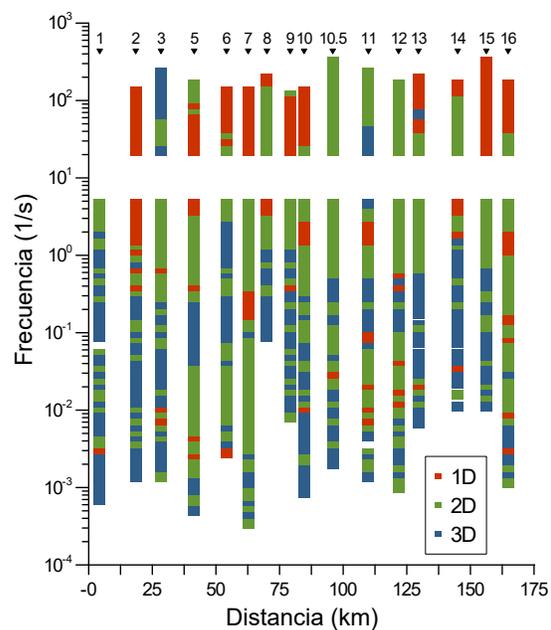


Figura 4. Análisis de dimensionalidad realizado mediante los métodos de Bibby et al. (2005) y Booker (2014).

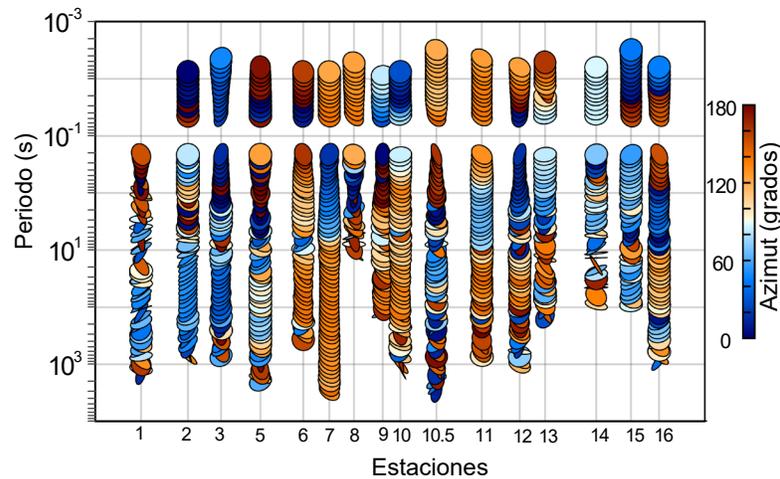


Figura 5. Pseudosección de elipses del tensor de fase para los sondeos magnetotelúricos generada con la herramienta MTyp (Krieger y Peacock, 2014; Kirkby *et al.*, 2019). La escala de color representa la variación en el ángulo del azimut obtenido con el tensor de fase.

Adicionalmente, se realizó la corrección de la distorsión galvánica en la función del tensor fase.

Posteriormente, para contrarrestar o minimizar el efecto negativo del ruido ambiental en los datos magnetotelúricos se aplicó en cada sondeo un suavizado de la resistividad y la fase mediante el método de Sutarno (Sutarno y Vozzof, 1991), excepto en las estaciones PAJ01, PAJ05 y PAJ14, en las cuales se utilizó el método D+ (Beamish y Travassos, 1992) ya que su ajuste con Sutarno era dispar. El modelo de inversión 2D se generó con la aplicación WinGLink, que implementa el código de inversión desarrollado por Randy Mackie (Geosystem SRL, 2008). En la realización del modelo inicial (base) se emplearon valores de resistividad de $0.25 \Omega \cdot m$ para el océano y de $100 \Omega \cdot m$ para la corteza, similar al modelo sintético antes mencionado, con una rejilla de 91 filas por 103 columnas. Para evitar los efectos de borde, la profundidad total de la sección modelada fue de 122.7 km y la distancia horizontal se prolongó respecto a la primera y última estación 158 km al suroeste y 145 km al noreste, respectivamente (el modelo final tiene una longitud de 175 km y una profundidad de 45 km).

En el proceso final de inversión 2D se aplicaron un total 35 iteraciones empleando un valor del parámetro Tau (τ) de 6.5. Ambos valores se calcularon previamente de forma empírica e independiente a partir del análisis del comportamiento del error, expresado por la raíz de la media cuadrática (RMS), en los múltiples modelos de prueba realizados (Figura 7). La selección del valor de τ (Figura 7a) se realizó siguiendo el criterio de Hansen (1992), quien indica que su valor óptimo generalmente se encuentra en el vértice de la curva L, donde se logra un equilibrio entre el ajuste de los datos (RMS) y la suavidad del modelo (τ /Rugosidad). En el caso de la determinación del número adecuado de iteraciones, se realizó un análisis similar empleando una gráfica de iteraciones frente al RMS (Figura 7b).

Análisis de sensibilidad

Se realizaron dos tipos de pruebas para comprobar la necesidad de los principales cuerpos eléctricos observados en el modelo 2D final (RO1–RO5 y CO3) y evaluar así la efectividad del modelo (Figura 8). En la primera prueba del análisis de sensibilidad, se asignó una resistividad inicial de $100 \Omega \cdot m$ a los cuerpos eléctricos considerados y se calculó la respuesta del valor RMS para cada uno de los sondeos en dos experimentos (Figura 8a, 8b y 8d). Si los valores de RMS obtenidos en esta prueba son mayores que los correspondientes en el modelo 2D final, se considera que el cuerpo eléctrico es imprescindible. En

cuanto a la segunda comprobación, a estos modelos sintéticos se les realizó una inversión con 35 iteraciones, con el objetivo de ver si los cuerpos eliminados volvían a generarse; si aparecen de nuevo, significa que son necesarios (Figura 8c y 8e). Los resultados muestran que la mayoría de los cuerpos son favorables, excepto para el cuerpo RO1, que al interactuar se fusiona con el cuerpo RO2.

RESULTADOS

El modelo final de resistividad eléctrica y sus curvas de ajuste se muestran en las Figuras 9 y 10, respectivamente. El modelo presenta dos rasgos principales: (1) los cuerpos resistivos ($>1000 \Omega \cdot m$) se localizan casi exclusivamente por encima del límite corteza-manto (Moho) calculado mediante un método de inversión 3D de datos gravimétricos por Frago-Irineo *et al.* (2021) y (2), por encima de esta discontinuidad, el patrón electromagnético presenta unas características diferentes a ambos lados de la frontera México-EUA, entre los sondeos 10–10.5 (secciones suroccidental y nororiental). Al oeste, la corteza es más conductiva en términos promedio y está compuesta por una alternancia de cuerpos resistivos ($>1000 \Omega \cdot m$) y conductivos ($<300 \Omega \cdot m$) estrechos y con elevados buzamientos al SO y NE. En la franja costera se desarrolla a muy baja profundidad un prisma conductivo (COS) que alcanza valores excepcionalmente bajos de resistividad ($<10 \Omega \cdot m$) entre los sondeos 1 a 3 (Figura 2). Este cuerpo desaparece bajo el campo volcánico El Pinacate. A partir de la anomalía conductiva central (CC), la corteza en la sección oriental es predominantemente resistiva y está menos compartimentada.

En la sección nororiental, el perfil MT es subparalelo a varias fallas de importancia local que forman parte de un *graben* o una estructura extensional similar de orientación NNO-SSE que ocupa el valle de Ajo (Gilluly, 1946; Cox y Ohta, 1984; Hagstrum *et al.*, 1987; Cox *et al.*, 2006). El rasgo más destacable de la sección nororiental es el gran cuerpo resistivo que en profundidad (corteza inferior) se atenúa o estrangula bajo el sondeo 12. Este gran cuerpo puede subdividirse a partir de este estrechamiento en dos cuerpos igualmente resistivos (RE1 y RE2, $>10000 \Omega \cdot m$), interrumpidos cerca de la superficie por un cuerpo conductivo de morfología irregular situado bajo la población de Ajo. A diferencia de lo descrito en la sección suroccidental, los bordes de los cuerpos de esta sección presentan buzamientos moderados a bajos y geometrías cóncavas.

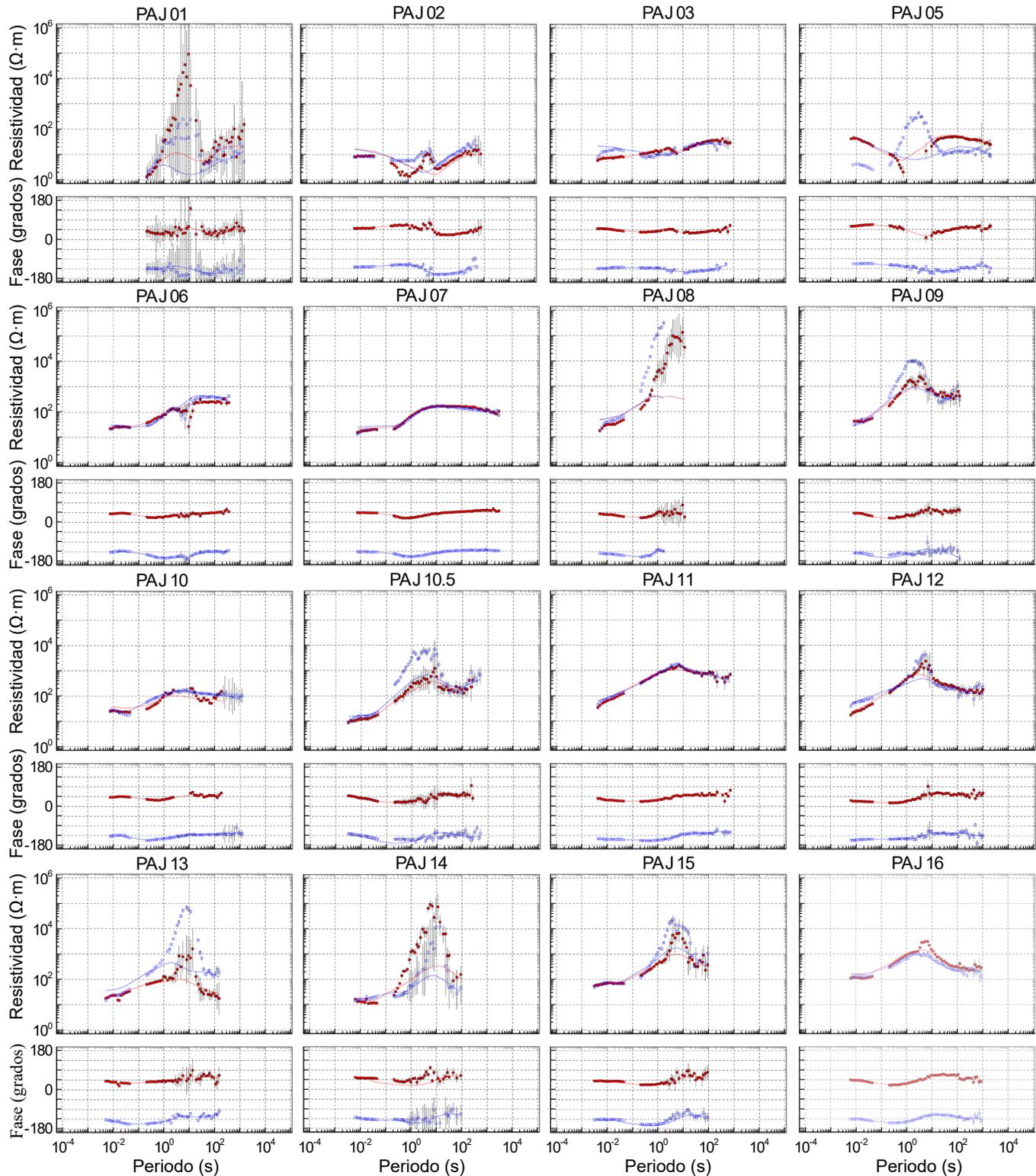


Figura 6. Gráficas de las curvas de resistividad aparente y fase (transversal eléctrico (TE) = puntos rojos; transversal magnético (TM) = puntos azules) para cada estación. Los datos magnetoteléricos de los sondeos fueron rotados previamente para hacerlos coincidir con el *strike* calculado (-45°) y se les aplicó la corrección por la distorsión galvánica. Las líneas representan las curvas suavizadas.

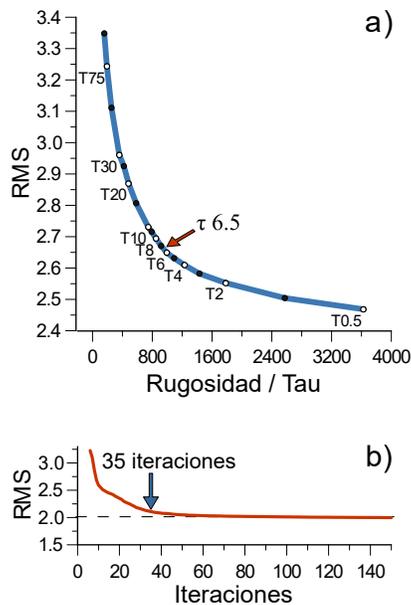


Figura 7. Gráficas para la elección del parámetro Tau (τ) y el número de iteraciones. a) Relación entre el error, expresado como la raíz de la media cuadrática (RMS), y el parámetro Rugosidad/Tau. b) Evolución de los valores del RMS frente al número de iteraciones.

La división entre las dos secciones es congruente con la asimetría de la curvatura de la isoterma de Curie extraída de Campos-Enríquez *et al.* (2019). Estos autores, empleando un método de análisis estadístico espectral de datos magnéticos del NAMAG, calcularon este parámetro en el límite de placas Pacífico-Norteamérica en el noroeste de México y parte del suroeste de EUA. A lo largo del perfil Puerto Peñasco-Ajo la isoterma de Curie profundiza desde la costa hacia el noreste, con mayor pendiente en la sección suroccidental ($\sim 5.5^\circ$) que en la nororiental ($\sim 2.6^\circ$). El punto de inflexión de la curva se sitúa bajo las estaciones 9–10.5, que coincide con el límite que proponemos entre ambas secciones.

DISCUSIÓN

El Moho “eléctrico”

Los valores de conductividad a lo largo del perfil magnetotélurico Puerto Peñasco-Ajo muestran un cambio brusco generalizado a una profundidad similar a la del Moho calculado por métodos gravimétricos en trabajos previos (Alto Golfo por García-Abdeslem, 2017; Golfo de California y zonas aledañas por Fragoso-Irinea *et al.*, 2021), especialmente en la sección nororiental más resistiva (Figura 9). Los estudios de laboratorio demuestran que en condiciones secas las rocas ultramáficas (manto) son entre medio orden y un orden de magnitud más conductivas que las asociaciones de rocas máficas características de la corteza inferior, por lo que teóricamente en determinadas condiciones es posible detectar el límite corteza-manto (Moho) mediante métodos electromagnéticos (Haak, 1982). No obstante, en muchos casos la presencia de una corteza inferior conductiva ejerce un efecto pantalla sobre el manto superior y no se puede determinar la profundidad de esta discontinuidad (Jones, 1992). En cambio, el Moho “eléctrico” se ha podido visualizar aparentemente en regiones con una corteza inferior especialmente resistiva, por ejemplo, en los cratones arqueanos Slave en Canadá (Jones y Ferguson, 2001) y Cratón Oriental en India (Bhattacharya y Shalivahan, 2002),

así como en el terreno, también arqueano, In Ouzzal en el Hoggar argelino (Bouzig *et al.*, 2008).

En la sección suroccidental del modelo 2D hay un aumento de medio orden de magnitud en la conductividad bajo los cuatro cuerpos resistivos más occidentales, que relacionamos con la discontinuidad corteza-manto. La profundidad de las bases de RO1 y RO2 (~ 25 – 27 km) coincide con el Moho gravimétrico determinado por Fragoso-Irinea *et al.* (2021), sin embargo, bajo el campo volcánico El Pinacate, los cuerpos RO3 y RO4 alcanzan una profundidad menor (~ 19 – 22 km), que es inferior a la estimada por esos autores (~ 25 km), pero que coincide aproximadamente con los resultados de García-Abdeslem (2020). No hay datos sísmicos que permitan precisar el grosor cortical bajo el campo volcánico cuaternario, ni tampoco permiten constreñirlo las profundidades de formación de varios xenolitos ultramáficos inferidas por geobarometría (~ 30 km; Gutmann, 1986). Sin embargo, considerando que en todos los estudios geofísicos previos se observa una tendencia al adelgazamiento cortical hacia el eje del Golfo (*e.g.*, Couch *et al.*, 1991; González-Fernández *et al.*, 2005; Lizarralde *et al.*, 2007; García-Abdeslem, 2017; Fragoso-Irinea *et al.*, 2021) y que los cuerpos más cercanos a la costa nos marcan una profundidad de ~ 25 km, consideramos menos probable un adelgazamiento brusco de la corteza bajo El Pinacate y sugerimos que el Moho mantiene una profundidad similar (~ 25 km).

En la sección nororiental la base de la corteza está marcada por un abrupto aumento en la conductividad de medio orden a un orden de magnitud bajo los dos grandes cuerpos resistivos, RE1 y RE2, que tienen su base a ~ 25 km y ~ 32.5 km, respectivamente, frente a los ~ 27 y ~ 27.5 km de profundidad respectivos del Moho de acuerdo con Fragoso-Irinea *et al.* (2021). La gran profundidad relativa del cuerpo RE2 contrasta con los valores del Moho calculados gravimétricamente, en cambio, concuerda aproximadamente con el valor del grosor cortical (30.9 ± 0.15 km, estación 114A a ~ 25 km al NO de nuestro sondeo PAJ16) calculado mediante la técnica de función receptor por Bashir *et al.* (2011). Sugerimos que en la sección nororiental la corteza inferior está predominantemente “seca”, o bien los fluidos (fluidos acuosos o fundidos de cualquier tipo) y/o minerales especialmente conductivos (grafito, sulfuros) que pudiera contener no están interconectados efectivamente, y por ello el Moho eléctrico puede trazarse con cierta precisión perfilando la base de las grandes masas resistivas. No resulta evidente, sin embargo, por qué la corteza inferior de esta región muestra estas características electromagnéticas más propias de cratones antiguos con nula o escasa actividad tectónica reciente.

Sistemas de fallas laterales en la costa de Sonora

En la sección suroccidental del transecto magnetotélurico Puerto Peñasco-Ajo hay varios cuerpos eléctricos que atraviesan la totalidad de la corteza, o la mayor parte de ella, sin sufrir cambios de conductividad verticales significativos (*e.g.*, CO1, CO2, CO3, RO4, RE1, RE2; Figura 9). Los cuerpos conductivos transcorticales se sitúan bajo los sistemas de fallas reconocidos o inferidos y, además, su geometría es compatible con la de otras fallas caracterizadas en la región, como discutiremos en esta sección. De ello se deduce que estos cuerpos eléctricos revelan de forma aproximada la geometría en profundidad de las fallas regionales intersecadas por el perfil magnetotélurico. En cuanto al origen de estas anomalías conductivas, existen varios agentes causales potenciales. La respuesta eléctrica terrestre está condicionada fundamentalmente por la temperatura y la composición modal, la cual a su vez está afectada enormemente por la disposición de fluidos (fundidos silicatados y salmueras) y la presencia de ciertas especies minerales (grafito y menas metálicas; Evans, 2012). Los fundidos silicatados tienden a concentrarse en reservorios y no se acumulan en secciones completas de la corteza. De forma parecida, los sulfuros

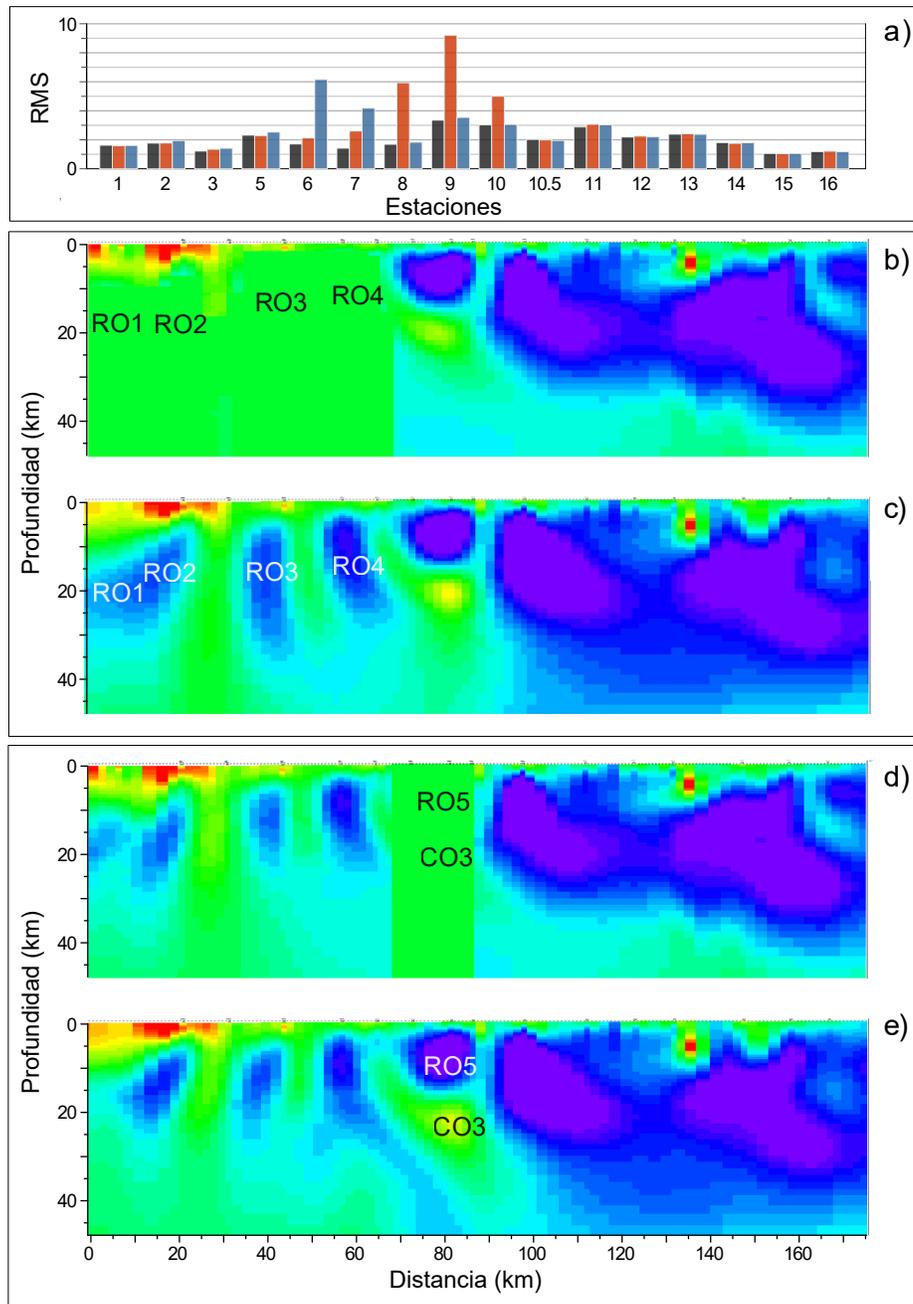


Figura 8. a) Gráfica comparativa de la raíz de la media cuadrática (RMS) de los modelos realizados. Las barras representan: (gris) RMS del modelo 2D final; (rojo) RMS del modelo sintético sin los cuerpos RO1, RO2, RO3 y RO4; (azul) RMS del modelo sintético sin los cuerpos CO3 y RO5. En b) se presenta el modelo sintético inicial donde se retiraron los cuerpos RO1, RO2, RO3 y RO4. En c) se muestra el modelo sintético después de una inversión de 35 iteraciones. En d) se muestra el modelo sintético inicial sin los cuerpos CO3 y RO5, y en e) se presenta su respuesta después de la inversión. La escala de resistividad de las figuras b)-e) se presenta en la Figura 9.

u otras menas metálicas tampoco mineralizan estructuras de las dimensiones observadas en nuestro modelo. Asimismo, el grafito es un material que se ha asociado a la alta conductividad de algunas zonas de cizalla, pues se considera que la deformación en éstas mejora su interconectividad y en condiciones de saturación de fluidos se puede favorecer además su remobilización y dispersión (e.g., Mareschal et al., 1995; Wannamaker, 2000). Sin embargo, experimentalmente se ha comprobado que a 1 GPa las películas de grafito entre granos de cuarzo son inestables a alta temperatura (>730 °C), a causa de la recristalización que sufren los silicatos, y, consecuentemente, es

improbable que el grafito ocasione anomalías conductivas en la corteza inferior (Yoshino y Noritake, 2011). Los fluidos acuosos salinos son, en cambio, volumétricamente más importantes y ubicuos en la corteza (Manning, 2018). Mediante tomografía sísmica se ha inferido la existencia de grandes reservorios de fluidos hidrotermales en la corteza continental que están implicados en la actividad sísmica regional, lo que indica una relación espacial con estructuras tectónicas activas (e.g., Zhao et al., 2015; Mukuhira et al., 2022). Con base a todo lo anterior, la gran extensión vertical de las anomalías conductivas observadas en el modelo de resistividad nos sugiere que no son causadas por un

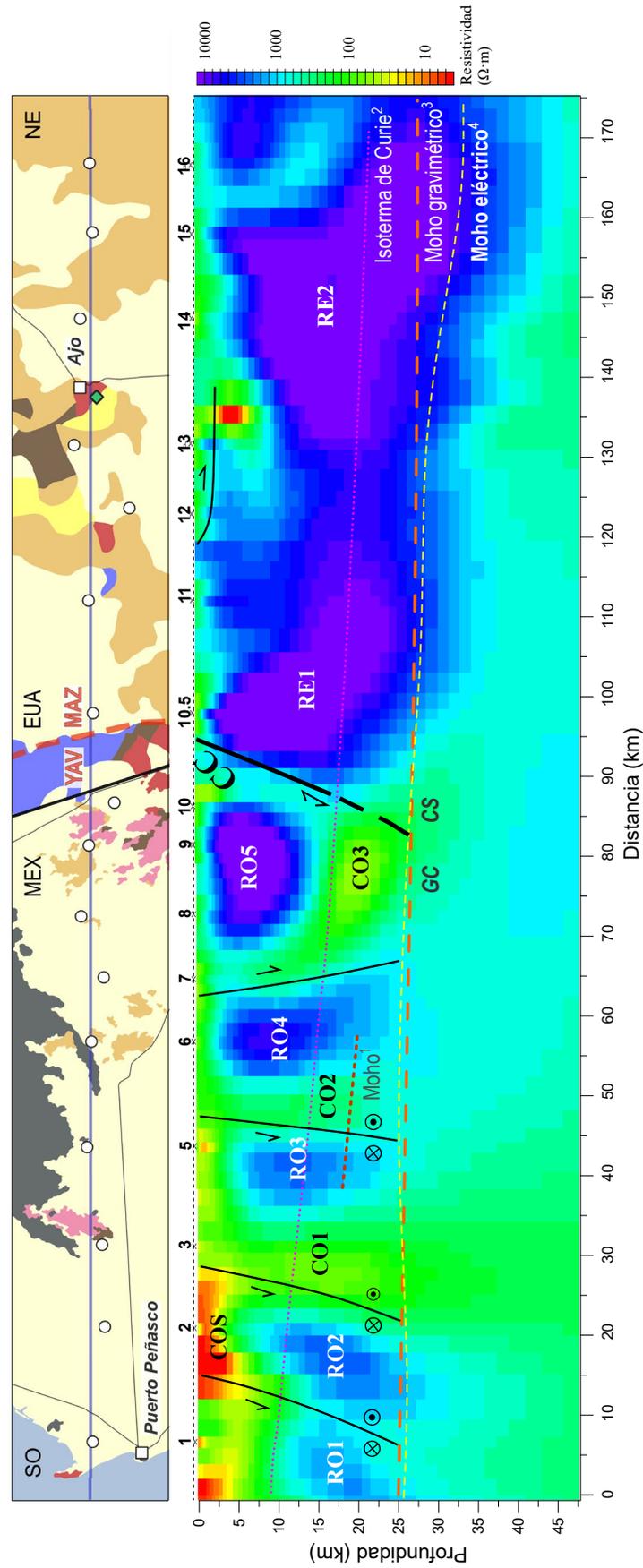


Figura 9. Modelo 2D final generado a partir de datos magnetotéluricos adquiridos a lo largo del transecto Puerto Peñasco-Ajo. Los cuerpos discutidos en el texto y las principales fallas inferidas están señalados en el modelo. Proyecciones del Moho e isoterma de Curie a partir de (1) García-Abdeslem (2020), (2) Campos-Enríquez *et al.* (2019), (3) Frago-Irinoe *et al.* (2021) y (4) este estudio. CS = Cuencas y Sierras; GC = Golfo de California.

único agente. Consideramos como más probable una combinación de fluidos hidrotermales predominando en la corteza superior-media y una mayor proporción de fundidos de origen magmático en la inferior.

En el área costera no hay afloramientos rocosos entre el núcleo urbano de Puerto Peñasco y la sierra Blanca, ubicada en el borde meridional del campo volcánico El Pinacate. El espesor del relleno sedimentario reciente al este de Puerto Peñasco se ha estimado mediante gravimetría en ~ 1 km (Sumner, 1972), mientras que al noroeste, el depocentro de la cuenca de Altar (Mioceno tardío-Pleistoceno) alcanza una profundidad de ~ 6 km de acuerdo con perfiles sísmicos y pozos de PEMEX (González-Escobar *et al.*, 2013). La anomalía COS superficial posiblemente se relacione con un acuífero de dimensiones desconocidas alojado en la cobertura sedimentaria y que probablemente esté afectado por una intrusión marina (valores de resistividad extremadamente bajos, $< 10 \Omega\text{-m}$). Existe un precedente de este fenómeno más al sur, ya que en el acuífero costero de Hermosillo (Sonora) se ha reportado la intrusión de paleo-aguas marinas ($0.23\text{--}2.94 \Omega\text{-m}$) a distancias de hasta $\sim 20\text{--}32$ km de la actual línea de costa (Szynkiewicz *et al.*, 2008 y 2014).

A mayor profundidad en la sección suroccidental, los cuerpos resistivos RO1 y RO2 parecen revelar dos fallas transcorticales inclinadas hacia el oeste ($\sim 60\text{--}70^\circ$), similares probablemente a otras fallas laterales de escala regional localizadas en la parte nororiental del Golfo y que están asociadas al *rifting* moderno (*e.g.*, González-Escobar *et al.*, 2013). La más cercana en la zona costera al noroeste del transecto es la falla Altar, cuya terminación meridional alcanza el área de estudio (Figura 2). Se trata de una falla dextral con cierto componente normal, orientada de forma subparalela respecto a la sierra Blanca (N135–140°E) y que, como los cuerpos eléctricos descritos, presenta un buzamiento elevado hacia el suroeste (Pacheco *et al.*, 2006; Pérez-Tinajero, 2007).

De forma similar, el cuerpo conductivo subvertical CO2 y parte del CO3 (borde NE de RO4) estarían relacionados con la falla de orientación N125°E que atraviesa el campo volcánico El Pinacate (Lutz y Guntmann, 1995; Cañón-Tapia y Jacobo-Bojórquez, 2023). La geometría lítrica con buzamiento hacia el suroeste sugerida para esta falla por Lutz y Guntmann (1995), quienes consideran que es la prolongación al sur de una falla en la sierra Tinajas Altas reportada por Gastil y Fenby (1991), no resulta evidente en nuestro modelo 2D. La morfología del conjunto CO2-RO4-CO3 es más sugerente de que exista un sistema de fallas laterales de alto ángulo similar a aquellos mencionados anteriormente en el Alto Golfo, sin excluir que éste pudiera estar superpuesto a una falla lítrica. Esta interpretación además es congruente con las evidencias de fallamiento lateral derecho que reportan Nourse *et al.* (2005) en las sierras situadas en el borde noroeste del campo volcánico El Pinacate (post-10 Ma y ≥ 20 km de desplazamiento en la sierra Tinajas Altas) y que infieren que se superpone a un *detachment* de vergencia oeste en la sierra Pinta de Arizona (~ 30 km al este de la sierra Tinajas Altas). Adicionalmente, la firma isotópica mantélica de las rocas volcánicas de la segunda fase eruptiva del evento Pinacate (series Pinacate, < 1.2 Ma; Lynch *et al.*, 1993) también es compatible con las estructuras inferidas en nuestro modelo, ya que requiere que bajo el campo volcánico exista un sistema de canalización de magmas transcortical, que facilite el ascenso rápido y limpio del magma.

La anomalía CC, que conecta en profundidad con la CO3, es el último cuerpo conductivo de elevada inclinación y gran extensión vertical. A pesar de la ausencia de información relevante sobre la estructura local cenozoica, sugerimos que corresponde a una falla lateral de alto ángulo. Se encuentra en una zona geológicamente compleja y muy probablemente, como discutiremos en la siguiente

sección, se superpone o corta a otras estructuras antiguas de gran escala. La anomalía CC-(CO3) marca el límite de una sección en la cual la geometría, espaciado y localización de los cuerpos electromagnéticos son compatibles con una estructura cortical propia de la provincia extensional del Golfo de California en la costa de Sonora, que está caracterizada por sistemas de fallas laterales y oblicuas asociadas a zonas de deformación transtensionales (*e.g.*, Lonsdale, 1989). Más al noreste, en la sección nororiental, hay un incremento generalizado en la resistividad eléctrica y su estructura cambia radicalmente y deja de ser congruente con la presencia de fallas de alto ángulo recientes. En este sector la estructura es mucho más críptica y no se han podido identificar con claridad sistemas de falla ni otros elementos, si bien, la forma cóncava de los techos de los cuerpos RE1 y RE2 sugiere la existencia de fallas de ángulo moderado y posible geometría lítrica, como las habituales en la provincia de Cuencas y Sierras (*e.g.*, Wernicke, 1981).

El límite NE del *rift* del Golfo de California

Como se discutió anteriormente, la anomalía CC-(CO3) representa el límite de la deformación transtensional regional en el transecto magnetotélurico Puerto Peñasco-Ajo, es decir, se trata de la estructura más septentrional asociada al moderno *rift* del Golfo de California en la sección estudiada (Figura 9). Sin embargo, por su ubicación bajo un área en la que se han reportado varias estructuras importantes de diferentes edades, cabe pensar que su localización está condicionada por la herencia tectónica.

La Megacizalla Mojave-Sonora (MMS), propuesta inicialmente por Silver y Anderson (1974) y defendida en numerosos trabajos hasta tiempos recientes por Anderson (*e.g.*, Anderson y Silver, 2005; Anderson, 2015), pasaría por la sierra Los Tanques de acuerdo con Campbell y Anderson (2003). Según la formularon sus autores originalmente, la MMS es una falla lateral izquierda supra-jurásica que atraviesa el sur de California y todo el norte de México hasta el saliente de Monterrey, a la que se ha asignado un desplazamiento de $\sim 800\text{--}1000$ km (Anderson y Silver, 2005). Sin embargo, muchos de los supuestos en los que se fundamenta su existencia han sido refutados y sólo algunas pruebas circunstanciales se sostienen todavía (Molina-Garza e Iriando, 2005). Algunos autores, convencidos de la imposibilidad de la cronología establecida para la MMS, han propuesto estructuras semejantes, pero remontando su actividad al Paleozoico (*e.g.*, Stone y Stevens, 1988; Walker, 1988; Dickinson y Lawton, 2001; Lawton *et al.*, 2017) o incluso al Proterozoico (Whitmeyer y Karlstrom, 2007). Sin embargo, no se ha precisado la traza de estos grandes sistemas de fallas alternativos y, además, consideramos que estas propuestas no están respaldadas por evidencias de peso.

Otros investigadores interpretan que la traza de la hipotética MMS en realidad corresponde aproximadamente a la zona de sutura entre los paleo-arcos Yavapai y Mazatzal, cuya acreción ocurrió en el Paleoproterozoico (Iriando y Premo, 2011). El límite entre ambas provincias corticales coincide con la posición del conductor CC de acuerdo con la división propuesta por Reátegui-Palomino (2020), a partir de un estudio transfronterizo de edades U-Pb y datos isotópicos de Lu-Hf en circones heredados en granitoides laramídicos. La geometría de esta zona de sutura es desconocida, por lo que tampoco podemos establecer una conexión clara con el cuerpo eléctrico identificado en nuestro modelo.

Por último, la anomalía conductiva CC-(CO3) también coincide con la cabalgadura larámide (~ 59 Ma) de Quitobaquito Hills (Haxel *et al.*, 1984). En estas sierras aflora un sistema de escamas tectónicas dispuestas en forma de dúplex sobre el que se sitúa la cabalgadura de Quitobaquito y otra escama superior que desplaza un granito supracretácico. La vergencia de esta estructura está dirigida hacia el

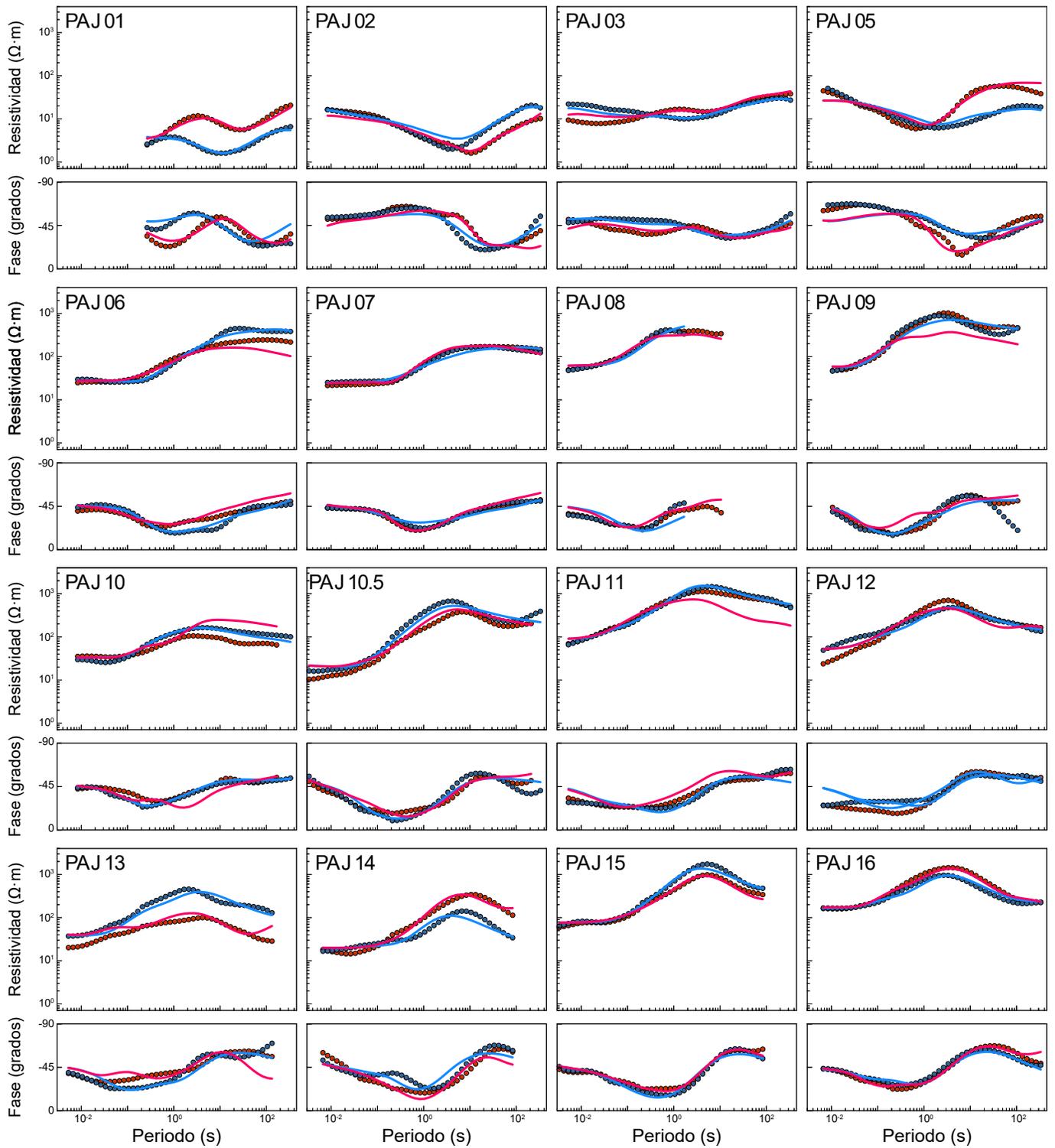


Figura 10. Gráficas de curvas de resistividad aparente y fase (transversal eléctrico = rojo; transversal magnético = azul) para cada estación. Las líneas punteadas representan los datos suavizados graficados en la Figura 6 y las líneas continuas muestran el ajuste calculado a partir de la inversión 2D.

norte, siendo congruente con la inclinación hacia el sur del cuerpo CC, pero el buzamiento moderado de la foliación y de algunas bandas miloníticas no parece compatible con el elevado ángulo de inclinación de CC. No obstante, con base a evidencias metalogénicas el sistema de cabalgaduras de Quitobaquito presumiblemente es sólo el segmento expuesto de una estructura tectónica larámide de gran escala, que sí podría tener un buzamiento hacia el sur más elevado, comparable al observado en el modelo.

El perfil magnetotélúrico Puerto Peñasco-Ajo atraviesa dos grandes cinturones metalogénicos coetáneos (Cretácico superior-Paleógeno temprano), pero formados a diferente nivel cortical: al oeste el cinturón de oro orogénico de Caborca (~4–6 km de profundidad) y al este el de pórfidos cupríferos (~1–2 km; Izaguirre *et al.*, 2017). En la sierra Los Tanques y en Quitobaquito Hills hay depósitos de oro orogénico, mientras que en Ajo y alrededores hay mineralizaciones de tipo pórfido cuprífero (Cox *et al.*, 2006). Habiéndose observado rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (~25–22 Ma) en contacto discordante sobre depósitos de oro orogénico (Izaguirre *et al.*, 2017), el diferente grado de exhumación de ambos cinturones se puede atribuir a una combinación entre los procesos de denudación sinconvergentes larámides y la exhumación producida durante la extensión asociada al tectonismo de Cuencas y Sierras. Por consiguiente, el límite entre ambos cinturones debe coincidir con un sistema de fallas pre-Golfo de California. Concluimos que es posible que la formación del accidente tectónico cenozoico con el que relacionamos la anomalía eléctrica CC-(CO3), y que según nuestra interpretación marcaría el borde nororiental del *rift* del Golfo de California, esté relacionado con una zona de debilidad cortical heredada, la cual al menos se remontaría a la orogenia Larámide y probablemente tenga su origen en una zona de sutura proterozoica.

CONCLUSIONES

El modelo 2D de resistividad eléctrica generado a partir de datos magnetotélúricos obtenidos a lo largo de un perfil entre la costa norte de Sonora y el suroeste de Arizona ha revelado importantes rasgos de la corteza en el borde nororiental del *rift* del Golfo de California. Las principales conclusiones se pueden resumir en:

(1) El límite corteza-manto (Moho) se ha podido trazar debido al pronunciado contraste entre la conductividad eléctrica de ambas capas y es congruente con el calculado mediante gravimetría en trabajos previos.

(2) Variaciones en la resistividad eléctrica a lo largo del perfil permiten dividirlo en dos secciones, cuyo límite coincide aproximadamente con la frontera México-EUA. Con base a la estructura de la corteza inferida en cada sección, interpretamos que la sección suroccidental corresponde a la provincia tectónica del Golfo de California (sistemas de fallas laterales transcorticales), mientras que la nororiental a la provincia de Cuencas y Sierras (posibles fallas normales lítricas enraizadas en la corteza media-inferior).

(3) La localización del extremo noreste del área afectada por el moderno *rift* del Golfo de California (provincia extensional del Golfo) en la sección estudiada está condicionada por la herencia geológica del basamento. El límite se ubica en una estructura compleja, resultado de la superposición de varios episodios de deformación, que incluye: (I) la zona de sutura entre dos terrenos acrecionados durante el Paleoproterozoico (provincias corticales Yavapai y Mazatzal), (II) un sistema de cabalgaduras del Paleoceno (orogenia Larámide) con un salto vertical deducido de varios kilómetros y (III) otros sistemas cenozoicos de fallas normales y, más recientemente, laterales causantes del actual relieve en cuencas y sierras.

AGRADECIMIENTOS

La realización de esta investigación contó con el respaldo financiero del proyecto UNAM-DGAPA-PAPIIT 11681. Agradecemos a Cabeza Prieta National Wildlife Refuge, Organ Pipe Cactus National Monument, Barry M. Goldwater Air Force Range y a la Reserva de la Biosfera El Pinacate y Gran Desierto de Altar por habernos facilitado el acceso a los sitios donde fueron colocadas las estaciones. También estamos muy agradecidos a Walter Reátegui, quien participó en el trabajo de campo ayudando en la instalación del equipo. De igual forma, la primera autora agradece las discusiones con Olaf Cortés Arroyo, Dulce Gutiérrez Carmona y Thalia Avilés Esquivel. A su vez, queremos extender nuestra gratitud a la familia Soto-Irino, Eric Alegría, Verónica Irino y Fausto Fragoso por su atención y hospedaje durante los días que se realizó el levantamiento de este perfil. Las revisiones de Arturo Martín Barajas, Susana Alaniz Álvarez y a un revisor anónimo ayudaron a mejorar ostensiblemente este trabajo y también les extendemos nuestros agradecimientos.

REFERENCIAS

- Aguirre-Díaz, G.J., McDowell, F.W., 1993, Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 105(11), 1435-1444, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1993\)105<1435:NATOF A>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1993)105<1435:NATOF A>2.3.CO;2).
- Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., 2003, Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting: *Geology*, 31(9), 773-776, <https://doi.org/10.1130/G19665.1>.
- Alva-Valdivia, L.M., Rodríguez-Trejo, A., Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, E., Agarwal, A., 2019, Emplacement temperature resolution and age determination of Cerro Colorado tuff ring by paleomagnetic analysis, El Pinacate Volcanic Field, Sonora, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 369, 145-154, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.012>.
- Anderson, T.H. 2015, Jurassic (170–150 Ma) basins: The tracks of a continental-scale fault, the Mexico-Alaska megashear, from the Gulf of Mexico to Alaska, *en* Anderson, T.H., Didenko, A.N., Johnson, C.L., Khanchuk, A.I., MacDonald, Jr., J.H. (eds.), *Late Jurassic Margin of Laurasia—A Record of Faulting Accommodating Plate Rotation*: Geological Society of America Special Paper 513, 107-188. [https://doi.org/10.1130/2015.2513\(03\)](https://doi.org/10.1130/2015.2513(03)).
- Anderson, T.H., Silver, L.T., 2005, The Mojave-Sonora megashear—Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives*: Geological Society of America Special Paper 393, 1-50, <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.1>.
- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D., Luhr, J.F., 2000, Evolución tectonomagmática postpaleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 59-71, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a3>.
- Artemieva, I., 2011, *The Lithosphere: an interdisciplinary approach*: Cambridge, Reino Unido, Cambridge University Press, 773 pp, <https://doi.org/10.1017/CBO9780511975417>.
- Arvizu, H.E., Iriando, A. 2015, Control temporal y geología del magmatismo Permo-Triásico en Sierra Los Tanques, NW Sonora, México: Evidencia del inicio del arco magmático cordillerano en el SW de Laurencia: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(3), 545-586. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2015v67n3a16>.
- Arvizu, H.E., Iriando, A., Izaguirre A., Chávez-Cabello, G., Kamenov, G.D., Solís-Pichardo, G., Foster, D.A., Lozano-Santa Cruz, R., 2009, Rocas graníticas pérmicas en la Sierra Pinta, NW de Sonora, México: Magmatismo de subducción asociado al inicio del margen continental

- activo del SW de Norteamérica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 709-728.
- Atwater, T., Stock, J., 1998, Pacific-North America plate tectonics of the Neogene southwestern United States: an update: *International Geology Review*, 40(5), 375-402, <https://doi.org/10.1080/00206819809465216>.
- Bahr, K., 1988, Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion: *Journal of Geophysics*, 62(2), 119-127, <https://journal.geophysicsjournal.com/JofG/article/view/129>.
- Bahr, K., 1991, Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 66(1-2), 24-38, [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(91\)90101-M](https://doi.org/10.1016/0031-9201(91)90101-M).
- Bashir, L., Gao, S.S., Liu, K.H., Mickus, K., 2011, Crustal structure and evolution beneath the Colorado Plateau and the southern Basin and Range Province: Results from receiver function and gravity studies: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(6), Q06008, <https://doi.org/10.1029/2011GC003563>.
- Beamish, D., Travassos, J.M., 1992, The use of the D+ solution in magnetotelluric interpretation: *Journal of Applied Geophysics*, 29(1), 1-19, [https://doi.org/10.1016/0926-9851\(92\)90009-A](https://doi.org/10.1016/0926-9851(92)90009-A).
- Bennett, S.E., Oskin, M.E., 2014, Oblique rifting ruptures continents: Example from the Gulf of California shear zone: *Geology*, 42(3), 215-218, <https://doi.org/10.1130/G34904.1>.
- Bennett, S.E., Oskin, M.E., Iriondo, A., 2013, Transtensional rifting in the proto-Gulf of California near Bahía Kino, Sonora, México: *Geological Society of America Bulletin*, 125(11-12), 1752-1782, <https://doi.org/10.1130/B30676.1>.
- Bhattacharya, B.B., Shalivahan, 2002, The electric Moho underneath eastern Indian Craton: *Geophysical Research Letters*, 29(10), 14-1, <https://doi.org/10.1029/2001GL014062>.
- Bibby, H.M., Caldwell, T.G., Brown, C., 2005, Determinable and non-determinable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics: *Geophysical Journal International*, 163(3), 915-930, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02779.x>.
- Booker, J.R., 2014, The magnetotelluric phase tensor: a critical review: *Surveys in Geophysics*, 35(1), 7-40, <https://doi.org/10.1007/s10712-013-9234-2>.
- Bouzdid, A., Akacem, N., Hamoudi, M., Ouzegane, K., Abtout, A., Kienast, J.R., 2008, Modélisation magnétotellurique de la structure géologique profonde de l'unité granulitique de l'In Ouzzal (Hoggar occidental): *Comptes Rendus Geoscience*, 340(11), 711-722, <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.08.001>.
- Busby, C., Smith, D., Morris, W., Fackler-Adams, B., 1998, Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico: *Geology*, 26(3), 227-230, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0227:emfcmf>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0227:emfcmf>2.3.co;2).
- Caldwell, T.G., Bibby, H.M., Brown, C., 2004, The magnetotelluric phase tensor: *Geophysical Journal International*, 158(2), 457-469, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x>.
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R.C., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M., Michaud, F., 2011, Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California: *Pure and Applied Geophysics*, 168, 1303-1330, <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0204-z>.
- Campbell, P.A., 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*, 22(6), 16, <https://doi.org/10.1029/2002TC001367>.
- Campos-Enríquez, J.O., Espinosa-Cardena, J.M., Oksum, E., 2019, Subduction control on the Curie isotherm around the Pacific-North America plate boundary in northwestern Mexico (Gulf of California). Preliminary results: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 375, 1-17, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.03.005>.
- Cañón-Tapia, E., Jacobo-Bojórquez, R.A., 2023, El Pinacate volcanic field, Northwest Mexico: An example of a shield cluster: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 75 (2), A020523, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2023v75n2a020523>.
- Castro, R.R., Stock, J.M., Hauksson, E., Clayton, R.W., 2017, Active tectonics in the Gulf of California and seismicity ($M > 3.0$) for the period 2002–2014: *Tectonophysics*, 719, 4-16, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.015>.
- Cave, S.R., 2015, The Sentinel-Arlington Volcanic Field, Arizona: Arizona State University, Tesis Doctoral, 98 pp.
- Centeno-García, E., 2008, The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, *en* Draut, A.E., Clift, P.D., Scholl, D.W. (eds.), *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*: Geological Society of America Special Paper 436, 279-308, [https://doi.org/10.1130/2008.2436\(13\)](https://doi.org/10.1130/2008.2436(13)).
- Chave, A.D., Jones, A.G. (eds.), 2012, *The magnetotelluric method: Theory and practice*: New York, Cambridge University Press, 551 pp, <https://doi.org/10.1017/CBO9781139020138>.
- Colpron, M., Logan, J.M., Mortensen, J.K., 2002, U-Pb zircon age constraint for late Neoproterozoic rifting and initiation of the lower Paleozoic passive margin of western Laurentia: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39(2), 133-143, <https://doi.org/10.1139/e01-069>.
- Condie, K.C., 1992, Proterozoic terranes and continental accretion in southwestern North America, *en* Condie, K.C., (ed.), *Proterozoic crustal evolution*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Precambrian Geology*, 447-480, [https://doi.org/10.1016/S0166-2635\(08\)70126-9](https://doi.org/10.1016/S0166-2635(08)70126-9).
- Coney, P.J., Harms, T.A., 1984, Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression: *Geology*, 12(9), 550-554, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1984\)12<550:CMCCCE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1984)12<550:CMCCCE>2.0.CO;2).
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran benioff zones: *Nature* 270, 403-406, <https://doi.org/10.1038/270403a0>.
- Cox, D.P., Ohta, E., 1984, Maps showing rock types, hydrothermal alteration, and distribution of fluid inclusions in the Cornelia Pluton, Ajo mining district, Pima County, Arizona: U.S. Geological Survey, Open File Report 84-388, <https://doi.org/10.3133/ofr84388>.
- Cox, D.P., Force, E.R., Wilkinson, W.H., More, S.W., Rivera, J.S., Wooden, J.L., 2006, The Ajo mining district, Pima County, Arizona: Evidence for middle Cenozoic detachment faulting, plutonism, volcanism, and hydrothermal alteration: U.S. Geological Survey, Professional Paper 1733, <https://doi.org/10.3133/pp1733>.
- Couch, R.W., Ness, G.E., Sanchez-Zamora, O., Calderon-Riveroll, G., Doguin, P., Plawman, T., Coperude, S., Huehn, B., Gumma, W., 1991, Gravity anomalies and crustal structure of the Gulf and Peninsular Province of the Californias, *en* Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T., (ed.), *The Gulf and the Peninsular Province of the Californias*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47, 47-70, <https://doi.org/10.1306/99a4d08b-3318-11d7-8649000102c1865d>.
- Davis, G.H., Coney, P.J., 1979, Geologic development of the Cordilleran metamorphic core complexes: *Geology*, 7(3), 120-124, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1979\)7<120:GDOTCM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1979)7<120:GDOTCM>2.0.CO;2).
- Davis, G.A., Lister, G.S., 1988, Detachment faulting in continental extension: Perspectives from the southwestern U.S. Cordillera, *en* Clark, S.P. Jr., Burchfiel, B.J., Suppe, J., (ed.), *Processes in continental lithospheric deformation*: Geological Society of America Special Paper, 218, 133-159, <https://doi.org/10.1130/SPE218-p133>.
- DeMets, C., 1995, A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of Baja California to the Pacific Plate and estimates of Pacific-North America motion: *Geophysical Research Letters*, 22, 3545-3548, <https://doi.org/10.1029/95GL03323>.
- Dickinson, W.R., 2002, The Basin and Range Province as a composite extensional domain: *International Geology Review*, 44(1), 1-38, <https://doi.org/10.2747/0020-6814.44.1.1>.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 1142-1160, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2001\)113<1142:CTCAAf>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2001)113<1142:CTCAAf>2.0.CO;2).
- Engelbreton, D.C., Cox, A., Gordon, R.G., 1985, Relative Motions between Oceanic and Continental Plates in the Pacific Basin: *Geological Society of America Special Paper* 206, p. 59, <https://doi.org/10.1130/SPE206-p1>.
- Evans, R.L., 2012, Conductivity of Earth materials, *en* Chave, A., Jones, A.G., (ed.), *The magnetotelluric method: theory and practice*: Cambridge, Cambridge University Press, 50-95, <https://doi.org/10.1017/CBO9781139020138.004>.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S.E., López-Martínez, M., Silva-Fragoso, A., 2018, Cenozoic magmatism and extension in western

- Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift: *Earth-Science Reviews*, 183, 115-152, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006>.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T.F., Juárez-Arriaga, E., Chávez-Cabello, G., 2018, The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics: *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., Gehrels, G.E., 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*, 119(11-12), 1313-1336, <https://doi.org/10.1130/B26067.1>.
- Fonseca-Martínez, A.B., Mexia-Durán, K., Ramírez-Salamanca, G.A., Iriando, A., 2021, Generalized digital lithological map of northern Mexico and southwestern United States of America/Mapa digital litológico generalizado del norte de México y suroeste de Estados Unidos de América: *Terra Digitalis*, 5(1), 1-21, <https://doi.org/10.22201/igg.25940694e.2021.1.85>.
- Fragoso-Irinea, A., Lazcano, J., Molina-Garza, R.S., Iriando, A., 2021, Estimación gravimétrica del geoscor cortical en el Golfo de California: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 73(1), 1-20, <https://doi.org/10.18268/bsgm2021v73n1a270820>.
- García-Abdeslem, J., 2017, Nonlinear inversion of isostatic residual gravity data from Montage Basin, northern Gulf of California: *Geophysics*, 82(3), G45-G55, <https://doi.org/10.1190/geo2016-0144.1>.
- García-Abdeslem, J., 2020, On the relationship between volcanic pointlike features and the crust-mantle boundary at the Pinacate Volcanic Field, Sonora, México: *Journal of South American Earth Sciences*, 104, 102808, <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102808>.
- García-Martínez, D., Molina-Garza, R. S., Roldán-Quintana, J., Mendivil-Quijada, H., 2014, Ca. 13 Ma strike-slip deformation in coastal Sonora from a large-scale, en-echelon, brittle-ductile, dextral shear indicator: implications for the evolution of the California rift: *Geofísica Internacional*, 53(4), 435-456, [https://doi.org/10.1016/S0016-7169\(14\)70077-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7169(14)70077-7).
- Gastil, R.G., Krummenacher, D., 1977, Reconnaissance geology of coastal Sonora between Puerto Lobos and Bahia Kino: *Geological Society of America Bulletin*, 88(2), 189-198, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1977\)88<189:RGOCSB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1977)88<189:RGOCSB>2.0.CO;2).
- Gastil, R.G., Fenby, S.S., 1991, Detachment faulting as a mechanism for tectonically filling the Gulf of California dilation, *en* Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T. (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*: American Association of Petroleum Geologists Memoir, 47, 371-376, <https://doi.org/10.1306/M47542C18>.
- Gastil, R.G., Phillips, R., Allison, E., 1975, Reconnaissance Geology of the State of Baja California: *Geological Society of America Memoir* 140, 170 pp., <https://doi.org/10.1130/mem140-p1>.
- Gastil, R.G., Morgan, G.J., Krummenacher, D., 1981, The tectonic history of peninsular California and adjacent Mexico, *en* Ernst, W.G., (ed.), *The Geotectonic Development of California*, Rubey volume 1: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 284-306.
- Geosystem SRL, 2008, WinGLink® User's Guide, versión 2.20.02.01: Milán, Italia, GEOSYSTEM SRL, 473 pp.
- Gilluly, J., 1946, The Ajo mining district, Arizona: U.S. Geological Survey Professional Paper 209, 112 pp, <https://doi.org/10.3133/pp209>.
- González-Escobar, M., Pérez-Tinajero, C.I., Suarez-Vidal, F., González-Fernández, A., 2013, Structural characteristics of the Altar Basin, Northwest Sonora, Mexico: *International Geology Review*, 55(3), 322-336, <https://doi.org/10.1080/00206814.2012.708981>.
- González-Escobar, M., Suárez-Vidal, F., Sojo-Amezquita, A., Gallardo-Mata, C.G., Martín-Barajas, A., 2014, Consag Basin: Northern Gulf of California, evidence of generation of new crust, based on seismic reflection data: *International Geology Review*, 56(11), 1315-1331, <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.941023>.
- González-Fernández, A., Dañoibeitia, J.J., Delgado-Argote, L.A., Michaud, F., Córdoba, D., Bartolomé, R., 2005, Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfin basins, northern Gulf of California: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B1), <https://doi.org/10.1029/2003JB002941>.
- Gutmann, J.T., 1986, Origin of four- and five-phase ultramafic xenoliths from Sonora, Mexico: *American Mineralogist*, 71(9-10), 1076-1084.
- Haak, V., 1982, Electrical conductivity of minerals and rocks at high temperatures and pressures, *en* Angenheister, G. (ed.), *Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*: Berlin, Springer, 291-307.
- Hagstrum, J.T., Cox, D.P., Miller, R.J., 1987, Structural reinterpretation of the Ajo Mining District, Pima County, Arizona, based on paleomagnetic and geochronologic studies: *Economic Geology*, 82(5), 1348-1361, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.5.1348>.
- Hansen, P.C., 1992, Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve: *SIAM review*, 34(4), 561-580, <https://doi.org/10.1137/1034115>.
- Hausback, B.P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, *en* Frizzell, V.A. (ed.), *Geology of the Baja Peninsula*: Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Paper 39, 219-236.
- Haxel, G.B., Tosdal, R.M., May, D.J., 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*, 95(6), 631-653, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1984\)95<631:LCAETO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1984)95<631:LCAETO>2.0.CO;2).
- Henry, C.D., Aranda-Gomez, J.J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico: *Geology*, 20(8), 701-704, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2).
- Henry, C.D., Aranda-Gómez, J.J., 2000, Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range: *Tectonophysics*, 318(1), 1-26, [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00304-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00304-2).
- Herman, S.W., Gans, P., 2006, A paleomagnetic investigation of large scale vertical axis rotations in coastal Sonora: Evidence for transtensional proto-Gulf deformation: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 38(7), p. 311.
- Iriando, A., Premo, W.R., Martínez-Torres, L.M., Budahn, J.R., Atkinson, W.W. Jr., Siems, D.F., Guarás-González, B., 2004, Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 154-170, <https://doi.org/10.1130/B25138.1>.
- Iriando, A., Premo, W.R., 2011, Las rocas cristalinas proterozoicas de Sonora y su importancia para la reconstrucción del margen continental SW de Laurentia—La pieza mexicana del rompecabezas de Rodinia: *Boletín del Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México*, 118, 25-55.
- Iriando, A., Arvizu, H.E., Paz-Moreno, F.A., Izaguirre, A., Velázquez-Santelíz, A.F., Velasco-Tapia, F., Martínez-Torres, L.M., Pérez-Arvizu, O., Lozano-Santa Cruz, R., 2022, Major and trace element geochemistry of Permo-Triassic granitoids from NW Sonora, Mexico: Constraints on the origin of the Late Paleozoic-early Mesozoic Cordilleran magmatic arc along SW Laurentia: *Applied Geochemistry*, 143, 105359, <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2022.105359>.
- Izaguirre, A., Iriando, A., Kunk, M.J., McAleer, R.J., Atkinson, W.W., Martínez-Torres, L.M., 2017, Tectonic Framework for Late Cretaceous to Eocene Quartz-Gold Vein Mineralization from the Caborca Orogenic Gold Belt in Northwestern Mexico: *Economic Geology*, 112 (6), 1509-1529, doi: <https://doi.org/10.5382/econgeo.2017.4519>.
- Jones, A.G., 1992, Continental Lower Crust, Ch. 3, *en* Fountain, D.M., Arculus, R.J., Kay, R.W. (eds.), *Developments in Geotectonics* 23: Amsterdam, Elsevier, 81-143.
- Jones, A.G., Ferguson I.J., 2001, The electric Moho: *Nature*, 409, 331-333, <https://doi.org/10.1038/35053053>.
- Kirkby, A.L., Zhang, F., Peacock, J., Hassan, R., Duan, J., 2019, The MTPy software package for magnetotelluric data analysis and visualization: *Journal of Open Source Software*, 4(37), 1358, <https://doi.org/10.21105/joss.01358>.
- Klitgord, K.D., Mudie, J.D., Bischoff, J.L., Henyey, T.L., 1974, Magnetic anomalies in the northern and central Gulf of California:

- Geological Society of America Bulletin, 85(5), 815-820, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<815:MAITNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<815:MAITNA>2.0.CO;2).
- Krieger, L., Peacock, J.R., 2014, MTpy: A Python toolbox for magnetotellurics: Computers & Geosciences, 72, 167-175, <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.07.013>.
- Larson, R.L., 1972, Bathymetry, magnetic anomalies, and plate tectonic history of the mouth of the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, 83(11), 3345-3360. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3345:BMAAPT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3345:BMAAPT]2.0.CO;2).
- Lawton, T.F., Cashman, P.H., Trexler Jr, J.H., Taylor, W.J., 2017, The late Paleozoic southwestern Laurentian borderland: Geology, 45(8), 675-678. <https://doi.org/10.1130/G39071.1>.
- Lizarralde, D., Axen, G.J., Brown, H.E., Fletcher, J.M., González-Fernández, A., Harding, A.J., Holbrook, W.S., Kent, G.M., Paramo, P., Sutherland, F., Umhoefer, P.J., 2007, Variation in styles of rifting in the Gulf of California: Nature, 448(7152), 466-469, <http://doi.org/10.1038/nature06035>.
- Lonsdale, P., 1989, Geology and tectonic history of the Gulf of California, *en* Winterer, D., Hussong, M., Decker, R.W. (ed.), The Eastern Pacific and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 499-521, <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-N.499>.
- Lutz, T.M., Gutmann, J.T., 1995, An improved method for determining and characterizing alignments of pointlike features and its implications for the Pinacate volcanic field, Sonora, Mexico: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 100(B9), 17659-17670. <https://doi.org/10.1029/95JB01058>.
- Lynch, D.J., Musselman, T.E., Gutmann, J.T., Patchett, P.J., 1993, Isotopic evidence for the origin of Cenozoic volcanic rocks in the Pinacate volcanic field, northwestern Mexico: Lithos, 29(3-4), 295-302. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(93\)90023-6](https://doi.org/10.1016/0024-4937(93)90023-6).
- Malleswari, D., Veeraswamy, K., 2014, Numerical simulation of coast effect on magnetotelluric measurements: Acta Geodaetica et Geophysica, 49(1), 17-35, <https://doi.org/10.1007/s40328-013-0039-z>.
- Manning, C.E., 2018, Fluids of the lower crust: deep is different: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 46, 67-97, <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105224>.
- Mareschal, M., Kellett, R.L., Kurtz, R.D., Ludden, J.N., Ji, S., Bailey, R.C., 1995, Archaean cratonic roots, mantle shear zones, and deep electrical anisotropy: Nature, 375, 134-137, <https://doi.org/10.1038/375134a0>.
- Martín-Barajas, A., González-Escobar, M., Fletcher, J.M., Pacheco, M., Oskin, M., Dorsey, R., 2013, Thick deltaic sedimentation and detachment faulting delay the onset of continental rapture in the Northern Gulf of California: Analysis of seismic reflection profiles: Tectonics, 32(5), 1294-1311, <https://doi.org/10.1002/tect.20063>.
- Molina-Garza, R.S., Iriando, A., 2005, La Megacizalla Mojave-Sonora: la hipótesis, la controversia y el estado actual de conocimiento: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(1), 1-26, <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2005v57n1a1>.
- Moore, D.G., 1973, Plate-edge deformation and crustal growth, Gulf of California structural province: Geological Society of America Bulletin, 84(6), 1883-1906, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<1883:PDACGG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<1883:PDACGG>2.0.CO;2).
- Mukuhira, Y., Uno, M., Yoshida, K., 2022, Slab-derived fluid storage in the crust elucidated by earthquake swarm: Communications Earth & Environment, 3(1), 286. <https://doi.org/10.1038/s43247-022-00610-7>.
- Nourse, J.A., Premo, W.R., Iriando, A., Stahl, E.R., 2005, Contrasting Proterozoic basement complexes near the truncated margin of Laurentia, northwestern Sonora-Arizona international border region, *en* Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B., (ed.), The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America, Special Paper 393, 123-182, <https://doi.org/10.1130/0-8137-2393-0.123>.
- Oskin, M., Stock, J., Martín-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: Geology, 29(5), 459-462, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<0459:RLOPNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<0459:RLOPNA>2.0.CO;2).
- Pacheco, M., Martín-Barajas, A., Elders, W., Espinosa-Cardena, J.M., Helenes, J., Segura, A., 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, 23(1), 1-22.
- Pandey, D., Sinha, M., MacGregor, L., Singh, S., 2008, Ocean coast effect on magnetotelluric data: a case study from Kachchh, India: Marine Geophysical Researches, 29(3), 185-193, <https://doi.org/10.1007/s11001-008-9057-6>.
- Parsons, T., 1995, The Basin and Range Province, *en* Olsen, K.H., (ed.), Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics: Elsevier, Developments in Geotectonics, 25, 277-324, XIV-XV, [https://doi.org/10.1016/S0419-0254\(06\)80015-7](https://doi.org/10.1016/S0419-0254(06)80015-7).
- Paz-Moreno, F.A., Demant, A., Cochemé, J.J., Dostal, J., Montigny, R., 2003, The Quaternary Moctezuma volcanic field: A tholeiitic to alkalic volcanic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México, *en* Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A. (eds.), Tectonic Evolution of Northwestern México and Southwestern USA: Geological Society of America Special Paper 374, 439-455, <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.439>.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Molina-Garza, R.S., 2015, Early Cretaceous prebatholith dextral-transpression in the central Baja California peninsula: the record of the La Unión complex, Baja California, Mexico: International Geology Review, 57(1), 28-54, <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.989421>.
- Pérez-Tinajero, C., 2007, Sísmica de reflexión en el Desierto de Altar, Sonora México: Ensenada, Baja California, México: Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada (CICESE), Tesis de Maestría, 101 pp, <http://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/847>.
- Persaud, P., Pérez-Campos, X., Clayton, R. W., 2007, Crustal thickness variations in the margins of the Gulf of California from receiver functions: Geophysical Journal International, 170(2), 687-699, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246x.2007.03412.x>.
- Piña-Varas, P., 2014, Aplicación del método magnetotélúrico a la caracterización de reservorios: Anticlinal de El Hito (Cuenca) y Sistema Geotérmico de Tenerife: Barcelona, España: Universitat de Barcelona, Tesis Doctoral, 286 pp, <http://hdl.handle.net/10803/245208>.
- Prave, A.R., 1999, Two diamictites, two cap carbonates, two $\delta^{13}\text{C}$ excursions, two rifts: the Neoproterozoic Kingston Peak Formation, Death Valley, California: Geology, 27(4), 339-342, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0339:TDTCCCT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0339:TDTCCCT>2.3.CO;2).
- Reátegui-Palomino, W.V., 2020, Límite de provincias paleoproterozoicas Yavapai y Mazatzal en el noroeste de Sonora y suroeste de Arizona: Estudios de U-Pb y Hf en zircones de rocas proterozoicas y laramídicas: Querétaro, México, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 219 pp.
- Rodi, W., Mackie, R., 2001, Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion: Geophysics, 66(1), 174-187, <https://doi.org/10.1190/1.1444893>.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Lozano-Santacruz, R., 2004, El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 21(3), 320-334.
- Ruiz-Aguilar, D., 2018, Applied electromagnetic methods for geothermal exploration in northern México: 3D forward and inverse modeling of Magnetotelluric data: Colonia, Alemania, Universität zu Köln, Tesis Doctoral, 173 pp., <https://kups.ub.uni-koeln.de/8253/>.
- Ryan, W.B.F., Carbotte, S.M., Coplan, J.O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R.A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., Zensky, R., 2009, Global Multi-Resolution Topography synthesis: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 10(3), Q03014. <http://doi.org/10.1029/2008GC002332>.
- Silver, L.T., 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, 6, 955 pp.
- Simpson, F., Bahr, K., 2005, Practical magnetotellurics: Cambridge University Press, 254 pp, <https://doi.org/10.1017/CBO9780511614095>.
- Smith J.T., Broker J.R., 1991, Rapid Inversión de two and three Dimensional Magnetotelluric data: Journal Geophysics Research, 96(B-3), 3905-3922, <https://doi.org/10.1029/90JB02416>.
- Stewart, J.A., 1978, Basin-range structure in western North America: A review, *en* Smith, R.B., Eaton, G.P., eds., Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the western Cordillera: Geological Society of America

- Memoir 152, 1-13, <https://doi.org/10.1130/MEM152-p1>.
- Stewart, J.H., Roldán-Quintana, J., 1994, Map showing late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, Mexico: U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map MF-2238, scale 1:1,000,000, 1 mapa.
- Stock, J.M., Hodges, K.V., 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate: *Tectonics*, 8(1), 99-115, <https://doi.org/10.1029/TC008i001p00099>.
- Stone, P., Stevens, C.H., 1988, Pennsylvanian and Early Permian paleogeography of east-central California: Implications for the shape of the continental margin and the timing of continental truncation: *Geology*, 16, 330-333, [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1988\)016<0330:paepo>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1988)016<0330:paepo>2.3.co;2).
- Sumner, J.R., 1972, Tectonic significance of gravity and aeromagnetic investigations at the head of the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3103-3120, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1972\)83\[3103:tsogaa\]2.0.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1972)83[3103:tsogaa]2.0.co;2).
- Sutarno, D., Vozoff, K., 1991, Phase-smoothed robust M-estimation of magnetotelluric impedance functions: *Geophysics*, 56(12), 1999-2007, <https://doi.org/10.1190/1.1443012>.
- Szynkiewicz, A., Medina, M.R., Modelska, M., Monreal, R., Pratt, L.M., 2008, Sulfur isotopic study of sulfate in the aquifer of Costa de Hermosillo (Sonora, Mexico) in relation to upward intrusion of saline groundwater, irrigation pumping and land cultivation: *Applied Geochemistry*, 23(9), 2539-2558, <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.06.008>.
- Szynkiewicz, A., Modelska, M., Medina, M.R., Farmer, G.L., Rabago, P.H., Monreal, R., 2014, Age and shape of paleo-seawater intrusions in the semi-arid coastal aquifer of Sonora Desert, northern Mexico: *Geoscience Notes*, 2, 11-38.
- van Wijk, J.W., Heyman, S.P., Axen, G.J., Persaud, P., 2019, Nature of the crust in the northern Gulf of California and Salton Trough: *Geosphere*, 15(5), 1598-1616. <https://doi.org/10.1130/GES02082.1>.
- Velderrain-Rojas, L.A., Vidal-Solano, J.R., Alva-Valdivia, L.M., 2022a, Paleomagnetic Study of the Late Miocene Volcanic Sequence in Sonora, Mexico: Clockwise Vertical Axis Rotation Related to the Oblique Rifting in the Pacific-North American Plate Boundary: *Tectonics*, 41(8), e2021TC007183. <https://doi.org/10.1029/2021TC007183>.
- Velderrain-Rojas, L.A., Vidal-Solano, J.R., Alva-Valdivia, L.M., Vega-Granillo, R., 2022b, Late Miocene silicic subvolcanic plumbing system related to oblique rifting in the Pacific-North American plate boundary, Sonora, Mexico: geodynamic implication in a regional context: *International Geology Review*, 64(6), 743-769, <https://doi.org/10.1080/00206814.2021.1878396>.
- Vidal-Solano, J.R., Demant, A., Paz-Moreno, F.A., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K., 2008, Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: Geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora: *Geological Society of America Bulletin*, 120(5-6), 691-708, <https://doi.org/10.1130/B26053.1>.
- Walker, J.D., 1988, Permian and Triassic rocks of the Mojave Desert and their implications for timing and mechanisms of continental truncation: *Tectonics*, 7, 685-709, <https://doi.org/10.1029/tc007i003p00685>.
- Wang, Y., Forsyth, D.W., Savage, B., 2009, Convective upwelling in the mantle beneath the Gulf of California: *Nature*, 462(7272), 499-501, <https://doi.org/10.1038/nature08552>.
- Wannamaker, P.E., 2000, Comment on "The petrologic case for a dry lower crust", by B.D. Yardley, J.W. Valley: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B3), 6057-6064, <https://doi.org/10.1029/1999jb900324>.
- Weaver, J.T., Agarwal, A.K., Lilley, F.E.M., 2000, Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants: *Geophysical Journal International*, 141(2), 321-336, <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00089.x>.
- Wernicke, B., 1981, Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen: *Nature*, 291(5817), 645-648, <https://doi.org/10.1038/291645a0>.
- Whitmeyer, S.J., Karlstrom, K.E., 2007, Tectonic model for the Proterozoic growth of North America: *Geosphere*, 3(4), 220-259, <https://doi.org/10.1130/GES00055.1>.
- Yonkee, W.A., Weil, A.B., 2015, Tectonic evolution of the Sevier and Laramide belts within the North American Cordillera orogenic system: *Earth-Science Reviews*, 150, 531-593, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.08.001>.
- Yoshino, T., Noritake, F., 2011, Unstable graphite films on grain boundaries in crustal rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, 306(3-4), 186-192, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.04.003>.
- Zhao, D., Kitagawa, H., Toyokuni, G., 2015, A water wall in the Tohoku forearc causing large crustal earthquakes: *Geophysical Journal International*, 200(1), 149-172. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu381>.
- Zoback, M.L., Thompson, G.A., Anderson, R.E., 1981, Cainozoic evolution of the state of stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the western United States: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 300(1454), 407-434, <https://doi.org/10.1098/rsta.1981.0073>.

Manuscrito recibido: octubre 9, 2022

Manuscrito corregido recibido: agosto 3, 2023

Manuscrito aceptado: agosto 3, 2023