

Restauración y balanceo estructural del campo supergigante Cantarell-Sihil

Oscar Borges-Santana* y Ricardo José Padilla y Sánchez**

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
Av. Universidad 3000, Ciudad Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México, CP 04510, México.

* Autor para correspondencia (O. Borges-Santana): oborges89@gmail.com

** rpadilla@unam.mx

EDITORES:

Angel Francisco Nieto-Samaniego
Natalia Pardo Villaveces

CÓMO CITAR:

Oscar Borges-Santana & Ricardo José Padilla y Sánchez, R. J. (EN PRENSA). Restauración y Balanceo Estructural del Campo Supergigante Cantarell-Sihil. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 41(3), 249–273. DOI: <http://dx.doi.org/10.22201/igc.20072902e.2024.3.1832>

Manuscrito recibido: may 31, 2024

Manuscrito corregido recibido: septiembre 16, 2024

Manuscript accepted: septiembre 18, 2024

Publicado en línea: diciembre 1, 2024

COPYRIGHT

© 2024 Los Autores.

Este es un artículo de acceso-abierto publicado y distribuido por la Universidad Nacional Autónoma de México bajo los términos de una [Licencia Creative Commons Atribución/Reconocimiento 4.0 Internacional \(CC BY\)](#), que permite el uso, distribución y reproducción sin restricciones en cualquier medio, siempre que se de crédito al autor original y la fuente.

RESUMEN

En el presente trabajo se presenta la restauración y balanceo de secciones de la estructura plegada Cantarell-Sihil, sureste del Golfo de México. Esto se realizó a través de la metodología de secciones balanceadas, interpretadas con el software Petrel, de un cubo sísmico OBC Kirchhoff, en profundidad, apoyados en líneas sísmicas aleatorias, registros de pozos y cimas geológicas reportadas en varios pozos productores del área de estudio. A partir de la interpretación sísmica se utilizó el software Move para la restauración secuencial de dos secciones, una orientada en dirección N-S y la otra E-W, desde el estado de deformación actual hasta el estado inicial (Calloviano). Los resultados obtenidos indican que la historia geológica de la cabalgadura de Cantarell ocurre en tres episodios tectónicos importantes: 1) evento de extensión desde el Jurásico al Cretácico y la consecuente sedimentación de la Sal del Calloviano y carbonatos de espesor variable. Las zonas de menos espesor situadas en la cima de la almohada salina representan el punto de rompimiento que dio origen a la falla Sihil, y que a su vez sirvió como superficie de despegue para el inicio de la deformación y origen de la estructura de Cantarell. 2) Evento de contracción Oligoceno, cuando ocurre el primer acortamiento de ~4 km que da inicio al cabalgamiento del bloque Cantarell, previo al evento Chiapaneco, y 3) evento extensivo durante el Plioceno hasta el Reciente evidenciado por la aparición de fallas normales en las zonas adyacentes a Cantarell. El resultado final de restauración reveló que las etapas iniciales de la deformación de la cabalgadura de Cantarell no están asociadas al evento Chiapaneco como ha sido sugerido en los últimos años, y que la secuencia sedimentaria de la región de Cantarell tuvo un acortamiento de aproximadamente 11 km, el cual influyó en la formación del campo supergigante Cantarell-Sihil, en el sureste de México.

Palabras clave: restauración; balanceo; secciones estructurales; campo supergigante; Cabalgadura Cantarell; campo Cantarell-Sihil; México.

ABSTRACT

The present work provides a series of restored cross-sections of the Cantarell-Sihil folded structure, southeastern Gulf of Mexico. This was done with Petrel software, from an OBC Kirchhoff seismic cube at depth, supported by several random seismic lines, well logs and geological contacts reported in several producing wells in the study area. Based on the seismic interpretation, we used the Move software for the sequential restoration of two sections, one oriented N-S and the other E-W, from the current deformed state to the initial state (Callovian). The results obtained indicate that the development of the Cantarell Ridge took place in three tectonic episodes: 1) A Jurassic to Cretaceous extension event

that resulted in the deposition of evaporites of Callovian age and carbonates of variable thickness. Carbonate successions diminish in thickness laterally and reach a minimum atop the salt pillow. This slender succession offered little resistance and buckled under compression during the Tertiary, giving rise to the Sihil fault, which in turn served as a detachment surface for the beginning of the deformation and origin of the Cantarell structure. 2) An Oligocene contraction event of ~4 km occurs, which initiates the Cantarell thrust, prior to the Chiapaneco event. And 3) an extension event during the Pliocene to the Recent evidenced by the initiation of normal faults in the areas adjacent to Cantarell. The final restoration revealed that the initial stages of the deformation of the Cantarell ridge were not associated with the Chiapaneco event as has been suggested in recent years, and that the sedimentary sequence of the Cantarell region had a shortening of approximately 11 km, which influenced the formation of the Cantarell-Sihil supergiant oil field in southeastern Mexico.

Keywords: restoration; balancing; structural cross section; supergiant oil field; Cantarell thrust; Cantarell-Sihil field; Mexico.

INTRODUCCIÓN

México ha sido un país con tradición petrolera, así como uno de los productores más importantes de América y en el mundo. En específico, el campo Cantarell, descubierto en 1976 (Mandujano y Keppie, 2006), ha sido considerado el segundo campo petrolero más grande en el mundo (Morton, 2004) y el más grande de México (Mandujano *et al.*, 2005). Cantarell, junto con los otros 19 campos gigantes más grandes en el mundo, como Ghawar y Safaniya en Arabia Saudita, Greater Burgan en Kuwait, entre otros, llegó a contribuir con

el 45 % de la producción mundial en 2005 (Robelius, 2007). Ahora, forma parte del grupo de campos en proceso de declinación (Sorrell *et al.*, 2012).

El campo Cantarell es un amplio pliegue anticlinal por flexión de falla con orientación NW-SE (García-Hernández *et al.*, 2005) dentro del levantamiento Reforma-Akal, en la cuenca de Campeche (Mandujano y Keppie, 2006). Está situado a aproximadamente 80 km al noroeste de Ciudad del Carmen (N 19°35'22.736, W 92°13'9.727), Estado de Campeche (Figura 1). El petróleo se encuentra predominantemente en brechas del Cretácico Superior y

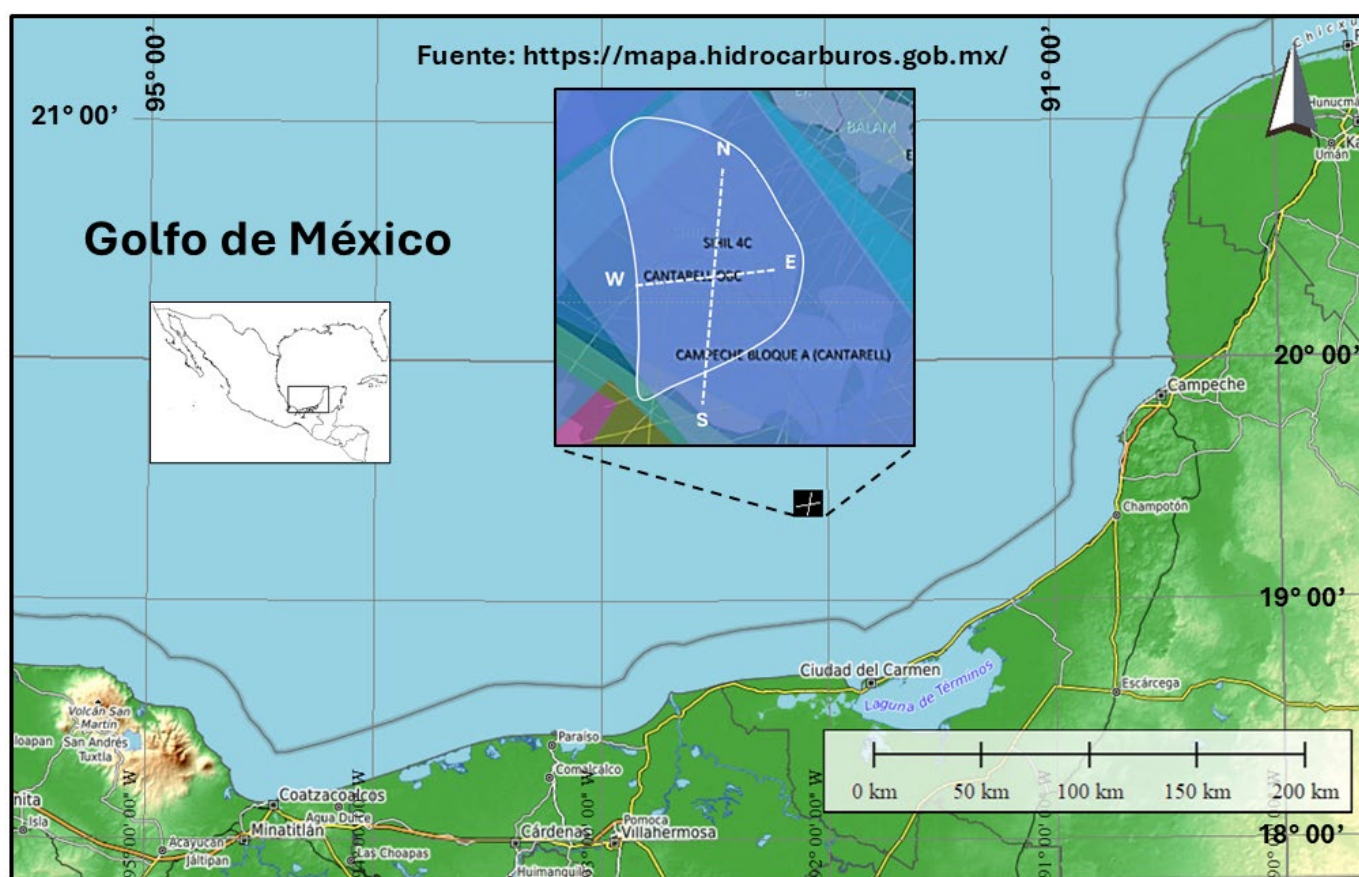


Figura 1. Localización de la estructura Cantarell en el Golfo de México.

Terciario inferior con reservas subsidiarias en capas del Oxfordiano y Kimmeridgiano (Jurásico Superior) y en menor grado en calizas y dolomías del Cretácico Inferior (Mandujano y Keppie, 2006).

En abril del 2004 la producción nacional del petróleo crudo alcanzó los 3,438,622 mbd e inició la declinación de Cantarell, con 2087.138 mbd aportados por el bloque Akal (<https://ebdi.pemex.com/bdi/>). Esta situación obligó a la implementación de métodos cuantitativos más precisos para detectar nuevas oportunidades que condujeran al descubrimiento de nuevos yacimientos petroleros, y con esto, incrementar las reservas y la productividad de hidrocarburos.

Para lograr esto se utilizó el método de restauración y balanceo de secciones estructurales, que permite la validación geométrica cuantitativa de una interpretación geológica, así como relacionar la forma de las rocas antes y después de la deformación, con lo cual se puede efectuar un análisis de modelado del sistema petrolero, así como pronosticar la presencia, orientación y distribución de fracturas en la roca deformada, incrementando así las probabilidades de éxito en la ubicación de nuevos pozos exploratorios para localizar acumulaciones de hidrocarburos. Además, este método ayuda a determinar el tiempo de producción de un yacimiento. Esto es un área de especial interés en el modelado de sistemas petroleros para complementar la maduración, migración y producción de hidrocarburos.

El propósito de este trabajo es describir la evolución tectónica de la estructura de Cantarell, desde el Calloviano hasta el Reciente, a través de la restauración y balanceo 2D de dos secciones, con el objetivo de comprender cronológicamente las etapas de deformación de la región y de este campo de interés estratégico para México.

Paleogeografía del Golfo de México

La evolución geológica del Golfo de México y de la cuenca de Campeche ha sido ampliamente documentada por autores previos (Salvador, 1987, 1991; Meiburg, 1987; Padilla y Sánchez, 1986, 2007; Nehring, 1991, entre otros). Ahora presentamos una sinopsis de la evolución de esta provincia basada en los hallazgos de esas investigaciones. Los primeros eventos de la evolución tectónica y sedimentaria ocurrieron durante el Triásico Tardío hacia inicios del Jurásico Tardío, y estuvieron estrechamente conectados con la apertura de Pangea (Salvador, 1991). Durante este evento de la apertura inicial del Golfo de México, al norte y sur de las crestas de generación de corteza oceánica que origina la separación del bloque Yucatán de la placa de Norteamérica, ocurre una lenta subsidencia que a su vez favorece la transgresión de agua marina proveniente del océano Pantalásico o Pacífico, a través del Portal del Balsas (Salvador, 1987; Cantú-Chapa, 1992; Padilla y Sánchez, 2007) (Figura 2). Las primeras etapas del proceso de extensión continental (“*rifting*”) se caracterizan por la acumulación de gruesas secuencias de sedimentos clásticos continentales conocidos como lechos rojos, depositados de forma intermitente en los grábenes formados en el noreste y centro-este de México durante el Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007). En Chiapas, los lechos rojos han sido reportados únicamente en el subsuelo a través de los pozos Sauzal, San Cristóbal, Nazareth, El Retiro y el Soyaló (Salvador, 1991). No obstante, en la zona de Campeche la acumulación sedimentaria más antigua corresponde a las halitas del Jurásico Medio, Calloviano (Salvador, 1987, 1991; Cantú-Chapa, 1992; Angeles Aquino, 1996; Mandujano y Keppie, 2006), las cuales se depositaron durante la última parte del proceso de separación continental (Sohl *et al.*, 1991).

Jurásico Medio – Jurásico Tardío

Durante el Calloviano (Jurásico Medio) en la zona de Campeche se acumularon grandes espesores de halita (Sal del Istmo) (Salvador, 1987, 1991; Cantú-Chapa, 1992; Angeles Aquino, 1996; Mandujano y

Keppie, 2006), producto de la subsidencia continua y de condiciones ambientales hipersalinas de aguas someras (Figura 2) (Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007, 2017). Esta sal calloviana jugó un rol importante en el control de las estructuras que se deformaron durante el Neógeno y Paleógeno (Sánchez-Flores, 2018). Aunque existe un consenso que reconoce que la Sal del Istmo tiene una edad del Calloviano, Cantú-Chapa (1992) sugiere que esta unidad pudo haber comenzado a depositarse durante el Bathoniano. Esta cuenca salina estuvo separada por una zona de crestas de generación de corteza oceánica que provocó el movimiento del bloque de Yucatán hacia el sur (Hudec *et al.*, 2013; Buffler y Sawyer, 1985; Pindell, 1985; Dunbar y Sawyer, 1987; Padilla y Sánchez, 2007) girando aproximadamente 39° en sentido contrario a las manecillas del reloj (Molina-Garza, *et al.*, 1992).

En la región de Campeche, después del depósito de grandes espesores de halita del Calloviano, ocurrió una prolongada transgresión marina durante el Jurásico Tardío, acompañada de una relativa estabilidad tectónica y una subsidencia lenta (Padilla y Sánchez, 2007). Dichas condiciones dieron lugar a la acumulación de sedimentos clásticos y carbonatos del Grupo Ek Balám del Oxfordiano (Jurásico Tardío). No obstante, la presencia de areniscas eólicas y evaporitas (anhidritas) en esta unidad (Ángeles-Aquino, 1996; Mandujano V. y Keppie M., 2006) sugieren eventuales condiciones locales de circulación restringida cercanas a la costa por el desarrollo de bancos oolíticos de alta energía en el borde de la plataforma (Portillo-Pineda *et al.*, 2017).

Durante el Kimmeridgiano prevalecieron las condiciones de aguas someras en la región (Salvador, 1991), que dieron lugar a grandes espesores de siliciclásticos y carbonatos de la Formación Akimpech (Horbury *et al.*, 2003). La sedimentación en este tiempo estuvo controlada por altos topográficos causados por movimientos de la sal formando almohadas y diapiros (Sánchez-Flores, 2018). Más tarde, hacia el Tithoniano, la transgresión del Jurásico Tardío alcanzó su nivel máximo (Salvador, 1991; Cantú-Chapa, 1992), al igual que las condiciones de estabilidad tectónica, dando origen a carbonatos y lutitas negras de cuenca con alto contenido orgánico, conocidos informalmente como Formación Edzná (Ángeles-Aquino y Cantú-Chapa, 2001; Ricoy-Páramo, 2005). La columna estratigráfica desde el Jurásico al Reciente de la región de Cantarell se resume en la Figura 3.

Cretácico Temprano

En el Cretácico Temprano continuaron las condiciones de estabilidad tectónica y de lenta subsidencia (Padilla y Sánchez, 2007), resultando en una transgresión generalizada (Figura 2f). Esto permitió el crecimiento de extensas plataformas calcáreas en diferentes zonas del Golfo de México, así como grandes desarrollos arrecifales de rudistas (McFarlan y Menes, 1991; Padilla y Sánchez, 2007) que bordeaban lagunas y esteros donde se desarrollaban extensas secuencias evaporíticas y de carbonatos que prevalecieron hasta el Paleoceno (Galloway *et al.*, 1991; McFarlan and Menes, 1991; Sohl *et al.*, 1991; Santiago y Baro 1992). En las zonas de cuenca al norte de la península de Yucatán se depositaron carbonatos y lodos arcillosos de aguas profundas (Viniegra-Orsorio, 1981). El área de la cuenca de Campeche, situada en posición adyacente al margen de la plataforma, alcanzó profundidades mayores a los 200 m y estuvo caracterizada por el depósito de calizas micríticas que más tarde experimentaron procesos de dolomitización (datos micropaleontológicos de pozos de Pemex no publicados).

En el Hauteriviano continuó la transgresión marina en conjunto con un aumento general en la subsidencia en la región, influyendo en el espesor de los sedimentos depositados en la región (McFarlan y Menes, 1991). Del Berriasiano al Aptiano, la cuenca de Campeche

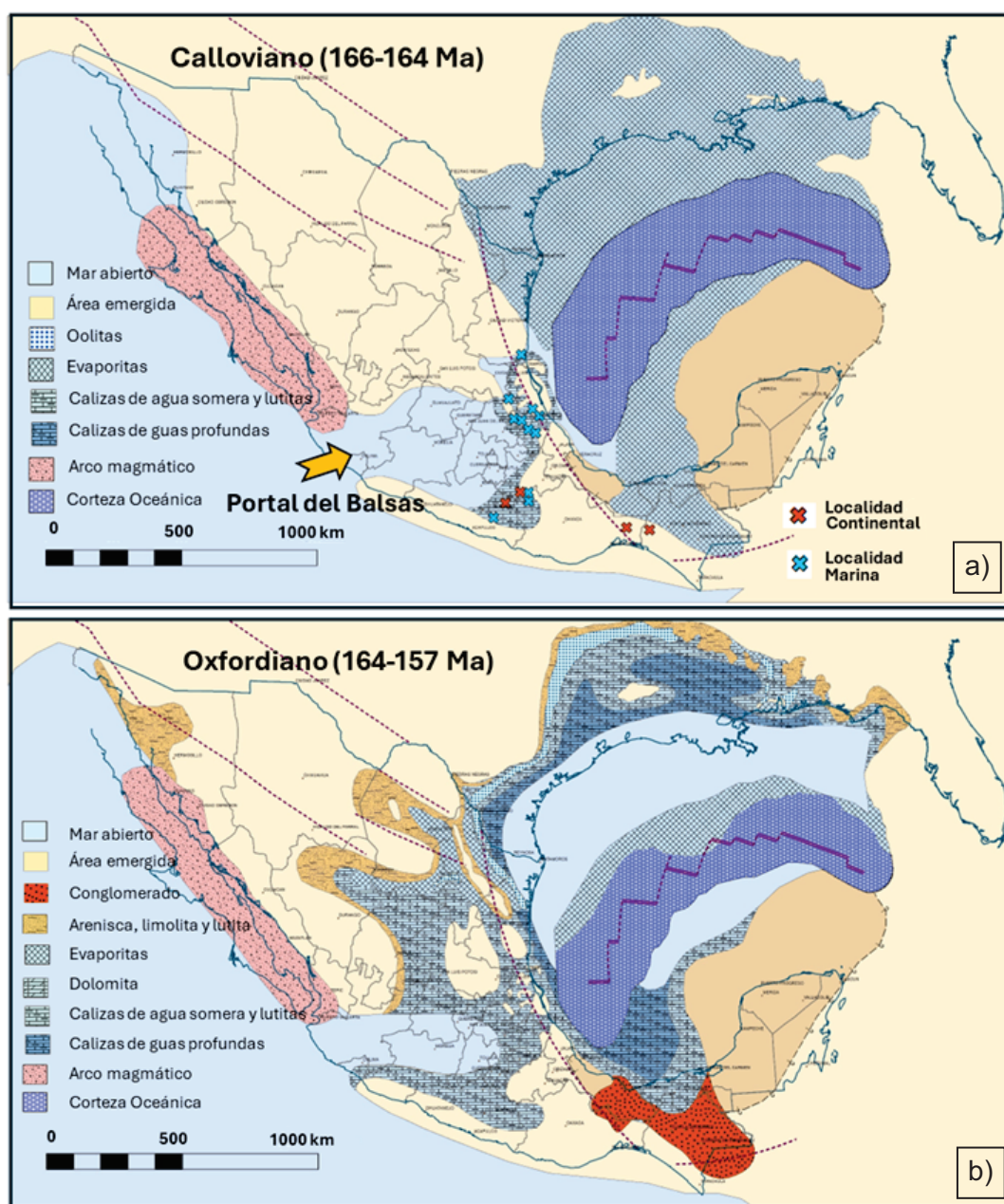


Figura 2. Paleogeografía del Golfo de México. (a-b) Calloviano-Oxfordiano, (c-d) Kimmeridgiano Tardío-Tithoniano, (e-f) Barremiano-Cenomaniano (modificado de Padilla y Sánchez, 2017). *Continúa.*

estuvo cubierta predominantemente por grandes espesores (cerca de 1500 m) de carbonatos micríticos arcillosos, así como lutitas calcáreas, depositados en ambientes de cuenca profunda (Padilla y Sánchez, 2007), con eventuales aportes de gravas y brechas provenientes de la plataforma continental (Ricoy-Páramo, 2005) situada al oeste. Al mismo tiempo, también hacia el este, en la zona del embalsamiento de Campeche, extensas barreras arrecifales de rudistas (McFarlan y Menes, 1991, Padilla y Sánchez, 2007) restringieron el acceso del agua marina a la plataforma.

En el área de Cantarell el Cretácico Inferior es conocido principalmente en núcleos de pozos, los cuales cortaron caliza y dolomía con textura *mudstone* y *wackstone* respectivamente, con bioturbación a manera de galerías, así como capas de bioclastos de aguas profundas asociados a tormentas (tempestitas). Los núcleos

también presentan carbonatos resedimentados, caracterizados por horizontes de 10 a 15 m, en capas de 1.5 m espesor de conglomerados y brechas con fenoclastos, gravas y guijarros. Los conglomerados representan depósitos de escombros provenientes de carbonatos de plataforma (Ricoy-Páramo, 2005).

Cretácico Tardío

A principios del Cretácico Tardío la cuenca alcanzó su máximo tirante de agua (Viniegra-Osorio, 1981; MacFarlan y Menes, 1991) con la progresiva inundación de la cuenca del Golfo de México. Simultáneamente continuó el aporte de brechas provenientes de los elementos positivos situados en la plataforma de Yucatán, así como sedimentos pelágicos. No obstante, hacia mitad del Cenomaniano ocurre una regresión general que provoca que algunas plataformas

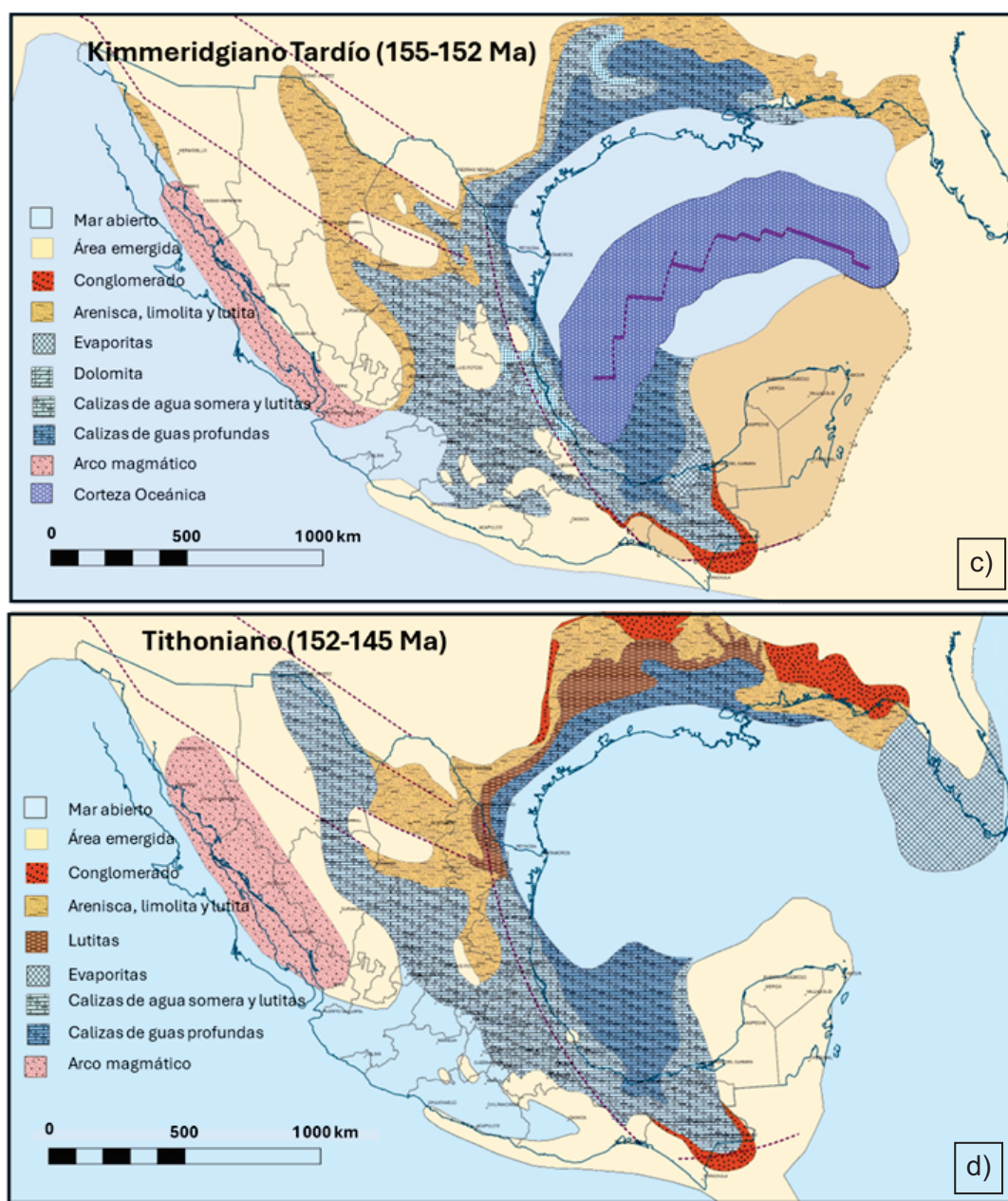


Figura 2 (cont.). Paleogeografía del Golfo de México. (a-b) Calloviano-Oxfordiano, (c-d) Kimmeridgiano Tardío-Tithoniano, (e-f) Barremiano-Cenomaniano (modificado de Padilla y Sánchez, 2017). *Continúa.*

del sureste de México fueran expuestas subaéreamente (Horbury; 2003). Más tarde, hacia el Cenomaniano tardío, se estableció una nueva transgresión, dando paso al depósito de sedimentos de mayor profundidad (Sohl, *et al.*, 1991), mientras en la plataforma de Yucatán continuó el desarrollo de sistemas evaporíticos y en la cuenca de Campeche seguía el depósito de carbonatos de aguas profundas.

Durante el Turoniano hay un cambio drástico en la sedimentación, terminando el predominio de la sedimentación de carbonatos hacia la parte norte del Golfo de México. A pesar de esto, la sedimentación calcárea se mantuvo en la región del sur de México hasta el fin del Cretácico (Padilla y Sánchez, 2007). Del Coniaciano al Santoniano, capas delgadas de calizas con pedernal con abundantes horizontes intercalados de bentonita, fueron depositadas en aguas profundas

(Salvador, 1991; Padilla y Sánchez, 2007), mientras que hacia el Campaniano y Maastrichtiano aumenta el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste, algunos de ellos con bentonita, sugiriendo actividad volcánica que continuó hacia fines del Cretácico (Padilla y Sánchez, 2007).

Un rasgo que llama la atención en la cuenca de Campeche y en especial en la zona de Cantarell y zonas adyacentes, es la existencia de brechas calcáreas de hasta 700 m de espesor y que se extienden por miles de kilómetros cuadrados en la región (Padilla y Sánchez, 2007). Estas brechas tienen gran importancia económica en cuanto a producción de hidrocarburos se refiere, aunque existen dos hipótesis que tratan de explicar su origen: 1) son producto de flujos de escombros, asociados a corrientes de turbidez, derivados de carbonatos y arrecifes de la plataforma de Yucatán y depositados en la

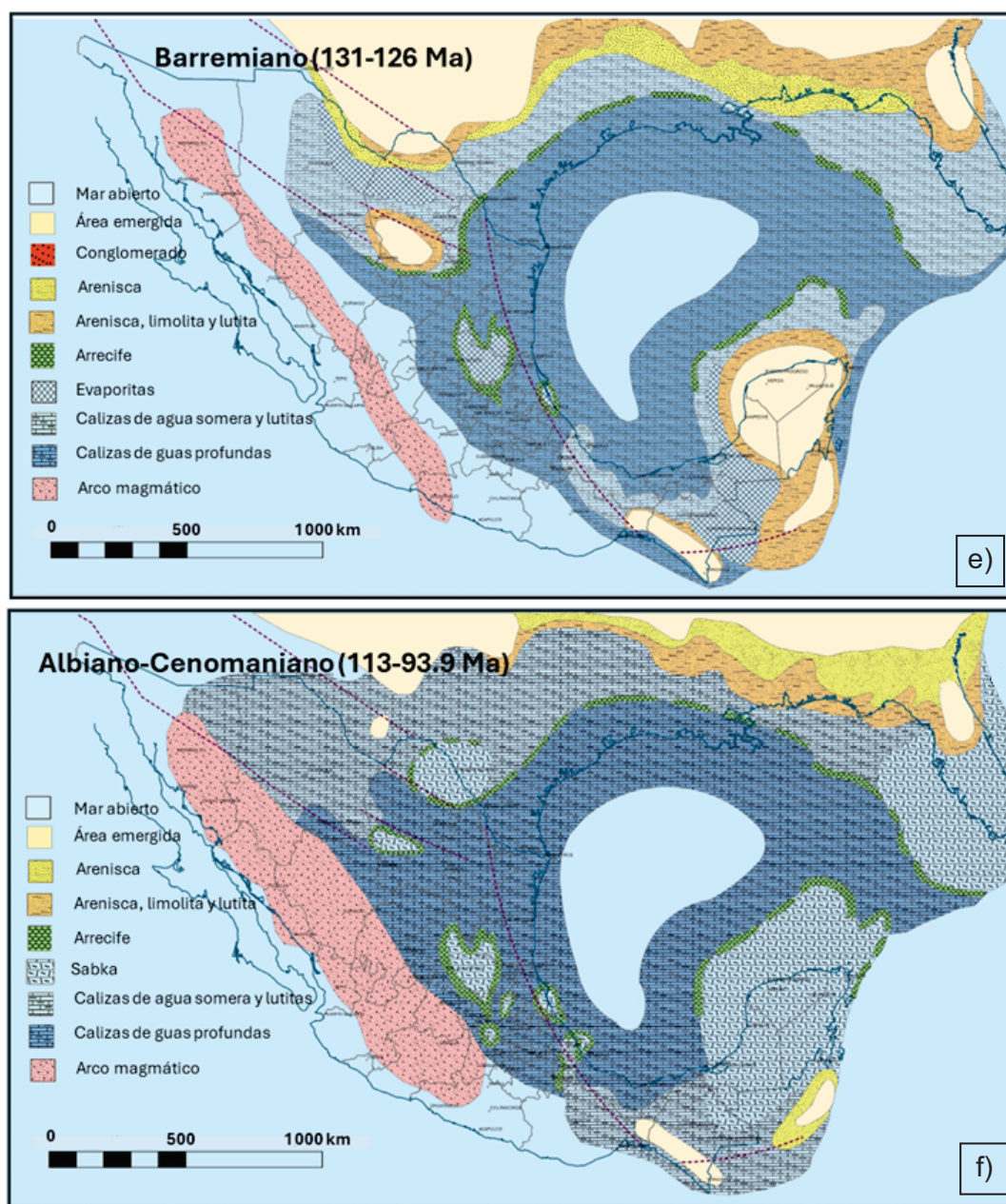


Figura 2 (cont.). Paleogeografía del Golfo de México. (a-b) Calloviano-Oxfordiano, (c-d) Kimmeridgiano Tardío-Tithoniano, (e-f) Barremiano-Cenomaniano (modificado de Padilla y Sánchez, 2017). *Continúa.*

base del talud (Viniegra-Osorio, 1981) y, 2) que tal vez estos depósitos fueron transportados de la plataforma a la cuenca como consecuencia del impacto del meteorito en Chicxulub (Grajales-Nishimura *et al.* 2000), hace 65.5 millones de años (Padilla y Sánchez, 2007). Este evento es muy significativo en la evolución tectónica del Golfo de México y en especial, en el bloque de Yucatán y la cuenca de Campeche hacia el límite Cretácico-Paleógeno (Padilla y Sánchez, 2007).

Paleógeno

La separación de la placa de Norteamérica de la placa Africana durante el Cretácico Tardío hasta el Cenozoico continuó abriendo el Atlántico del Norte, con una traslación más rápida en el norte que en el sur, lo que generó un régimen de deformación de cizalla simple izquierda en la placa de Norteamérica, que, aunado a un basculamiento

continental hacia la cuenca del Golfo de México provocado por la subducción de la placa Farallón, originó un deslizamiento gravitacional que tuvo como resultado los pliegues y las fallas de la Sierra Madre Oriental, con una edad de deformación que fue variando del Cretácico Tardío en Texas, Chihuahua y Coahuila, al Paleoceno tardío al Eoceno temprano en el sur de Coahuila, Nuevo León, Tamaulipas y Veracruz, hasta el Mioceno en la Sierra de Zongolica. A este evento tectónico se le ha denominado Orogenia Laramide, Orogenia Hidalgoana (Guzmán y De Cserna, 1963) y últimamente Orogeno Mexicano (Fitz *et al.*, 2018) (Figura 4).

A partir del Eoceno, la sedimentación clástica fue la predominante en el occidente del Golfo de México y comenzó el desarrollo de grandes fallas lítricas normales asociadas a los depocentros de las cuencas antepaís ya formadas (Padilla y Sánchez, 2007). En el Oligoceno

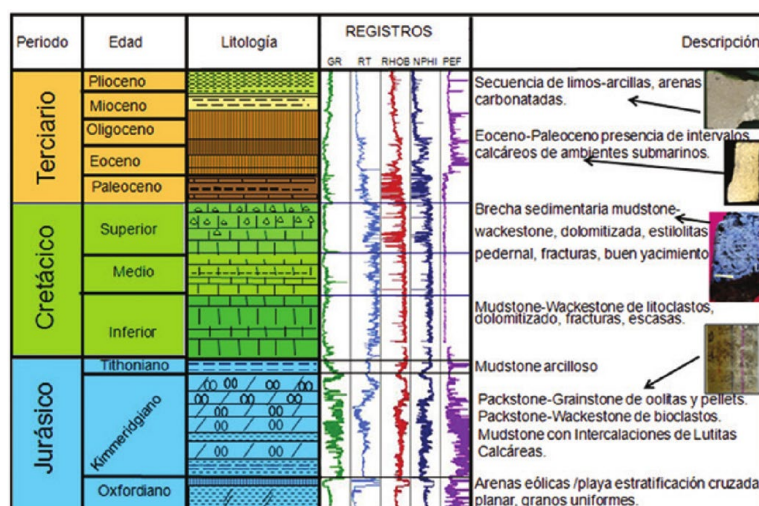


Figura 3. Columna estratigráfica del Jurásico al Reciente de la zona de Cantarell (Juárez-Aguilar y Acevedo-Rodríguez, 2016).

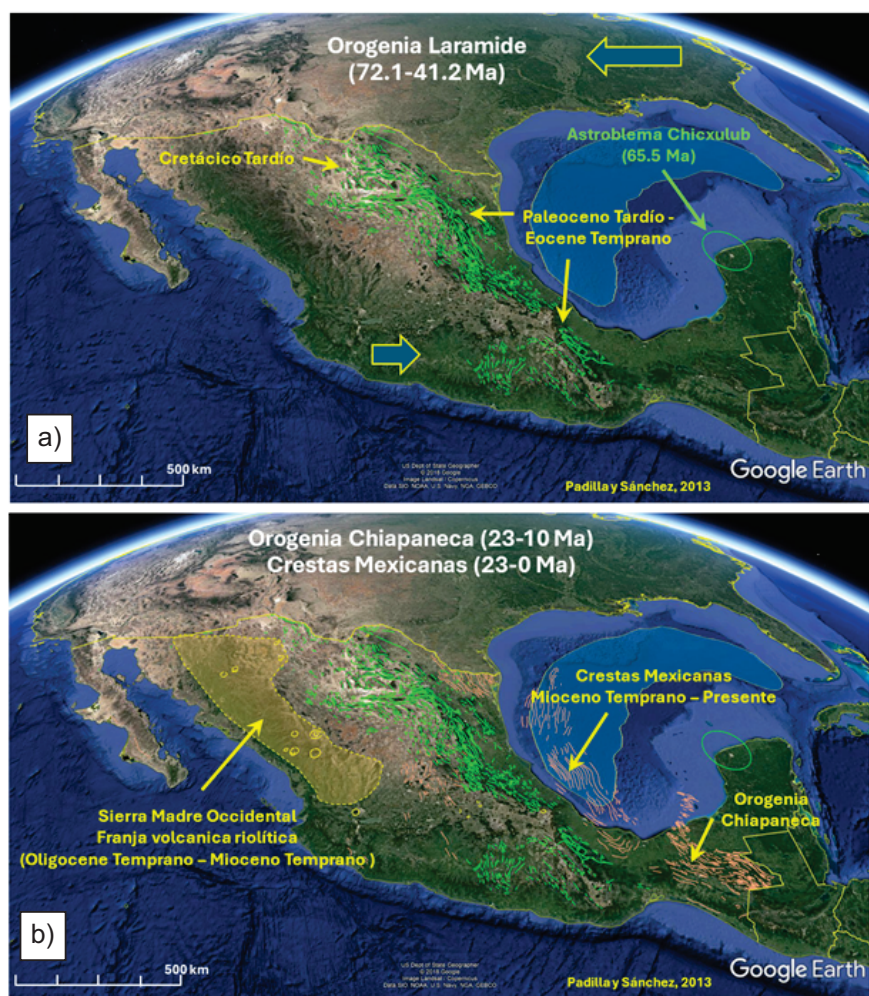


Figura 4. Eventos tectónicos importantes en la porción sur de la placa Norteamericana. a) Dos causas dieron origen a la Orogenia Laramide en México: (1) La apertura diferencial del Atlántico del Norte, más rápida en septentrión (flecha azul grande) que en meridión (flecha azul pequeña), causó un régimen de deformación de cizalla simple sinistral en la placa Norteamericana, y (2) un deslizamiento gravitacional regional hacia la parte profunda del incipiente Golfo de México originado por la subducción de la placa del Pacífico bajo la placa de Norteamericana, desde el Cretácico Tardío hasta el Presente. Las flechas amarillas señalan la edad en la que se formaron las estructuras mostradas en el mapa. En el mapa de la figura b) se muestran otras estructuras y su edad de deformación. (Las estructuras fueron tomadas y modificadas de Padilla y Sánchez et al., 2013 y de Padilla y Sánchez, 2017).

continuó el depósito de sedimentos clásticos en todo el sureste (Ambrose *et al.*, 2003), junto con fuertes procesos de diapirismo en la sal del Calloviano (Sánchez-Flores, 2018). La secuencia del Eoceno al Oligoceno está conformada por rocas clásticas producto de la erosión de la Sierra de Chiapas durante los eventos tectónicos del Cenozoico temprano. Estas rocas están conformadas por lutita bentonítica de color gris-verdoso con piritita, intercalaciones de calcarenitas y conglomerados lenticulares turbidíticos; mientras que en el área del bloque de Yucatán son rocas calcáreas de aguas someras (Padilla y Sánchez, 2007; Sánchez *et al.*, 2018). El Oligoceno está compuesto por lutitas parcialmente bentoníticas con clastos de arena y ocasionales cuerpos lenticulares de conglomerado (Ricoy S, 1989).

Regionalmente, del Eoceno Tardío al Mioceno, ocurrió la mayor deformación tectónica de tipo compresivo que dio origen a las trampas petroleras del sureste de México (Sánchez-Flores, 2018). Durante el Mioceno, la dirección del movimiento de la placa de Cocos cambió hacia el noreste deformando cuencas como la de Veracruz (Jacobo *et al.*, 1992; Prost y Aranda, 2001). Por otra parte, el origen de las cuencas del sureste está relacionada con la Sierra de Chiapas y la Cadena Plegada de Reforma Akal. Hacia el Mioceno Medio, ocurre una etapa de deformación contraccional que representó un pulso crítico que produjo el plegamiento y el cabalgamiento de capas de la cadena Chiapas-Reforma Akal dando lugar a trampas de hidrocarburos (Sánchez-Flores, 2018) y que es conocido como Evento Chiapaneco. La base del despegue (*décollement*) está marcada en la cima de la unidad de Sal del Istmo (Sánchez-Montes de Oca, 1980; Padilla y Sánchez, 2007; Sánchez-Flores, 2018). Tras esta deformación, en el Mioceno e inicios del Plioceno comienza una deformación extensional-contraccional que produjo el basculamiento en dirección norte de cadena Chiapas-Reforma Akal como consecuencia al desplazamiento de la Sal del Istmo y que a su vez produjo el depósito de grandes espesores de arcillas (Sánchez-Flores, 2018), seguido por un deslizamiento masivo por gravedad de la secuencia del Paleógeno sobre arcillas del Mioceno (Padilla y Sánchez, 2007). Hacia el Plioceno y Pleistoceno se produjo un aporte masivo de sedimentos clásticos, provenientes del Macizo de Chiapas. La carga litostática de estos sedimentos generó grandes fallas de crecimiento con orientación NE-SW.

El desprendimiento del bloque Chortis a lo largo del sistema de falla Motagua-Polochic, desde el Oligoceno tardío hasta el presente, también contribuyó a la deformación de la Sierra de Chiapas y, consecuentemente, a la deformación del Bloque Akal de Cantarell.

METODOLOGÍA

Para obtener secciones retrodeformables del campo Cantarell se utilizó el cubo sísmico 3D OBC Kirchhoff migrado en profundidad, adquirido en 1996 y reprocesado en 2015, trayectorias o *surveys* de pozos, registros geofísicos de pozos (rayos gamma y resistividad), líneas sísmicas aleatorias (*random*) y cimas geológicas. Esta información se cargó y analizó en el software Petrel, en el que se realizó la interpretación sísmica de horizontes y fallas del campo Cantarell.

Dos secciones estructurales del campo fueron utilizadas como entrada para el software de análisis estructural y estratigráfico Move. Una de las secciones es paralela a la dirección de acortamiento (S-N) y la otra tiene una orientación conjugada W-E. Esto es necesario para el mejor entendimiento de las direcciones de esfuerzos que dieron origen a la deformación de la zona de estudio, así como el orden cronológico en el que ocurrió la misma (Figuras 5 y 6).

Como es usual en este tipo de restauraciones, se asumió que los contactos entre unidades litológicas representan superficies de tiempo y que las unidades fueron depositadas con una posición horizontal

inicial. Estas suposiciones no necesariamente son realistas, ya que las unidades en cuencas de antepaís y bordes de plataforma se acuanan lateralmente (e.g., Yarbuh y Contreras, 2015; Contreras y Suter, 1990).

RESULTADOS

Restauración y balanceo de secciones estructurales del Campo Cantarell

Jurásico

Calloviano

Hossack, (1995) advierte literalmente ... “*Geologists have known for a long time that section balancing is more difficult in salt structures because of the ability of the salt to flow in and out of the plane of section and also to dissolve and thereby violate constant volume considerations...*”. En virtud de que la sal es un mineral único en la naturaleza, que a condiciones de baja presión tiene un comportamiento elástico, pero que a condiciones de alta presión se comporta como un fluido de muy viscoso, no es posible asegurar la conservación del área de este depósito en una sección, porque éste se mueve hacia áreas de menor presión que no están necesariamente en el plano de la sección. Por este motivo las restauraciones de este trabajo se presentan a partir de las cimas de las secuencias posteriores al Calloviano.

En la Tabla 1 se muestran las claves utilizadas para identificar las cimas de las secuencias estratigráficas en las restauraciones presentadas a continuación.

Kimmeridgiano

La restauración del Kimmeridgiano de la sección sur-norte (Figura 7a) muestra la primera deformación de la sal del Calloviano y la formación de una estructura tipo almohada de sal. El espesor de las capas del Kimmeridgiano está representado por la cima de la sal del Istmo (reflector CS) y el reflector KMMRD (cima del Kimmeridgiano). La sección muestra que el espesor de estas capas es menor en la zona central que sobreyace la estructura de la almohada, mientras que este aumenta hacia las zonas sur y norte. El reflector (CS) presenta la superficie de despegue subyacente de las rocas del Kimmeridgiano.

Por otra parte, la sección este-oeste (W-E) (Figura 7b) muestra las primeras etapas del proceso de extensión de toda la secuencia sedimentaria del Oxfordiano, cuya cima está representada por el horizonte OXF y del Kimmeridgiano, evidenciada por la formación de fallas normales que afectan toda la sección desde el Calloviano (horizonte CS) hasta la cima el Kimmeridgiano (horizonte KMMRD). Por su parte, el poste del área oeste (PW) se desplaza hacia el oeste respecto a la etapa de restauración del Calloviano como consecuencia de extensión. Además, hacia la parte central de la imagen se evidencia la estructura de la almohada de sal (SPw). Estas relaciones estratigráficas sugieren que el Kimmeridgiano fue una edad donde dominaron condiciones de rápido transporte de masa que impidieron la formación de topografía por plegamiento (Contreras, 2010).

La restauración muestra el tiempo en el cual ocurrieron potentes depósitos de clásticos en la zona litoral provenientes del bloque de Yucatán. Por otro lado, los bloques de basamento emergidos formaron las paleoislas en el oeste del protogolfo de México, mismos que continuaban afectando la sedimentación de la región. Estas condiciones de subsidencia lenta y continua prevalecieron durante todo el Kimmeridgiano y son las responsables de la formación de paleoaltos estructurales, mientras que la presencia de fallamiento en ambas secciones con un buzamiento similar indica que la extensión fue oblicua a la dirección del acortamiento que originó la estructura durante el Terciario y almohadas de sal. Intuitivamente es posible

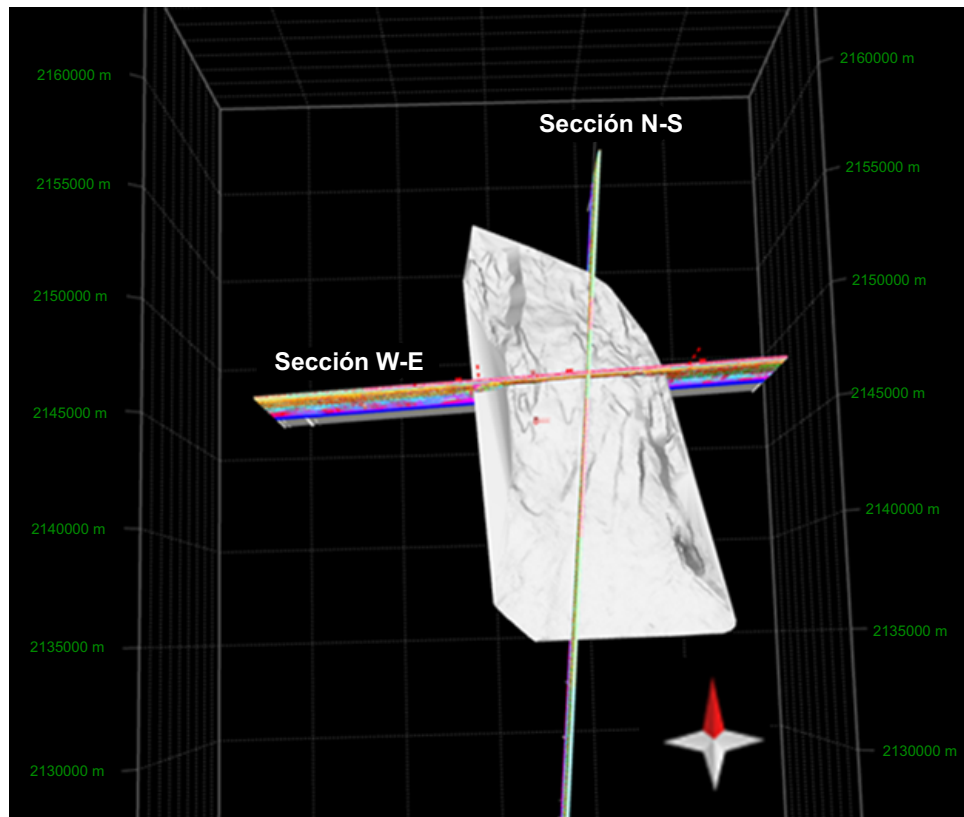


Figura 5. Vista en planta de la superficie de la Brecha del Cretácico Superior (CRTS), en color gris, mostrando el trazo de las dos secciones perpendiculares a la estructura Cantarell.

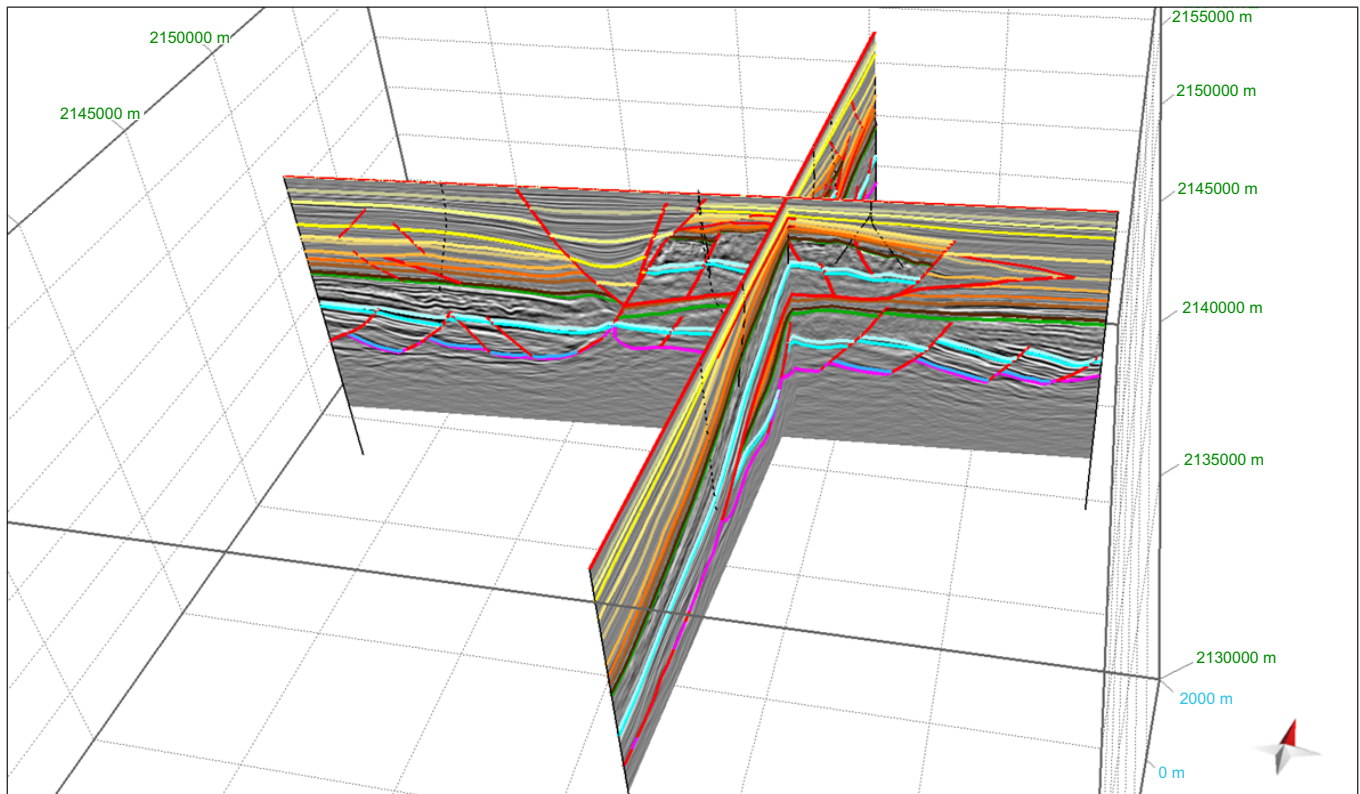


Figura 6. Perspectiva mostrando las dos secciones en la estructura Cantarell. La sección N-S muestra la dirección de acortamiento sur-norte y la sección W-E muestra la orientación conjugada.

Tabla 1. Clave de cimas de secuencias estratigráficas, estructuras y límites del modelo.

BS	Basamento
BAL-1	Bloque alóctono
BA-1	Bloque alóctono 1
BA-2	Bloque alóctono 2
CbCt	Cabalgadura de Cantarell
CS	Cima de sal (Calloviano)
CRTS	Cima del Cretácico
ECNS	Cima del Eoceno
KMMRD	Cima del Kimmeridgiano
MCNI	Cima del Mioceno Inferior
MCNM	Cima del Mioceno Medio
MCNS	Cima del Mioceno Superior
OLGS	Cima del Oligoceno
OXF	Cima del Oxfordiano
PALC	Cima del Paleoceno
PLCI	Cima del Plioceno Inferior
PLCM	Cima del Plioceno Medio
PLCS	Cima del Plioceno Superior
TTHNN	Cima del Tithoniano
SPw	Estructura almohada de sal
FK	Falla Kutz
F2	Falla secundaria
FS	Falla Sihil
FN	Fallas normales
PW	Poste oeste de sección
PS (rojo)	Poste sur de sección
PS (azul)	Pre-Calloviano
ZED	Zona de erosión y discordancia

argumentar que mecánicamente estos espesores delgados son menos resistentes, por lo que aquí es donde más adelante ocurrirá el despegue de la falla Sihil.

Thitoniano

En esta edad se presenta un pulso de extensión regional causada por el depósito de la secuencia del Tithoniano (TTHNN) sobre la sal. Observe el desplazamiento del poste sur (PS) hacia el sur de la sección (Figura 8).

Durante el Tithoniano la zona de Cantarell experimentó una significativa extensión regional, siendo mayor a la del Kimmeridgiano. Aunado esto, tiene lugar la disminución de la velocidad de la subsidencia, lo que dio lugar a una reducción de espesores de las secuencias de lutitas y carbonatos que se depositaron en este tiempo, o lo que se conoce en estratigrafía de secuencias como una superficie de inundación máxima.

La presencia de fallamiento en ambas secciones con un buzamiento aproximadamente similar indica que la dirección del acortamiento que originó a la estructura durante el Terciario fue oblicua a esta fase temprana de extensión.

Cretácico

La Figura 9a muestra el desarrollo de la estructura durante Cretácico en la dirección sur-norte. Se muestra el espesor y la cima del depósito de carbonatos (horizonte CRTS) que prevaleció durante todo el Cretácico. Estos espesores son variables y evidentemente están condicionados por el relieve de las capas del Jurásico. Por encima de la estructura de almohadilla salina, los espesores son significativamente menores, representando una zona de ascenso de la sal, mientras que, en

la zona adyacentes a la almohadilla, los espesores calcáreos aumentan considerablemente por desalojo de la sal.

Por otro lado, la sección este-oeste muestra una extensión de 2 km hacia el oeste con el desplazamiento del poste oeste (PW) en la misma dirección con respecto al Tithoniano (Figura 9b). La variación de espesores de los carbonatos del Cretácico en la zona de la almohadilla y áreas adyacentes es consistente con lo observado en la sección sur-norte. El incremento del depósito de carbonatos, y la presión litostática que éstos ejercen, favoreció el crecimiento de la estructura salina durante el Cretácico. También se observa que la extensión del Tithoniano continúa en el Cretácico, ya que las fallas normales cortan a los carbonatos depositados en este periodo.

En el Cretácico Temprano y hasta el Albiano-Cenomaniano, una relativa estabilidad tectónica favoreció el depósito de grandes espesores de carbonatos. Se observa subsidencia y cambios de espesor que varían de delgados a más potentes de acuerdo con el relieve marcado por la deformación del Jurásico. A fines del Cretácico el aporte de sedimentos clásticos del noroeste y del occidente del Golfo de México se incrementó notablemente durante las primeras pulsaciones de la Orogenia Laramide, lo cual favoreció la subsidencia regional de la cuenca (Padilla y Sánchez, 2007). Las zonas de menor espesor son mecánicamente más débiles, lo que dará origen más adelante a las zonas de fallamiento inverso en las secuencias.

Cenozoico

La restauración para los diferentes periodos del Cenozoico muestra cómo los eventos ligados al evento Chiapaneco y a la deformación del pilar Reforma-Akal darán origen a la cabalgadura de Cantarell.

Paleoceno y Eoceno

Las Figuras 10 y 11 presentan restauraciones en las direcciones norte-sur y este-oeste para el Paleoceno y Eoceno, respectivamente. En ambas se muestra la aparición de la cima del Paleoceno (PALC) y del Eoceno (ECNS) depositados durante una subsidencia regional.

Durante el Paleoceno y principios del Eoceno se depositaron gruesos espesores de sedimentos siliciclásticos producto de subsidencia en la zona. A partir del Eoceno tardío la nueva geometría de la cuenca dependió totalmente del gran flujo de sedimentos clásticos. Durante este tiempo se depositaron gruesos espesores de siliciclasticos en los taludes del occidente del Golfo de México, y la Planicie Costera del Golfo, al tiempo que los sedimentos más finos iban rellenando las partes más profundas (Goldhammer, 1999).

Oligoceno

La restauración en la Figura 12a muestra que el límite sur de la sección (poste) se desplazó aproximadamente 4 km hacia el norte durante esta época. Tal acortamiento produce el rompimiento de la secuencia post-Calloviana en la cima de la estructura almohadillada, y se genera fallamiento inverso a lo largo de la falla Sihil (FS). Dado que este proceso ocurre desde el Oligoceno, esta etapa de deformación no es coetánea al evento Chiapaneco ocurrido durante el Mioceno Medio. También se observa una zona de erosión y discordancia (ZED) que en el Mioceno formaría la cresta de la estructura de Cantarell.

Por otra parte, la Figura 12b muestra la separación de los bloques autóctonos en la sección W-E. El bloque autóctono 1 (BA-1), situado hacia el oeste de la estructura de almohadilla, se mantiene fijo durante la deformación. El bloque situado hacia el este, entre la estructura anterior, la falla Kutz y la falla Sihil, representa el bloque alóctono (BAL-1) que se transportaría en el Mioceno, durante el evento Chiapaneco. El tercer bloque (BA-2), representado entre la falla Sihil y la parte oriental de la sección, no presenta movimiento.

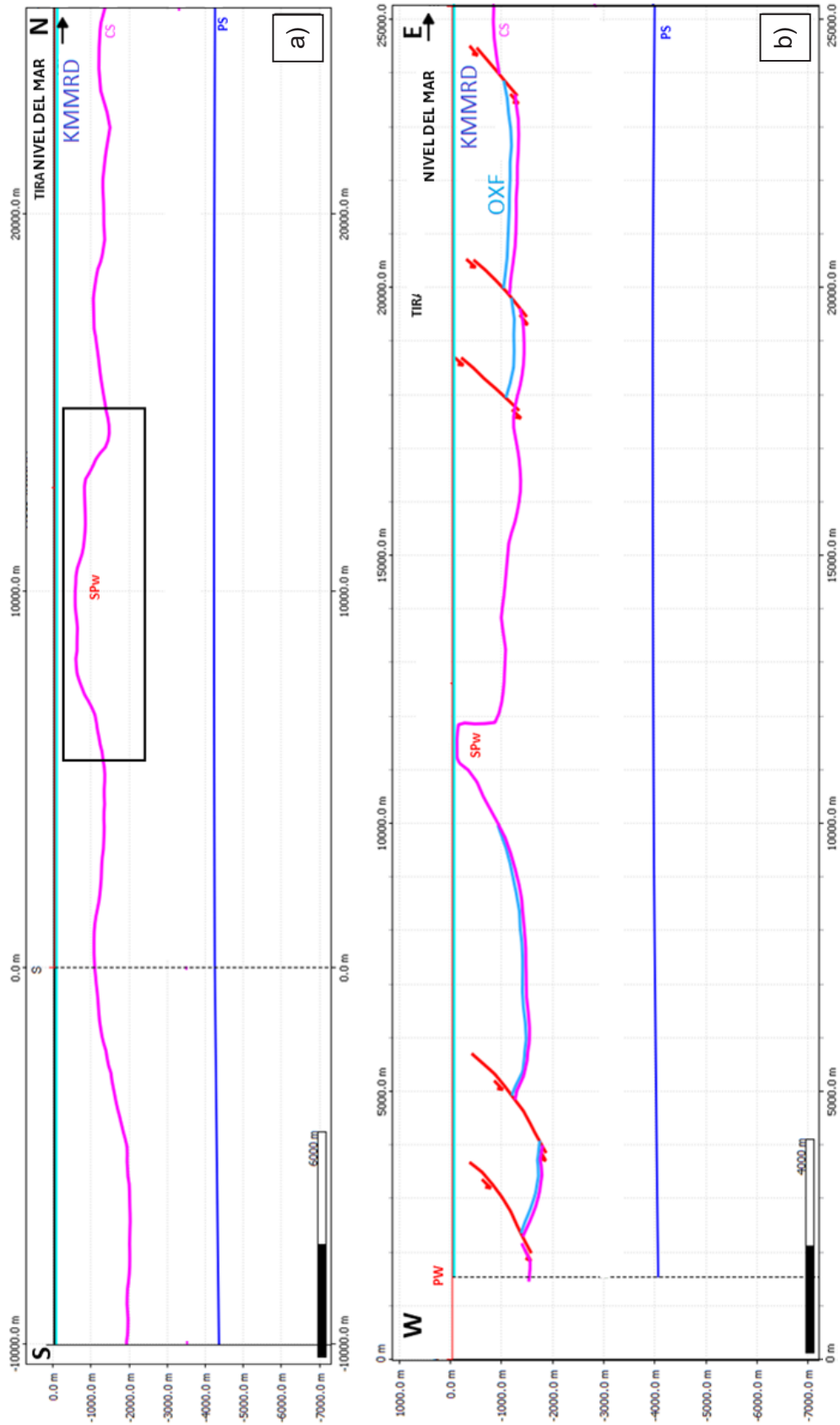


Figura 7. Restauración del Kimmeridgiano. a) La sección S-N representa una estructura tipo almohada de sal (SPw) (recuadro). El reflector KMMRD muestra la cima de las capas del Kimmeridgiano, con una disminución de espesor hacia la zona de SPw. b) La sección W-E muestra las fallas normales en color rojo, que afectan las capas del Kimmeridgiano.

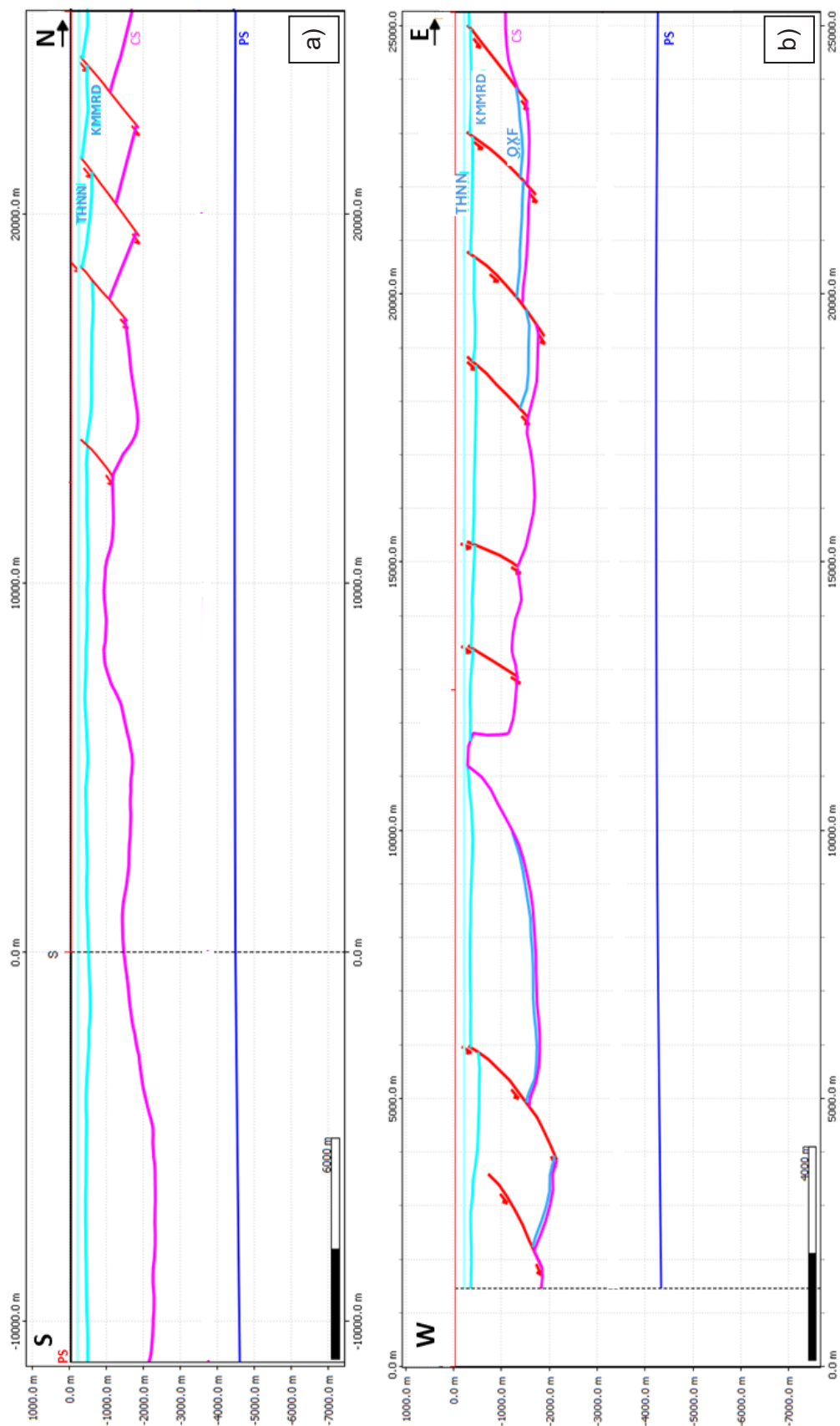


Figura 8. Restauración que muestra el depósito del Tithoniano en depresiones causadas por el desalojo de sal. Ambas secciones muestran el pulso de extensión regional por efecto de la carga litostática.

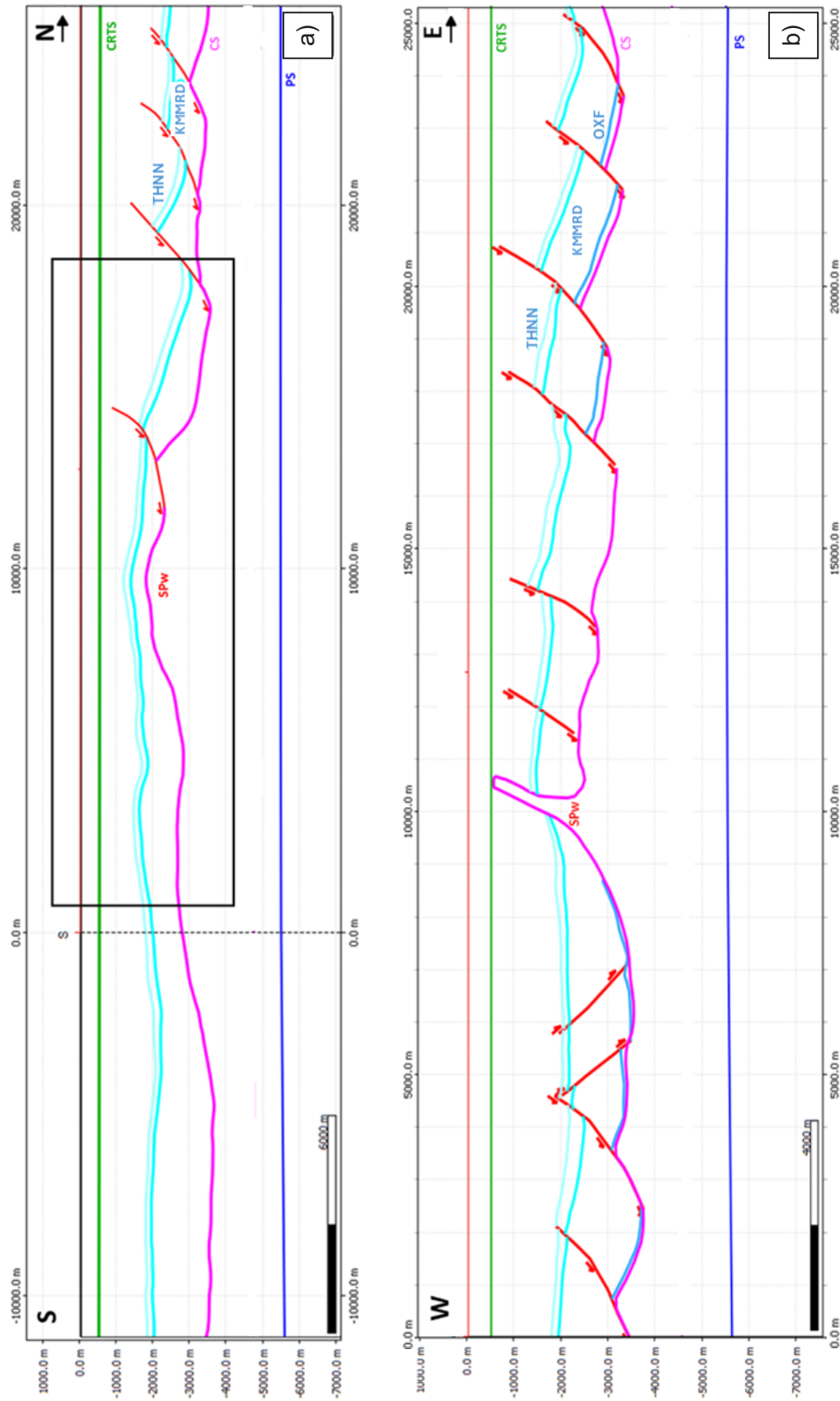


Figura 9. Restauración del Cretácico. a) En la sección S-N se observa la secuencia de carbonatos (horizonte CRTS). El cuadro negro muestra la zona de debilidad representada por la estructura salina (SPw). b) En la sección W-E ilustra la estructura del Cretácico, el recuadro señala el crecimiento de SPw.

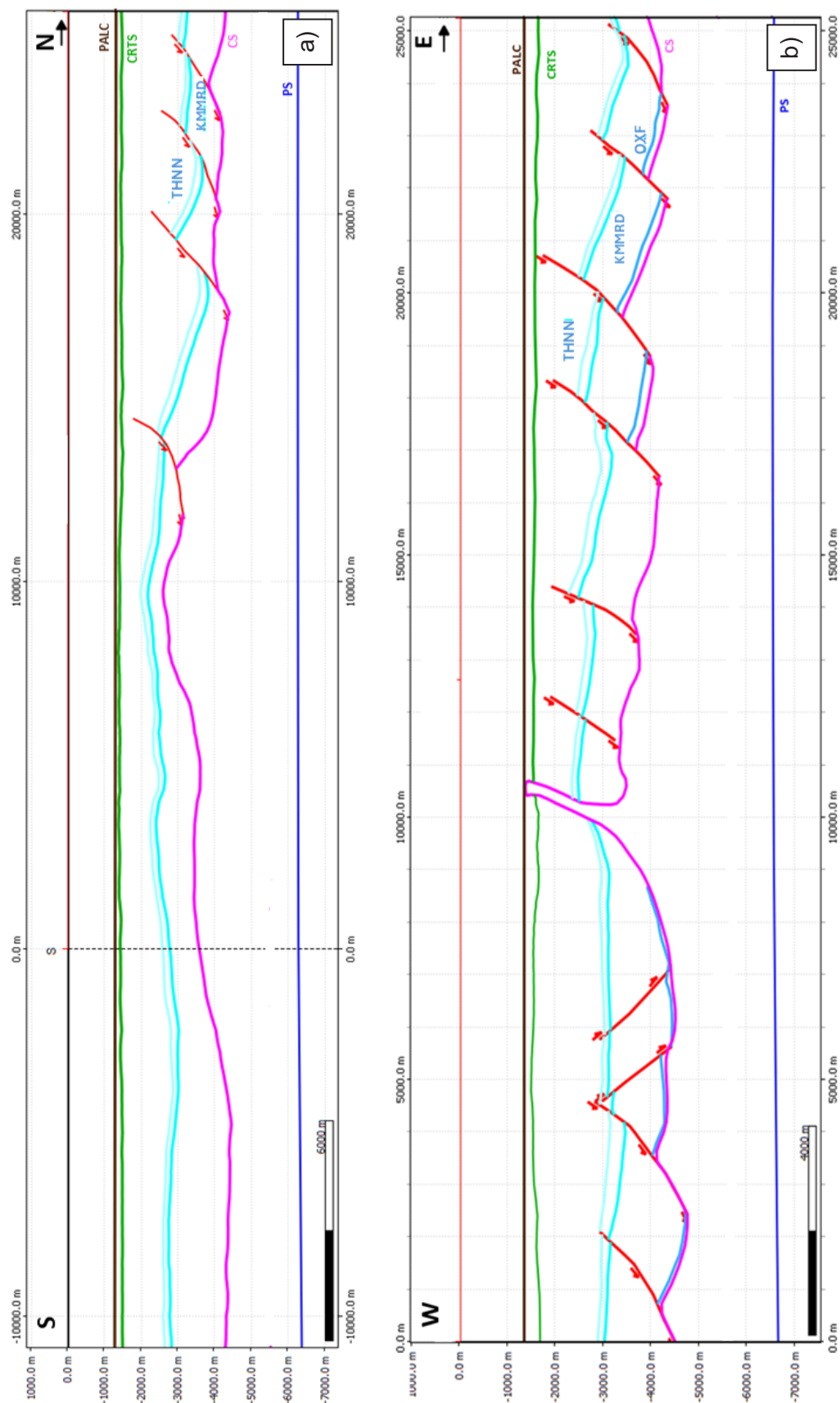


Figura 10. Reconstrucción del Paleoceno: a) Sección S-N; b) Sección W-E.

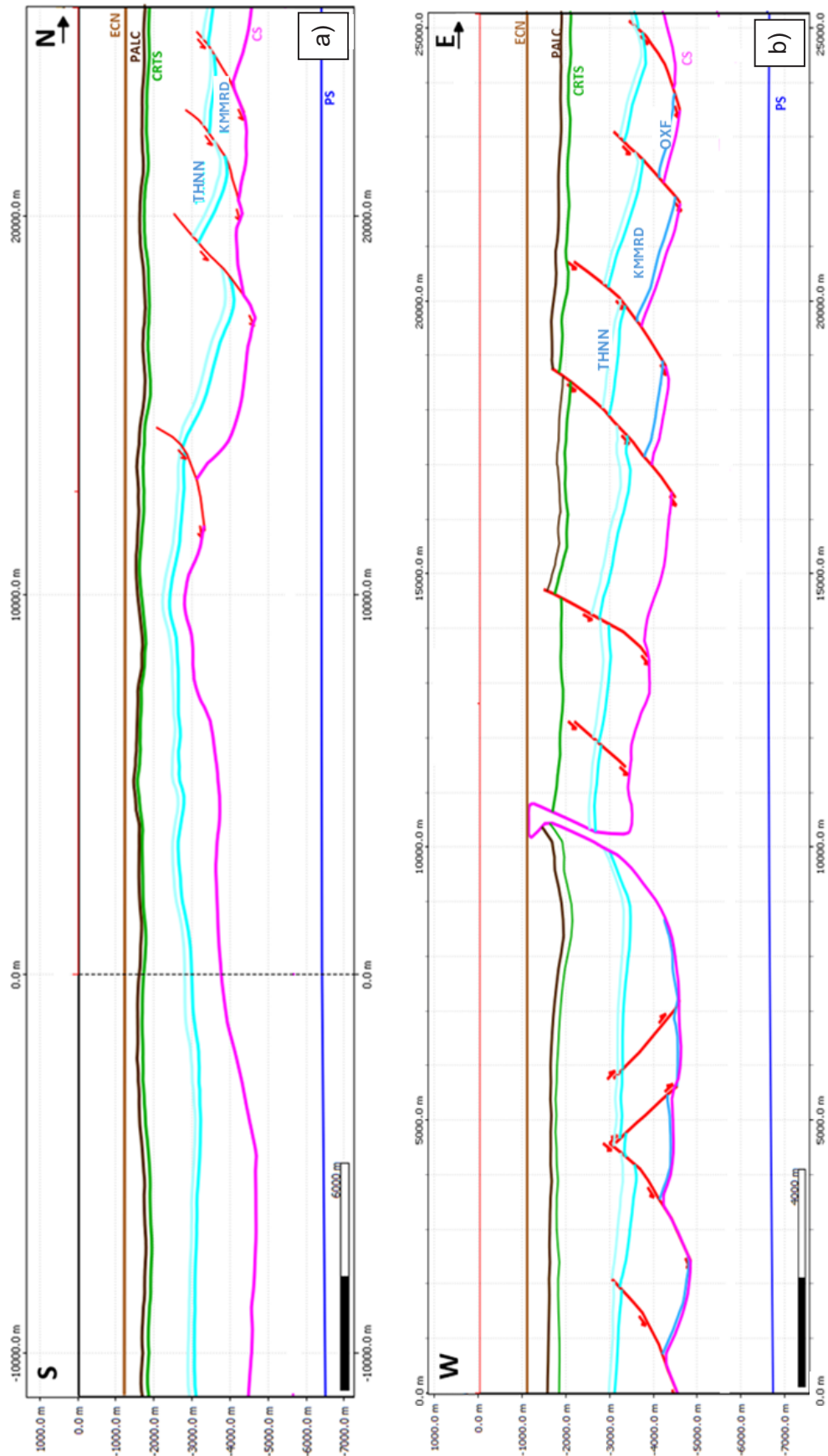
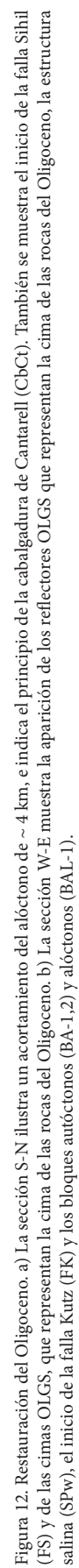


Figura 11. Reconstrucción del Eoceno: a) Sección S-N; b) Sección W-E.





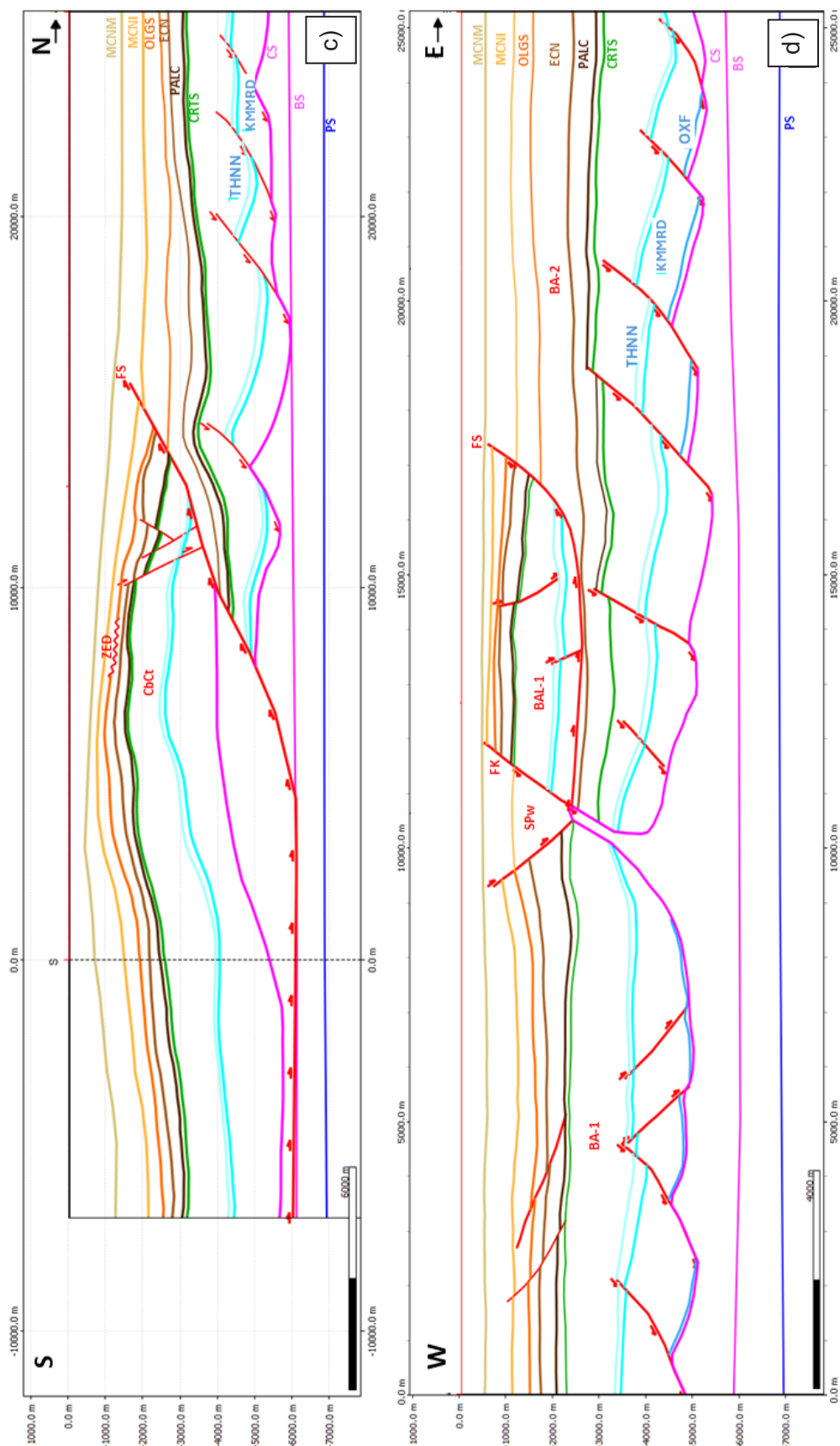


Figura 13. a-b) Restauración del Mioceno Temprano. Ambas secciones muestran el depósito de sedimentos (horizonte MCNI) a causa de la subsidencia. c-d) Restauración del Mioceno Medio. Ambas secciones ilustran el cabalgamiento de Cantarell (CbCt) a lo largo de la falla Sihil (FS). e-f) Restauración del Mioceno Tardío. Cabalgadura de Cantarell (CbCt). *Continúa.*

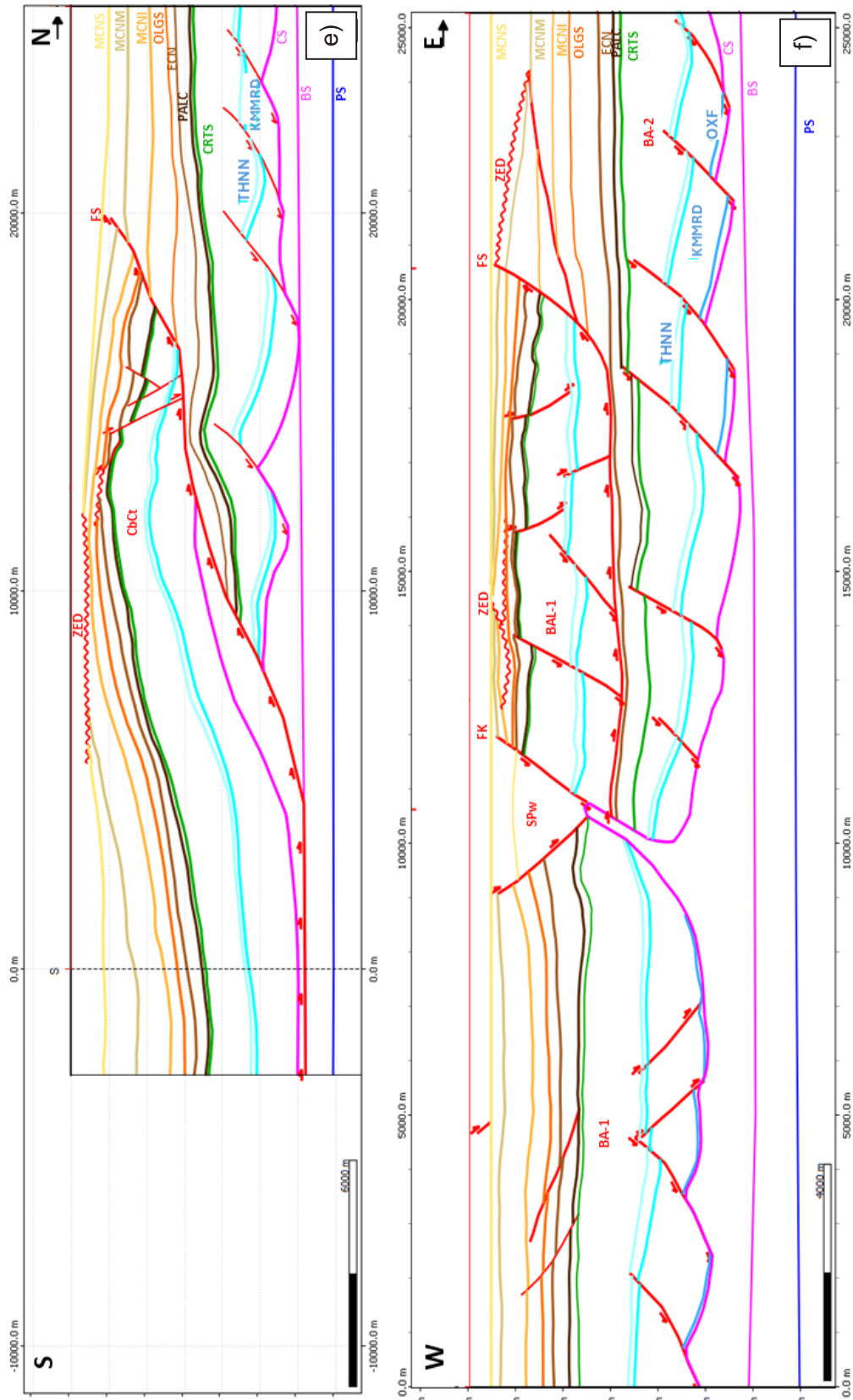


Figura 13. a-b) Restauración del Mioceno Temprano. Ambas secciones muestran el depósito de sedimentos (horizonte MCNI) a causa de la subsidencia. c-d) Restauración del Mioceno Medio. Ambas secciones ilustran el cabalgamiento de Cantarell (CbCt) a lo largo de la falla Sihil (FS). e-f) Restauración del Mioceno Tardío. Cabalgadura de Cantarell (CbCt).

Nuestros resultados confirman que durante el Oligoceno la superficie de depósito era irregular, debido al flujo de la sal del Calloviano (Ángeles- Aquino *et al.*, 1994). Por otra parte, datos de inclusiones fluidas, análisis de huellas de fisión y edades isotópicas de K/Ar indican que la Sierra Madre Oriental se plegó y cabalgó durante el Paleoceno tardío y Eoceno temprano (Gray *et al.*, 2001). Los autores de este trabajo consideran que esto tuvo un impacto en el inicio de la deformación de la estructura de Cantarell durante el Oligoceno como lo muestra el pulso de acortamiento de aproximadamente 4 km (Figura 13a). Hay que notar que, previo a esta deformación, ya existía una estructura de sal que condicionó a que se localizara fallamiento a lo largo del cabalgamiento de Cantarell, que inició como un pliegue por propagación de falla. También hay que observar que al momento del levantamiento se desarrolla erosión y discordancia hacia la parte superior de la estructura.

Mioceno

El Mioceno fue una época de relativa calma. Tanto la sección sur-norte, como oeste-este, muestran como único cambio la aparición horizonte MCNI que corresponde a depósitos siliciclásticos (Figura 13a y 13b). Las restauraciones del Mioceno Medio muestran el inicio del desplazamiento a lo largo del plano del cabalgamiento que se extiende a lo largo de la falla Sihil (Figura 13c) y marca el inicio del levantamiento de la estructura de Cantarell. La sección este-oeste (Figura 13d) muestra el cabalgamiento del bloque situado entre la almohadilla de sal y la falla Sihil sobre el bloque autóctono del este.

Las Figuras 13e y 13f muestran que el corrimiento tectónico más importante ocurrió en el Mioceno Tardío. También se observa que los reflectores del Mioceno Medio y Superior se acuñan contra los flancos del pliegue abierto que se formó sobre la cabalgadura de Cantarell. Esto es debido a la tasa de erosión y de transporte de masa asociados con el levantamiento del pliegue actuó más rápido que el aporte de siliciclásticos a este ambiente sedimentario (Contreras, 2010). Por otra parte, dichos reflectores muestran una extensión continua de las capas del Mioceno Superior hacia los extremos norte y sur de la sección.

Durante el Mioceno Temprano hay una etapa de estabilidad tectónica que permite la subsidencia y el depósito de secuencias siliciclásticas en la zona, mientras que en el Mioceno Medio ocurrió la máxima etapa de deformación que plegó y cabalgó a las rocas de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal (Padilla y Sánchez, 2007), con un nivel de *decollement* en la cima de la sal calloviana. Sánchez-Montes de Oca (1980) denominó a este evento de compresión como evento Chiapaneco. El Mioceno Medio-Tardío está vinculado con esfuerzos de transpresión y transtensión en la región (Meneses, 1991), los cuales favorecieron el plegamiento de la estructura Cantarell.

Plioceno

Plioceno Temprano. La restauración de la sección sur-norte (Figura 14a) muestra que el corrimiento del Mioceno incluso involucra capas del Plioceno mostradas por los reflectores (PLCI), presentando un acortamiento de 11 km aproximadamente en dirección sur-norte. Este renovado pulso de acortamiento importante produce otra falla secundaria que despega en el Oligoceno, pero se forma en el Plioceno. Por su parte, en la sección oeste-este (Figura 14b) se muestra que el bloque alóctono está limitado por la falla Kutz hacia el oeste y falla Sihil hacia el este. Hay subsidencia y se observan secuencias sinclinales al oeste.

Plioceno Medio. La restauración norte-sur (Figura 14c) muestra la aparición de fallas normales producto de eventos extensivos de este periodo que permanecen activas hasta el Reciente. En la sección oeste-este (Figura 14d), en el extremo de la región oeste se observa que ocurrió sedimentación diferencial en los tres bloques. Esto es atribuido

a la subsidencia del bloque del extremo oeste y la presencia de fallas normales. También se observan los reflectores PLCM correspondiente a la cima del Plioceno Medio.

Plioceno Superior. Nuestra restauración muestra que para esta época se presenta el depósito del reflector PLCS correspondiente a la cima del Plioceno Superior en sus secciones sur-norte (Figura 14e) y oeste-este (Figura 14f). Hacia el sur de la sección se observan el depósito de sedimentos como consecuencia del aporte de siliciclásticos que provienen de la zona de Cantarell durante su deformación. Hacia el oeste se hace evidente la diferencia de espesores en las rocas del Plioceno a lo largo de la sección, alcanzando espesores mayores hacia el oeste con respecto a la zona este.

El pulso de deformación que afectó a Cantarell durante el Mioceno continua en el Plioceno. Aparentemente es un pulso que migró del oeste al este ya que en el continente la deformación ocurre en el Mioceno Medio, en la parte media de la cuenca en el Mioceno Tardío, mientras que, en la parte más distal de la cuenca, donde se ubica la cabalgadura Cantarell, en el Plioceno Temprano. Durante el Plioceno Tardío comienza el desarrollo de la falla Kutz, al mismo tiempo que la falla Sihil continúa desplazándose. El Plioceno Medio se caracteriza por eventos extensivos que continúan hasta el Holoceno, resultando en la generación de depocentros asociados a las fallas lítricas normales (Figura 14c y 14d). En el Plioceno Tardío se observa una ligera subsidencia producto de la carga litostática (Figura 14f) por el gran aporte de clásticos provenientes de la sedimentación sintectónica y el Macizo de Chiapas. Finalmente, la Figura 15a muestra la configuración estructural reciente de la cabalgadura del campo Cantarell, con un acortamiento de aproximadamente 11 km en dirección sur-norte. Por su parte, la Figura 15b muestra la minicuenca o zona de acomodo lateral entre el bloque alóctono desplazado y el bloque autóctono del extremo oeste, condicionado por el cuerpo de sal del Calloviano.

CONCLUSIONES

De acuerdo con los resultados obtenidos, se concluye que la cabalgadura de Cantarell se formó en tres diferentes episodios tectónicos: 1) un período de expansión desde el Jurásico hasta el Cretácico, resultando en el depósito de secuencias carbonatadas de ambiente de plataforma; 2) acortamiento de aproximadamente 4 km durante el Oligoceno (previo al evento Chiapaneco del Mioceno), lo que resultó en el desarrollo de trampas estructurales a partir de pliegues por propagación de falla que se formaron por el contraste reológico entre un horizonte basal de rocas evaporíticas y unidades sedimentarias sobreyacentes, mecánicamente más competentes, así como la formación de una estructura de almohada de sal; y 3) eventos extensivos durante el Plioceno que dan origen a la generación de fallas normales.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Facultad de Ingeniería de la UNAM por el acceso a las licencias de los softwares utilizados, a la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) por la información proporcionada para la realización de este trabajo. Se agradece también a los doctores Juan Contreras Pérez y Alberto Vásquez Serrano por la revisión detallada del manuscrito y por sus acertados comentarios, sus observaciones contribuyeron considerablemente a mejorar este artículo, y finalmente al Dr. Alberto Blanco P, por sus valiosas aportaciones e invaluable apoyo para la realización de este trabajo.

Financiamiento

Esta investigación no recibió financiamiento externo.

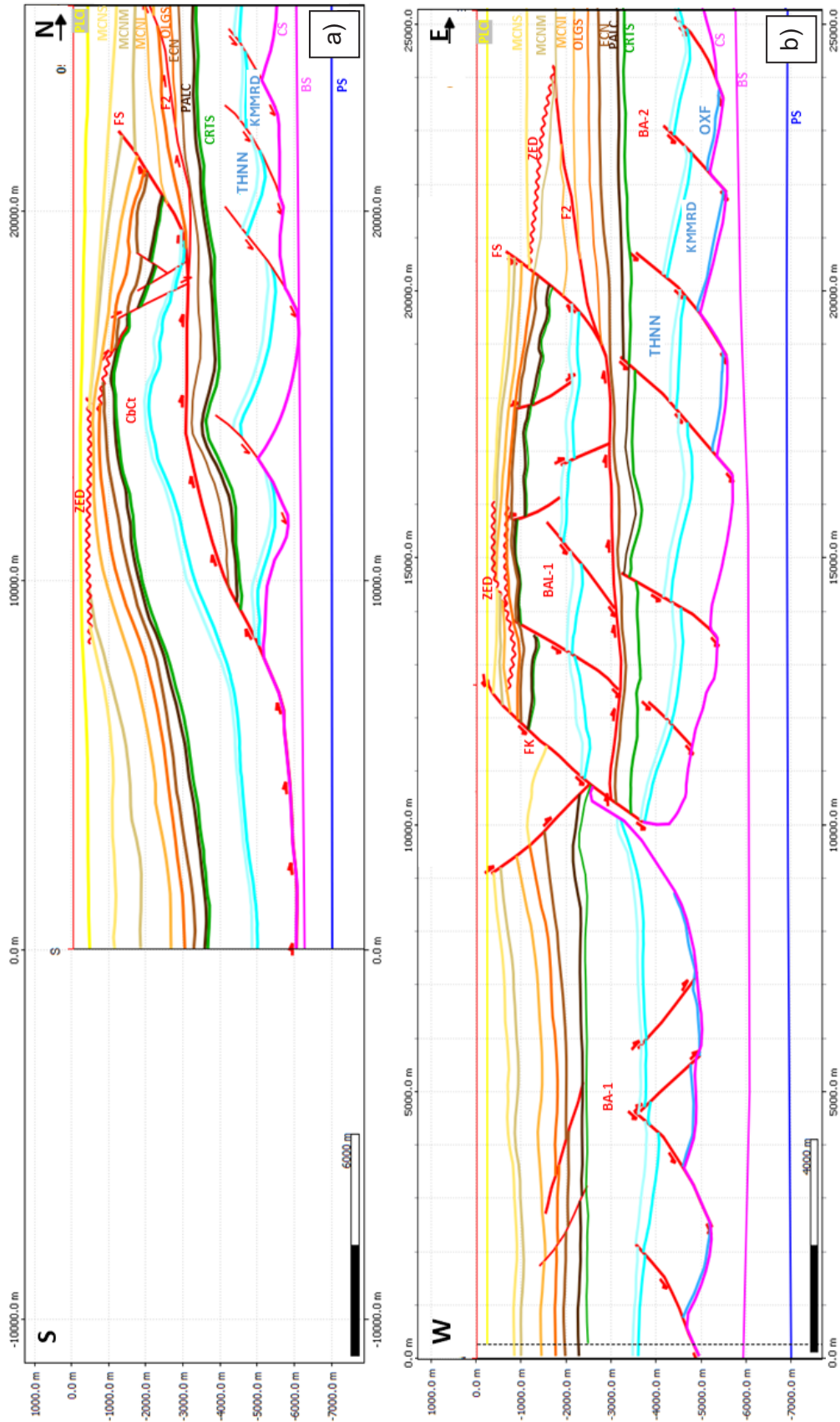


Figura 14. Restauración del Plioceno. a-b) Plioceno Inferior. a-b) En la sección S-N se observa la falla secundaria (F2) ubicada en el antepais de Cantarell (CbCt), mientras que en la sección E-W se muestra el bloque aloctono (BAL-1) limitado por la falla Kutz (FK) y la falla Sihil (FS). c-d) La sección S-N muestra las fallas normales (FN) causadas por extensión. En la sección W-E se aprecia la diferencia de espesores entre los bloques (BA-A, BAL-A y BA-2) y las fallas normales (FN) de la sección S-N. e-f) Restauración del Plioceno Superior. Ambas secciones, S-N y W-E, muestran los reflectores PLCS depositados por subsidencia. *Continúa.*

Figura 14. Restauración del Plioceno. a-b) En la sección S-N se observa la falla secundaria (F2) ubicada en el antepais de Cantarell (CbCt), mientras que en la sección E-W se muestra el bloque alóctono (BAL-1) limitado por la falla Kutz (FK) y la falla Sihil (FS). c-d) La sección S-N muestra las fallas normales (FN) causadas por extensión. En la sección W-E se aprecia la diferencia de espesores entre los bloques (BA-A y BA-2) y las fallas normales (FN) de la sección S-N. e-f) Restauración del Plioceno Superior. Ambas secciones, S-N y W-E, muestran los reflectores PLCS depositados por subsidencia. *Continúa.*

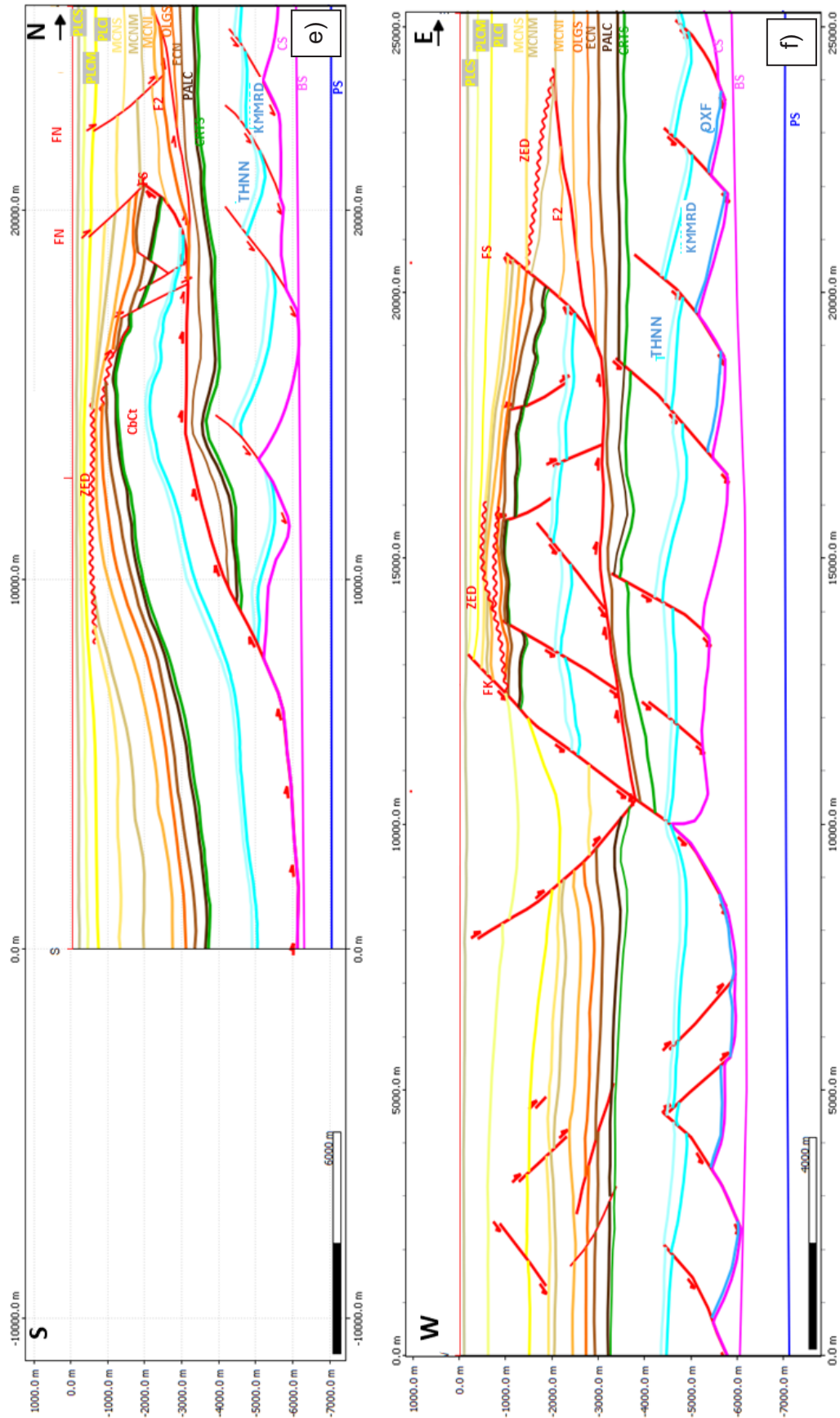


Figura 14. Restauración del Plioceno. a-d) Plioceno Inferior. a-b) En la sección S-N se observa la falla secundaria (F2) ubicada en el antepaís de Cantarell (CbCt), mientras que en la sección E-W se muestra el bloque alóctono (BAL-1) limitado por la falla Kutz (FK) y la falla Sihil (FS). c-d) La sección S-N muestra las fallas normales (FN) causadas por extensión. En la sección W-E se aprecia la diferencia de espesores entre los bloques (BA-A, BAL-A y BA-2) y las fallas normales (FN) de la sección S-N. e-f) Restauración del Plioceno Superior. Ambas secciones, S-N y W-E, muestran los reflectores PLCS depositados por subsidencia.

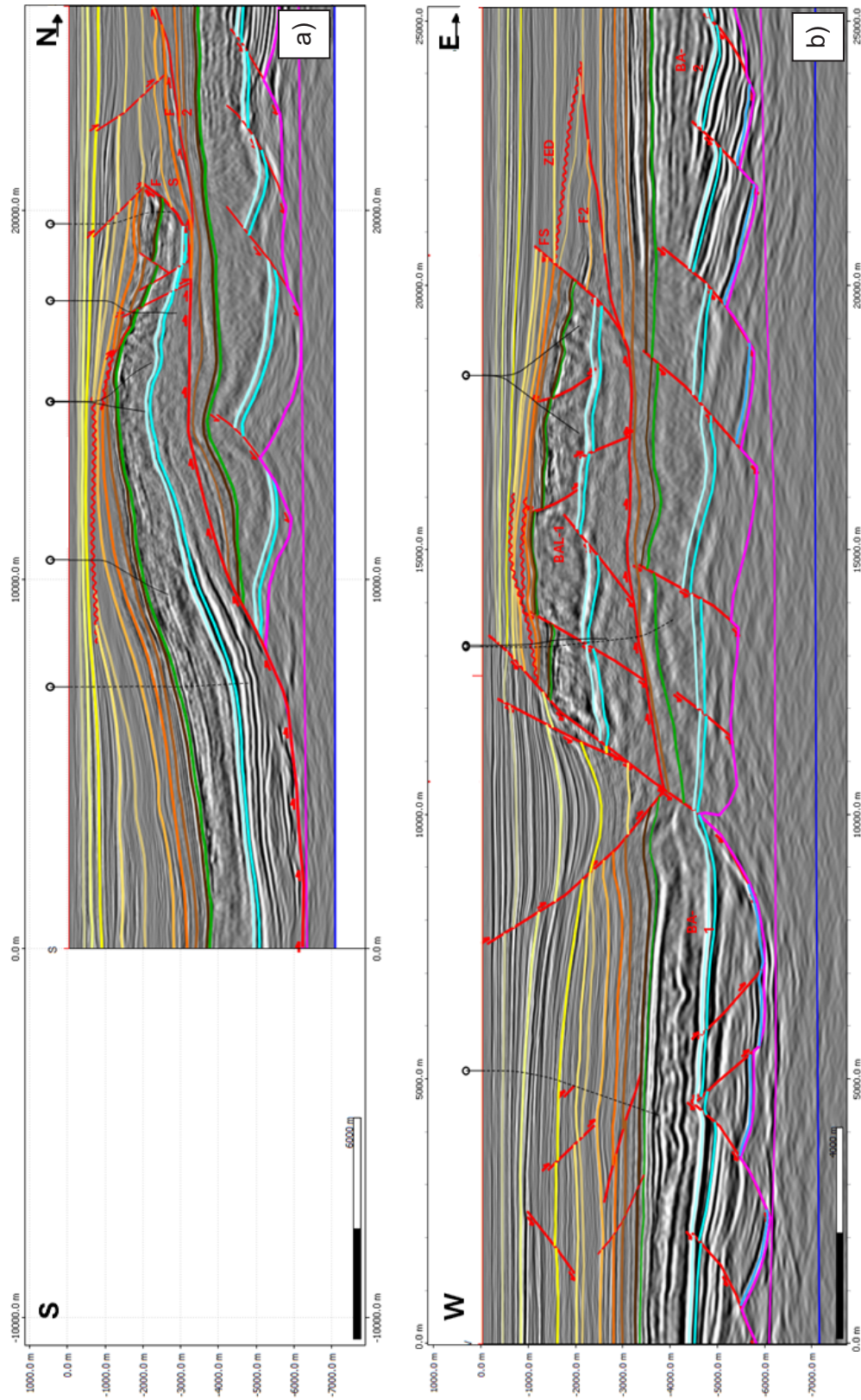


Figura 15. Restauración que muestran la geometría actual de la estructura de Cantarell: a) Sección S-N y b) Sección W-E.

Contribución de los autores

Los autores discutieron los resultados y contribuyeron al manuscrito final.

Política de disponibilidad de datos

Datos disponibles previa solicitud justificada a los autores.

Declaración de conflicto de intereses

Los autores declaran que no tienen conflictos de intereses.

REFERENCIAS

- Ambrose, W. A., Wawrzyniec, T. F., Fouad, K. S., Talukdar, C., Jones, R. H., Jennette, D., Holtz, M. H., Sakurai, S., Dutton, S. P., Dunlap, D. B., Guevara, E. H., Meneses Rocha, J., Lugo, J., Aguilera, L., Berlanga, J., Miranda, L., Ruiz Morales, J., Rojas, R., & Solís, H. (2003). Geologic framework of upper Miocene and Pliocene gas plays of the Macuspana Basin, southeastern Mexico. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 87, 1411–1435.
- Ángeles Aquino, F. J. (1996). *Estratigrafía del Jurásico Superior del subsuelo en la Sonda de Campeche (Golfo de México)* [Tesis de maestría]. Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura.
- Angeles-Aquino, F. J., & Cantú-Chapa, A. (2001). Subsurface Upper, Jurassic stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of México. En C. Bartolini, R. T. Buffler, & A. Cantú-Chapa (Eds.), *The western Gulf of México Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. AAPG Memoir 75, 343–352.
- Ángeles-Aquino, F. J., Reyes-Núñez, J., Quezada-Muñetón, J. M., & Meneses-Rocha, J. J. (1994). Tectonic Evolution, Structural Styles, and Oil Habitat in Campeche Sound, Mexico. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, XLIV, 53–62.
- Buffler, R. T., & Sawyer, D. S. (1985). Distribution of crust and early history, Gulf of Mexico Basin. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 35, 333–344.
- Cantú-Chapa, A. (1992). The Jurassic Huasteca series in the subsurface of Poza Rica, eastern Mexico. *Journal of Petroleum Geology*, 15(2), 259–281.
- Contreras, J., (2010). A model for low amplitude detachment folding and syntectonic stratigraphy based on the conservation of mass equation. *Journal of Structural Geology*, 32(4), 566–579. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.03.006>.
- Contreras, J., & Suter, M. (1990). Kinematic modeling of cross-sectional deformation sequences by computer simulation. *Journal of Geophysical Research*, 95(B13), 21913–21929. doi:10.1029/JB095iB13p21913
- Dunbar, J. A., & Sawyer, D. S. (1987). Implications of continental crust extension for plate reconstruction: An example from the Gulf of Mexico. *Tectonophysics*, 6, 739–755.
- 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- García-Hernández, J., González-Castillo, M., & Zavaleta-Ruiz, J. (2005). Structural style of the Gulf of Mexico's Cantarell complex. *Interpreters Corner*. February, 135–138.
- Galloway, W. E., Bebout, D. G., Fisher, W. L., Dunlap, J. B., Cabrera-Castro, R., Lugo-Rivera, J. E., & Scott, T. M. (1991). Cenozoic. En A. Salvador (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin* (pp. 245–324). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-J.245>
- Goldhammer, R. K. (1999). Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. In C. Bartolini, J. L. Wilson, & T. F. Lawton (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*. *Geological Society of America Special Paper* 340, 1–58.
- Guzmán, E. J., & de Cserna, Z. (1963). Tectonic history of Mexico, in: *Backbone of the Americas – Tectonic History from Pole to Pole*. AAPG Memoir, 2, 113–129. DOI <https://doi.org/10.1306/M2358.C11>
- Grajales-Nishimura, J. M., Cedillo-Pardo, E., Rosales-Domínguez, M. C., Morán-Zenteno, D. J., Álvarez, W., Claey, P., Ruiz-Morales, J. L., García-Hernández, J., Padilla-Ávila, P., & Sánchez-Ríos, A. (2000). Chicxulub impact: the origin of reservoir and seal facies in the southeastern Mexico oil fields. *Geology*, 28(4), 307–310.
- Gray, G. G., Pottorf, R. J., Yurewics, D. A., Mahon, K. I., Pevear, D. R. & Chuchla, R. J. (2001). Thermal and Chronological Record of Syn-to Post-Laramide Burial and Exhumation, Sierra Madre Oriental, Mexico. In C. Bartolini, R. T. Buffler, & Cantú-Chapa (Eds.), *The Western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, Sedimentary Basins and Petroleum Systems*: AAPG Memoir, 75, 159–181.
- Horbury, A. D., Hall, S., Gonzalez-P, F., Rodríguez-F, D., Reyes-F, A., Ortiz-G, P., Martínez-M, M., & Quintanilla-R, G. (2003). Tectonic Sequence Stratigraphy of the Western Margin of the Gulf of Mexico in the late Mesozoic and Cenozoic: Less Passive than Previously Imagined. In C. Bartolini, R. T. Buffler, & J. F. Blickwede (Eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habits, Basin Formation, and Plate Tectonics*. AAPG Memoir, 79, 184–245.
- Hossack, J., 1995. Geometric rules of section balancing for salt structures. In M. P. A. Jackson, D. G. Roberts, & S. Snelson (Eds.), *Salt tectonics: a global perspective*. AAPG Memoir 65, 29–40.
- Hudec, M. R., Norton, I. O., Jackson, M. P. A., & Peel, F. J. (2013). Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin. *AAPG Bulletin*, 97(10), 1683–1710. doi:10.1306/04011312073.
- Jacobo A., Garduño, J. M., Innocenti, F., Manetti, M., Pascuaré, G., & Tonarini, S. (1992). Datos sobre el vulcanismo geogénico-reciente del Complejo Volcánico de Los Tuxtlas, Edo. De Veracruz, México: Evolución petrológica y geovulcanológica. *11 Convención Geológica Nacional, Veracruz, Libro de Resúmenes*, 97–98
- Juárez-Aguilar, L., & Acevedo-Rodríguez, C. (2016). Identificación de zonas aisladas en el Bloque Akal de Cantarell y su impacto en el plan de desarrollo. *Ingeniería Petrolera*, 56(9), 470–479.
- Mandujano V., J. J., & Keppie M., J. D. (2006). Cylindrical and Conical fold geometries in the Cantarell structure, southern Gulf of Mexico: implications for hydrocarbon exploration. *Journal of Petroleum Geology*, 29(3), 215–226. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.2006.00215.x>
- Mandujano, J. J., Khachaturov, R. V., Tolson, G., & Keppie, D. (2005). Curvature analysis applied to the Cantarell structure, southern Gulf of Mexico: implications for hydrocarbon exploration. *Computers and Geosciences*, 31, 641–647.
- McFarlan, E. Jr., & Menes, L. S. (1991). Lower Cretaceous. En A. Salvador (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin* (pp. 181–204). The Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-J.181>
- Meiburg, P. (1987). Paleogeografía y desarrollo estructural del Cretácico de la Sierra Madre Oriental septentrional, México. En J. M. Barbarín Castillo, H. J. Gursky, & P. Meiburg, (Eds.) *Simpósio Internacional El Cretácico de México y América Central: Resúmenes*. (pp. 197–199). Actas de la Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Meneses R., J. J. (1991). *Tectonic development of the Ixtapa Graben, Chiapas, México* [Tesis Doctoral]. The University of Texas at Austin, 308 pp.
- Molina-Garza, R.S., van der Voo, R., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1992). Paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico; rotation of the Maya Block and implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 104, 1156–1168.
- Morton, G. R. (2004, agosto 18). Cantarell, The Second Largest Oil Field in the World is Dying. *Resilience*. <https://www.resilience.org/stories/2004-08-18/cantarell-second-largest-oil-field-world-dying/>
- Nehring, R. (1991). Oil and gas resources. En A. Salvador (Editor). *The Gulf of Mexico Basin* (pp. 445–494). The Geological Society of America, <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-J.445>
- Padilla y Sanchez, R. J. (1986). Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Internacional*, 25(1), 157–206.
- Padilla y Sánchez, R. J. (2007). Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 59(1), 19–42.
- Padilla y Sánchez, R. J., Domínguez Trejo, I., López Azcárraga, A.G., Mota Nieto, J., Fuentes Menes, A.O., Rosique Naranjo, F., Germán Castelán, E.A., & Campos Arriola, S.E. (2013). *National Autonomous University of*

- Mexico Tectonic Map of Mexico GIS Project* [Map]. American Association of Petroleum Geologists GIS Open Files series. <https://www.datapages.com/gis-map-publishing-program/gis-open-files/geographic/tectonic-map-of-mexico-2013>
- Padilla y Sánchez, R. J. (2017). The Late Triassic-Late Cretaceous Flooding of the Gulf of Mexico from the Pacific through Mexico. *AAPG Search and Discovery*, Article #30504. http://www.searchanddiscovery.com/pdfz/documents/2017/30504padilla/ndx_padilla.pdf.html
- Pindell, J. L., 1985, Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean. *Tectonics*, 4, 1–39.
- Portillo Pineda, R., Peterson Rodríguez, R., & Corral Arzola, D. (2017). Rampa Estructurada, Influencia en el Ambiente Sedimentario Durante el Jurásico Superior, Porción Pilar de Akal. *Congreso Mexicano del Petróleo*, Puebla, Pue., México.
- Prost, G., & Aranda, M. (2001). Tectonics and hydrocarbon systems of the Veracruz Basin, Mexico. In C. Bartolini, T. Buffler, & A. Cantú-Chapa (Eds.), *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 75, 271–291.
- Ricoy, J. U. (1989). Tertiary terrigenous depositional systems of the Mexican Isthmus Basins [Tesis Doctoral]. The University of Texas at Austin, 145 pp.
- Ricoy-Páramo, V. (2005). *3D Seismic Characterisation of the Cantarell Field, Campeche Basin Mexico* [Tesis Doctoral, Cardiff University]. ProQuest Ed. UMI U585537.
- Robelius, F. (2007). *Giant oil fields – The highway to oil: Giant oil fields and their importance for future oil production* [Tesis Doctoral]. Uppsala Universitet, Faculty of Science and Technology.
- Sánchez Flores, L. B. (2018). *Structural analysis of a naturally fractured carbonate field in the south-east Gulf of Mexico*. [Tesis de maestría, University of Oklahoma]. ShareOK™ Repository. <https://hdl.handle.net/11244/299918>
- Sanchez, L., Mitra, S., Peterson, R., & Marfurt, K. (2019, mayo 19-22). *Structural Analysis and 3-D Modeling of a Naturally Fractured Field in the South-East Gulf of Mexico* [Conference abstract]. 2019 AAPG Annual Convention and Exhibition, San Antonio, TX, United States.
- Sánchez-Montes de Oca, R. (1980). Geología petrolera de la Sierra de Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 31(1-2), 67-77.
- Santiago, J., & Baro, A. (1992). Mexico's Giant Fields, 1978-1988 Decade. In M. T. Halbouty (Ed.), *Giant Oil and Gas Fields of the Decade 1978-1988* (Vol. 54). doi:10.1306/M54555C6
- Salvador, A. (1987). Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Gulf of Mexico Basin. *The American Association of Petroleum Geologists*, 71(4), 419–541.
- Salvador, A. (1991). Origin and development of the Gulf of Mexico Basin. In Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin, Vol. J*. (pp. 389-444). The Geological Society of America. doi:10.1130/DNAG-GNA-J.389
- Sohl, N., Martínez-R., E., Salmerón-Ureña, P., & Soto-Jaramillo, F. (1991). Upper Cretaceous. In A. Salvador (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin* (pp. 205–244). The Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-J.205>
- Sorrell, S., Speirs, J., Bentley, R., Miller, R., & Thompson, E. (2012). Shaping the Global Oil Peak: A Review of the Evidence on Field Sizes, Reserve Growth, Decline Rates and Depletion Rates. *Energy*, 37(1), 709–724. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2011.10.010>
- Viniegra-Osorio, F. 1981. El gran banco calcáreo yucateco. *Revista Ingeniería*, (1), 20–44.
- Yarbuh, I., & Contreras, J. (2015). The interplay between deformation, erosion and sedimentation in the deepwater Mexican Ridges foldbelt, western Gulf of Mexico basin: *Basin Research*, 29(S1), 446–464. doi:10.1111/bre.12157