



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Evolución de la deformación por deslizamiento gravitacional al occidente del Golfo de México: restauración estructural al norte y centro del Sistema Extensional Quetzalcóatl

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geóloga

P R E S E N T A

María de los Angeles Peña López

DIRECTOR DE TESIS

M.C. Bernardo Ignacio García Amador



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2022

Agradecimientos

A mi *alma máter* y a la Facultad de Ingeniería por la oportunidad de formarme como profesional, por darme los mejores años de mi vida y a las personas que se han convertido en parte esencial de mi vida desde la ENP8.

A mi director de tesis, M.C. Bernardo García Amador, gracias por acompañarme en este proceso, por las enseñanzas y los consejos. Le agradezco enormemente su ayuda para recuperar la confianza en mí y mis conocimientos y por ayudarme a ampliar estos.

Agradezco al Dr. Ricardo Padilla y al Dr. Mario Ernesto Vázquez Meneses por su tiempo y la paciencia para enseñarme el uso del software y la metodología para realizar restauración estructural.

A Ing. Mónica Rodríguez Otero y Dr. Heraclio Israel Gutiérrez Moreno por su asesoría y comentarios para mejorar este trabajo.

A todos los docentes que aman su trabajo y les apasiona su especialidad, ojalá todos tuvieran la oportunidad de tener personas que los inspiren y los guíen de la manera adecuada como ustedes a mí; Dra. Blanca Estela Buitrón, M.I. Isabel Domínguez Trejo, Ing. Javier Arellano Gil, Dra. Mildred Zepeda Martínez, Ing. José Luis Ortiz.

Dedicatoria

A mis padres, gracias por la maravillosa educación que nos brindaron a Iv y a mí.

Para Ivette, gracias por tus consejos para seguir adelante a pesar de mis fracasos, por apoyarme en esta aventura que no fue nada fácil.

Jefte, gracias por cambiar mi visión del mundo, por enseñarme a ser más humana, por acompañarme en los momentos más difíciles durante la carrera y al terminar. Gracias por apoyar mis ideas y proyectos, me enseñaste que **TODO ES POSIBLE. TATLV.**

A las personas que creyeron en mí desde el primer momento, en especial Víctor, Borgwardt, Sandy y Nat, no tienen idea de lo que sus palabras significaron para mí en este largo camino. Los quiero.

A mis amigos de la facultad, por hacer muy especial esta etapa de mi vida, muchas gracias por los buenos momentos y las grandes anécdotas. Hanssel, Rafa, Laura, Olan, Dilan, Ángel, Adrina C., Diana, Charly G., Daniel G., gracias por alegrarme la vida.

Contenido

Resumen	v
Abstract.....	vi
Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Antecedentes	1
1.2 Planteamiento del problema	4
1.3 Localización	6
1.4 Metodología	7
Capítulo 2: Marco teórico	11
2.1 Relación entre sedimentación y tectónica en las cuencas sedimentarias	11
2.1.1 Mecanismos de formación de las cuencas	11
2.1.2 Isostasia flexural	14
2.1.3 Subsistencia.....	15
2.1.4 Ambientes tectónicos	16
2.2 Estilos estructurales en zonas de extensión	18
2.3 Balanceo y restauración de secciones en zonas de extensión	23
2.4 Análisis cuantitativo de fallas	24
2.5. Sistema petrolero	28
Capítulo 3: Marco geológico	31
3.1 Golfo de México	31
3.1.1 Evolución tectónica	31
3.1.2 Paleogeografía y estratigrafía del margen occidental	34
3.2 Sistema Extensional Quetzalcóatl.....	37
3.2.1 Estratigrafía y estratigrafía sísmica.....	37
3.2.2 Estilo estructural.....	43
Capítulo 4: Resultados.....	45
4.1 Modelos de la restauración secuencial.	45
4.1.1 Sección norte (A-A').....	45
4.1.2 Sección sur (B-B').....	46
4.2 Análisis geológico estructural.....	50
4.2.1 Índice de expansión y tiro de las fallas.	50
4.2.2 Relaciones geométricas de las fallas.....	57

4.2.3 Factor de estiramiento del SEQ	59
Capítulo 5: Discusión	61
5.1. Diferencias en la deformación de las secciones norte y sur del SEQ.	61
5.2. Causas y consecuencias del SEQ.	67
5.3. Consecuencias del SEQ con el sistema petrolero.	71
Capítulo 6: Conclusiones	77
Bibliografía	79

Resumen

Este trabajo realiza un análisis cualitativo y cuantitativo de la restauración estructural secuencial utilizando el software 2D Move de dos perfiles sísmicos previamente interpretados y publicados por la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) al norte y centro-sur del Sistema Extensional Quetzalcóatl (SEQ), ubicados en la margen occidental del Golfo de México. El objetivo principal es caracterizar el estilo de deformación, así como modelar y calcular la evolución de la deformación por deslizamiento gravitacional, mediante la restauración secuencial y el análisis de las fallas normales, entendiendo los efectos de la extensión y su rol en el desarrollo del sistema petrolero durante el Cenozoico.

El análisis cualitativo considera la edad estimada de la activación de cada falla, mientras que el análisis cuantitativo permite conocer el factor y el porcentaje de estiramiento, el mayor periodo de formación de fallas normales, el índice de expansión (IE), la proporción entre fallas sintéticas y antitéticas, así como el espesor de la zona de daño y el espesor del núcleo de la falla. Se encontró que la deformación extensional de la margen occidental del Golfo de México es el resultado de dos procesos geológicos: (1) la evolución de la cuenca de antepaís del Orógeno Mexicano del Cretácico-Paleógeno; y (2) la diferencia de alturas en el basamento del límite cortezas continental-oceánica. Los principales estilos estructurales en el SEQ varían entre las porciones norte y centro-sur. La sección norte presenta fallas lítricas, anticlinales de tipo *rollover*, y cabalgadura. La sección sur presenta fallas lítricas, anticlinales de tipo *rollover*, y graben de colapso. Los periodos de estiramiento del SEQ están correlacionados con la contracción de las unidades en el Cinturón de Pliegues y Cabalgaduras de las “Cordilleras Mexicanas”.

Finalmente, la restauración secuencial y el análisis de fallas de las secciones sísmicas restauradas, permitió considerar la existencia de posibles trampas de aceite y gas, ya que las fallas en conjunto con su núcleo y zona de daño podrían funcionar como sello, ruta de migración y reservorio.

Abstract

This study performs a quantitative and qualitative analysis of the sequential structural restoration using the software 2D Move of two previously interpreted and published seismic profiles of the Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH) at the north and center-south of the Quetzalcóatl Extensional System (QES), located in the Gulf of Mexico western margin. The main objective is to characterize the deformation style, as well as to model and calculate the gravity-driven deformation evolution, through sequential restoration and normal fault analysis, understanding the extension effects and its role in the petroleum system development during the Cenozoic.

The qualitative analysis considers the estimated activation age of each fault. While the quantitative analysis allows knowing the stretching factor (β) and percentage, the mayor period of normal fault nucleation, the index expansion, the proportion between synthetic and antithetic faults, as well as the fault damage zone and core thickness. It was found that the western margin extensional deformation of the Gulf of Mexico is the result of two geological processes: (1) the foreland basin evolution of the Cretaceous-Paleogene Mexican Orogen; and (2) the basement height differences in the Continental-Oceanic Boundary. The main structural styles in the QES vary between the north and central-south portions. The north section presents listric faults, rollover-type anticlines, and thrust faults. The central-south section presents listric faults, rollover-type anticlines, and collapse graben. The QES stretching periods are correlated to the “Mexican Cordilleras” fold-and-thrust belt contractional units.

Finally, the sequential restoration and normal fault analysis in the restored seismic sections, allowed to consider the existence of possible oil and gas traps, since the faults together with their core and damage zone could work as a seal, migration path, and reservoir.

Capítulo 1: Introducción

1.1 Antecedentes

La evolución de las placas litosféricas está conducida por tres tipos principales de regímenes de deformación: contracción, extensión y transcurrencia (e.g., Frisch et al. 2011). Dentro de estos tres regímenes, los sistemas extensionales son considerados elementos tectónicos de gran importancia, ya que contienen estructuras que favorecen la apertura y desarrollo de cuencas sedimentarias, que potencialmente pueden fungir como sistemas petroleros, lo que representa sustanciales reservas de hidrocarburos a nivel mundial (Allen y Allen, 2013). Las márgenes pasivas son cuencas sedimentarias maduras que, por lo general, se ubican en los bordes continentales de antiguas zonas de divergencia (e.g., Frisch et al., 2011). Cuando estas cuencas han acumulado sedimentos por millones de años se produce una flexura litosférica e inestabilidad gravitacional que produce un sistema extensional y contraccional en la margen pasiva (Allen y Allen, 2013; Rowan et al., 2004). Estos sistemas extensionales por deslizamiento gravitacional suelen ser poco estudiados, debido a que el foco de atención suele centrarse en el desarrollo del sistema contraccional, esto es, los cinturones de pliegues y fallas inversas producto del deslizamiento gravitacional (e.g., Buffler et al., 1979; Tharp y Scarbrough, 1994; Yarbuh et al. 2017).

La margen pasiva al oeste del Golfo de México (GdM) (Figura 1.1a) se ha estudiado por más de cinco décadas, desde el punto de vista tectónico-litosférico (Román-Ramos et al., 2009; Pindell et al., 2021) hasta la caracterización de la cobertura sedimentaria y sus estilos de deformación, como el sistema de fallas normales de crecimiento conocido como Sistema Extensional Quetzalcóatl (SEQ) (Román-Ramos, 2001; Salomón-Mora et al., 2009), y el sistema de pliegues contraccionales por crecimiento, descrito en 1968 por Bryant et al., también conocido como el Cinturón Plegado de las Cordilleras Mexicanas (CPCM) (Figura 1.1b) (Salomón-Mora et al, 2004; 2009).

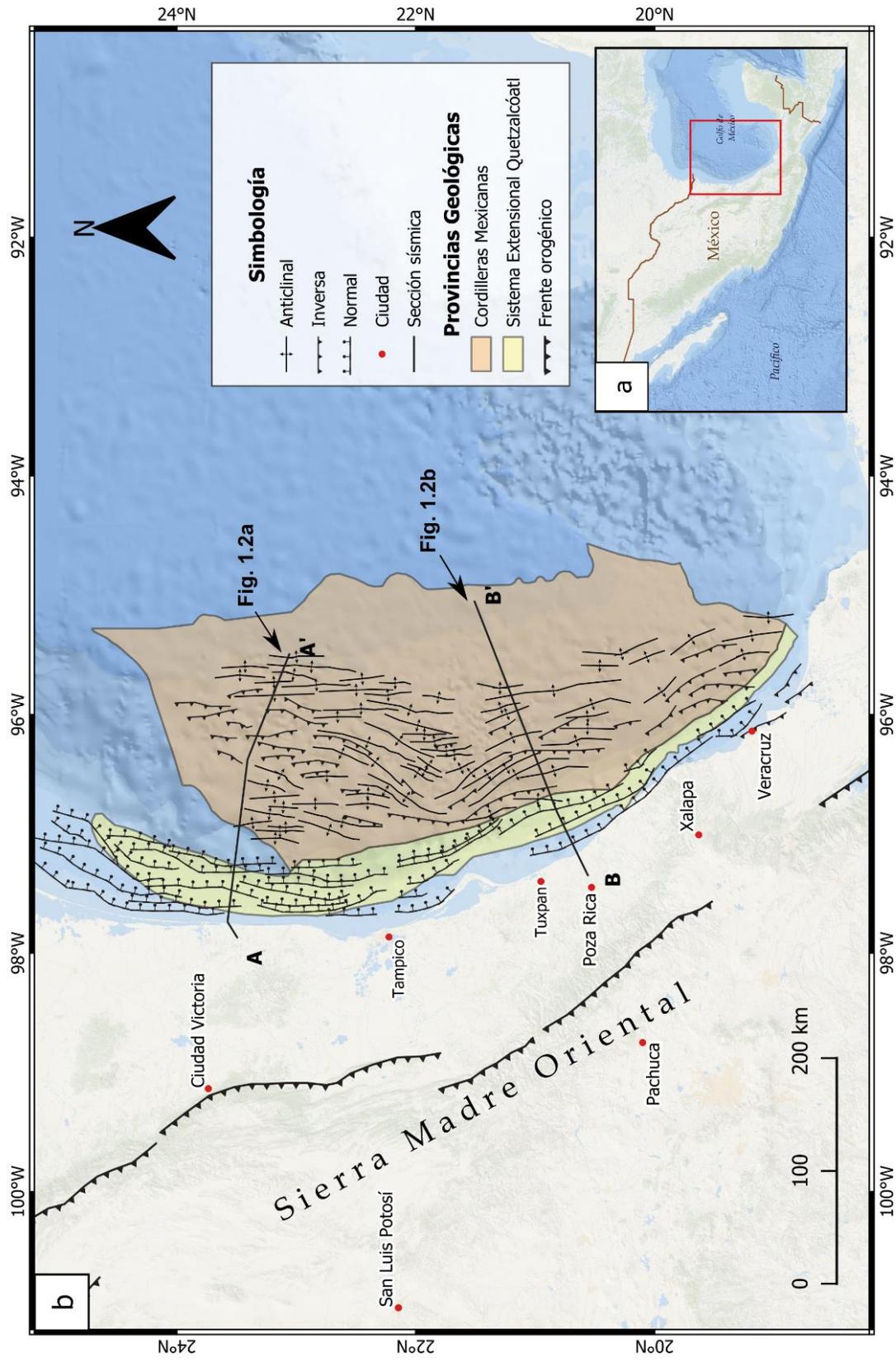


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio, en el que se muestran los principales rasgos estructurales y las provincias geológicas de la margen occidental del Golfo de México: el Sistema Extensional Quetzalcóatl (SEQ), polígono amarillo, que se encuentra en la plataforma continental; las Cordilleras Mexicanas, polígono anaranjado; mismos que denotan los regímenes extensional y contraccional, respectivamente. (Modificado de CNH,2015; Fitz-Díaz et al., 2018; Salomón-Mora, 2013).

Los estudios más relevantes en cuanto a la evolución de la margen pasiva del oeste del GdM han sido realizados por Bryant et al. (1968), Garrison y Martin (1973), Tharp y Scarbrough (1994), Alzaga-Ruiz et al. (2009), Salomón-Mora et al. (2009), Yarbuh et al. (2017;2018), y Kenning y Mann (2020, 2021), quienes proponen que la contracción del CPCM se asocia con deslizamientos gravitacionales sobre una superficie de despegue de un material de baja viscosidad, que puede ser sal o arcilla, principalmente en las sucesiones del Eoceno. Salvador (1991), Buffler (1991), entre otros, establecen que la parte externa de la margen pasiva está dominada por pliegues simétricos asociados a fallas de crecimiento desarrolladas durante el Mioceno y Plioceno. Asimismo, Yarbuh et al. (2017; 2018) proponen que dentro de la evolución del CPCM existe una zona extra de despegue, de menor distribución, entre las sucesiones del Oligoceno y Mioceno, que desarrollaron en gran medida las principales estructuras en la región.

El sector caracterizado por estructuras asociadas a un régimen extensional cercanos a la costa (30-50 km) (Figura 1.1b), que consiste en numerosas fallas lítricas de crecimiento, tanto sintéticas como antitéticas, y estructuras de tipo *rollover* desarrolladas en las secuencias estratigráficas del Eoceno al Plio-Pleistoceno (Ambrose et al., 2005; Le Roy et al., 2007; Román-Ramos et al., 2001; Wawrzyniec et al., 2003), por Cuevas-Leree et al. (2004) como Provincia Extensional Quetzalcóatl. Salomón-Mora et al. (2004) a esta provincia, dividiéndola en tres zonas con distintos estilos estructurales, de sur a norte: subprovincia A, sistema de fallas lítricas; subprovincia B, sistema de fallas lítricas/fallas antitéticas; subprovincia C, sistema de bloques inclinados.

El sistema extensional por deslizamiento gravitacional, llamado el SEQ, es el objeto de investigación de este trabajo de tesis, ya que representa un elemento geológico-estructural con menos estudios y entendimiento sobre su evolución, esto es, sus causas y consecuencias. El estudio tiene un enfoque puramente cinemático y estructural, en el que se aplica una restauración y modelado hacia adelante (*forward modeling*) (i.e., restauración secuencial) de dos secciones sísmicas interpretadas al norte y sur del SEQ (Figura 1.2), así como un análisis estructural de las fallas normales desarrolladas en dicho sistema.

1.2 Planteamiento del problema

A pesar de que en los últimos años se han incrementado las investigaciones sobre el sector occidental del Golfo de México (e.g., Kenning y Mann, 2020, 2021; Pindell et al., 2021; Snedden y Galloway, 2019), la geología y evolución del Sistema Extensional Quetzalcóatl aún no está comprendida en su totalidad, debido a que los estudios con relación a la margen pasiva del occidente se han centrado en la provincia de las Cordilleras Mexicanas e indirectamente al régimen extensional que las formó, esto es, al SEQ. Sin embargo, el SEQ no solo parece jugar un papel importante en el desarrollo de la provincia del CPCM, si no que, además esta región ha desarrollado un buen potencial petrolero por lo que es económicamente estratégico (CNH, 2015; Guzmán, 2022).

Hipótesis.

Con base en un análisis cuantitativo y cualitativo de restauración estructural secuencial y de las fallas normales desarrolladas en dos perfiles sísmicos previamente interpretados al norte y centro-sur del SEQ, se establecerá la historia de deformación extensiva por deslizamiento gravitacional y sus posibles consecuencias con el sistema petrolero en un sector del Golfo de México.

Justificación.

Caracterizar, modelar y calcular la evolución de la extensión en el SEQ es fundamental para entender la deformación por deslizamiento gravitacional, así como las consecuencias que hay con los elementos del sistema petrolero. Lo anterior ayudará en la comprensión del mecanismo de generación de pliegues rollover que controla parte del fallamiento secundario, el cual juega un papel importante en la segmentación y discontinuidad de las trampas en este sector occidental del GdM (Salomón-Mora et al., 2004).

Objetivo general

Caracterizar, modelar y calcular el estilo y evolución de la deformación por deslizamiento gravitacional en el SEQ con base en el análisis de restauración secuencial y el análisis de fallas normales, en dos perfiles sísmicos transversales

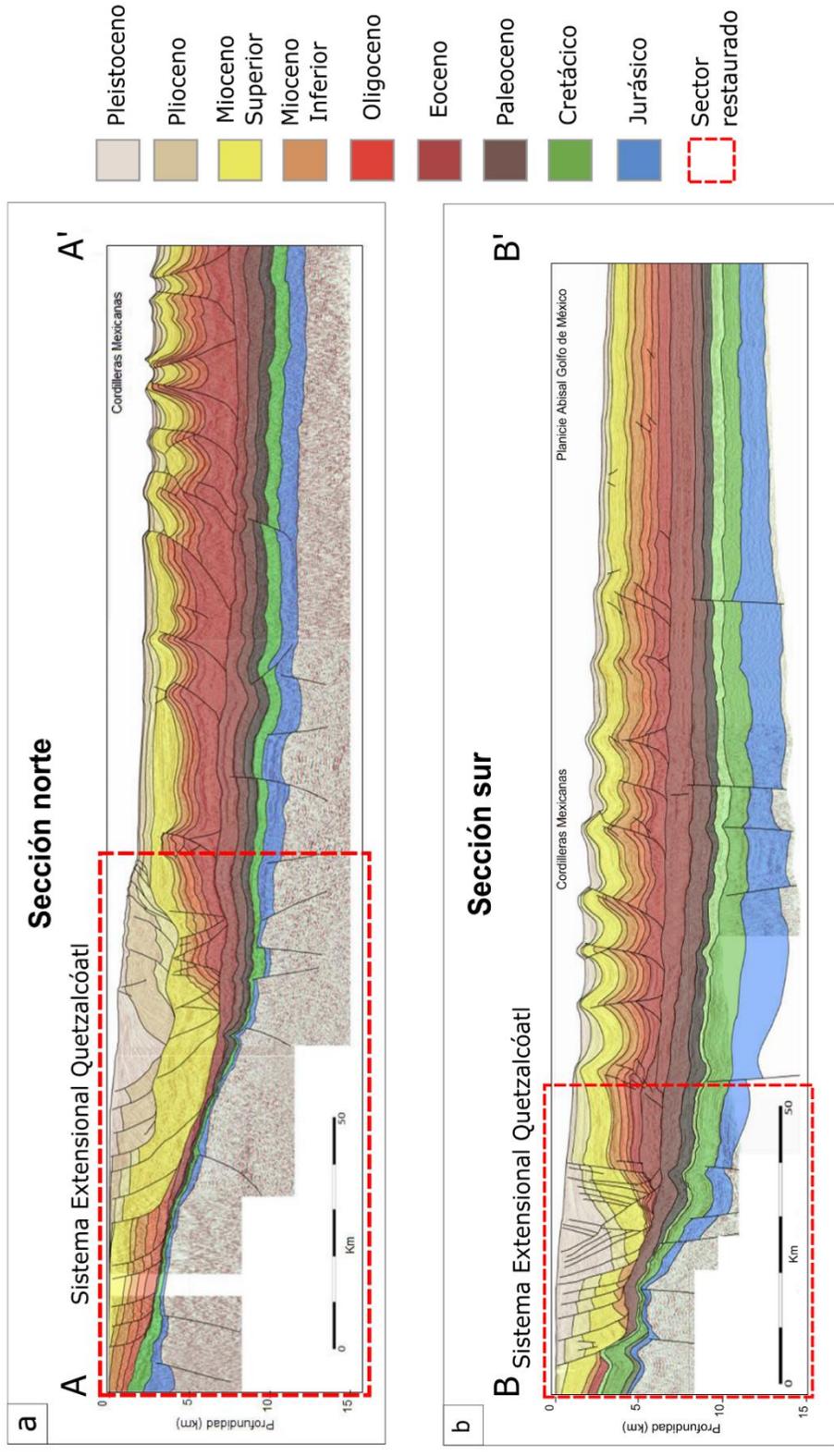


Figura 1.2. Secciones sísmicas transversales al Sistema Extensivo Quetzalcóatl y al Cinturón Plegado de las Cordilleras Mexicanas. (a) Sección norte A-A'. (b) Sección sur B-B'. En ambas secciones se aprecian los recuadros rojos puntuados que representan las áreas tomadas para la restauración secuencial y el análisis de fallas normales de este estudio. Modificado de la CNH (2015).

previamente interpretados, al norte y centro-sur del sistema; relacionando así, el estilo de deformación extensiva con las posibles causas del sistema petrolero desde el Paleoceno al Reciente.

Objetivos específicos

- Caracterizar y cuantificar las fallas normales en el SEQ, esto es, desplazamiento máximo, tiro e índice de expansión.
- Reconocer las etapas de la deformación extensiva (gravitacional) de las unidades depositadas en el SEQ durante el Cenozoico.
- Proponer un modelo de la evolución del SEQ con base en la restauración secuencial de dos perfiles sísmicos transversales al sistema, con un enfoque puramente cinemático.
- Con base en el modelo de evolución del SEQ, proponer un modelo que explique parte del sistema petrolero dentro de los dos perfiles de estudio.

1.3 Localización

El área de estudio está localizada en el margen occidental del Golfo de México, en dos secciones transversalmente del SEQ, frente a las costas de Tamaulipas y Veracruz, México (Figura 1.1b). Geológicamente, el área se encuentra delimitada al oriente por el Cinturón Plegado de las Cordilleras Mexicanas, al occidente por la cuenca Tampico-Misantla y el frente del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz et al., 2018) (i.e., Sierra Madre Oriental), al norte por la cuenca de Burgos y al sur por la cuenca de Veracruz. El SEQ comprende una longitud de aproximadamente 700 km y un ancho de entre 25 y 80 km, a lo largo de la plataforma continental de la margen pasiva del occidente del GdM (Figura 1.1b; Figura 1.2).

En este trabajo se seleccionaron dos perfiles sísmicos transformados a profundidad e interpretados, que se encuentran orientados en dirección noroeste-sureste, sección norte A-A' al este de Ciudad Victoria, Tamaulipas, y noreste-sureste, sección sur B-B' al este de Poza Rica, Veracruz, como se observa en la figura 1.1b. Las secciones tienen una longitud aproximada de 270 kilómetros y atraviesan de forma transversal el SEQ (Figura 1.2). Ambas secciones fueron

seleccionadas de la síntesis geológica petrolera de la Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH), Golfo de México (CNH, 2015). Sin embargo, con fines de clarificar y enfocar el estudio en la parte de extensión por deslizamiento gravitacional, se seleccionaron los sectores a restaurar dentro del SEQ, con aproximadamente 30 y 50 km de longitud, sección sur y norte, respectivamente; como se observa en los recuadros negros punteados seleccionados en la figura 1.2.

1.4 Metodología

A fin de lograr el objetivo general propuesto en este trabajo, se llevó a cabo una metodología que permitiera desarrollar la restauración secuencial y el análisis de fallas normales de dos secciones transversales del SEQ, como se sintetiza en el diagrama de flujo de la figura 1.3 y se describe a continuación.

Lo primero que se realizó fue la revisión de la literatura publicada en el área de estudio. Ésta consistió en artículos de investigación, reportes técnicos publicados por la CNH y por Petróleos Mexicanos, así como tesis de licenciatura y posgrado, todos estos sobre la margen occidental del GdM y su interés geológico, estructural y petrolero. Posteriormente, se analizaron secciones sísmicas previamente publicadas e interpretadas por diversos autores que abarcaran el SEQ (e.g., Le Roy y Rangin, 2008; Le Roy et al., 2007; Salomón-Mora, 2013, entre otros), de las cuales se seleccionaron aquellas que cumplieran con dos criterios fundamentales: (1) que cortaran transversalmente al SEQ, con el fin expresar la dirección del transporte tectónico, esto es, contener los vectores máximo y mínimo de la elipsoide de distorsión dentro de la sección; y (2) que los perfiles sísmicos estuvieran transformados a profundidad, a fin de poder cuantificar las fallas normales, esto es, su desplazamiento máximo, tiro e índice de expansión. Dado lo anterior, se tomaron dos perfiles previamente interpretados y transformados a profundidad de la publicación “Síntesis geológico-petrolera: Cinturón Plegado Perdido, Cinturón Subsalino, y Cordilleras Mexicanas” de la CNH (2015). Dentro del trabajo anteriormente citado, se seleccionaron dos secciones que estuvieran separadas geográficamente entre sí, y que abarcaran en gran medida el SEQ (Figura 1.1b), a

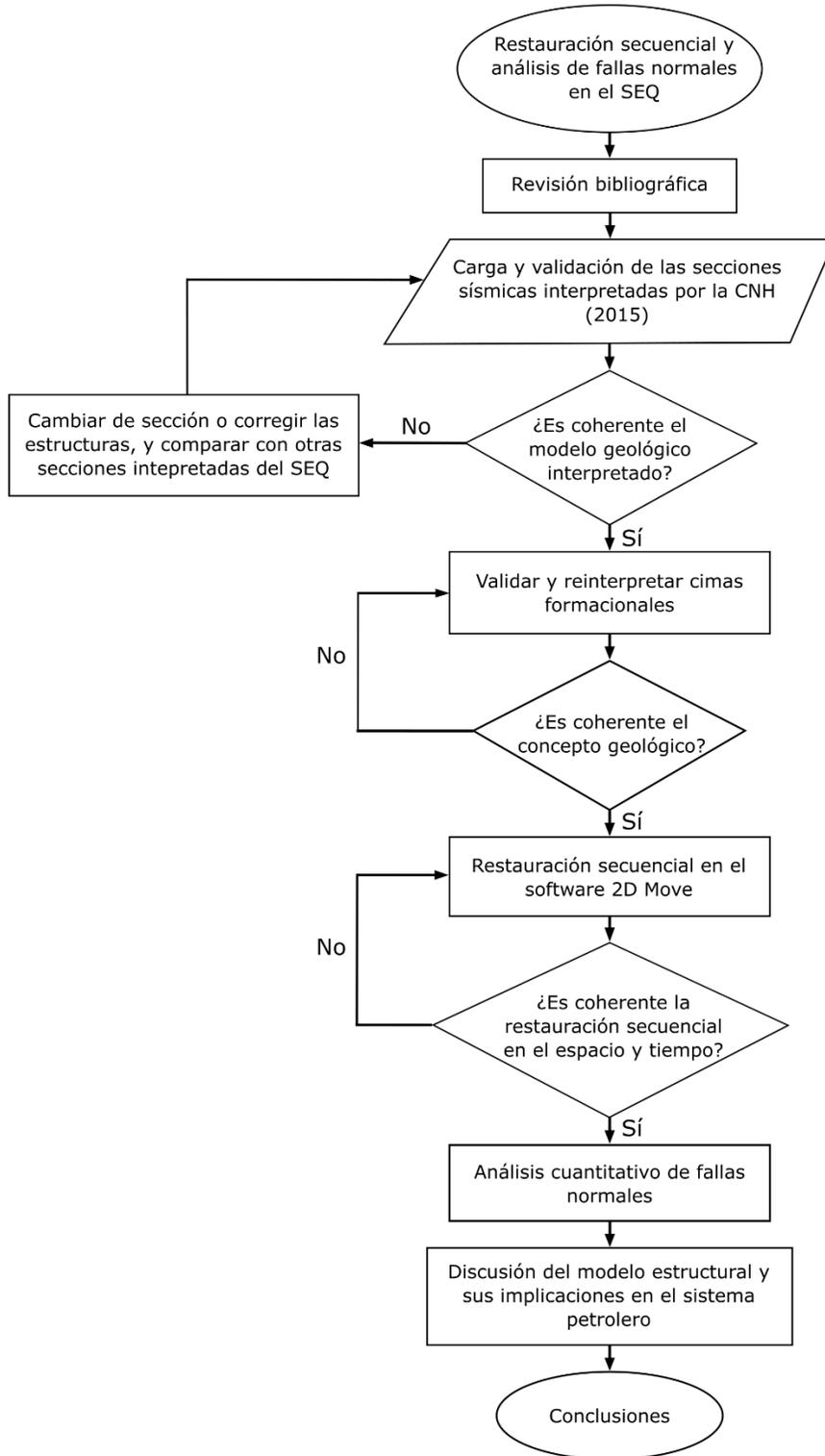


Figura 1.3. Diagrama de flujo de la metodología implementada para este trabajo de tesis. Los pasos dentro del diagrama se explican en el texto.

modo de buscar un modelo de interpretación global en la región.

Para fines de mejora del modelo geológico, se optó por realizar una reinterpretación de las cimas formacionales, así como de las estructuras principales con base en la estratigrafía identificada por la CNH (2015) y en artículos diversos (e.g., Le Roy y Rangin, 2008; Salomón-Mora et al., 2009); con el fin de agilizar la restauración de los perfiles sísmicos. La elaboración de los modelos de restauración secuencial se llevó a cabo en una estación de trabajo utilizando el software de modelado estructural 2D Move™ (<https://www.petex.com/products/move-suite/>), el cuál contiene herramientas de restauración que siguen los principios de equilibrio de áreas y longitud de línea, movimiento sobre la falla (*move-on-fault*), desplegamiento (*unfolding*), decompactación, rotación de bloques rígidos, etc.; fundamentos esenciales en el balanceo secciones en tectónica extensional (Gibbs, 1983). Todas estas herramientas han demostrado ser de gran utilidad para los modelos de restauración en regímenes extensionales y en particular con sedimentación sin-tectónica (e.g., Deng et al., 2021). Con el fin de que la restauración tuviese una mayor precisión, se calibró el software con la lito-estratigrafía y edad de las unidades identificada en la literatura para la zona de estudio, principalmente tomadas del trabajo de Salomón-Mora et al. (2009). Asimismo, dentro de las principales herramientas empleadas en el software 2D Move, se aplicaron los principios de área constante, factor de decompactación en cada etapa de restauración, unfolding para los pliegues rollover, y move-on-fault para el sistema de fallas normales sintéticas y antitéticas.

Una vez finalizada la restauración, se realizó la validación del concepto geológico con base en las convenciones geológicas y la comparación de otras secciones sísmicas interpretadas en el SEQ, tanto para la geometría de las estructuras y el patrón de desplazamiento, como para la directriz lógica en el análisis de la evolución. Como se observa en el diagrama de flujo de la figura 1.3, el modelo se validó en al menos tres pasos de la metodología (i.e., condicionales del diagrama de flujo), a fin de continuar con el análisis; esto es, de no ser positiva la validación del modelo se regresaba a verificar la información que fue ingresada al software para buscar el modelo geológico más coherente.

Posterior a la validación del modelo de restauración secuencial, se realizó el análisis cualitativo de cada uno de los estadios en los perfiles sísmicos, el cual consistió en realizar la descripción de nueve estadios que conforman la restauración de cada una de las secciones, norte y sur (Figura 1.2), en orden ascendente, es decir, desde el Paleoceno hasta el Reciente-Pleistoceno con el fin de analizar la evolución del SEQ durante el Cenozoico.

Por último, el análisis cuantitativo de las fallas normales para el estadio más reciente de ambos perfiles sísmicos, que se basó en la obtención del (1) desplazamiento máximo, (2) el tiro, e (3) índice de expansión de las fallas, como se describe en el trabajo de Nicol et al. (2020). Por último, el modelo final se relacionó con las posibles implicaciones en el sistema petrolero del SEQ desde un punto de vista estructural, como la posible formación de estructuras subsísmicas debido al desplazamiento del bloque de techo en las fallas lítricas (i.e., cizalla simple vertical o antitética), el área de la zona de daño de las fallas, así como el espesor del núcleo de falla y su posible transmisibilidad de fluidos dentro del sistema extensional.

Capítulo 2: Marco teórico

2.1 Relación entre sedimentación y tectónica en las cuencas sedimentarias

Lorenzo-García y Morato-Medina (2018) mencionan que la historia geológica de cada cuenca sedimentaria puede ser subdividida en ciclos usando tres parámetros:

1. Secuencias deposicionales.
2. Tectónica de la formación de la cuenca.
3. Tectónica de la deformación de la cuenca.

Las cuencas sedimentarias pueden ser simples, con uno o dos ciclos tectono-sedimentarios, o pueden ser complejas, como cuencas polihistóricas con diversos ciclos y eventos.

En la secuencia deposicional se usan los ciclos y estadios deposicionales. Un ciclo se caracteriza por el conjunto de sedimentos depositados durante un mismo régimen tectónico. La mínima unidad estratigráfica que puede ser llamada un ciclo, tiene su significado en el desarrollo de una cuenca, tanto en su espesor como en el intervalo de tiempo geológico transcurrido.

2.1.1 Mecanismos de formación de las cuencas

El origen de una cuenca siempre tiene, en mayor o menor grado, una relación con la dinámica existente entre la interacción de la astenosfera (y resto del manto) y la litósfera, ya sea en una zona próxima o no. Por ejemplo, en un proceso de *rifting* las cuencas se desarrollan inmediatamente en el centro de la extensión, como es el caso del rift del este de África; o puede ser el caso de una cuenca intracratónica como el Lago Baikal al sureste de Rusia, en que el fenómeno que la produce está a más de 2,500 km. Esto quiere decir que, el mecanismo inicial de la formación de una cuenca tipo *pull-apart* es detonado por los procesos tectónicos que generan bajos topográficos/batimétricos; el depósito de una cuenca es posterior a su formación (i.e., bajo relieve), y que dicho proceso sedimentario de formación de la cuenca pudo haber iniciado millones de años antes (Arche y López-Gómez, 2010).

La formación de una cuenca se debe a diversos factores. En primer lugar, se tendría que analizar su relación con la dinámica de las placas litosféricas y el régimen tectónico en el que se encuentran, en segundo lugar, analizar la relación esfuerzo/deformación y su duración en el proceso. El resultado de estos análisis nos dará la información de cómo inició la formación de la cuenca. Sin embargo, el tipo de cuenca, su estilo de relleno y su deformación se debe a diferentes procesos que a continuación se abordarán.

Los mecanismos que alteran la estabilidad de las placas litosféricas comienzan en el límite de la litósfera-astenosfera o, mejor dicho, inciden en dicho límite, sin dejar de mencionar que se han considerado que más procesos dentro del manto juegan un papel importante (cfr. Torsvik et al., 2016). Las dos ideas con mayor respaldo científico sobre las primeras etapas de génesis de las cuencas se basan en la actividad de movimientos convectivos en el manto superior o en la tensión en el interior de las placas; en ambos casos, se termina provocando una subsidencia mediante extensión, contracción o deformación flexural (Arche y López-Gómez, 2010).

Arche y López-Gómez (2010) plantean la existencia de dos alternativas para el mecanismo de ruptura: la formación de puntos calientes (*hot spots*) y puntos triples asociados (Morgan, 1983; Richards et al., 1989), relacionados al emplazamiento de *plateaus* basálticos, o bien, (2) al recalentamiento del manto litosférico y la fusión parcial del mismo, lo cual provoca una efusión de basaltos por multitud de pequeños focos de forma difusa, sin elevaciones topográficas importantes (Condie, 2004; Coltice et al., 2007). La otra forma de generar tensión, y por tanto, extensión y subsidencia sin necesidad de flujo térmico, puede ser debida a esfuerzos generados en el interior de una placa cortical llegando a provocar fracturas lineales, tensionales, que se propagan lateralmente produciendo, igual que en el caso anterior, el adelgazamiento y fracturamiento de la corteza y con ello el ascenso pasivo del manto hacia la litósfera (McKenzie, 1978; Royden y Keen, 1980; Beaumont et al., 1982a, 1982b; Weinberg et al., 2007).

Los mecanismos descritos anteriormente, constituyen básicamente los

procesos iniciales de la formación de una cuenca, ya que, a su vez se derivan en diferentes mecanismos de respuesta de la litósfera que provocan subsidencia. Una cuenca no es más que una zona de la superficie terrestre expuesta a subsidencia prolongada (Allen y Allen, 1990). Otros mecanismos de respuesta de la litósfera posteriores a la formación de la cuenca, como la respuesta ante la carga, también pueden provocar subsidencia (Arche y López-Gómez, 2010).

El mecanismo de acción por tectónica gravitacional incluye fuerzas de empuje, deslizamientos gravitacionales y diferencias de carga. En márgenes pasivas donde el espesor del depósito es relativamente delgado, la sección con subsidencia termal post-rift tiende a tener una ligera inclinación regional *offshore*, promoviendo la formación de estructuras por deslizamiento gravitacional (Morley, 2003).

Los resultados del colapso gravitacional y el deslizamiento en las superficies curvas por fallamiento lístrico crean relaciones estratigráficas complejas que representan desafíos en la exploración y explotación del petróleo. El deslizamiento generalmente es controlado por la presencia de capas dúctiles como arcillas, sedimentos arcillosos sobrepresurizados u horizontes evaporíticos, desarrollando estructuras típicas como pliegues y fallas compresionales en la parte frontal, además de fallas extensionales en su parte central y posterior (Figura 2.1) (Fossen, 2010; Rowan et al., 2004). Además, es comúnmente asociado como el mecanismo de deformación en las partes principales de los deltas mayores.

La distribución de los sistemas de fallas está relacionada con las tasas de depósito contra la tasa de subsidencia. La carga de sedimentos provoca subsidencia en el bloque de techo de la falla, y con ello, el desplazamiento del material de las capas dúctiles que se encuentran debajo del bloque.

Una vez que el movimiento en la falla se ralentiza y la tasa de deposición comienza a exceder la tasa de subsidencia, salvo que se compensen los cambios eustáticos del nivel del mar, se produce la progradación de la estructura del delta. Esto conlleva a que se desarrolle una nueva falla, donde las capas dúctiles con dirección al océano del sistema anterior influyen en el acomodo del desplazamiento

de manera más efectiva y el proceso descrito anteriormente se repite (Morley, 2003).

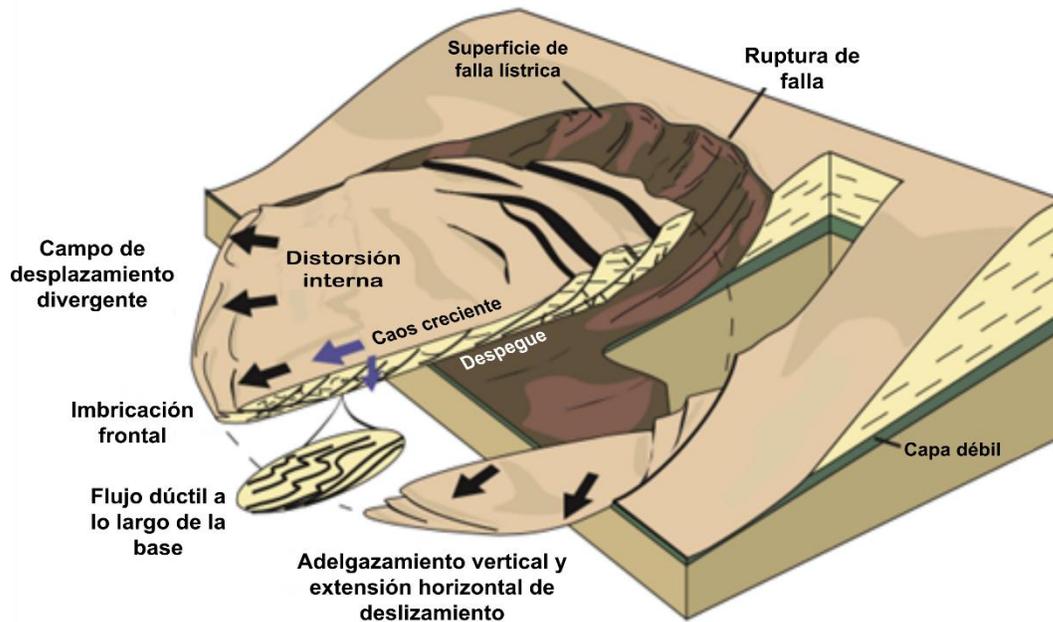


Figura 2.1. Deslizamiento gravitacional generando estructuras extensionales en el medio y en la parte posterior, y estructuras contraccionales en la parte frontal. El deslizamiento es comúnmente controlado por la presencia de capas dúctiles como arcilla, sedimentos sobrepresurizados o sal, y típicamente se desarrollan pliegues contraccionales y fallas (Modificada de Fossen, 2010).

2.1.2 Isostasia flexural

Stüwe (2007) denomina la isostasia flexural como un equilibrio de esfuerzos que también considera a las tensiones elásticas horizontales. Puede ser utilizada para interpretación topográfica superficial en términos de balance hidrostático y flexura elástica. En términos de isostasia flexural, las placas litosféricas son vistas como placas elásticas que son flexionadas por cargas verticales.

Petellier (2008) define la isostasia flexural como la deflexión de la litosfera en respuesta a la carga y descarga topográfica. Cuando una carga topográfica es generada, la litosfera subside debajo de la carga; el ancho de la zona de subsidencia varía de un lugar a otro dependiendo del grosor de la litósfera, generalmente está dentro del rango de 100 a 300 km. Por el contrario, una reducción de la carga topográfica provoca un rebote de la litosfera, impulsando el levantamiento de rocas.

2.1.3 Subsistencia

Lorenzo-García y Morato-Medina (2018) definen como subsidencia al descenso superficial de la corteza continental. Las cuencas reciben, pero, sobre todo, preservan sedimentos porque son áreas que experimentan hundimiento. Principalmente se debe a fenómenos tectónicos y otros relacionados con el comportamiento térmico de la litósfera. La corteza terrestre tiene, además de los grandes desplazamientos horizontales, movimientos verticales que pueden alcanzar una magnitud de unos 15 km, suficientes para crear altas cadenas plegadas y depresiones en las que se pueden acumular potentes prismas (o cuñas) sedimentarios.

Arche y López-Gómez (2010) proponen que hay tres procesos con validez universal responsables de la aparición de subsidencia y por tanto de la formación de la mayor parte de las cuencas:

1. Extensión de la corteza por tensión.
2. Contracción térmica causada por el calentamiento-enfriamiento de la corteza y el manto (subsidencia térmica).
3. Deformación flexural o elástica por carga.

Estos tres procesos actúan conjuntamente en cualquier cuenca, aunque no con la misma importancia en cada momento y sus efectos varían con el tiempo; pero, para que se completen es necesario periodos muy variables: desde unos pocos miles hasta algunos millones de años en el primero, a varias decenas de millones de años en los otros dos. En cualquier caso, la subsidencia total en una cuenca sería la suma de todos los procesos que conducen a ésta. Por otro lado, los procesos que derivan en subsidencia no siempre implican una extensión ya que algunos se manifiestan prácticamente sólo en la vertical, sin extensión horizontal.

2.1.4 Ambientes tectónicos

Régimen extensional

- Margen pasivo

Las márgenes continentales pasivas son conocidas por ser regiones tectónicamente inactivas, pero comúnmente deformadas por deslizamientos gravitacionales y/o extensión (De Vera et al., 2010). La mayoría de las márgenes pasivas son conocidas por tener extensas zonas de deformación en las que la traslación horizontal de la cubierta post-rift es controlada por el fallamiento gravitacional de la margen. El fallamiento está acomodado por un sistema vinculado al adelgazamiento cortical: extensión proximal (*updip*) y contracción distal (*downdip*) sobre una o más zonas de despegue o *detachment* (Rowan et al., 2004).

Rowan et al. (2004) proponen que el fallamiento de la margen pasiva es el resultado de una combinación de deslizamiento gravitacional y extensión por gravedad. El deslizamiento gravitacional es definido como la traslación rígida de un cuerpo por una rampa, con vectores de desplazamiento paralelos al plano de despegue. Por su parte, la extensión por gravedad es el colapso vertical y la expansión lateral de un cuerpo rocoso bajo su propio peso, sobre una superficie superior inclinada (Figura 2.2). En realidad, puede ser difícil diferenciar entre deslizamiento y extensión gravitacional. Los términos deslizamiento y extensión gravitacionales son a menudo utilizados para caracterizar generalmente la deformación en márgenes pasivas. Además, esas márgenes con despegues con dirección a la cuenca son denominadas márgenes por deslizamiento gravitacional y aquellos que tienen deltas progradantes y despegues con dirección al continente son consideradas márgenes por extensión gravitacional.

Rowan et al. (2004) mencionan que muchos márgenes pasivos son mixtos y es difícil determinar con exactitud las contribuciones hechas por deslizamientos y por extensión gravitacional en la deformación total. Sin embargo, hacen una distinción entre dos componentes, por varias razones. La primera, para facilitar el análisis de muchos factores que influyen en la deformación. La segunda, para

diferenciar los estilos estructurales y las historias de deformación y sedimentación que fueron aparentemente causadas por el dominio de un proceso u otro en varios tiempos.

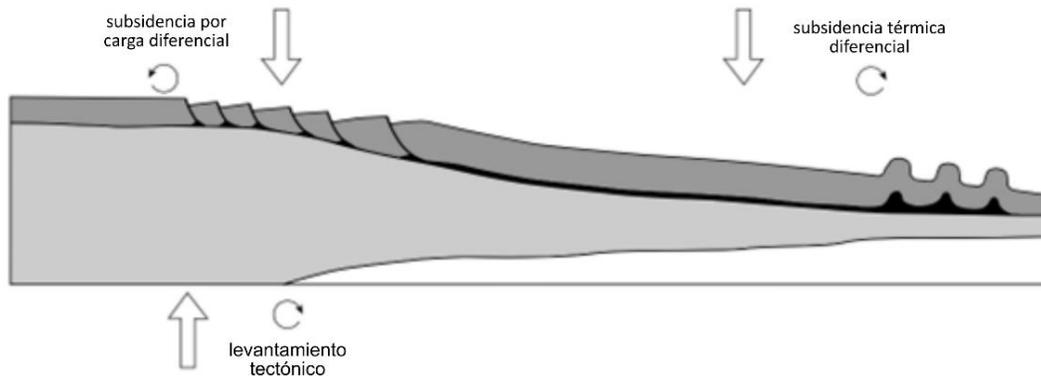


Figura 2.2. Margen pasivo con despegue con dirección a la cuenca y un componente significativo del deslizamiento gravitacional. Se aumenta la inclinación hacia la cuenca por la subsidencia diferencial y levantamiento cratónico, y es reducida por subsidencia de carga proximal. (Modificado de Rowan et al., 2004)

Régimen compresional

- Cuencas de antepaís

Una cuenca de antepaís es generalmente definida como una región elongada que se forma entre un cinturón orogénico y un cratón o corteza estable (DeCelles, 1996). Las cuencas de antepaís, o de tipo *foreland*, se forman en la corteza continental en el frente de sistemas compresivos activos, y como consecuencia, constituyen sectores caracterizados por alta movilidad tectónica. En este tipo de cuenca, la sedimentación está controlada por dos mecanismos opuestos: levantamiento cortical, debido a la propagación de la cuña orogénica, y subsidencia flexural, debajo de la cuña orogénica y/o la carga subyacente (Figura 2.3). El acomodo de los sedimentos en sistemas *foreland* es controlado principalmente por mecanismos tectónicos flexurales y dinámicos.

La transición vertical entre estos sectores ocurre a través de la deformación progresiva y la migración del sistema completo de la cuenca de antepaís, y está

marcada por un cambio vertical de los sistemas deposicionales; mientras los sistemas turbidíticos de aguas profundas debieran caracterizar la porción inferior de la sucesión sedimentaria (depozona *foredeep*), pasando hacia arriba a una mezcla de sistemas deposicionales turbidíticos y deltaicos (depozona *wedge top*), y finalmente a depósitos continentales, que testifican en general una tendencia progradacional hacia la cuenca (Bigi et al., 2009).

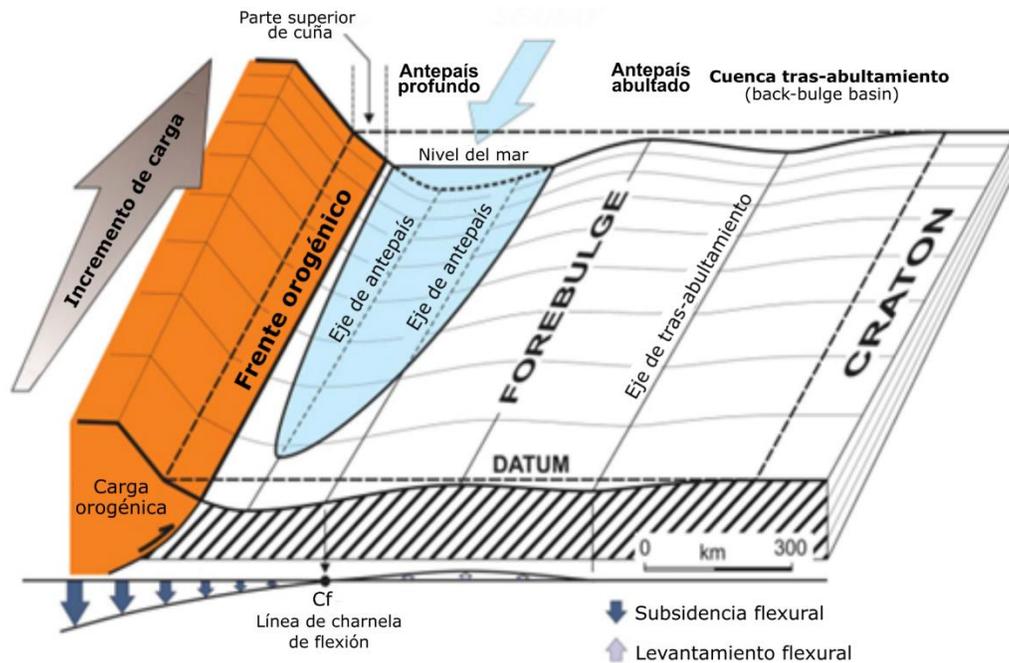


Figura 2.3. Sección esquemática de un sistema de una cuenca de antepaís. La escala de la cuenca controla la evolución de un sistema *foreland*, las cantidades de depósito pueden ser modificadas por factores locales, como puede ser levantamiento diferencial y subsidencia de los bloques de basamento (Modificado de Catuneanu, 2019).

2.2 Estilos estructurales en zonas de extensión

Sistema de fallas

Un sistema de fallas se compone por grupos o conjuntos de fallas relacionadas temporal y espacialmente, cuya envolvente o límite externo está denotado por rocas no fracturadas. En una cuenca, las fallas muestran un desplazamiento que está relacionado al espesor de las capas, por lo que su geometría y, en ocasiones, su

tasa de desplazamiento puede ser fácilmente identificada, siempre y cuando las unidades sedimentarias estén bien caracterizadas.

El reciente interés en el estudio de las fallas extensionales se relaciona al hecho de que muchos de los yacimientos *offshore* de hidrocarburos en el mundo, se localizan en un escenario de extensión de tipo rift, especialmente, en trampas estructurales controladas por fallas normales. En este sentido, el desarrollo de los reservorios de hidrocarburos requiere un gran entendimiento de las fallas desarrolladas por extensión, esto es, tanto sus propiedades como complejidades (Fossen, 2010; Nicol et al., 2021).

- Fallas lítricas

Paredes-Méndez (2002) las define como la geometría convexa de un plano de falla, ya que exhibe un decrecimiento del ángulo de echado con la profundidad (Figura 2.4), hasta aplanarse hacia la zona de despegue, pudiendo la falla ser normal o inversa, dependiendo de los esfuerzos deviatoricos. Las fallas lítricas necesitan una zona común de poca resistencia a los esfuerzos (i.e., bajo ángulo de fricción) para utilizarla como zona de despegue, que finalmente constituye un elemento determinante del origen y control de la falla o el conjunto de fallas asociado. Sin embargo, observaciones más detalladas del aplanamiento de un conjunto de fallas lítricas con la misma génesis indican que no necesariamente el despegue ocurre a través de un plano estratigráfico dado, sino que este despegue incluso puede tomar más de un conjunto de estratos, que comúnmente está constituido por sal o lutitas, ya que éstos presentan características reológicas óptimas para el deslizamiento (Figuras 2.2 y 2.4).

La cinemática de las fallas lítricas se encuentra relacionada con todos los procesos involucrados en la formación de la falla y los ocurridos post-fallamiento. Al analizar fallamientos lítricos se deben considerar las condiciones ambientales tectónicas que involucran los mismos, ya que en el proceso de formación de una falla lítrica influye de una manera determinante la presencia de material dúctil que funcione como zona de despegue (deslizamiento) de la secuencia suprayacente. Este material dúctil es común en secciones sedimentarias que generalmente

involucran grandes espesores de arcilla y/o sal, que cuando sufren extensión por sobrecarga debido al flujo o despegue del sustrato, se convierten en zonas de deslizamiento (Paredes-Méndez, 2002). El deslizamiento ocurre debido a la gravedad, aunque el marco regional pueda estar asociado a una actividad tectónica dada, influenciando y/o modificando el fallamiento lístrico.

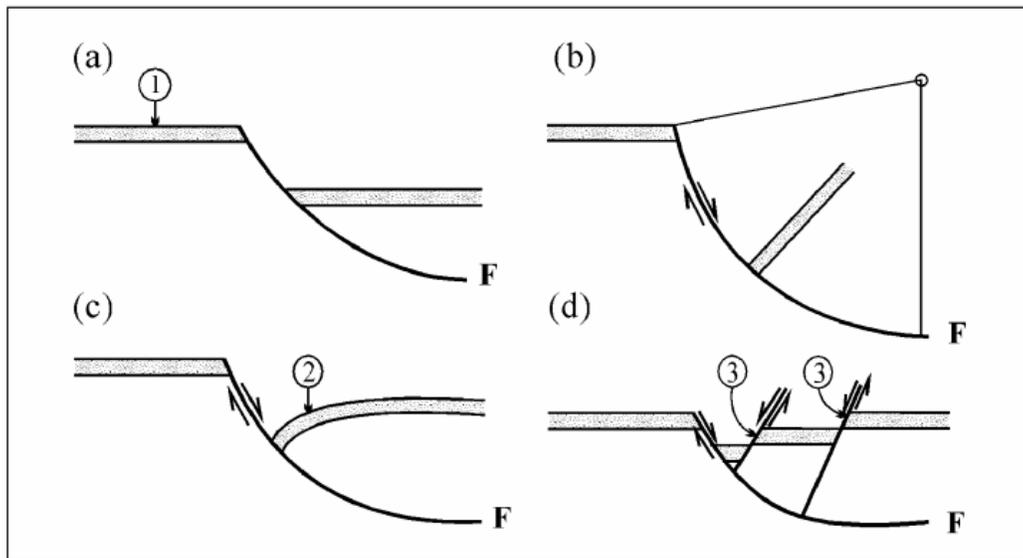


Figura 2.4. Geometrías de fallas lístricas: (1) Capa marcadora y (F) falla lístrica. (a) Perfil curvo. (b) Rotación de capas. (c) Anticlinal de colapso o (2) pliegue rollover. (d) Fallas antitéticas (3). (Niemeyer, 1999).

- Fallas sin-sedimentarias

Padilla y Sánchez (2013) define las fallas sin-sedimentarias o de crecimiento como un tipo particular de discontinuidades que son fallas normales, a través de cuyo plano de falla existe un incremento súbito del espesor de unidades litoestratigráficas. En éstas, el desplazamiento neto es variable siendo mayor hacia la parte baja del plano de falla y nulo en la parte superior. Estas características son debidas a que las fallas se originan por una sedimentación rápida, que acumula gran cantidad de sedimentos en alguna depresión o irregularidad del fondo marino, el cual es comprimido por gravedad causando un hundimiento contemporáneo al

fallamiento. Regularmente, esta relación de sedimentación y desplazamiento de las fallas está asociada a fallas lítricas.

Los cambios de espesor en una falla sin-sedimentaria, registran las diferencias de elevación en la superficie deposicional entre el bloque de piso y el bloque de techo de la falla a través del tiempo. Esa diferencia de espesor, aunque modificada por compactación, permite que la falla se proyecte en el depósito de cada horizonte y, por lo tanto, la historia del movimiento de la falla puede ser determinada. La historia del movimiento y propagación de la falla puede inferirse por la distribución de sedimentos en el bloque de techo de las fallas normales donde el bloque de piso está emergiendo, y para las terrazas en bloques de piso elevados de fallas normales activas. Esto sólo es posible donde las tasas de sedimentación exceden la tasa de desplazamiento de la falla y los escarpes de ésta, son rápidamente cubiertos por sedimentos.

Las fallas sin-sedimentarias se pueden desarrollar tectónicamente o por gravedad. La actividad de toda o de una parte de la superficie de la falla puede ser posterior a una secuencia de fallamiento contemporáneo al depósito, entonces, los prefijos *sin* y *post* no sólo pueden distinguir una falla de otra, además puede distinguir partes de la misma superficie de falla, que tuvieron actividad en diferentes tiempos. Si la tasa de sedimentación es ligeramente más alta que la tasa de desplazamiento, el espesor en el bloque de techo podría ser significativamente mayor que el espesor depositado en el bloque de piso (Figura 2.5).

- Fallas de liberación o alivio (*release faults*)

Las fallas de liberación o *release faults* son un tipo de fallas asociadas a fallas normales. Destro et al. (2003) definen las estructuras como fallas pseudo-perpendiculares al rumbo de una falla normal lítrica. El término "liberación" tiene una connotación genética, en el sentido de que estas fallas permiten liberar las tensiones de flexión de los bloques de techo, causadas por la variación del desplazamiento a lo largo de la falla lítrica principal (Figura 2.6).

Las fallas de liberación no conectan las fallas normales, sino que se extinguen en una estructura individual, debido a que se forman para acomodar los

movimientos diferenciales descendentes del bloque de techo, no cortan los planos de falla normales ni las superficies de separación a profundidades. Este tipo de fallas, son el resultado de desplazamientos diferenciales descendentes de los bloques de techo de las fallas principales; generalmente presentan desplazamientos verticales máximos, menores que los desplazamientos verticales máximos de las fallas principales con las que están relacionadas.

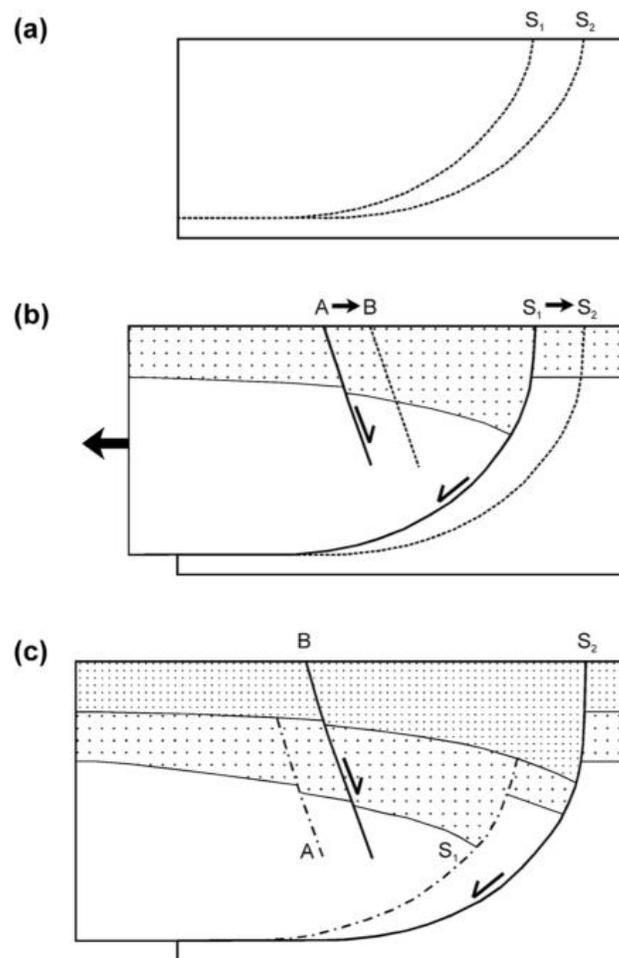


Figura 2.5. Modelo de migración del bloque de techo en respuesta al colapso del bloque de piso a lo largo de la falla de despegue. a) Modelo sin deformación mostrando las posiciones futuras de la falla delimitadora. b) Retroceso del bloque de piso causando fallas de crecimiento en el bloque de techo escalonadas en la misma dirección (S_1). c) La posición original de la falla delimitadora está marcada por una separación "muerta" (S_1) la cual es llevada pasivamente en el bloque de techo de la superficie de falla activa (S_2) (Modificado de Imber et al., 2003).

En general, las fallas de liberación no revelan movimientos de deslizamiento en secciones sísmicas y en mapas de contornos estructurales (e.g., estructuras en flor, pliegues escalonados, etc.).

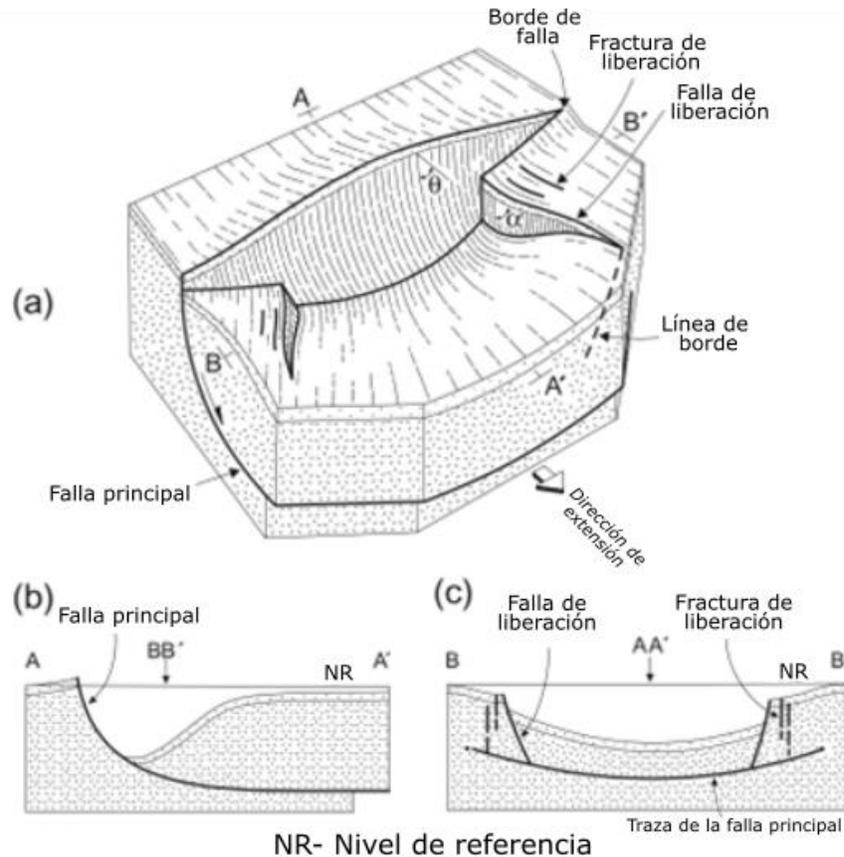


Figura 2.6. (a) Diagrama de bloques que muestra la variación de desplazamiento a lo largo de una falla normal. El rastro de las líneas de la superficie de falla (α) a lo largo de las fallas de liberación están en el mismo rango que el echado (θ) de la falla normal. Se debe tener en cuenta que las fallas de liberación se extinguen en profundidad en la traza de la falla principal normal. b) La extensión es mayor a cero. c) La extensión es igual a cero (Modificada de Destro et al., 2003).

2.3 Balanceo y restauración de secciones en zonas de extensión

Fossen (2010) define los métodos de restauración y balanceo de secciones como: el balanceo que ajusta una interpretación geológica de modo que no sólo parece geológicamente razonable en su estado actual, sino también es restaurable a su estado pre-deformacional considerando algunas suposiciones sobre su

deformación. Esto es, el balanceo es un método que agrega realismo a las secciones y mapas.

Una sección balanceada, es una sección en el estado deformado que es admisible y viable. En otras palabras, una sección balanceada representa una posición admisible de las estructuras formadas y pueden ser restauradas, de tal forma que exista una consistencia en la longitud de las capas, una consistencia en la conservación de la longitud y el área de las capas y que las geometrías de las fallas sean admisibles al pre-movimiento de éstas (Vázquez-Meneses, 2021).

La restauración involucra tomar una sección o mapa y llevarlo a un estado sin deformación o “retrodeformarlo”. Una restauración elimina la deformación hasta alcanzar un estado inicial previo a la deformación. Un *forward modelling* (modelado hacia adelante) aplica una deformación a capas horizontales, o a cualquier otra geometría deposicional inicial, asociadas a una geometría de falla conocida o supuesta, hasta alcanzar la forma estructural actual (Padilla y Sánchez, 2013).

El método más eficiente de mostrar la evolución geológica de las estructuras de una región es a través de una restauración secuencial en donde se muestren todas las etapas intermedias entre la geometría inicial y la geometría final. Lo más difícil en este proceso es mostrar en el tiempo los cambios de forma y posición que van ocurriendo en las rocas. Sin embargo, esto se soluciona cuando existen estratos de crecimiento, porque la geometría de los estados intermedios de la deformación está controlada por los cambios del espesor de estas capas, de las cuales se debe conocer la edad. Lo anterior representa una prueba rigurosa de la validez de la interpretación sobre la evolución estructural del área (Padilla y Sánchez, 2013).

2.4 Análisis cuantitativo de fallas

Indicadores geométricos de extensión

La evidencia geológica más directa para el estudio de fallas de crecimiento es proporcionada por las variaciones de desplazamiento derivada de la reflexión sísmica, que muestra una imagen de los estratos de crecimiento depositados, como

el desplazamiento acumulado de las fallas. En condiciones donde las tasas de sedimentación exceden las tasas de desplazamiento de la falla, las fallas están enterradas y los aspectos de su evolución pueden ser recuperados mediante análisis del estrato de crecimiento como el índice de expansión (IE), índice de crecimiento o técnicas de backstripping de desplazamiento. Estos métodos proporcionan un medio para definir la edad relativa de fallamiento, las tasas de desplazamiento y la propagación lateral de la falla. El análisis de los estratos de crecimiento puede ser utilizado para examinar la propagación ascendente de fallas con un sistema dominado por la reactivación de fallas preexistentes (Nicol et al, 2020).

- Desplazamiento de la falla

El desplazamiento de una falla es el movimiento relativo entre dos puntos originalmente adyacentes en la superficie de la falla, donde la separación es la distancia entre las trazas de dos marcadores planos transversales a la falla, por ejemplo, un estrato marcador (Figura 2.7). Por otro lado, el desplazamiento máximo de una falla será aquel punto que tenga mayor movimiento a lo largo de la superficie de la falla (i.e., entre borde a borde de la falla, *between tip point to tip point*). En fallas normales, la separación vertical o tiro (*throw*) (Figure 2.7) es comúnmente determinado a partir de perfiles sísmicos (Kim & Sanderson, 2005).

Otros elementos dentro del desplazamiento de una falla son (1) el núcleo de la falla, y (2) la zona de daño (Figura 2.7). Por un lado, el núcleo de la falla es la región con rocas altamente deformadas en donde se localiza la mayor parte del desplazamiento de la falla y que pueden estar parcial o totalmente destruidas por la cizalla. Estas rocas están conformadas por gouge, cataclasitas o brechas de falla. El espesor del núcleo de la falla parece tener una relación 1:100 con respecto al desplazamiento máximo de la falla (Fossen, 2020) (Figura 2.8). Asimismo, el núcleo de la falla está completamente rodeado de la zona de daño.

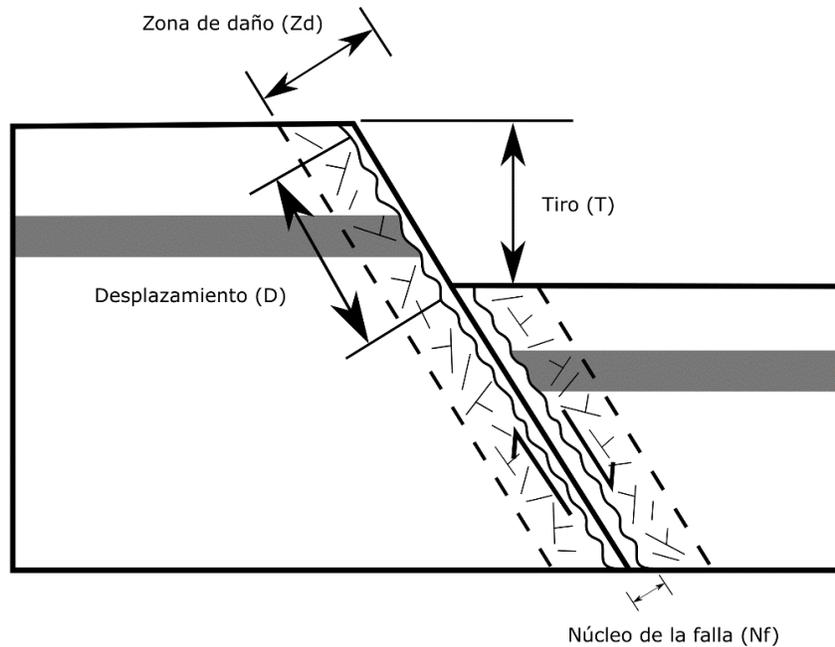


Figura 2.7. Algunos elementos cuantificables en una falla normal: tiro de la falla (T), desplazamiento máximo (D), núcleo de la falla (Nf), y zona de daño de la falla (Zd) (Modificado de Blakeslee & Kattenhorn, 2013; Fossen, 2020).

La zona de daño se caracteriza por una densidad de estructuras de deformación frágil o dúctil (dependiendo del nivel cortical) alrededor del núcleo de la falla, que es donde ocurre el mayor desplazamiento (Figura 2.7). Básicamente, estas estructuras envuelven el núcleo de la falla, lo que significa que se encuentra desde los bordes de la falla (*tip zones*) y en cada extremo del núcleo. Las estructuras que son encontradas en dicha zona incluyen bandas de deformación, fallas por cizalla, fracturas por tensión y estilolitas. El ancho de la zona de daño puede variar de capa a capa, como el ancho del núcleo de falla; sin embargo, existe una correlación positiva entre el desplazamiento máximo de la falla y el espesor de la zona de daño (Figura 2.8), que suele tener una relación de 1:1 ó 1:10 (Fossen, 2016; 2020). Fossen (2020) plantea que los diagramas logarítmicos se utilizan ampliamente en el análisis de fallas, las líneas rectas en dicho diagrama indica una relación constante entre los dos parámetros graficados, esto es, las relaciones 1:1, 1:10, 1:100, etc. En particular, para los datos que se trazan a lo largo de una de las

líneas rectas en la figura 2.8, la relación entre el desplazamiento de la falla (D) y el espesor de la zona de daño (EZD) es la misma para cualquier tamaño de falla.

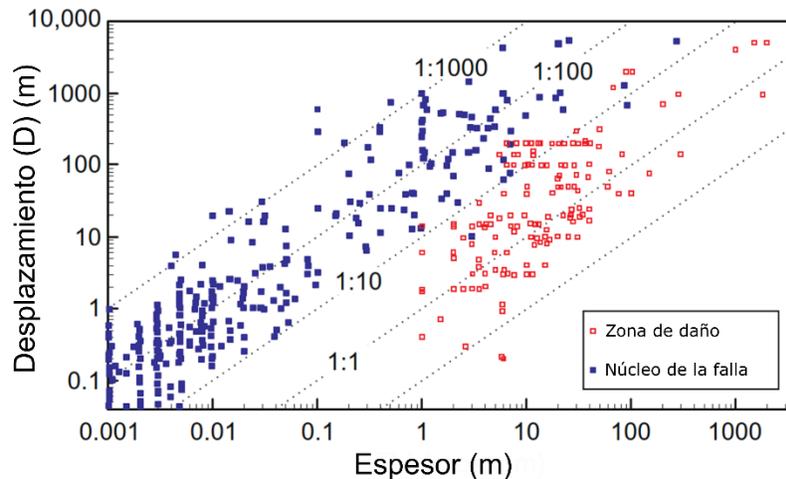


Figura 2.8. Relación logarítmica entre el desplazamiento máximo con el núcleo y zona de daño de la falla (Modificado de Fossen, 2020).

- Índice de expansión

Nicol et al (2020) proponen que en circunstancias donde la tasa de sedimentación supera a la tasa de desplazamiento, la actividad de la falla es definida por una gráfica sencilla que expresa el índice de expansión (IE = espesor de unidad “A” dentro del bloque de techo/espesor de la misma unidad “A” dentro del bloque de piso), la cual registran los cambios de espesor en la falla a través del tiempo. Los valores del IE mayores a uno indican que el desplazamiento de la falla es sincrónico al arreglo del espacio y engrosamiento del estrato en el bloque de techo de la falla. En este caso, para el análisis de IE en una falla normal, los valores máximos representarían los episodios (i.e., tiempo) de mayor desplazamiento, tasa de sedimentación y expansión de la falla, esto es, de esa porción de la cuenca.

2.5. Sistema petrolero

El sistema petrolero es un sistema natural, que incluye diversos procesos geológicos en una cuenca sedimentaria (p. ej., generación, expulsión, migración, acumulación, preservación y sincronía) para que una acumulación de hidrocarburos exista en la naturaleza. Además, el sistema petrolero tiene elementos esenciales que deben compartir una relación espacial y temporal para permitir que se acumulen y preserven los hidrocarburos, como son: roca generadora, roca almacenadora, roca sello, trampa y rutas de migración (Magoon & Dow, 1994) (Figura 2.9). Asimismo, el sistema petrolero se puede estudiar como un modelo dinámico en el que hay entradas (materia orgánica y sedimento) y procesos (diagénesis, catagénesis, metagénesis) que generan aceite y gas que pueden acumularse y preservarse en las rocas almacén.

Para analizar el sistema petrolero, es preciso tener claros los conceptos de los elementos y procesos antes mencionados. La roca generadora son aquellos cuerpos de roca sedimentaria de grano muy fino, rica en materia orgánica, que permita la conservación temporal y posterior transformación de dicha materia orgánica en hidrocarburos (i.e., aceite y gas). Una roca almacenadora es la roca que, debido a sus propiedades de alta porosidad y permeabilidad, permite el flujo y almacenamiento de hidrocarburos. La roca sello es una roca sedimentaria de baja o muy baja permeabilidad, principalmente lutitas o evaporitas, que evita el paso de los hidrocarburos a otras unidades. La trampa es la estructura geológica que permite que los hidrocarburos se acumulen y conserven de manera natural durante un cierto periodo de tiempo, por ejemplo, una estructura anticlinal (Figura 2.9). Por último, las rutas de migración son el proceso por el cual los fluidos como el aceite y gas, formados en la roca generadora, se transportan hacia la superficie (i.e., zona de menor presión) a través de las rocas, ya sea por medio de su porosidad primaria (espacios entre granos) o secundaria (fracturas y vóculos).

Una vez identificados los elementos del sistema petrolero en una cuenca sedimentaria, el siguiente paso es comprender los procesos que están relacionados

con el origen del posible yacimiento. En primer lugar, la generación, que consiste en el sepultamiento de la roca generadora y dónde, debido al incremento gradual de temperatura por el gradiente geotérmico de la cuenca, ocurre la formación de hidrocarburos por descomposición térmica de la materia orgánica, también llamada la “ventana del petróleo”. Así, una vez que la roca generadora se satura por los hidrocarburos generados en la ventana del petróleo, ocurre la expulsión y migración de estos, que se refiere al movimiento de los hidrocarburos de la roca generadora hacia las rocas almacenadoras a través de las rutas de migración. Al momento del máximo llenado de las trampas por hidrocarburos se le llama “momento crítico”, a partir del cual inicia el periodo de preservación de los hidrocarburos, que dependiendo de la estabilidad tectónica y de la roca almacén de la cuenca sedimentaria pueden ocurrir la re-migración, degradación térmica o biológica, y/o la completa destrucción de los hidrocarburos. Por último, para que exista un yacimiento con suficiente potencial para ser económicamente viable, debe existir una sincronía entre los elementos y procesos del sistema petrolero.

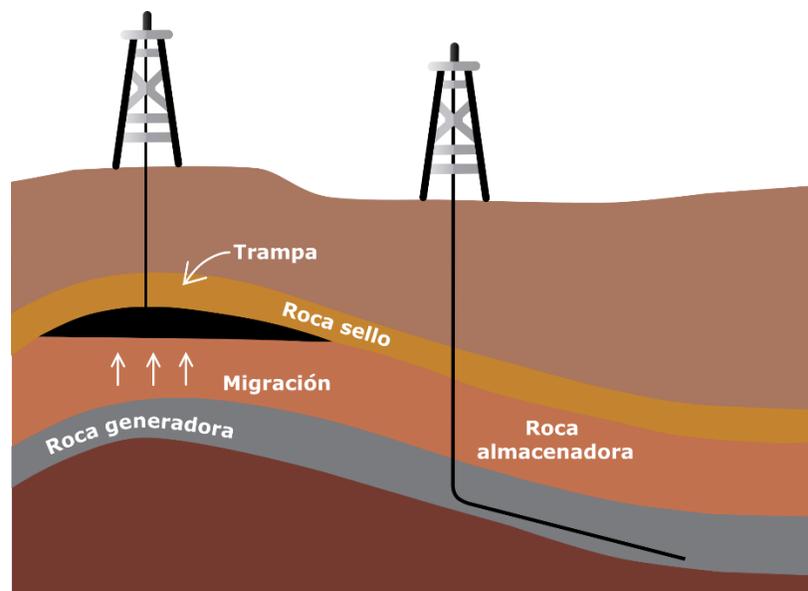


Figura 2.9. Modelo esquemático de los elementos básicos de un sistema petrolero: rocas generadoras, almacén y sello, así como procesos de migración de los hidrocarburos. Izquierda: yacimiento convencional, derecha: yacimiento no convencional (Modificada de Shale en Argentina, 2018).

Capítulo 3: Marco geológico

Como se ha abordado brevemente en el capítulo 1, el Sistema Extensional de Quetzalcóatl se encuentra enclavado en el occidente del Golfo de México, en un segmento de una cuenca de margen pasiva, y su formación está estrechamente vinculada con la evolución del Orógeno Mexicano, ubicado al este del territorio mexicano (Figura 1.1b). Por tal motivo, a continuación, se aborda el marco geológico, enfatizando los elementos geológico-tectónicos con más relevancia para el área de estudio.

3.1 Golfo de México

3.1.1 Evolución tectónica

La fragmentación y separación inicial de Pangea, en el área en la que hoy se encuentra el Golfo de México (GdM), está evidenciada tanto por la presencia de lechos rojos (o capas rojas) que fueron depositados en depresiones continentales cuya geometría estuvo controlada principalmente por los límites transformantes y dorsales dentro del GdM, como lo indican los estudios geofísicos regionales que muestran la distribución de antiguas fallas transformantes y dorsales (Figura 3.1; Nguyen y Mann, 2016), así como por fosas tectónicas (*grabens* o grábenes) estrechas con direcciones aproximadamente paralelas a la actual línea de costa (Figura 3.2a). La posición estratigráfica de los lechos rojos en el GdM meridional sugiere que su edad de depósito varía desde el Triásico Tardío hasta después del Calloviano, ya que se les han encontrado debajo y sobre la sal de edad Bajociano-Calloviano (Pindell et al., 2020), además de sus equivalentes laterales, probablemente asociadas al depósito contemporáneo de sal en la cuenca (Padilla y Sánchez, 2007).

Padilla y Sánchez (2007) propone que el proceso tectónico de separación de Pangea prevaleció hasta el final del Jurásico Medio, pero quizá alcanzó el inicio del Jurásico Tardío, época en la cual la sedimentación continental estuvo totalmente controlada por procesos tectónicos distensivos. El avance transgresivo de las aguas

del océano Pacífico hacia el oriente fue invadiendo el área del actual GdM para formar extensos cuerpos de aguas hipersalinas, con una circulación sumamente restringida, lo que favoreció el depósito de grandes volúmenes de evaporitas en la parte central del GdM (Hudec et al., 2013) (Figura 3.2b). Es muy probable que durante la etapa temprana del proceso de rifting, la corteza continental sólo haya estado sujeta a hundimientos lentos y ensanchamiento de los sistemas de grábenes que poco a poco fueron inundados por las aguas del océano Pacífico. La masa de sal mayor se depositó primero en la parte central del GdM, pero posteriormente a medida que la invasión por aguas marinas iba progresando, se desarrollaron en sus bordes plataformas muy amplias en donde la circulación de las aguas era muy restringida, y estaban limitadas hacia el mar por largas barras de oolitas, que se extendían por cientos de kilómetros cuadrados alrededor del GdM durante el Kimmeridgiano (Figura 3.1c).

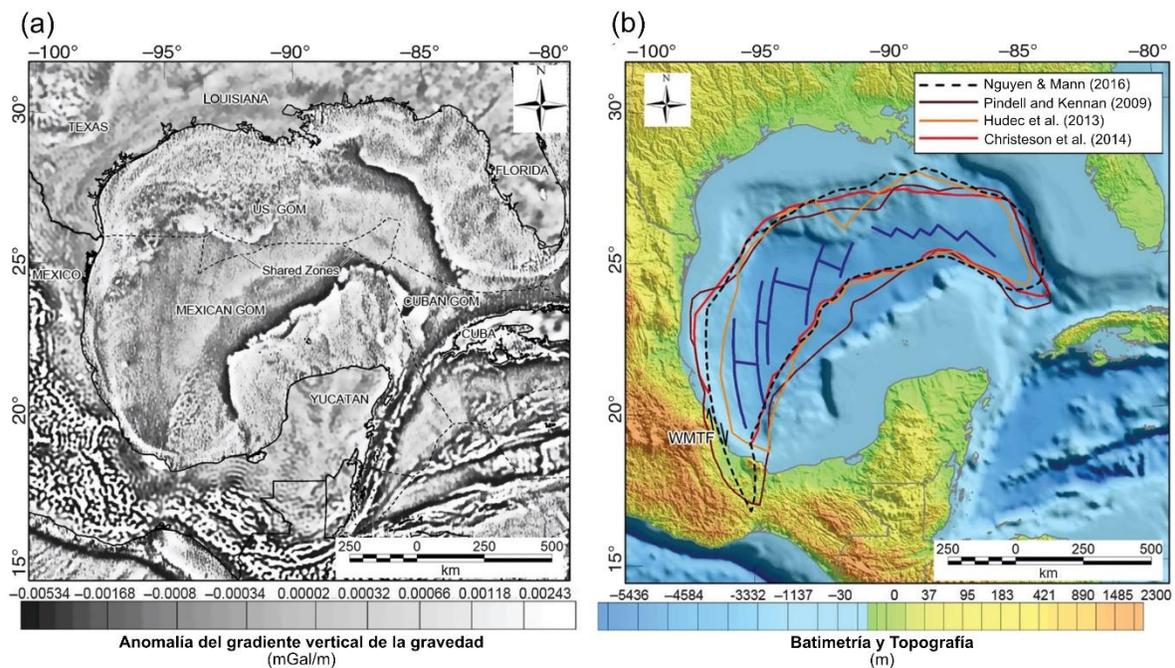
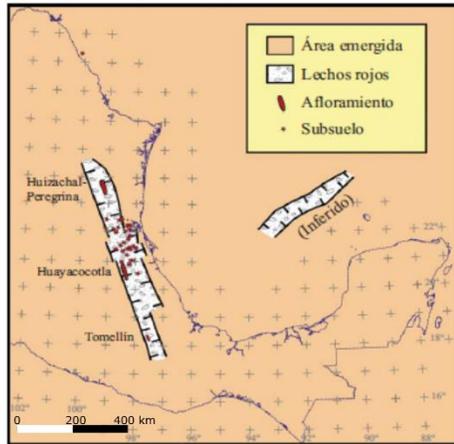
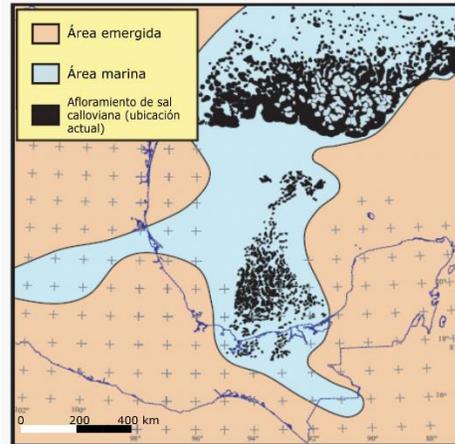


Figura 3.1. (a) Mapa de anomalía de gradiente vertical de la gravedad de Sandwell et al. (2014) en el Golfo de México, mostrando en escala de grises algunos rasgos importantes como las líneas en la corteza oceánica de antiguas fallas transformantes, zonas de fractura y dorsales, producto de la apertura del GdM. (b) Comparación de diferentes límites entre corteza oceánica y continental de distintas publicaciones, donde WMTF, significa “falla transformante principal al oeste”, por sus siglas en inglés. Ambas imágenes están modificadas de Nguyen & Mann (2016).

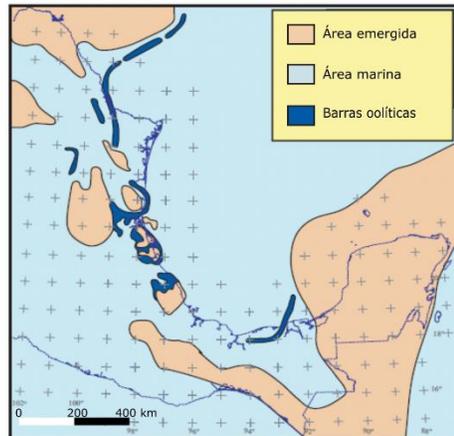
a) Triásico Tardío



b) Calloviano



c) Kimmeridgiano



d) Tithoniano

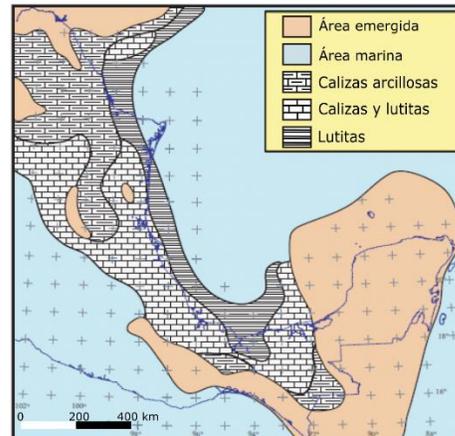


Figura 3.2. Estadios de la paleogeografía del Golfo de México del Triásico Tardío al Jurásico Tardío: a) Muestra de forma esquemática, la ubicación estimada de los *grabens*; b) en negro se muestra la distribución actual de la sal depositada durante el Calloviano; c) se indica que la actividad de la falla transformante Tamaulipas-Oaxaca ha cesado su movimiento lateral, el Macizo de Chiapas y el Bloque de Yucatán ocupan su posición actual; d) se observa el depósito de arcillas sobre plataformas someras (Modificado de Padilla y Sánchez, 2007).

Las condiciones tectónicas estables persistieron en la región durante el Cretácico Temprano, el área de las ya extensas plataformas seguía incrementando enormes volúmenes de carbonatos que fueron depositados sobre la mayor parte de México (Figura 3.2d). Podría decirse que las condiciones tectónicas de estabilidad del Jurásico Tardío se extendieron hasta el Cretácico Temprano, con la diferencia de que la proporción de lutitas con respecto a los carbonatos de inicios del Cretácico

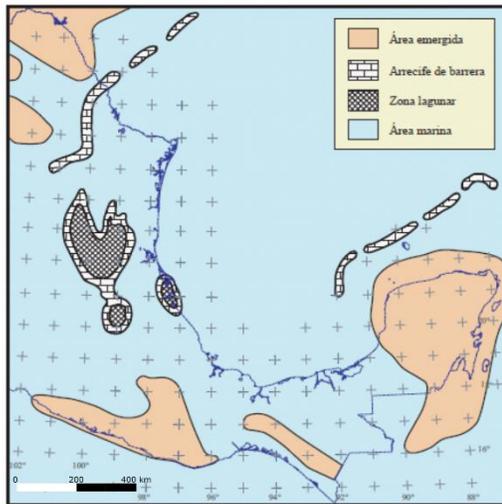
fueron disminuyendo progresivamente hasta casi desaparecer. Para el Barremiano (130-125 Ma) aumentó la velocidad de subsidencia de las plataformas que bordean el GdM, favoreciendo así el depósito de gruesos paquetes de carbonatos con menores cantidades de lutitas intercaladas y con espesores superiores a las 1,500 m, en promedio (Figura 3.3a). Durante el Albiano-Cenomaniano continuó la subsidencia general del GdM, a una velocidad aproximadamente constante en toda la cuenca, lo que permitió que se desarrollaran largas cadenas de arrecifes de barrera ubicados aproximadamente sobre los bordes de los altos de basamento (Figura 3.3b). Así, durante el Turoniano se marca otro cambio importante en los patrones de sedimentación del GdM, porque termina el predominio del depósito de carbonatos.

Para el final del Cretácico aumentó el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, debido a la formación del Orógeno Mexicano (Fitz-Díaz et al., 2018), mientras que en el occidente del GdM la subsidencia aumentó y se depositaron gruesos espesores de margas y lutitas (Figura 3.3c). Otro cambio importante en la evolución tectónica del GdM ocurre en el límite entre el Cretácico y el Paleógeno, cuando se ha postulado que, en la parte norte de la Península de Yucatán, en el área de Chicxulub, ocurrió un impacto de un cuerpo extraterrestre al que se considera responsable de una de las más grandes extinciones masivas de la historia de la Tierra (Schulte et al., 2010) (Figura 3.3d).

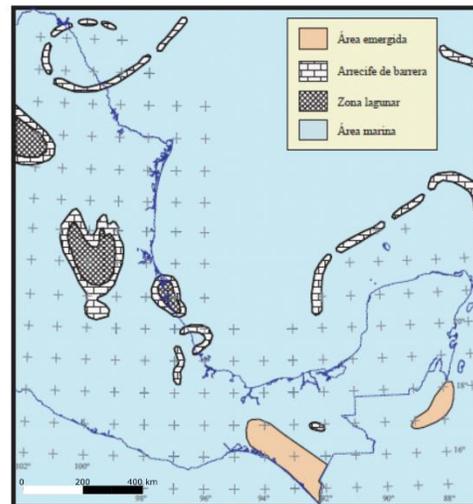
3.1.2 Paleogeografía y estratigrafía del margen occidental

A través del análisis de facies sísmicas y la interpretación de los ambientes deposicionales, Román-Ramos et al. (2004), han mapeado la evolución paleogeográfica del talud occidental de la cuenca del GdM. Esta evolución está controlada por el sistema progradante de plataforma-talud-cuenca que domina el área durante el Cenozoico. El mayor avance progradante del borde de plataforma ocurre en la zona sur; mientras que en el norte el avance es menor y en forma agradante para el Plioceno-Pleistoceno.

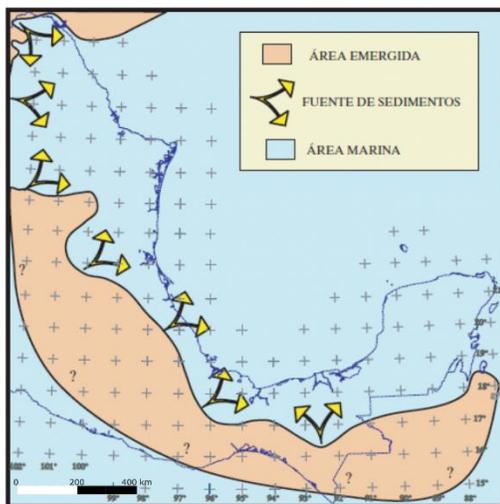
a) Cretácico Temprano



b) Albiano-Cenomaniano



c) Cretácico Tardío



d) Paleoceno Temprano

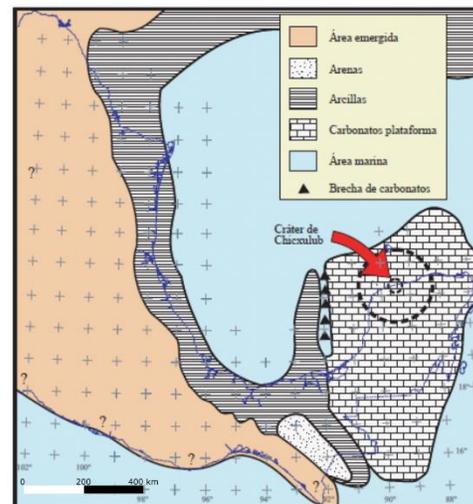


Figura 3.3. Estadios de la paleogeografía del Golfo de México del Cretácico Temprano al Paleoceno Temprano: a) el depósito de evaporitas continuó en extensas áreas de plataformas someras con circulación restringida; b) la sedimentación de clásticos prevaleció sobre los carbonatos hasta el Aptiano Tardío, tiempo en que los altos de basamento fueron sumergidos en el mar; c) el aporte de sedimentos provenientes del Occidente y del sur se incrementó y cambió definitivamente el patrón de depósito de carbonatos a clásticos. d) escenario del impacto de un meteorito en Chicxulub, posterior depósito de brecha de carbonatos de gran extensión y espesores, hasta 700 m (Modificado de Padilla y Sánchez, 2007).

Por su parte, la flexión litosférica producida por el Orógeno Mexicano representó un rápido hundimiento y deposición de turbiditas del Grupo Chicontepec en la cuenca *foredeep* (antefosa), desarrollada al oeste de la Faja de Oro (o *Golden*

Lane), mientras que la última, ubicada en las proximidades de la protuberancia delantera (*forebulge*), emergió y se erosionó parcialmente durante el Cretácico Tardío y Paleoceno. Durante mucho tiempo, la altura topográfica de la Faja de Oro representó una barrera eficiente, evitando que los clásticos originados por el levantamiento tectónico y la erosión de las estribaciones del orógeno llegaran a la llanura abisal profunda del Golfo de México en esa porción.

El Paleoceno está representado principalmente por sedimentos de ambientes turbidíticos batiales, conformados por areniscas de grano fino con intercalaciones de lutitas, las fuentes sedimentarias provienen del occidente y corresponden a los deltas de los ríos y cañones que aportaron sedimentos a la cuenca del Golfo de México en un sistema sedimentario de carácter turbidítico (Figura 3.4a) (CNH, 2015; Snedden & Galloway, 2019).

El Eoceno muestra un sistema de paleocañones y abanicos submarinos con dirección al este, a lo largo del margen occidental del GdM cerca de la plataforma de Tuxpan, que se convierte en un abanico de piso marino hacia el este (Figura 3.4b). Los sedimentos clásticos rellenaron la cuenca de antepaís del Orógeno Mexicano y evitaron la cuenca de antepaís en los bajos estructurales o fallas que existían entre el arco de Tamaulipas y la plataforma de Tuxpan (Rodríguez, 2011).

En el Oligoceno dominaron ambientes batiales a neríticos con un mayor aporte de arenas desde el oeste, depositándose en el talud y la cuenca. Asimismo, se encuentran intercalaciones de areniscas finas y limonitas en facies de lóbulos turbidíticos confinados en una matriz arcillosa (CNH, 2015). Se formó un mega deslizamiento en la plataforma del talud superior cerca de la plataforma de Tuxpan, además de un complejo de transporte de masa en el talud inferior a la cuenca profunda de esta región (Figura 3.4c) (Rodríguez, 2011; Snedden & Galloway, 2019)

Durante el Mioceno dominan ambientes batiales a neríticos con un mayor aporte de sedimentos desde el oeste depositándose en el talud y cuenca, y una disminución de sedimentos procedentes del noroeste. En el área de mini-cuencas, principalmente hacia el norte y sur del GdM, las facies están compuestas por limonitas delgadas con delgadas intercalaciones de areniscas finas en lóbulos

turbidíticos predominando una componente arcillosa (Figura 3.4d). La tectónica salina y arcillosa en la porción de mini-cuencas da lugar a la creación de paleogeografías negativas desarrollando diversas cuencas interdiapíricas por el desalojo de sal o arcilla (CNH, 2015).

El mayor avance progradante del borde de plataforma ocurre en la zona sur, mientras que en el norte el avance es menor y en forma agradante para el Plioceno-Pleistoceno (Salomón-Mora et al, 2004). En el sector norte se formó un sistema costero fangoso, mientras que en el sector centro-sur se desarrolló un sistema de planicie arenosa (Figura 3.4e) (Snedden & Galloway, 2019).

3.2 Sistema Extensional Quetzalcóatl

3.2.1 Estratigrafía y estratigrafía sísmica

Vázquez-Meneses (2005), a partir de información de pozos e interpretación de secciones sísmicas de la zona centro-sur del SEQ otorgadas por PEMEX Exploración y Producción (<https://www.pemex.com/nuestro-negocio/pep/Paginas/default.aspx>) y el Instituto Mexicano del Petróleo (<https://www.gob.mx/imp>), identificó cinco mega secuencias tectono-estratigráficas, que a continuación se desglosan:

Basamento cristalino

Compuesto por unidades ígneas y metamórficas del Permo-Triásico. La estructura consiste en una corteza continental extendida en porción oeste, que pasa a una corteza transicional en el sector central y a una corteza oceánica hacia el este, propia del desarrollo de la apertura del Golfo de México (Figuras 3.1 y 3.5). Generalmente, el basamento está caracterizado por reflectores internos caóticos (Salomón-Mora, 2013) tanto dentro de la corteza continental, claramente extendida en el oeste, como en la corteza oceánica en el este (Figura 3.6).

Depósitos sin-rift

Consiste en sedimentos terrígenos del Jurásico Medio-Tardío que rellenaron los medios grabens que se encuentran dentro del basamento. Estas estructuras extensionales contienen clásticos continentales y carbonatos de aguas someras hacia la cima (Figura 3.5).

El Jurásico Tardío es caracterizado por clásticos de grano fino y el desarrollo inicial de plataformas carbonatadas. Sísmicamente, está representado un grupo de reflectores discontinuos caóticos de amplitud variable formando grabens y medios-grabens (Figura 3.6) (Salomón-Mora,2013).

Depósitos post-rift

Las secuencias posteriores al rift del Jurásico Tardío y Cretácico Temprano son plataformas de carbonato de aguas someras en el oeste y con carbonatos de aguas profundas en el este. En particular, la plataforma de Tuxpan muestra un desarrollo significativo de facies de carbonatos desde el Cretácico Temprano hasta el inicio del Cretácico Tardío (Cenomaniano) (Figura 3.5).

Hacia la cuenca en aguas profundas, la sección Jurásica consiste principalmente de reflectores discontinuos, paralelos a subparalelos y de amplitud baja a moderada (Salomón-Mora, 2013). Estos reflectores son interpretados para representar calizas marinas profundas, calizas arcillosas ricas en materia orgánica, margas y lutitas (Figura 3.6).

La cima del Cretácico Inferior es reconocida como un prominente reflector de alta amplitud y probablemente indica un cambio litológico importante de clásticos terrígenos de grano fino en aguas profundas en la parte superior a carbonatos predominantemente de aguas profundas en la parte inferior (Figura 3.5 y 3.6). El Cretácico Inferior está conformado por calizas fracturadas e intercalaciones de lodolitas, calizas arcillosas con nódulos de pedernal, así como calizas arcillosas intercaladas con lodolitas con un importante contenido de materia orgánica. El Cretácico Superior es una sucesión completa de margas, calizas arcillosas con

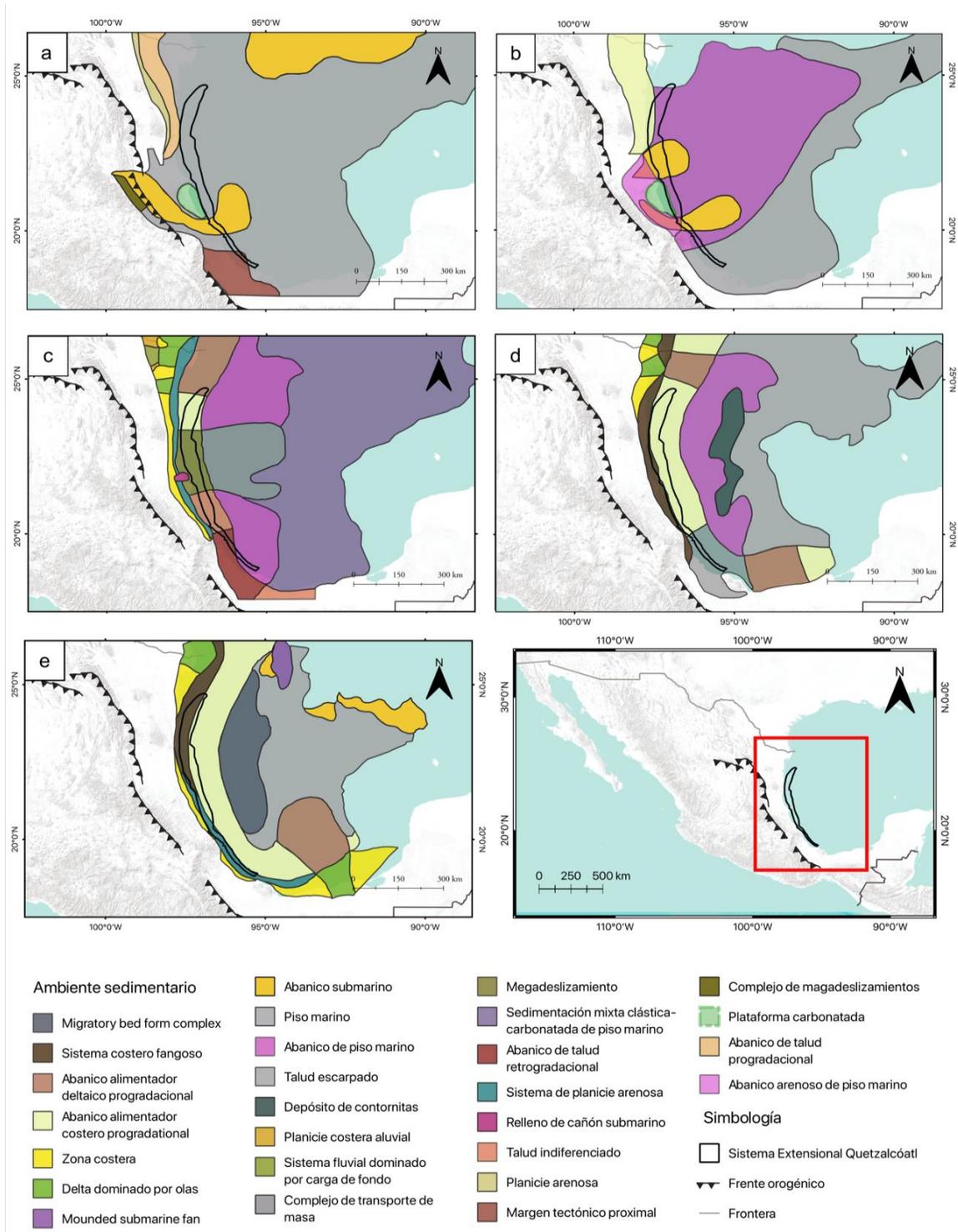


Figura 3.4. Paleogeografías y ambientes sedimentarios de la porción occidental del GdM y que cruzan el SEQ. (a) Paleoceno, inicio de aporte de sedimentos terrígenos como consecuencia del levantamiento y erosión de la Sierra Madre Oriental. (b) Eoceno, dominado por abanicos submarinos. (c) Oligoceno, dominio de abanicos submarinos y formación del complejo de megadeslizamientos. (d) Mioceno, dominado por un abanico alimentador costero progradacional y un sistema costero fangoso. (e) Pleistoceno mayor avance progradacional (Modificada de Snedden & Galloway, 2019).

intercalaciones de horizontes delgados de bentonita (Figura 3.6) (Salomón-Mora, 2013).

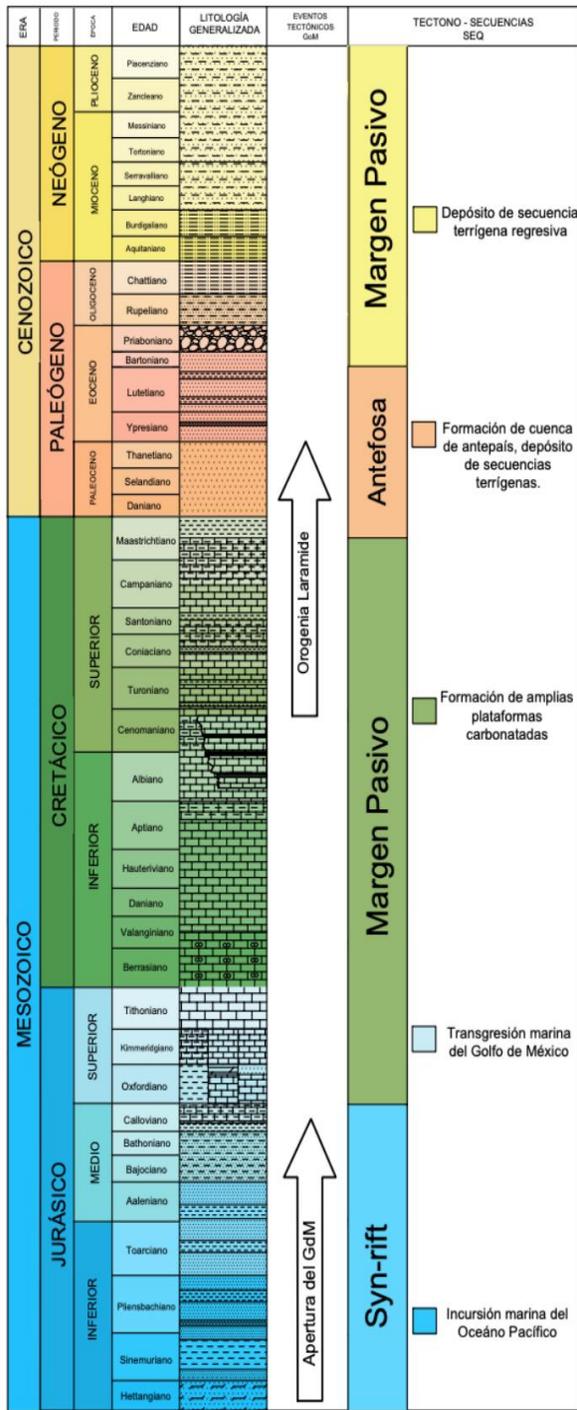
Terraza continental y cuña clástica

Se conforma de secuencias de cuñas clásticas del Cretácico Tardío-Oligoceno derivadas del interior elevado formado durante el desarrollo del Orógeno Mexicano. Durante este periodo incrementó el depósito de sedimentos clásticos en la cuenca hacia el oeste. Esta fuente occidental dominante fue relacionada con el levantamiento del Orógeno Mexicano en el oeste (Fitz-Díaz et al., 2018). Reflectores de amplitud alta, continuos e irregulares a lo largo de las secciones sísmicas definen la cima de la mayoría de las unidades en esta mega secuencia (Figura 3.6) (Salomón-Mora 2013).

Asimismo, durante el Cenozoico, la estratigrafía de la región estuvo fuertemente influenciada por la afluencia significativa de sedimentos clásticos debido a la exhumación y erosión de los bloques levantados durante el periodo del Orógeno Mexicano, principalmente durante el Paleoceno y Eoceno. La subsidencia de la parte central de la cuenca continuó durante el Cenozoico como un proceso de flexura litosférica resultado de la carga litostática. Por último, se comenzaron a acumular secuencias sedimentarias densas en los taludes continentales, y la terraza continental avanzó hacia la cuenca.

La secuencia Mioceno-Plioceno producto de la tectónica gravitacional neógena

En el Neógeno- Reciente se depositaron secuencias gruesas de clásticos terrígenos en depocentros formados por fallas de crecimiento lístricas regionales y contrarregionales (i.e., sintéticas y antitéticas, respectivamente) en la ladera superior. Estas fallas normales con ángulos entre 60° hasta sub-horizontales, producto de la energía potencial gravitacional y una serie de horizontes de arcillas sobrepresurizadas, acomodo grandes espesores de sedimentos (> 4,000 m). En las aguas profundas *offshore* se formaron anticlinales de crecimiento controlado por el empuje y acomodo de estas nuevas cuencas sin-tectónicas, lo que se conoce como las Cordilleras Mexicanas.



Sistema Extensional Quetzalcóatl



Litología



Figura 3.5. Columna lito-cronoestratigráfica generalizada de las unidades que contiene el Sistema Extensional Quetzalcóatl. Además, se muestran las cuatro tectonosecuencias que controlaron el tipo y las condiciones de sedimentación, propuestas por PEMEX (2013).

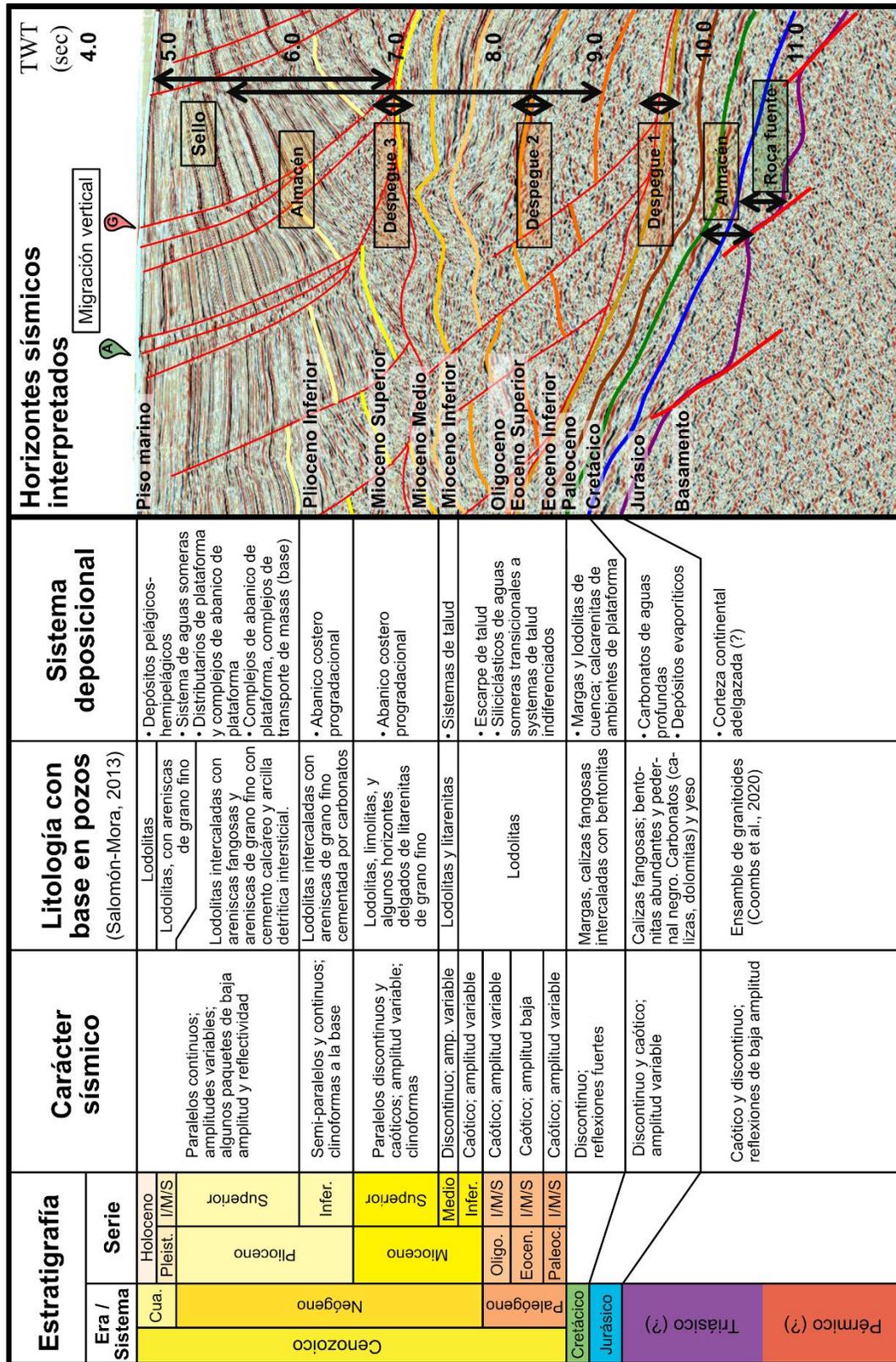


Figura 3.6. Estratigrafía sísmica de la provincia extensional, occidente del GdM (modificada de Salomón-Mora, 2013).

3.2.2 Estilo estructural

Salomón-Mora et al (2004) proponen que el SEQ se localiza principalmente en el área de la plataforma y talud continental superior, se caracteriza por un sistema de fallas normales de crecimiento asociadas a una tectónica de deslizamiento gravitacional hacia el centro de la cuenca del GdM. Esta provincia comprende tres zonas con diferencias estructurales y se describen a continuación de Norte a Sur:

Sistema de bloques inclinados (porción norte)

Esta es el área más complicada porque se conforma de un sistema de fallas normales que actúan sobre un nivel de despegue basal asociado al talud del alto de basamento que durante el Cretácico desarrolló la plataforma carbonatada de Tuxpan. La presencia de este alto condiciona la formación de fallas planares de desplazamiento mínimo donde la extensión total se debe principalmente a la rotación de las fallas e inclinación de los bloques, en una deformación tipo dominó. Las fallas más jóvenes se encuentran hacia el centro de la cuenca y las fallas contra regionales están presentes en la zona externa u oriental del área.

El desarrollo principal de este sistema inicia en el Mioceno Temprano sobre la Plataforma de Tuxpan y, durante el Mioceno Tardío, el depocentro cenozoico migra hacia el oriente de la plataforma, avanzando hacia el centro de la cuenca y provocando la subsidencia regional de los depósitos sedimentarios del Plioceno-Pleistoceno.

Sistema de fallas lístricas/ fallas antitéticas (porción central)

Esta zona se caracteriza por un conjunto de fallas normales lístricas profundas, que evoluciona con el desarrollo de las fallas más jóvenes hacia el centro de la cuenca del GdM. La falla más reciente (Plioceno Temprano) al oriente, y su componente antitética, limitan una mini-cuenca rellena por sedimentos del Plioceno-Pleistoceno. El desplazamiento relativo vertical en las fallas lístricas y antitéticas en esta región es importante, el grado que se invierte el echado regional del bloque de desplazamiento (i.e., bloque de techo), forma una estructura anticlinal por arrastre inverso contra las fallas (i.e., pliegue *roll-over*). El flanco del anticlinal hacia la falla contrarregional muestra en ocasiones mayor desplazamiento y desarrollo de los estratos de crecimiento que hacia la falla lístrica

principal. La estructura anticlinal desarrollada muestra fallas secundarias que conforman bloques menores dentro del graben, esto es, fallas de liberación o alivio (i.e., *release faults*).

Sistema de fallas lístricas (porción sur)

Este sistema de medio graben se compone de una falla lístrica principal cuyo desplazamiento forma una estructura de tipo *rollover*. La falla lístricas tiene, por lo general, un desplazamiento mínimo, respecto al que se presenta en los otros dos sistemas.

El movimiento tectónico extensional inicia al inicio del Mioceno Tardío por lo que los depósitos durante el final del Mioceno Tardío al Reciente representan los estratos de crecimiento caracterizados por un aumento de espesor hacia la falla lístrica y un adelgazamiento hacia la cresta de la estructura.

Capítulo 4: Resultados

4.1 Modelos de la restauración secuencial.

Los modelos de restauración secuencial se realizaron en un segmento del Sistema Extensional de Quetzalcóatl, en las secciones sísmicas norte (A-A') y sur (B-B'), ubicadas al este de Ciudad Victoria, Tamaulipas y noreste de Poza Rica, Veracruz, respectivamente (Figura 1.1). Las restauraciones secuenciales, se realizaron con base en la reinterpretación óptima de las secciones sísmicas publicadas por la CNH en 2015, como se menciona en la metodología. Dentro de las unidades sedimentarias se señalan los niveles de despegue, somero y profundo para el caso de la sección norte, y profundo para el caso de la sección sur. Además, se numeran las fallas sintéticas (S_n) y antitéticas (A_n) de escala sísmica, en orden de aparición dentro de la restauración, indicando para cada época en rojo y negro si éstas se encontraban activas o inactivas, respectivamente.

4.1.1 Sección norte (A-A').

La sección norte (A-A'), localizada al este de Ciudad Victoria (Figura 1.1), presenta una zona de extensión con dos niveles de despegue: uno profundo, en la cima del Eoceno Superior; y otro somero, en la cima del Mioceno Superior (Figuras 4.1 y 4.2). La longitud de la zona de extensión que acomodan las capas de despegue profunda y somera son de ~90.6 y ~44.4 km, respectivamente. La actividad de las fallas normales es relativamente constante y se manifiesta a partir del Oligoceno Superior y Mioceno Inferior, hasta el Pleistoceno, con una duración cercana a los 23 Ma. En esta sección la proporción de fallas normales sintéticas y antitéticas es de 16:1. A diferencia de la sección sur, esta restauración muestra una región de cabalgaduras ($n = 7$), que alcanzan una zona de afectación por acortamiento de ~22.2 km, misma que se encuentra sobre el nivel somero de despegue, perturbando el este de la sección en las unidades del Plioceno (Figura 4.2).

La restauración secuencial inicia en la unidad basal del Paleoceno (Figura 4.1), acorde al objetivo de este trabajo. Durante el Paleoceno–Oligoceno Superior, previo al deslizamiento y esparcimiento gravitacional, se aprecia una sedimentación relativamente constante, con acuñamiento de las unidades hacia la plataforma al oeste de la sección (Figuras 4.1). Dentro de estos paquetes sedimentarios, sólo la unidad del Eoceno Inferior muestra una disminución en el aporte sedimentario, concentrándose en la porción oriental.

Posteriormente, la tasa de sedimentación incrementa en el Eoceno Superior y el depósito de terrígenos se encuentra principalmente en el centro y este de la cuenca (Figura 4.1). Para el Oligoceno Inferior comienzan a depositarse materiales clásticos sobre la plataforma, se genera una unidad de espesor variable a lo largo de la sección, con un grosor mayor en el centro, al este de la cuenca. Durante el Oligoceno Superior se forman las primeras fallas sintéticas (S_1 – S_4), simultáneamente, se desarrolla la primera zona de despegue sobre el Eoceno Superior (Figura 4.1). El incremento en la tasa de sedimentación, así como el peso diferencial de las unidades da inicio al desplazamiento de éstas hacia la cuenca del Golfo de México. Durante en el Mioceno Inferior el aumento de la tasa de sedimentación es mayor, lo que resulta en una mayor tasa de desplazamiento de las unidades. En este periodo se forman 3 nuevas fallas sintéticas (S_5 – S_7) al occidente de la cuenca (Figura 4.2). En el Mioceno Superior, se concentra la mayor acumulación de sedimentos generando un importante acomodo de la extensión entre las fallas S_2 y S_9 , siendo la falla S_2 aquella que presenta mayor desplazamiento. El aumento de la velocidad de desplazamiento de las unidades propicia la formación de un pliegue de tipo *rollover* en el oriente de la sección, produciéndose una generación de fallas sintéticas y la única falla antitética (A_1), ésta última en conjunto con las fallas S_3 y S_4 forman un graben de colapso de cresta (Figura 4.2).

La segunda zona de despegue se genera durante el Plioceno, sobre el Mioceno Superior, en el que disminuye ligeramente la tasa de sedimentación, el espesor es constante en el centro y oriente de la cuenca, las fallas involucradas con en el pliegue *rollover* se inactivan, y se desarrolla un nuevo grupo de fallas lítricas (S_{11} – S_{15}) que siguen acomodando extensión en la parte somera de la cuenca. Finalmente, en el Pleistoceno, se forma la última falla sintética (S_{16}), y ambas zonas de despegue siguen acomodando desplazamiento. La zona de despegue profunda desplaza la estructura anticlinal de *rollover* con su cresta colapsada a través de las fallas S_2 , S_{14} , y S_{11} ; mientras que, la zona de despegue somera desplaza las unidades del Plioceno–Pleistoceno, generando una región de cabalgaduras (Figura 4.2).

4.1.2 Sección sur (B-B').

La sección sur (B-B'), localizada al noreste de la ciudad de Poza Rica (Figura 1.1), es una zona de extensión con un nivel de despegue profundo en la cima del Eoceno Inferior

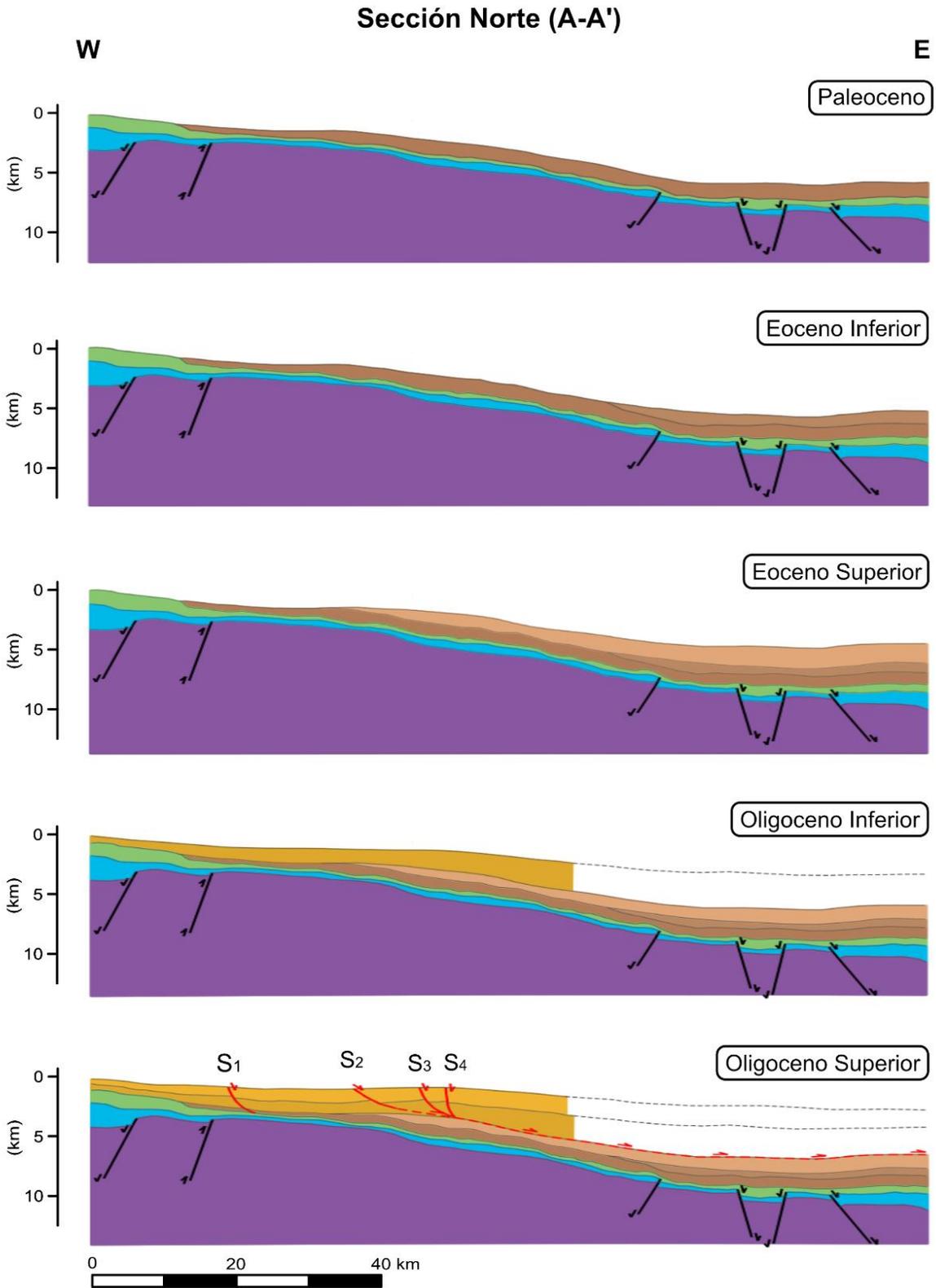


Figura 4.1. Restauración secuencial de la Sección Norte, A-A' (ver ubicación en las figuras 1.1 y 1.2), del Paleoceno al Oligoceno Superior. La leyenda es la misma que la figura 4.2, 4.4 y 4.8. Abreviaciones: S, fallas sintéticas; A, fallas antitéticas.

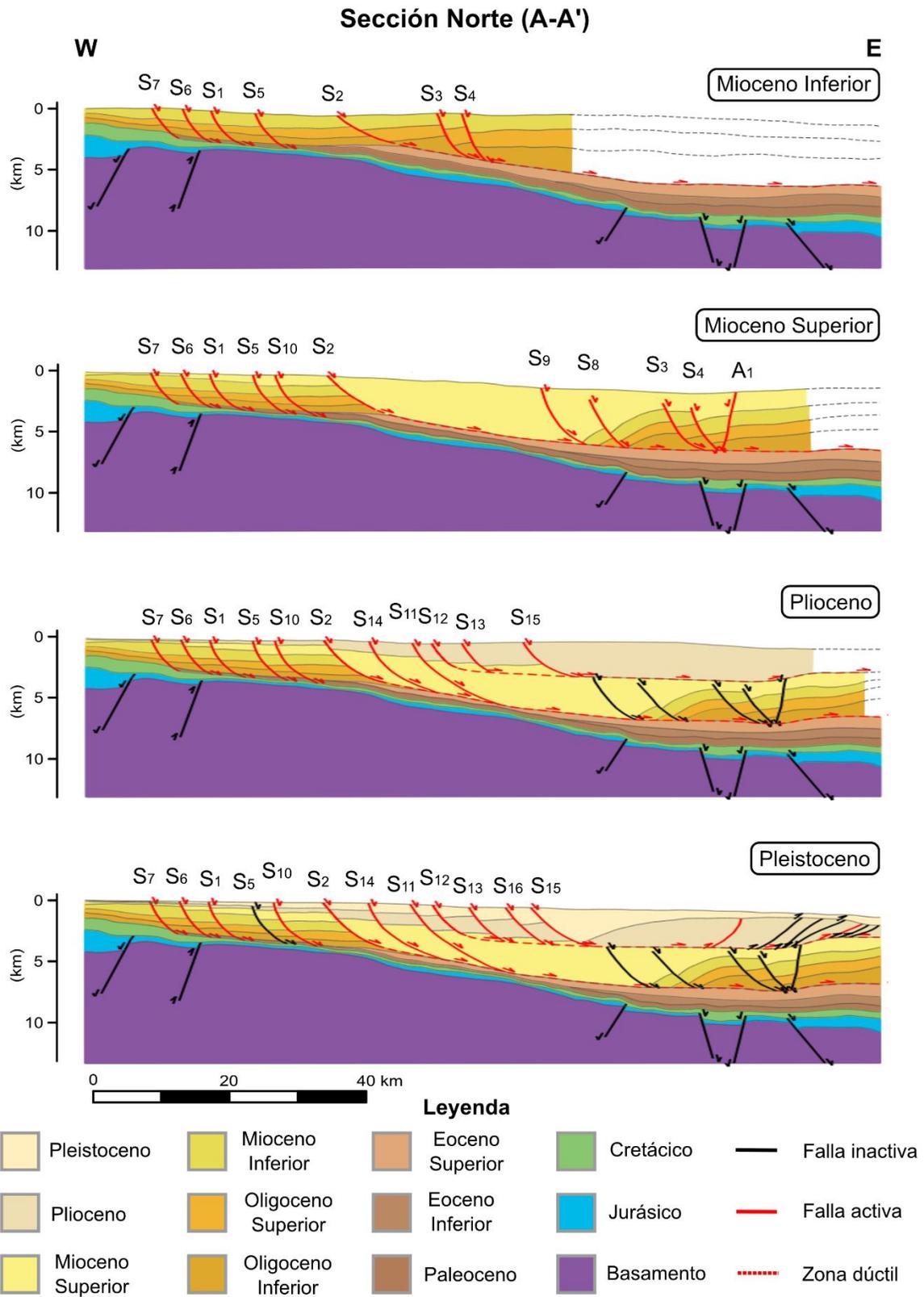


Figura 4.2. Restauración secuencial de la sección norte, A-A', del Mioceno Inferior al Pleistoceno.

donde la capa de despegue muestra actividad desde el Oligoceno Inferior y Superior, y hasta el Pleistoceno-Reciente, esto es, cerca de 25 Ma. La longitud de la zona afectada por la extensión alcanza hasta ~34.3 km. La relación de fallas sintéticas y antitéticas en esta porción del SEQ es de 1.5:1. A diferencia de la sección norte (B-B'), esta sección no presenta zonas de contracción y de manera incipiente se presenta un plegamiento tipo *rollover*, teniendo un remarcable papel en el acomodo de la deformación por medio de las fallas antitéticas (Figura 4.4).

El Paleoceno es el punto de partida de esta restauración, en el que se observa una tasa de sedimentación baja, así como la presencia de una alta estructural de las unidades del Cretácico hacia el este de la sección, formando una barrera hacia la cuenca profunda (Figura 4.3). Esta barrera no parece colmatarse sino hasta el Mioceno Superior, también debido a que la zona de despegue en la cima del Eoceno Inferior sirve como un acomodador de los sedimentos hacia la cuenca profunda a partir del Oligoceno Inferior-Superior. Las unidades posteriores, del Eoceno Inferior y Superior, muestran un espesor constante de la parte central y hacia oriente de la sección, sugiriendo un incremento progresivo de la tasa de sedimentación sin deformación aparente (Figura 4.3). También, durante el Oligoceno Inferior disminuye considerablemente la tasa de sedimentación, formando un paquete de ~410 m de espesor en promedio, y convirtiéndose en la unidad más delgada de la cuenca. Entre el Oligoceno Superior y Mioceno Inferior se da un gran desplazamiento de ~13.1 km a través de la zona de despegue, cerca del 54.5% del desplazamiento total de las unidades del Eoceno Superior-Oligoceno Superior, como se verá más adelante, acomodando un importante espesor de sedimentos en el SEQ para el Mioceno (Figura 4.4 y 4.3).

La etapa de deformación predominante para la sección norte (B-B') ocurrió durante el Mioceno debido a un incremento en la tasa de sedimentación, provocando una mayor carga litostática y como consecuencia, un aumento en la velocidad de desplazamiento, de ~0.43 km/Ma para el Eoceno Superior al Oligoceno Superior, a ~0.79 km/Ma en el Mioceno. Además, este periodo se caracteriza por la formación de un gran número de las fallas sintéticas (S₁-S₇), así como la incipiente generación de una estructura de tipo *rollover* en la parte occidental de la cuenca, cercano a la falla principal S₁ (Figura 4.4). Por otro lado, se registran las primeras fallas antitéticas (A₁-A₃), desde la parte externa hacia

el centro del SEQ. Durante el Plioceno hay una disminución del aporte de sedimentos a la cuenca, disminuyendo la tasa de desplazamiento en la porción occidental de la sección. La parte central de la sección muestra un basculamiento a partir de la falla S₇, dando lugar a un segundo bloque de deformación, así como la formación de la falla A₄ y un leve abultamiento entre ésta y la falla S₄ (Figura 4.4). La formación de este depocentro entre S₃ y S₄, así como A₄, da origen a otro pulso de extensión de la cuenca debido al empuje de los sedimentos de las unidades previamente depositadas. Por último, en el Pleistoceno-Reciente, se forman las fallas de relajamiento A₅ y A₆ (Figura 4.4).

4.2 Análisis geológico estructural.

El análisis estructural realizado para las secciones norte y sur del SEQ, implica el estudio de los patrones de la geometría, el número de fallas, así como su temporalidad. La geometría considerada para este análisis se toma del estadio actual de las secciones (i.e., Pleistoceno-Reciente), y éstas son: el tiro (T), el tiro acumulado (Ti), el índice de expansión (IE), así como su profundidad con respecto al piso marino.

4.2.1 Índice de expansión y tiro de las fallas.

El índice de expansión y el tiro de las fallas, como se menciona en el trabajo de Nicol et al. (2020), permite identificar aquellas etapas de mayor extensión de una cuenca, esto reflejado por un mayor desplazamiento de las fallas normales y el acomodo de sedimentos dentro del bloque de techo. Para fines de este trabajo, el análisis de las fallas se aplica únicamente a las fallas normales, descartando las fallas inversas, mismas que están presentes en zona de en la sección norte (A-A').

Sección norte (A-A')

La sección norte (A-A') muestra 16 fallas normales, 15 sintéticas y una antitética, de las cuales se analizaron catorce: 13 sintéticas y una antitética. Las fallas que no se encuentran dentro del análisis no contienen información suficiente para su estudio. Como se observa en la figura 4.5, se tomó en consideración los resultados de las 14 fallas analizadas, el tiro acumulado se encuentra en un rango entre los 500 y 1,800 m. Los mayores desplazamientos se observan en las fallas S₄ de 1,800 m, S₅ de 1,248 m y A₁ de 1,206 m. Los valores del índice de expansión varían entre 0.2 y 3, siendo 3 el valor máximo en las fallas sintéticas y 1.88 en la falla antitética (A₁), en ambos casos para el Mioceno

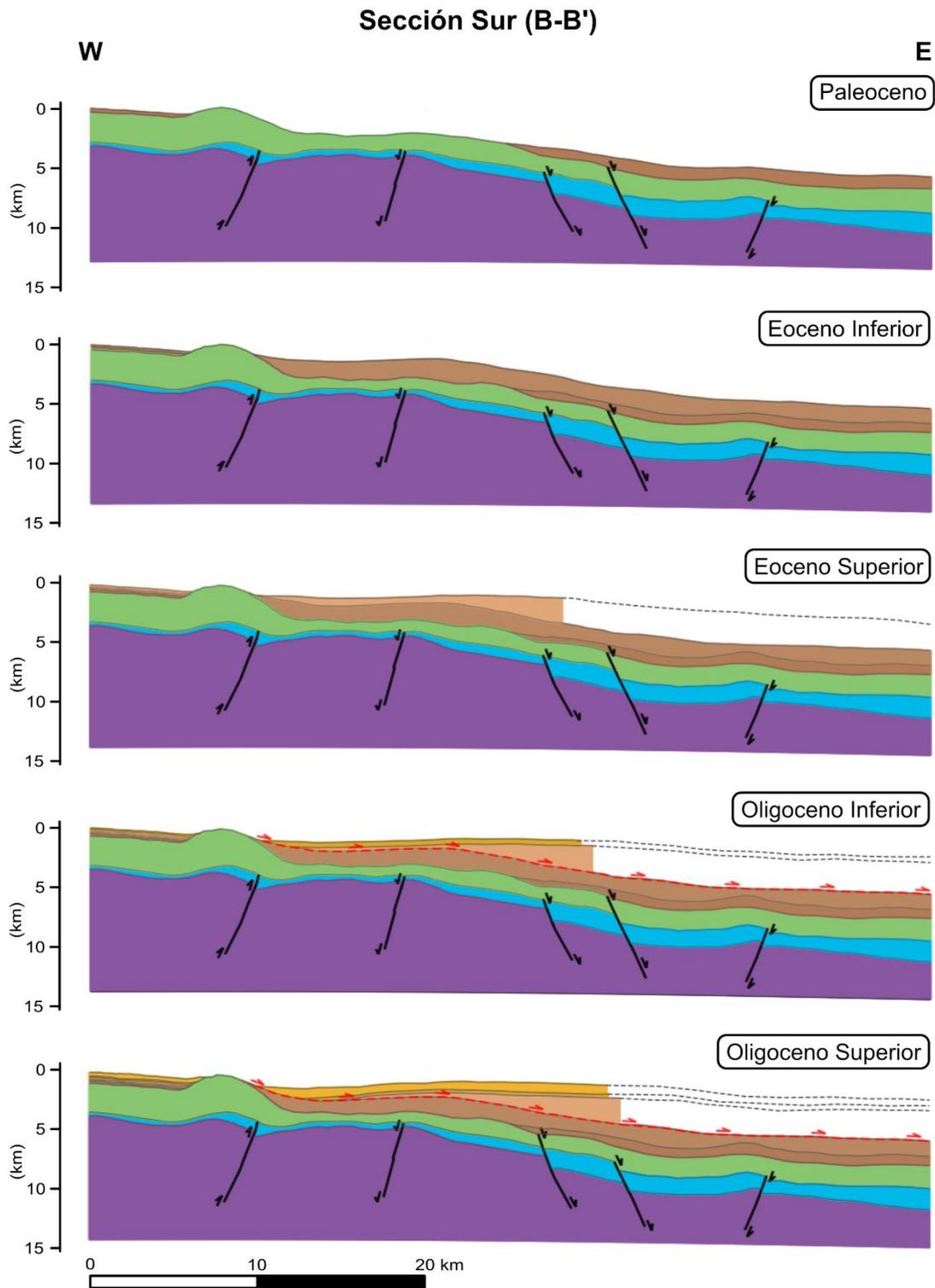


Figura 4.3. Restauración secuencial de la Sección Sur, B-B' (ver ubicación en las figuras 1.1 y 1.2), del Paleoceno al Oligoceno Superior. La leyenda es la misma que la figura 4.2 y 4.4.

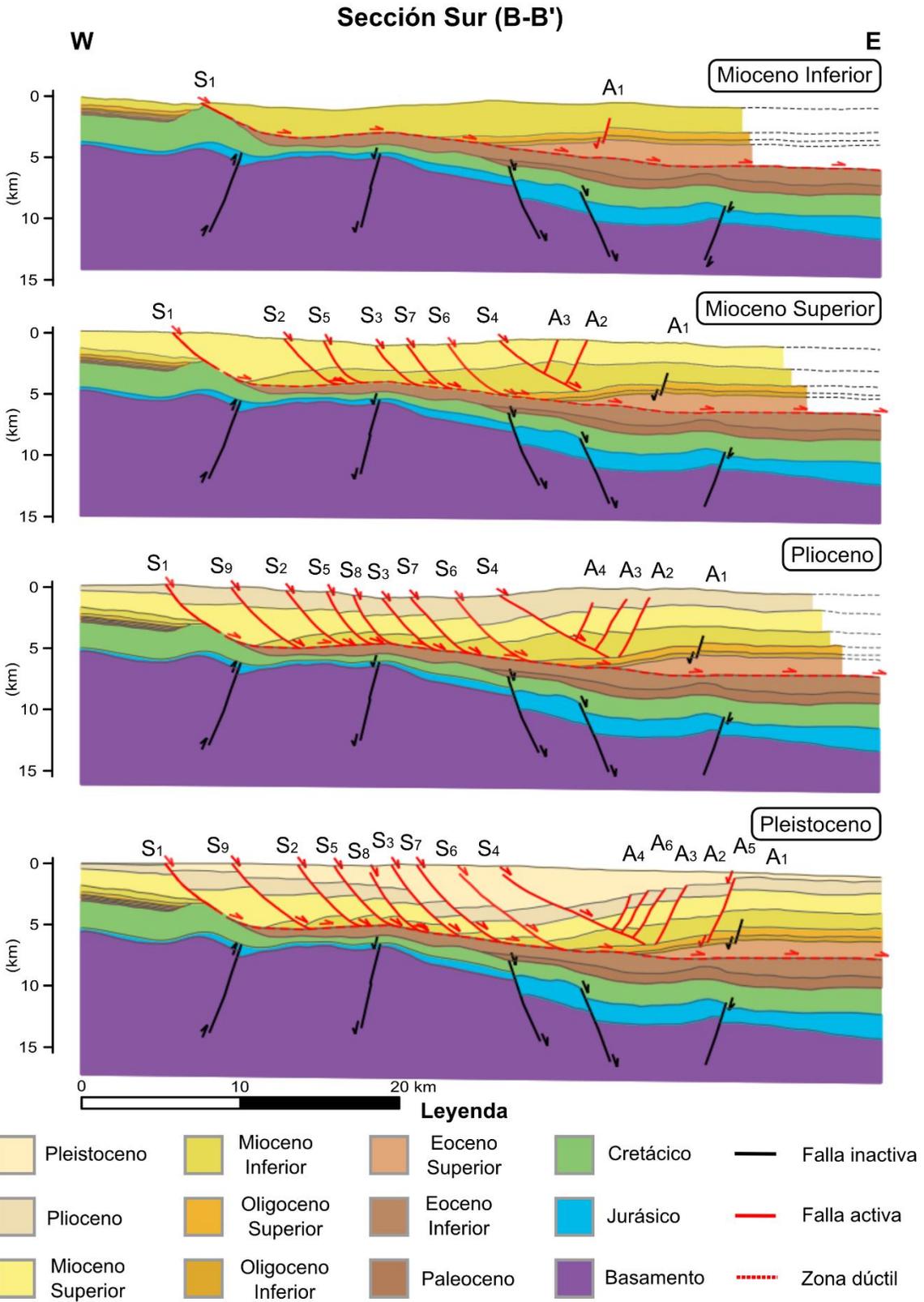


Figura 4.4. Restauración secuencial de la sección norte, A-A', del Mioceno Inferior al Pleistoceno.

Superior. El índice de expansión menor a 1.0, en la mayoría de las fallas se observa durante el Oligoceno, indicando un periodo de menor actividad en la sedimentación y/o compactación de las unidades estudiadas (Figura 4.5).

En la figura 4.6a, se observa la gráfica del tiro vs. índice de expansión (T-IE), la distribución de las fallas se encuentra concentrada en la parte central entre los 60 y 735 m de tiro, y 0.4 a 3 en IE. La distribución de las fallas en la gráfica de tiro acumulado vs. índice de expansión (T-IE) es similar, los valores se encuentran entre los 70 y 1750 m de tiro acumulado y de 0.45 a 3 de IE (Figura 4.6b). En ambos casos no se observa una relación en la temporalidad de las fallas. Esta gráfica nos permite resaltar dos aspectos geométricos de la extensión en el SEQ. Por un lado, es evidente una tendencia entre el IE y el T, en el que, a mayor IE menor es el T. En principio, esto nos hablaría de una relación directa entre la sedimentación y el desplazamiento de las fallas, en otras palabras, que la extensión está supeditada por la carga sedimentaria. Por otro lado, que fallas como la S₂ presentan un IE de 3 y una relación de tiro no proporcional, probablemente se deba a una aberración en el análisis geométrico de la curvatura de la falla lítrica, esto es, que la obtención del IE está bien diseñado para fallas “planares” y no para las “curvas o cóncavas”.

La gráfica de la figura 4.6b, tiro acumulado vs. índice de expansión (Ti-IE), una tendencia similar muestra el gráfico de la figura 4.6a, una tendencia entre el Ti y el IE, como se observa arriba. Sin embargo, se puede resaltar que fallas como la S₅ y S₁₀ acumulan grandes desplazamientos, que en algunos casos supera los 3,200 m; estas fallas cortan las unidades del Paleoceno–Oligoceno, esto es, unidades no necesariamente de carácter sin-extensional.

Sección sur (B-B')

En la sección sur (B-B') se analizaron 15 fallas normales, de las cuales 9 son sintéticas y 6 son antitéticas. El tiro acumulado se encuentra en un rango entre los 500 m y los 4,300 m, con un promedio de 1,800m, los mayores desplazamientos se registran en las fallas S₁ con 3,393 m y la falla A₆ con 4,254 m (Figura 4.7). Los valores del IE están entre 0.3 y 4.7, en donde el valor máximo de las fallas sintéticas es de 4.7, para el Pleistoceno en la falla S₁, y el valor máximo de las fallas antitéticas se encuentra en la falla A₅ con 2.9 para el

Sección norte

Ti (m)

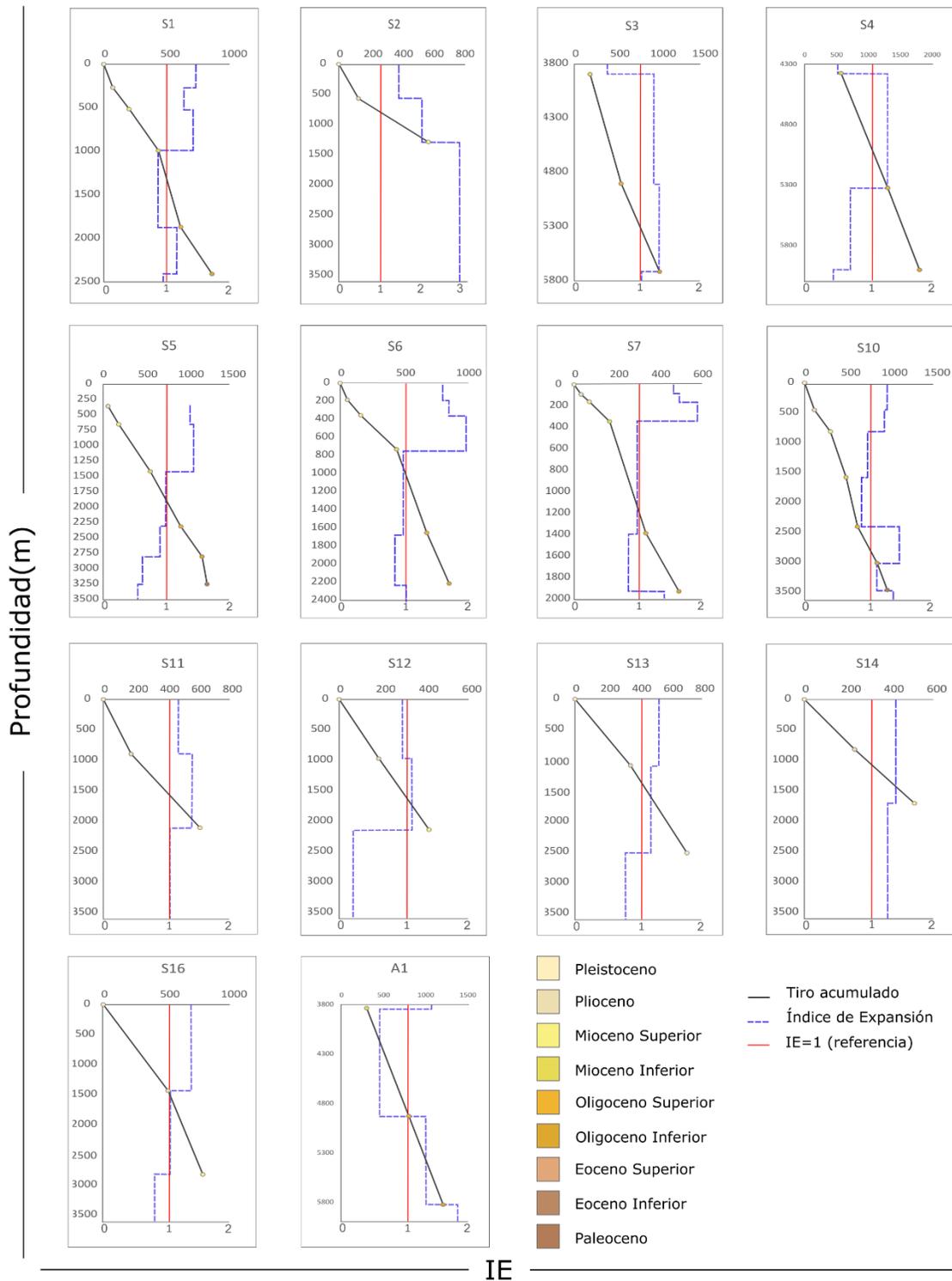


Figura 4.5. Perfiles de Índice de Expansión (IE) vs. profundidad, y Tiro acumulado (Ti) vs. profundidad de 14 fallas normales de las 17 que se encuentran en la sección norte (A-A').

Pleistoceno. Los mayores desplazamientos con un IE mayor a 1.5, se focalizan en el Pleistoceno en las fallas S₁, S₃, S₉ y A₅, y en el Mioceno Inferior en las fallas S₆, S₇ y S₉.

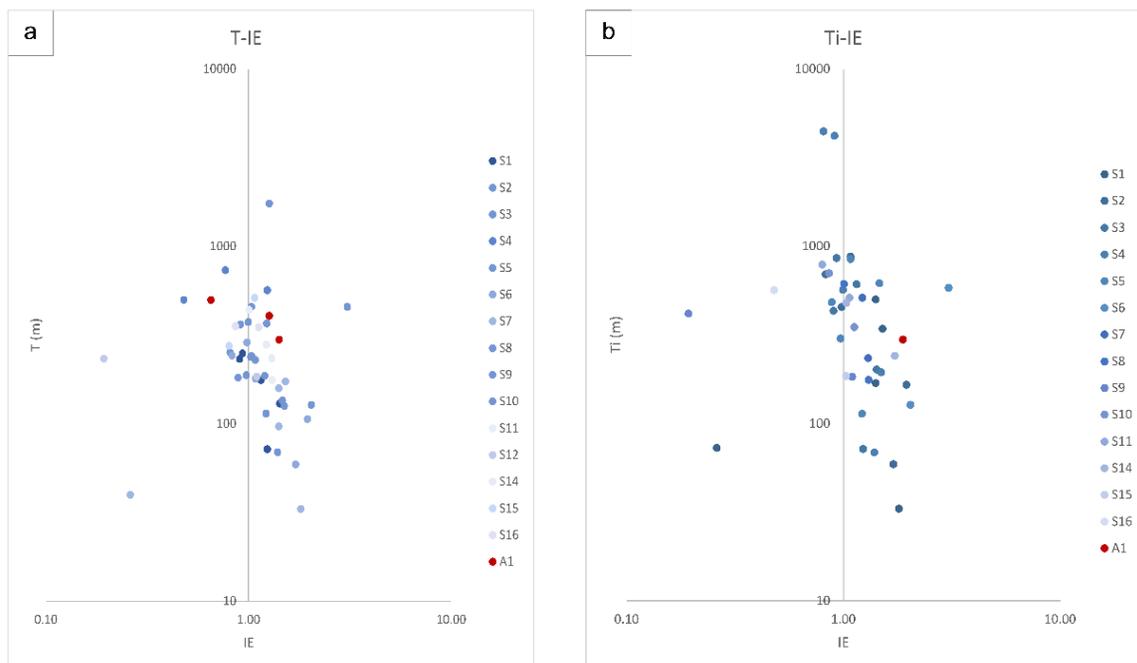


Figura 4.6. Gráficos logaritmo-logaritmo entre: (a) el tiro (T) y el índice de expansión (IE); y (b) entre el tiro acumulado (Ti) y el índice de expansión (IE), de las 14 fallas analizadas en la sección norte (A-A'). Nota: en (a) se muestra el tiro de cada periodo de desplazamiento para cada falla, como se observa en la figura 4.5.

En la gráfica T-IE, de la figura 4.8a, se observa que las fallas antitéticas se concentran en la parte inferior con tendencia hacia el cuadrante izquierdo, los valores de desplazamiento se encuentran entre el 100 m y 580 m, en cuanto a los valores de IE, se encuentran en un rango entre 0.3 y 1.3. Las fallas sintéticas presentan mayor dispersión con valores de tiro entre 155 m y 1,830 m, y valores de IE entre 0.4 y 4. La falla S₁ muestra una tendencia clara entre el incremento de IE y T, lo que indicaría que esta falla presentó una extensión continua desde el Mioceno Inferior. Por su parte, la gráfica de Ti-IE, de la figura 4.8b, muestra la dispersión de las fallas sintéticas y antitéticas sin un patrón de agrupamiento entre ellas. Las fallas antitéticas se encuentran en su mayoría en la parte izquierda de la gráfica con valores de tiro acumulado entre los 135 m y los 1,330 m; las fallas sintéticas, por otro lado, presentan valores de Ti entre los 155 m y los 3,390m, marcando una tendencia sólo en la falla S₁.

Sección sur

Ti (m)

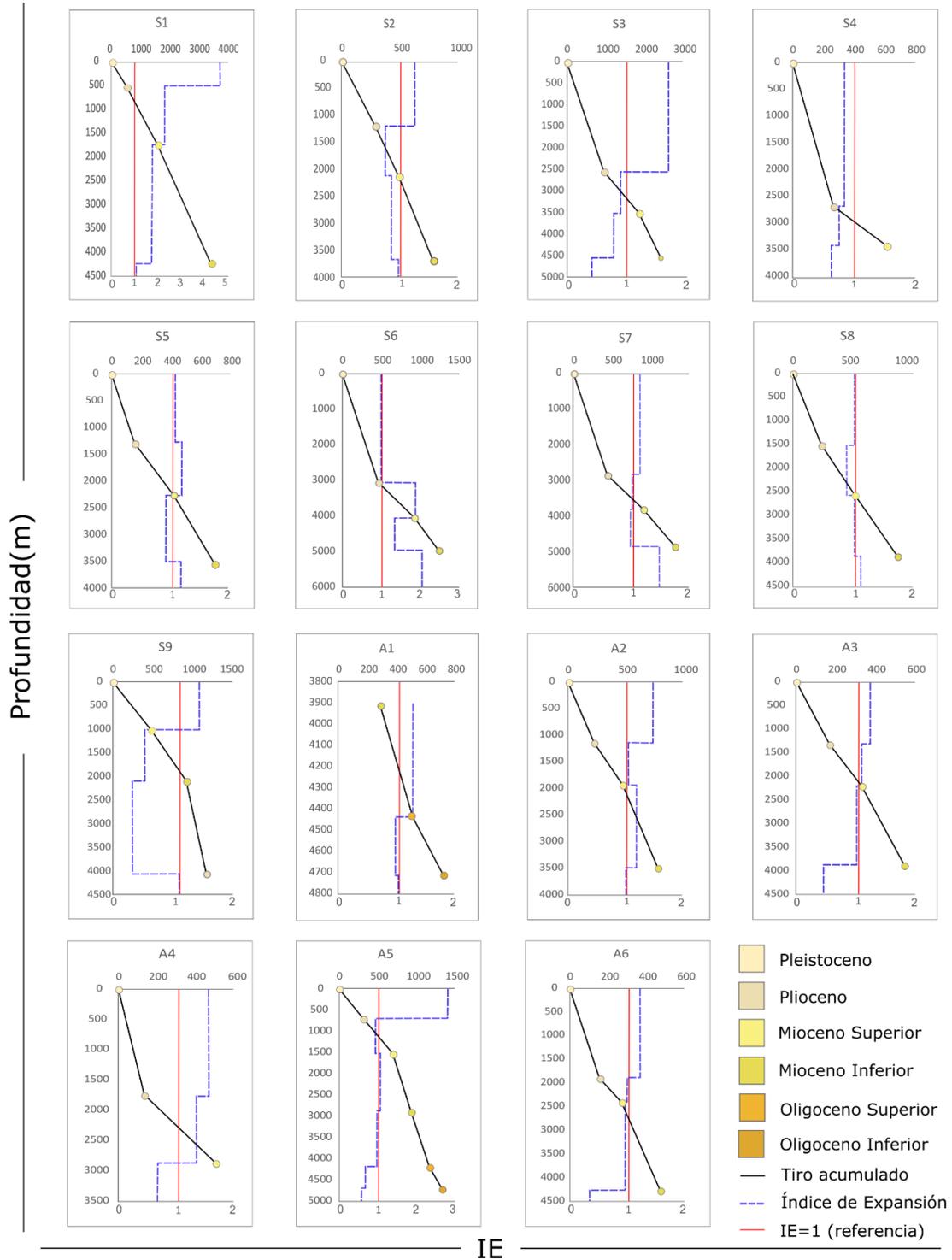


Figura 4.7. Perfiles de Índice de Expansión (IE) vs. profundidad, y Tiro acumulado (Ti) vs. profundidad de 15 fallas normales de las 15 que se encuentran en la sección sur (B-B').

En las gráficas de la figura 4.8a-b, no se observa una relación con respecto a la temporalidad de las fallas. Sin embargo, comparando el análisis geométrico de las fallas en las dos secciones de este estudio nos muestra un peculiar rasgo, y es que los IE son más altos en la sección sur, además de que presentan una tendencia del aumento de T con respecto al IE (Figura 4.8a). En otras palabras, esto indica que la extensión en la sección sur presentó un mayor desplazamiento de las fallas sin una correlación directa con la sedimentación. Este y otros detalles se discutirán en el siguiente capítulo.

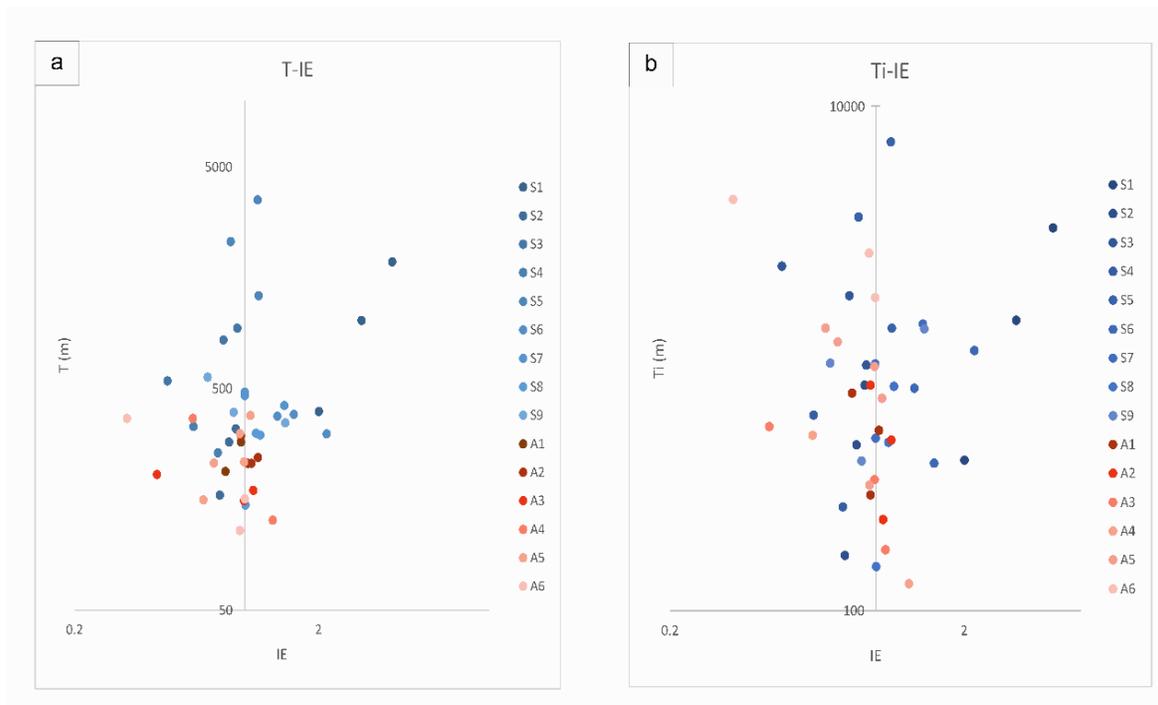


Figura 4.8. Gráficos logaritmo-logaritmo entre: (a) el tiro (T) y el índice de expansión (IE); y (b) entre el tiro acumulado (Ti) y el índice de expansión (IE), de las 15 fallas analizadas en la sección sur (B-B'). Nota: en (a) se muestra el tiro de cada periodo de desplazamiento para cada falla, como se observa en la figura 4.7.

4.2.2 Relaciones geométricas de las fallas.

Con base en el análisis de los desplazamientos de las fallas en las secciones en 2D (norte y sur), se hace la suposición de que, si estos fuesen los desplazamientos “máximos” ($D_{máx}$), entonces se podrían obtener las longitudes de las fallas (L), así como los espesores de las zonas de daño (Zd) y núcleo de la falla (Nf).

En la figura 4.9, elaborada con los datos obtenidos de desplazamiento “máximo” en las secciones norte y sur, se muestran los resultados del ejercicio de las probables longitudes, zonas de daño y núcleos de las fallas dentro del SEQ. Como se observa en la

la falla S₁₅. Por su parte, los espesores de los núcleos de las fallas tienen rangos entre 1.8 y 80 m, y de 233 m para la falla S₁₅ (Figura 4.9b). En el caso de la sección sur (B-B'), de todas las fallas, tres tienen longitudes mayores a 80 km, mientras que el resto de éstas tendrían entre 8 y 30 km. La falla con mayor longitud sería la falla S₁ con una longitud de 205 km, mientras que la de menor longitud sería de 8.6 km en la falla A₅ (Figura 4.9c). El rango del espesor de la zona de daño sería de entre 172 a 4,096 m, y un espesor del núcleo de la falla entre 1.7 y 40.9 m (Figura 4.9d).

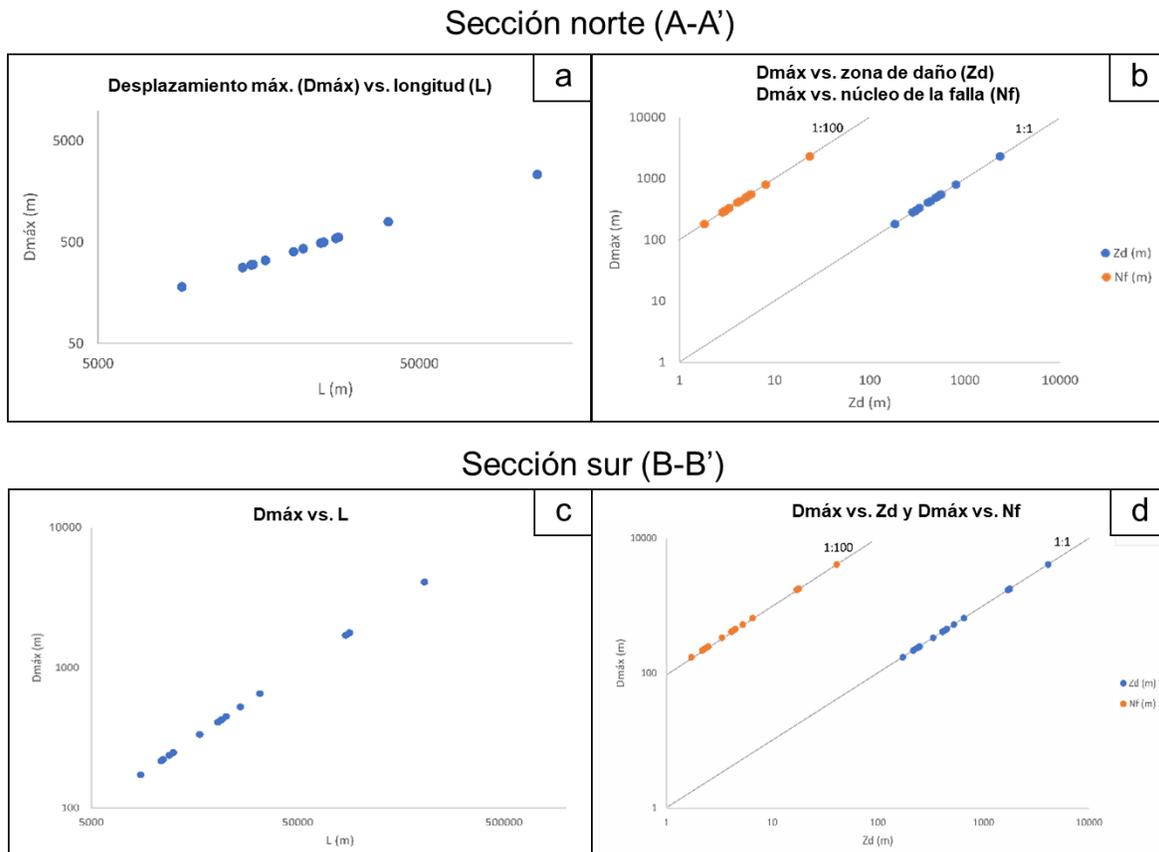


Figura 4.9. Gráficos logaritmo-logaritmo de (a y c) la relación entre el desplazamiento máximo (Dmáx) y la longitud de las fallas (L); y (b y d) el Dmáx y la zona de daño (Zd), y Dmáx y el núcleo de la falla (Nf). Datos de los gráficos de arriba de la sección norte y de debajo de la sección sur.

Cabe resaltar que las relaciones entre Dmáx y L, Zd, y Nf están determinadas principalmente para fallas en un régimen frágil (Fossen, 2020), así que sería necesario analizar con mayor detalle cómo se comportan estos parámetros para las fallas con una zona de despegue dúctil, como es el caso de las fallas S₁₅ y S₁, para las secciones norte y sur, respectivamente.

4.2.3 Factor de estiramiento del SEQ

Con la finalidad de cuantificar la extensión total en ambas secciones se obtuvo el factor de estiramiento (β) o *stretching factor*, así como el porcentaje de estiramiento o % *stretching*.

Para el caso de la sección norte (A-A') se obtuvieron dos valores de β , en espacio y tiempo, ya que la extensión se particiona en dos: para las unidades por encima de las zonas despegue profunda y somera. La zona de despegue profunda tiene un β de 2.26 y 126% de estiramiento, deformación acumulada entre el Oligoceno Superior y el Mioceno Superior (~20 Ma). Por su parte, la zona de despegue somera tiene un β de 1.24 y 24% de estiramiento, deformación acumulada en los últimos ~7 Ma. El factor de estiramiento para la sección sur (B-B'), resultado la única zona de despegue, expresa un β de 2.79 y 179% de estiramiento, deformación acumulada desde del Oligoceno Inferior.

Capítulo 5: Discusión

5.1. Diferencias en la deformación de las secciones norte y sur del SEQ.

La deformación en el SEQ ha sido caracterizada como un sistema de extensión producto de la gravedad (Le Roy et al., 2007; Alzaga-Ruiz et al., 2009; Rowan et al., 2004; Salomón-Mora et al., 2004, 2009; Vázquez-Meneses, 2005; entre otros). Esto quiere decir que, la deformación ha sido conducida por la energía potencial gravitacional y no por los esfuerzos tectónicos producidos en los bordes de las placas (o *far-field stresses*). Rowan et al. (2004) propone que los estilos estructurales en un sistema de extensión por gravedad dependen principalmente de la naturaleza de la capa del despegue, así como de las diferencias de altura en la zona de despegue y la carga litostática, esto es, no de las fuerzas impulsoras que pudieran ser de origen tectónico. Así que, el fallamiento en las márgenes pasivas es el resultado de la combinación de dos mecanismos conductores de la deformación: (1) deslizamiento gravitacional (*gravity gliding*), y (2) esparcimiento gravitacional (*gravity spreading*). Asimismo, Rowan et al. (2004), entre otros, reportan que la gran mayoría de las márgenes pasivas presentan los dos mecanismos antes mencionados, o también llamado “modo de deformación mixta” (*mixed-mode deformation*). Por otro lado, Peel (2014) reportó que una primera fase de deformación por gravedad puede derivarse del mecanismo por esparcimiento gravitacional y, una segunda fase, derivarse completamente del deslizamiento gravitacional. Para el caso del SEQ se ha reportado incipientemente que el mecanismo de deformación se debe al deslizamiento gravitacional (Vázquez-Meneses, 2005). No obstante, en las dos secciones analizadas en este trabajo se aprecian ambos mecanismos de deformación: “modo de deformación mixta”, evidenciados tanto por la distorsión de las unidades suprayacentes de las zonas de despegue, como se observa en la formación de los pliegues rollover; así como en el desplazamiento lateral paralelo de las unidades sobre la zona de despegue (Figuras 4.2 y 4.4). Sin embargo, la proporción de cómo afectan los mecanismos de esparcimiento vs. deslizamiento gravitacional en el SEQ, es algo que está fuera de los alcances de este trabajo.

El capítulo anterior expresa los resultados cuantitativos y cualitativos de las dos secciones estudiadas en este trabajo. En síntesis, como se observa en la tabla 5.1, gracias a la

restauración secuencial se pudo demostrar que entre ambas secciones hay diferencias sustanciales, así como similitudes, en el espacio y el tiempo. Dentro de las diferencias más importantes destaca la longitud de las zonas afectadas por fallamiento normal, siendo casi tres veces mayor la sección norte (90.6 km) a la sección sur (34.3 km). Además, a simple vista se observa en la figura 5.1, la diferencia entre las dos secciones es que en la sección norte hay dos zonas de despegue y en la sur la deformación está conducida sólo por una. Con base en la restauración secuencial, se pudo demostrar que las capas de arcilla (sobrepresurizada) que funcionaron como zonas de despegue, fueron depositadas en distintos periodos: cimbras del Eoceno Superior y Mioceno Superior, y Eoceno Inferior, para la sección norte y sur, respectivamente, lo que nos indicaría diferentes etapas y ambientes de depósito a lo largo del SEQ, como lo proponen Snedden y Galloway (2019) en sus modelos (Fig. 3.4).

Los resultados cuantitativos nos revelaron dos aspectos sustanciales; primero, que el factor de estiramiento β y el porcentaje de estiramiento (%) demostraron que la sección sur, a pesar de tener una menor longitud de afectación por fallas, experimentó un mayor estiramiento que la sección norte, siendo un β de 2.79 y 179% de estiramiento para la sección sur, y un β de 2.26 y 126% de estiramiento para la sección norte (con base en su zona de despegue profunda). El β de la sección sur estaría en concordancia con el factor de estiramiento de las márgenes pasivas evolucionadas ($\beta > 2.5$), mientras que la sección norte se encontraría en la región de “*stretch factor gap*” ($\beta = 2.0-2.4$), de carácter poco común en las cuencas (Allen y Allen, 2013). Lo anterior, quizá se debe a que la extensión involucra dos zonas de despegue, sugiriendo un análisis conjunto del estiramiento en ambas zonas de cizalla. Asimismo, otra diferencia que se observó fue el número de fallas de escala sísmica reinterpretadas en la restauración secuencial de este trabajo (Fig. 5.1). En la sección norte se observó una relación de 16:1 entre las fallas sintéticas y antitéticas, dominado por un estilo de fallas normales lítricas con echado hacia la cuenca, con una ligera rotación de bloques estilo dominó (Fig. 5.1a), típico comportamiento debido a la variación de ángulo en el basamento (e.g., Vendeville et al., 1987), como lo que se observa en las cuencas costa afuera de Namibia (e.g., De Vera et al., 2010). Además, en esta sección es evidente la formación de pliegues rollover por encima de las dos zonas de despegue, desplazándose lo suficiente hacia la cuenca para formar “balsas tectónicas” (*raft tectonics*), como ocurre en algunas cuencas con zonas de despegue de evaporitas

(e.g., Chimney y Kluth, 2002). En el caso de la sección sur se observó una relación de 1.5:1 de las fallas sintéticas y antitéticas, principalmente dentro de una estructura de graben de colapso en un pliegue rollover incipiente, además de rotación de bloques estilo dominó (Fig. 5.1b), que parecen estar controladas por la curvatura empinada de las fallas lístricas (Ellis y McClay, 1988). Las fallas sintéticas y antitéticas parecen jugar un papel importante para acomodar la extensión en esta sección, principalmente durante el Mioceno Superior al Pleistoceno. Lo anterior indicaría que además del desplazamiento que acomoda la capa dúctil de la zona de despegue una parte importante de la extensión estaría dominada por el desplazamiento de las fallas normales (Fig. 5.1b), este comportamiento se podría asemejar al que se observa en el dominio extensional del abanico Amazónico al NE de Sudamérica (Reis et al., 2010).

Finalmente, las variaciones observadas para ambas secciones de este estudio supondrían en primera instancia diferencias locales, por ejemplo, en la tasa de sedimentación o el tipo de ambiente de depósito a lo largo del SEQ, lo que resultaría en distintos estilos de deformación. Esto es similar a lo que se reporta para la región sur del SEQ Salomón-Mora et al. (2009) y Le Roy et al. (2007), o de manera regional, como lo observaron Vázquez-Meneses (2005) y Salomón-Mora (2013); por mencionar a los principales. Las variaciones regionales a lo largo de un sistema de extensión producto de la gravedad, también se ha visto en otros casos en el mundo, como el ejemplo del delta de Nigeria, que presenta un complejo extensional progradante sobre un sustrato dúctil probablemente compuesto en gran parte por arcillas marinas sobrepresurizadas durante el Cenozoico (Adegoke et al., 2017; Restrepo-Pace, 2020).

El análisis de las fallas como se presenta en el ejercicio de las gráficas de tiro (T) y tiro acumulado (Ti) vs. índice de expansión (IE), permitieron develar una dispersión entre los datos del desplazamiento de las fallas sintéticas y antitéticas de las dos secciones (Fig. 4.6 y 4.8). En general, no se observaron marcadas tendencias lineales, como una posible relación de una falla dominante o una clara relación de la temporalidad de las fallas con respecto a su desplazamiento y sedimentación. Sin embargo, en la sección norte se observa una ligera tendencia del incremento del IE en función del T y Ti (Fig. 4.6). Esto nos indicaría que en la mayoría de las fallas la tasa de sedimentación jugó un papel preponderante en la extensión sin-tectónica. Por su parte, la sección sur presenta un

comportamiento distinto, ya que una gran parte de las fallas presentó unos $IE < 1.0$, indicando compactación en las unidades de los bloques de techo, lo que posiblemente esté conduciendo a una actividad continua de la mayoría de las fallas durante la sedimentación, como se observó en la restauración secuencial. No obstante, la excepción se hizo ver, como es el caso de la falla S_1 en la sección sur, que indica un desplazamiento constante durante su desarrollo, así como un incremento del T y el IE (Fig. 4.8). Estos resultados, demuestran que la falla S_1 es la “falla maestra” dentro de esta porción del sistema de extensión, siendo una falla de borde con una actividad constante. Por último, un aspecto importante a recalcar, resultado de la restauración secuencial, es que la temporalidad de la actividad de las fallas en ambas secciones es distinta. Mientras en la sección norte observamos que a partir del Mioceno Superior se desactivan un conjunto de fallas que cortan el pliegue rollover (Fig. 4.2), en la sección sur la actividad de las fallas no cesa desde el Oligoceno Inferior (Fig. 4.3 y 4.4). Esto nos indicaría que en la sección norte parte del sistema extensional se “congela”, trasladando la extensión a capas superiores.

Los resultados obtenidos para los espesores de las zonas de daño y núcleos de las fallas, según el desplazamiento (Fossen et al., 2020), mostraron ligeras diferencias entre las dos secciones. Debido a que la sección sur presenta fallas con mayor desplazamiento vertical que la sección norte, presenta espesores de afectación mayores, esto es, como se observa en la figura 4.9, las fallas estarían formando hasta 1,000 m de espesor de las zonas de daño, que, de acuerdo con la litología de carácter terrígeno, probablemente formarían bandas de deformación reduciendo la permeabilidad en esas zonas (Fossen, 2010). De la misma forma, los espesores del núcleo de las fallas en la sección sur serían más gruesas y representarían barreras impermeables (Fossen, 2010; 2020), favoreciendo el entrapamiento de los fluidos en un cierre por falla. De forma similar ocurriría en la sección norte, pero con espesores menores (Fig. 4.9). Lo anterior tiene implicaciones directas en el sistema petrolero que serán abordadas más adelante.

La relación temporal de la deformación en ambas secciones también resultó ser distinta. El periodo de mayor formación de fallas para la sección norte se observó entre el Mioceno Inferior (~20 Ma) y el Plioceno (~3.5 Ma), cerca de un periodo de 16 Ma. En el caso de la sección sur, el periodo que presentó la mayor formación de fallas estuvo entre el Mioceno Superior (~11.6 Ma) al Plioceno (~3.5 Ma), durante cerca de 8 Ma. Por su parte,

Tabla 5.1. Síntesis y comparativa de los resultados sobre la deformación de las secciones norte y sur del SEQ.

Síntesis de la deformación en el SEQ.		
Características	Sección Norte (A-A')	Sección Sur (B-B')
Longitud de zona extendida entre falla y falla normal	90.6 km	34.3 km
número de zonas de despegue	2	1
Edad donde se encuentra la zona de despegue	(1) Cima de Eoceno Superior y (2) cima de Mioceno Superior	Cima de Eoceno Inferior
Edad cuando ocurrió el deslizamiento	(1) Oligoceno Inferior (2) Plioceno	Oligoceno Superior
Factor de estiramiento (β)	(1) 2.26 y (2) 1.24	2.79
Porcentaje de estiramiento (%S)	(1) 126% y (2) 24%	179%
Mayor periodo de formación de fallas normales	Mioceno Inferior (~20 Ma) a Plioceno (~3.5 Ma)	Mioceno Superior (~11.6 Ma) a Plioceno (~3.5 Ma)
Periodo de mayor índice de expansión (IE)	Mioceno Superior (~11.6–5 Ma)	Pleistoceno (~2.5)
Total de fallas sintéticas (S) y antitéticas (A)	S = 16 y A = 1	S = 9 y A = 6
Fallas sintéticas vs. antitéticas	16:1	1.5:1
Espesor de zona de daño	Entre 100-1000 m, sólo una mayor a 1000 m	Entre 100-1000 m, tres fallas mayores a 1000 m
Espesor de núcleo de falla	Entre 1 - 10 m, sólo uno mayor a 10 m	Entre 1 - 10 m, sólo tres mayores a 10 m

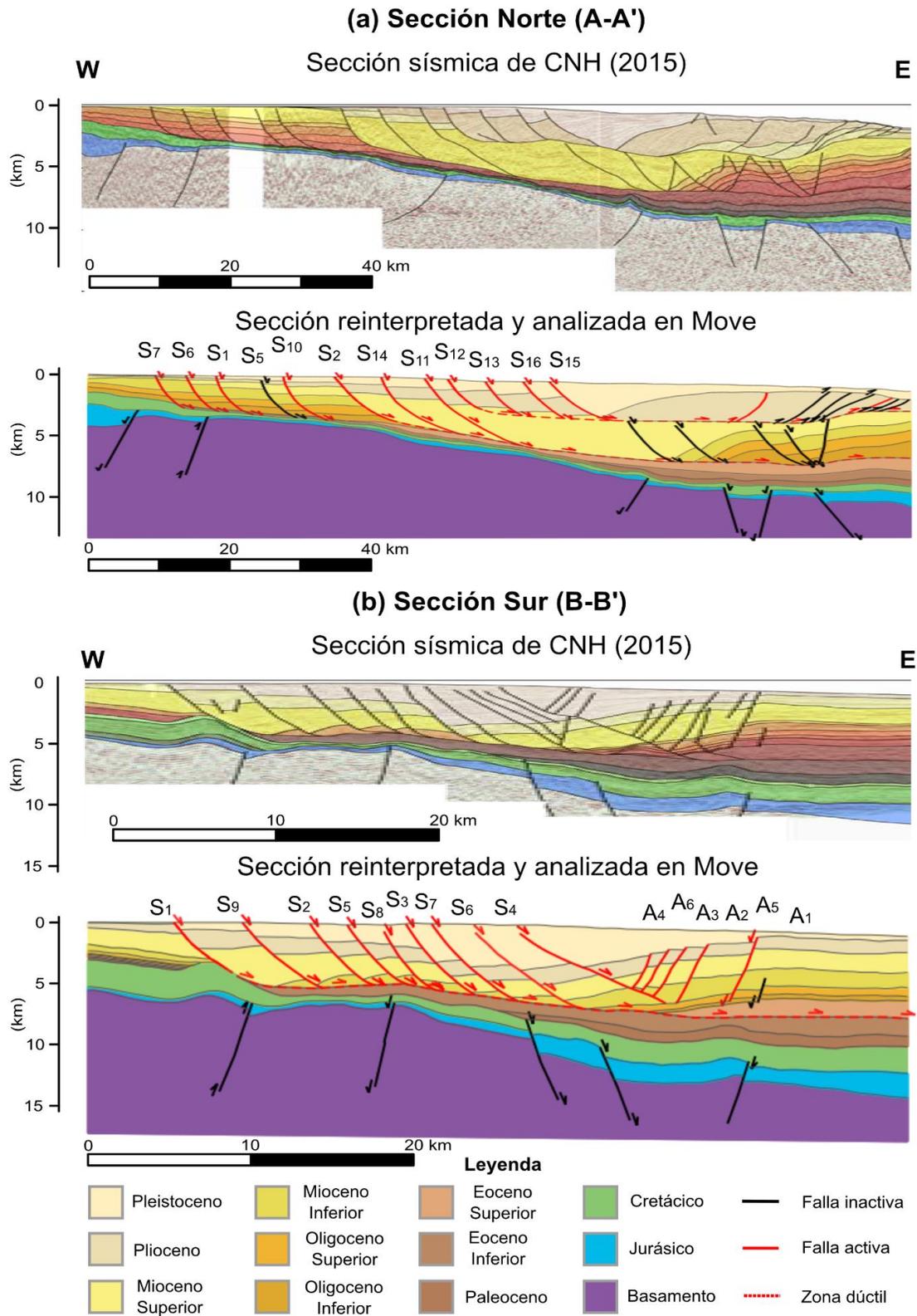


Figura 5.1. Secciones verdaderas tomadas de la CNH (2015) vs. secciones esquemáticas re-analizadas en este trabajo. (a) Secciones Norte (A-A'), y (b) Secciones Sur (B-B').

el índice de expansión (IE) analizado en las fallas nos revelan que durante estos periodos de extensión el mayor periodo de acomodo de sedimentos y desplazamiento en las fallas ocurrió en el Mioceno Superior y Pleistoceno, para la sección norte y sur, respectivamente. Lo anterior, también nos indicaría que probablemente las tasas de sedimentación fueron distintas en el espacio y tiempo, lo que podría responder a cambios geomorfológicos y de los drenajes en la parte continental, relacionados a su vez con al acomodo cortical isostático y flexural (Catuneanu, 2019) posterior al cese de la formación del Orógeno Mexicano para el Eoceno (Fitz-Díaz et al., 2018).

En conclusión, las diferencias de la deformación dentro de las dos secciones estudiadas, así como de los de trabajos previos del SEQ, nos permite apuntalar un estilo particular de la deformación por extensión con respecto otros sistemas de márgenes pasivas maduras en el mundo. Cabe resaltar que las estructuras dentro del SEQ y su temporalidad, son distintas a: (1) los sistemas de extensión asistidos por los esfuerzos tectónicos de borde de placa (*far-field stresses*), como es el caso en genral de la región del Mar del Norte (e.g., Duffy et al., 2015); o (2) los sistemas asistidos por la gravedad con un sustrato de evaporitas, produciendo estructuras típicas de tectónica salina, como es el caso del cinturón plegado de El Perdido al NE del Golfo de México (e.g., Davison y Cunha, 2016); o incluso (3) sistemas de fallas normales con poca o nula relación con los esfuerzos tectónicos y sustratos dúctiles (arcillas o sal), pero con un bajo coeficiente de fricción residual, lo que produce sistemas de fallas poligonales, como ciertas porciones del Mar del Norte (Wrona et al., 2017). Esto, directamente, nos conduce a profundizar en los particulares estilos de deformación a lo largo de todo el SEQ para futuros trabajos.

5.2. Causas y consecuencias del SEQ.

Causas tectónicas

El SEQ es un sistema extensional por gravedad con características únicas en el mundo. A pesar de que muchos sistemas extensionales dentro de márgenes pasivas maduras se encuentran sobre el límite de cortezas continental y oceánica (*continental-oceanic boundary*; COB), el SEQ se encuentra sobre la traza de un antiguo límite transformante producto de la apertura del Golfo de México (Fig. 3.1) (e.g., Padilla y Sánchez, 2007), esto

es, dicho límite también puso en contacto la corteza continental con la corteza oceánica. Aunque este COB no ha sido establecido con toda claridad, su ubicación se restringe con base en pozos costa adentro que cortan el basamento cristalino (Pindell et al., 2021), y de estudios geofísicos regionales costa afuera (Román-Ramos et al., 2009). Esto implicaría un “escalón tectónico”, debido al acomodo isostático, que jugaría un papel importante en la diferencia de profundidad del basamento al momento de la deposición de los sedimentos. En otras palabras, el escalón tectónico tendría un rol preponderante para formar el SEQ en esa franja N-S del occidente del Golfo de México (Fig. 1.1), ya que el contraste de altura en el contacto de los basamentos a lo largo del COB permitiría que la energía potencial gravitacional traslade las masas del continente hacia la cuenca del GdM.

El Orógeno Mexicano, que comenzó a desarrollarse en el Cretácico Temprano, y que su acortamiento y levantamiento continuó durante el Paleógeno, y finalizó en el Eoceno (Fitz-Díaz et al., 2018), es una de las causas más importantes para el desarrollo del SEQ. En primera instancia, el desarrollo de un orógeno lleva consigo la formación de una extensa cuenca de antepaís (*foreland*), que, para este caso, se desarrolló en la porción oriental de México, al oriente del Orógeno Mexicano. En segundo lugar, el desarrollo de un orógeno que implica acortamiento y levantamiento de la corteza conlleva una flexura litosférica debido a la carga cortical, particionando la cuenca de antepaís en al menos tres regiones: (i) “antepaís profundo” (*foredeep*), (ii) “antepaís abultado” (*forebulge*), y (iii) “tras-abultamiento” (*back-bulge*) (Catuneanu, 2019). La depozona *foredeep* consiste en sedimentos depositados dentro del foso de flexión formado por la carga del orógeno. Los sedimentos derivados del orógeno pueden progradar más allá del *foredeep*, hacia la región del levantamiento flexural representada por el *forebulge*, o incluso más lejos, hacia una región de subsidencia flexural secundaria con poco profunda denominada depozona *backbulge* (Fig. 2.3) (DeCelles, 2012). Para el caso del SEQ, en este trabajo se propone que éste se desarrolló dentro de la depozona *backbulge* por dos motivos principales: (1) el espesor de las unidades del Paleoceno-Eoceno Superior son aproximadamente la mitad del espesor de las unidades del Oligoceno-Reciente, lo que implicaría que la cantidad más importante de sedimentos provenientes del Orógeno Mexicano, para el Paleoceno-Eoceno, se depositó dentro del *foredeep*, hasta colmatarse y transferir los grandes volúmenes de sedimentos al *backbulge* durante el Oligoceno-Reciente; y (2) esta hipótesis puede reforzarse observando la distancia que existe entre el frente orogénico hacia el talud

de la cuenca en el Golfo de México (Fig. 5.3a-b), cerca de ~200 y ~150 km tanto para la región norte como sur, respectivamente. En otras palabras, el Orógeno Mexicano estaría jugando un papel preponderante en la temporalidad de la formación del SEQ, ya que los sedimentos procedentes del orógeno llegarían en grandes volúmenes al *back-bulge* a partir del Oligoceno, posterior al “colmatamiento” del *foredeep*; y, como consecuencia, una carga litostática diferencial en la región del SEQ, produciendo una inestabilidad gravitacional.

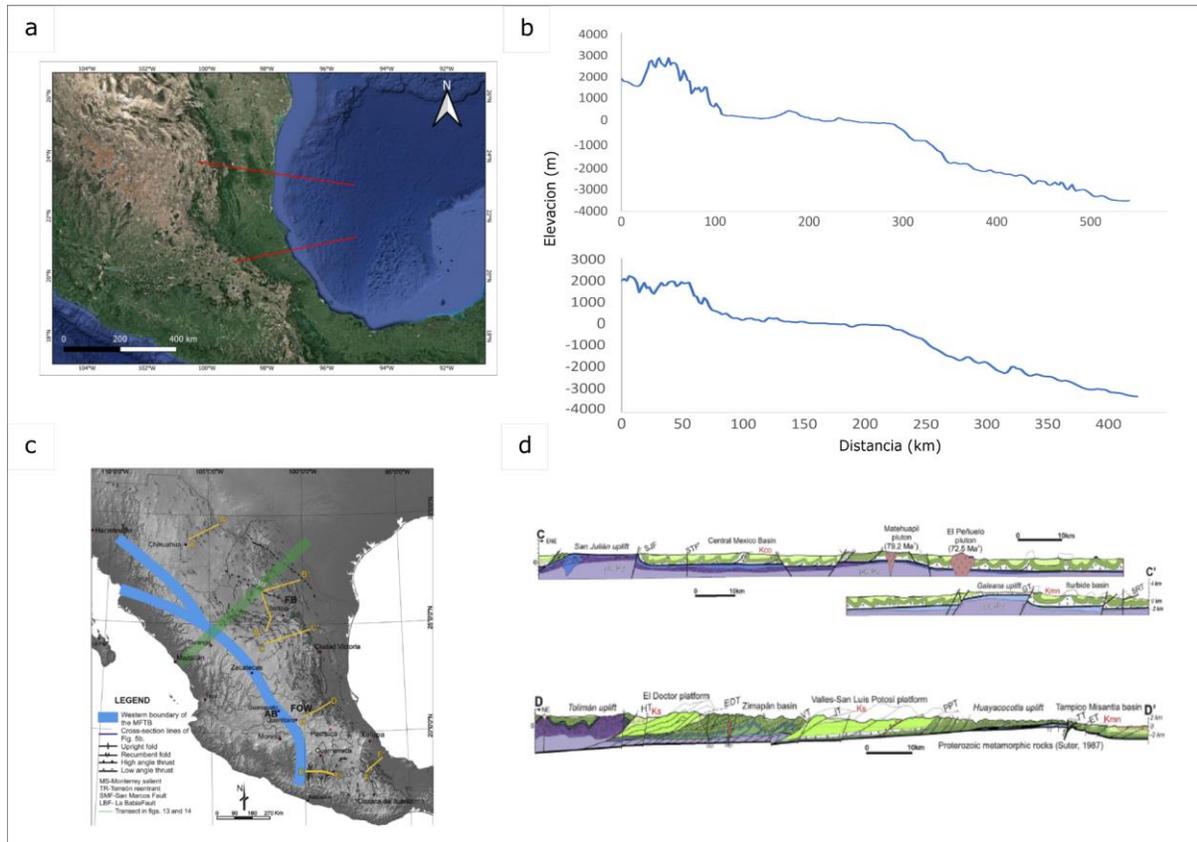


Figura 5.2. Evidencias geomorfológicas y tectónicas del origen del SEQ. (a) Mapa de ubicación de las secciones estudiadas en este trabajo y de la cual se obtuvieron las elevaciones de b) a partir del software Geomapapp (<http://www.geomapapp.org/>). (b) Perfiles topográfico/batimétricos que cruzan las secciones norte (A-A') y sur (B-B'), y se proyectan hacia la Sierra Madre Occidental. (c) Mapa tectónico-estructural que muestra la distribución de las estructuras del Orógeno Mexicano, así como la ubicación de las dos secciones de la figura d). (d) Secciones estructurales del Orógeno Mexicano correspondientes al rumbo proyectado de las secciones estudiadas en este trabajo (Modificado de Fitz et al, 2018).

Causas sedimentológicas

Por último, un aspecto importante a considerar es el contraste al norte y centro de México en los estilos de deformación del Orógeno Mexicano. Por ejemplo, mientras en la parte

norte, sección al sur de Monterrey, el acortamiento tiene deformación de piel gruesa, en la porción centro, al noreste de Querétaro, la deformación es de piel delgada (Fig. 5.2c-d) (Fitz-Díaz et al., 2018). Esto es, la porción norte del orógeno, que estaría vinculada con la sección norte (A-A') de este trabajo y, que parece mostrar bloques de la corteza levantados, se traducirían en una mayor área de erosión y por consiguiente de deposición de sedimentos a través del tiempo (Fig. 5.2d). Así, en contraste con la parte centro del orógeno, vinculada con la sección sur (B-B') de este trabajo, no es evidente el levantamiento de bloques de corteza (Fig. 5.2d), por lo que, el área de erosión sería menor y por ende también menor el volumen de sedimentos hacia la región de la cuenca de antepaís. Así que, el levantamiento diferencial y/o diferencias en el estilo de deformación del Orógeno Mexicano, son posiblemente la causa de las variaciones de volumen de sedimentos a lo largo del SEQ. En su trabajo, Carvajal et al. (2009) mencionan que las tasas de progradación del borde de la plataforma es un proxy razonable del volumen total de sedimentos. Esto es, que la porción norte del Orógeno Mexicano parece presentar mayor erosión, o más levantamiento, lo que correlaciona correctamente con un borde de plataforma más lejano, "más progradado", que también se puede interpretar como un mayor volumen de sedimentos en la parte norte del SEQ, en relación su contraparte en la porción sur.

Consecuencias estructurales

El SEQ es parte de una cuenca de antepaís cuya fuente de sedimentos proviene del levantamiento del Orógeno Mexicano. Los estratos de arcillas sobrepresurizadas actuaron como una zona de despegue, facilitando el deslizamiento de las unidades superiores. En la sección norte se pudieron identificar dos zonas de despegue: profunda y somera. El despegue profundo se encuentra en el Eoceno Superior y el despegue somero está sobre el Mioceno Superior. Ambos, también se reportan como las zonas de despegue de las fallas inversas en la región de las Cordilleras Mexicanas (Salomón-Mora et al., 2009). La primera gran afluencia de sedimentos clásticos del Cenozoico en la cuenca de antepaís ocurrió durante el Paleoceno y se desarrolló a lo largo del flanco oriental o frente de empuje del Orógeno Mexicano (Le Roy et al., 2008), dentro de la depozona *foredeep*. Sin embargo, durante el Neógeno, el levantamiento continuo de la margen de la cuenca reactivó los sistemas de drenaje preexistentes, así como la excavación de las cuencas de

antepaís del Paleógeno, de modo que grandes volúmenes de sedimentos clásticos se depositaron mar adentro en depocentros formados por grandes fallas de crecimiento regionales y contra-regionales en la ruptura del talud de la plataforma talud arriba. Esta acumulación continua de grandes volúmenes de sedimentos a lo largo de las grandes fallas lístricas tuvo como consecuencia el deslizamiento gravitacional de las unidades cuesta abajo, formando el cinturón plegado contraccional de las Cordilleras Mexicanas. Esta provincia aún se está deformando, y la evidencia se observa por la actual sedimentación clástica proveniente del continente (Vázquez-Meneses, 2005), así como por las crestas de los pliegues, que no presentan por encima estratos post-tectónicos (Salomón-Mora et al., 2009).

En conclusión, el material desplazado en las fallas de crecimiento generó un esfuerzo de empuje, producto de la energía potencial gravitacional, hacia la parte central de la cuenca del GdM provocando el plegamiento de las unidades cuasi-paralelas al occidente de la zona de extensión, y como consecuencia provocando el adelgazamiento progresivo de las unidades de arcillas, que dio origen al despegue, es decir, que el material sobre el que se deslizaban las unidades superiores se redujo hasta no permitir más movimiento. Sin embargo, como se observa en la sección sur (B-B') de este estudio, al reducirse la movilidad a través de la zona de despegue, la extensión continuó a través del sistema de fallas normales, y continuando así con la formación de las Cordilleras Mexicanas. En otras palabras, las etapas de extensión que presenta el SEQ serían la causa de los periodos de deformación por contracción de las Cordilleras Mexicanas, como lo observan Salomón-Mora et al (2009), siendo congruente con el modelo de extensión y contracción para sistemas asistidos por la energía potencial gravitacional en las márgenes pasivas maduras (Rowan et al., 2004).

5.3. Consecuencias del SEQ con el sistema petrolero.

El SEQ tiene consigo una consecuencia muy importante: la evolución del sistema petrolero en el occidente del Golfo de México, del Paleógeno hasta el Reciente. De manera general, puede decirse que el SEQ tiene un papel importante en el sistema petrolero de dos provincias: (1) las Cordilleras Mexicanas, y (2) el propio SEQ. Vázquez-Meneses (2005),

Salomón-Mora et al. (2009), y Salomón-Mora (2013), describen con más detalle el sistema petrolero en la provincia de las Cordilleras Mexicanas, en el que la sincronía de maduración-migración-almacenamiento está supeditada a la tasa de sedimentación, enterramiento y formación de los pliegues. En su trabajo, Morley et al. (2011), mencionan que los “Cinturones de Pliegues y Cabalgaduras de Aguas Profundas” (DWFTB, por sus siglas en inglés), analizados alrededor del mundo, tendrán importantes yacimientos siempre y cuando (1) la fuente de sedimentos continentales forme buenas rocas almacén, y (2) la acumulación de sedimentos le permita a la cuenca alcanzar niveles de enterramiento suficiente para que la roca fuente genere los hidrocarburos. Las dos sencillas condiciones anteriores, indicarían que el occidente del GdM, en particular las Cordilleras Mexicanas como un DWFTB, tendrían altas posibilidades de tener hidrocarburos (HCs). Así que, entender la evolución del SEQ es una pieza clave para acotar mejor la sincronía dentro del sistema petrolero de las Cordilleras Mexicanas.

El sistema petrolero del SEQ, requiere entenderse a partir de las diferentes etapas de deformación extensional y de sedimentación. En la figura 5.3 se observa una tabla que compila en el tiempo las etapas de deformación y sedimentación sin-extensional, obtenidas a partir de las restauraciones secuenciales de las secciones norte y sur de este trabajo. Además, se compara la información de roca almacén y sello, generación y expulsión de HCs, y acumulación y duración de preservación obtenidas de la CNH (2015). Por último, la figura 5.3 también recopila la información de las características preponderantes en una provincia geológica para conformar un sistema petrolero, como el tipo de sistema sedimentario deposicional, los estilos estructurales, y los posibles tipos de trampas. Por ende, en síntesis, podemos observar que la evolución de la parte norte y sur del SEQ presentan características estructurales, así como relaciones en el espacio y tiempo que tienen sus propias implicaciones en el sistema petrolero.

Las principales diferencias que se presentan en la sección norte y sur con respecto al sistema petrolero son la generación y expulsión de los HCs. Los modelos de restauración secuencial (Fig. 4.1-4.4) muestran que en las regiones de los depocentros del SEQ, la

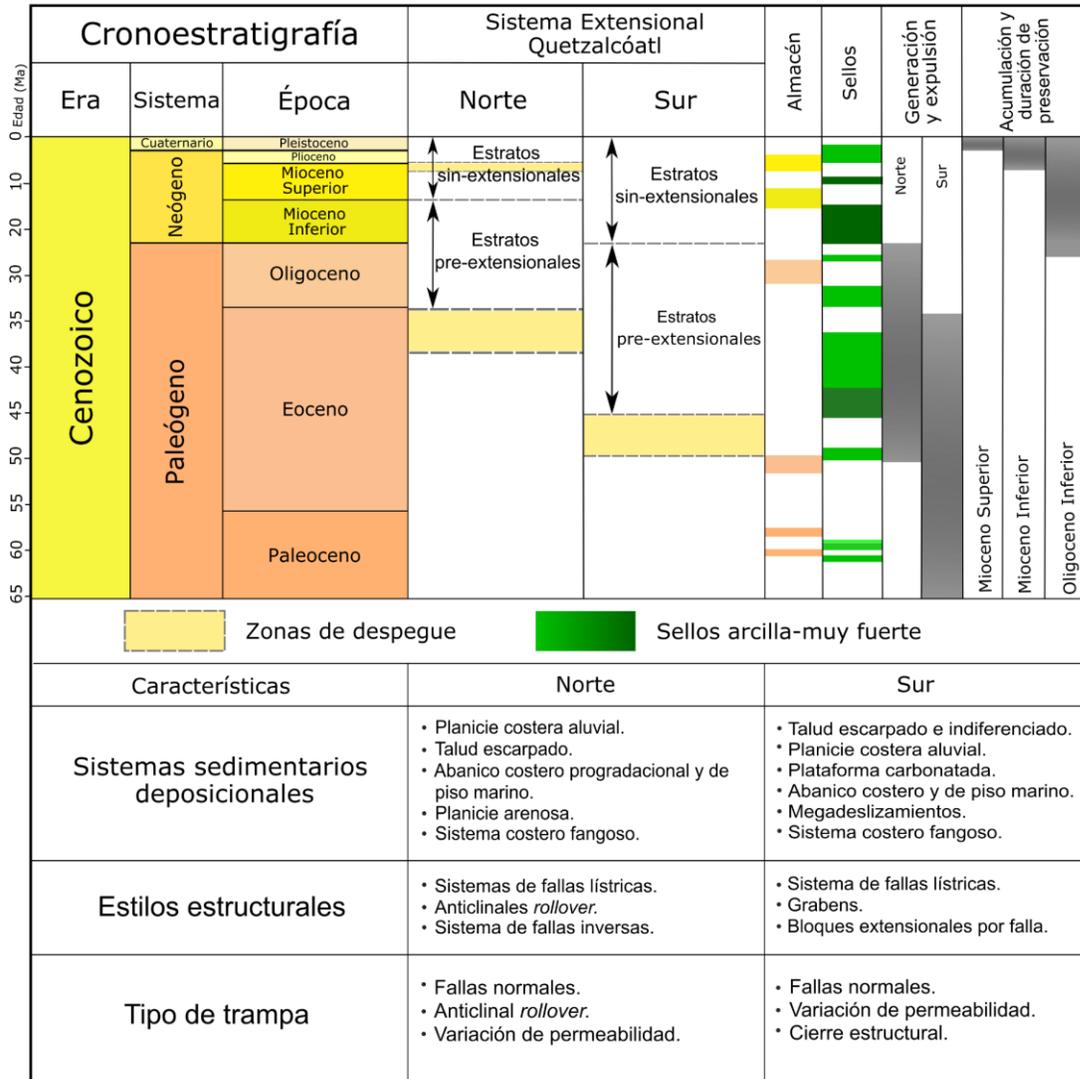


Figura 5.3. Tabla del sistema petrolero en el SEQ (Modificado Salomón-Mora et al., 2009; CNH, 2015; Snedden & Galloway, 2019).

sección norte alcanzaría la ventana del aceite y gas (i.e., 3-5 km de profundidad) alrededor del Eoceno Tardío y Oligoceno Temprano; mientras la sección sur la alcanzaría para el Eoceno Tardío. Indirectamente, esto nos hablaría de una posterior migración de los HCs a la superficie; sin embargo, ya que las rocas fuente propuestas para esta región se encuentran en el Titoniano y Turoniano (CNH, 2015), las principales rocas sello que se encontrarían a su paso serían las zonas de despegue de arcillas. Esto es, que la migración a través de estas rocas sello sería efectiva hasta que se redujera el espesor de las unidades con la movilidad de las unidades superiores, como ocurre en ambas secciones,

para el Mioceno Tardío-Plioceno al norte, y para el Mioceno Tardío-Pleistoceno para la región sur. Esto implicaría que las unidades almacén por encima de las zonas de despegue ya estarían desarrolladas incluso con trampas estructurales, pliegues rollover y cierre por fallas, en ambas secciones. Incluso, Le Roy et al. (2008) sugieren que parte de esta migración inicial por debajo de las zonas de despegue probablemente condujo a los HCs hacia la región de las Cordilleras Mexicanas. Por su parte, Salomón-Mora et al. (2004), reportan para la porción norte del SEQ posibles estructuras almacenadoras de HCs que muestran cierres menores contra fallas, las cuales constituyen los conductos de migración y recarga. Además, las fallas normales funcionarían como barreras impermeables por la litología y el espesor del núcleo de las fallas (tabla 5.1). Por otro lado, en la porción sur las estructuras *rollover* serían características y constituirían trampas estructurales de cierre en cuatro direcciones o también cierre contra falla, como también lo recalcan Salomón-Mora et al. (2004). Así, las trampas potenciales en el SEQ estarían totalmente relacionadas con las fallas de crecimiento y el desarrollo de estructuras *rollover*, además de los sistemas de fallas normales, almacenándose así los HCs en las unidades cenozoica, como lo propuso Vázquez-Meneses (2005).

Por último, cabe mencionar que la evaluación de las zonas de daño en las fallas normales puede ser un factor clave en el análisis estructural del sistema petrolero para calcular la probabilidad de éxito, ya que las fracturas que se encuentran en la zona de daño tienen el potencial para ser rutas de migración y/o almacenamiento, debido a que estas zonas representarían una porosidad secundaria efectiva debido al constante desplazamiento y afectación de las fallas. En la figura 5.4 podemos observar el modelo de las dos secciones escaladas 1:2, esto es, por cada kilómetro de alto, se tienen dos de largo, en el que se representan las posibles trampas y yacimientos según el análisis antes logrado. En la sección norte el yacimiento más probable se encontraría en la región de la cresta del pliegue *rollover* dentro del Oligoceno Inferior; mientras que en la sección sur se encontrarían dentro del Mioceno Inferior, tanto en el graben de colapso como en la parte alta de la zona de despegue. Los yacimientos menos probables, se encontrarían dentro del Eoceno Superior, para ambas secciones, posiblemente ubicadas en las partes altas de las zonas de despegue y, en la parte nuclear del pliegue *rollover* colapsado para la sección sur.

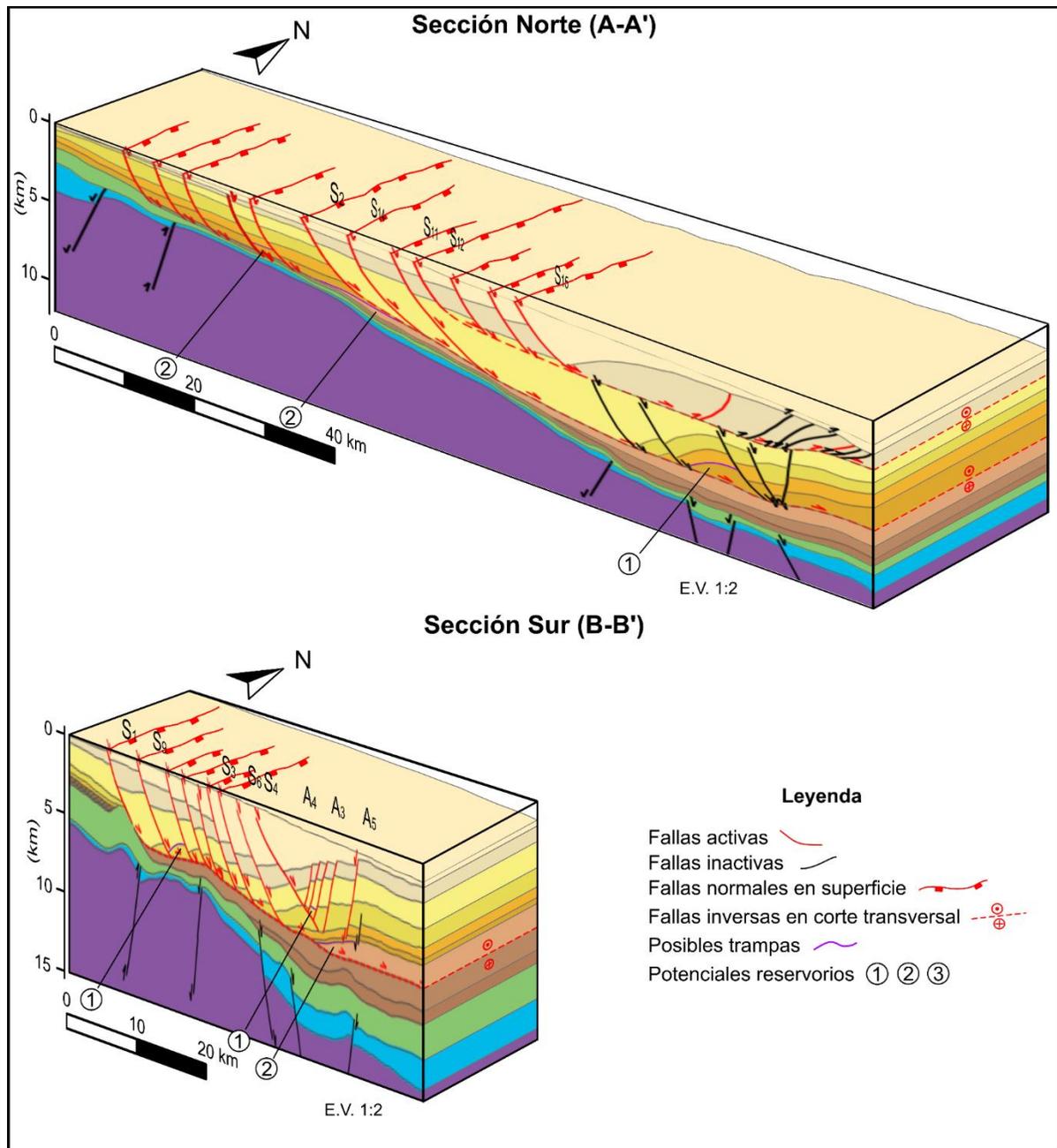


Figura 5.4 Modelos escalados (i.e., exageración vertical 1:2) de las secciones norte (A-A') y sur (B-B'). En cada modelo se indica el ejercicio de mostrar los potenciales reservorios, en la cual la numeración indica su probabilidad: (1) muy probable, (2) moderadamente probable, y (3) poco probable. Los colores de las unidades corresponden a la leyenda de la figura 5.1.

Capítulo 6: Conclusiones

- El Sistema Extensional de Quetzalcóatl (SEQ), ubicado en la porción occidental del Golfo de México (GdM), tiene características únicas en el mundo ya que es un sistema de extensión conducido por gravedad a través de zonas de despegue de arcillas dentro de una margen pasiva que se encuentra sobre una transición de cortezas continental-oceánica, antigua traza relacionada al límite transformante producto de la apertura del Golfo de México.
- Las dos causas principales que formaron al SEQ son: (1) la evolución del Orógeno Mexicano que produjo una flexura litosférica y como consecuencia la formación de una cuenca de antepaís, del cual el SEQ forma parte justo en la porción distal de esta cuenca: el *back-bulge* (tras-abultamiento). Y, (2) la diferencia de alturas que se observan en los basamentos (i.e., transición de cortezas continental-oceánica) sobre el que se ubica el SEQ.
- Con base en este estudio se determinó que el SEQ, tanto en su porción norte como centro-sur, se conduce por un “modo de deformación mixta” (i.e., *gravity-gliding* y *gravity-spreading*). Los estilos de deformación de las dos secciones estudiadas se definen, para la porción norte del SEQ, con dos zonas de despegue que forman fallas lítricas de crecimiento, fallas inversas y pliegues de tipo *rollover*, con una relación de fallas sintéticas y antitéticas de 16:1. Mientras que en la porción sur, una zona de despegue con estructuras de tipo fallas lítricas de crecimiento, pliegue de tipo *rollover*, así como un graben de colapso, con una relación de fallas sintéticas y antitéticas de 1.5:1.
- La longitud de la zona que sufre extensión en la sección norte es de 90.6 km y de 34.3 km para la sección sur. Sin embargo, el factor de estiramiento β , indica que la sección sur tuvo mayor estiramiento que la norte, esto es, $\beta = 2.79$ vs. $\beta = 2.26$, respectivamente. El índice de expansión a través de las fallas normales nos indica un mayor periodo de extensión para el Mioceno Tardío y el Pleistoceno, para la secciones norte y sur, respectivamente.

- Los periodos de estiramiento que se reportan en el SEQ están en sincronía con el plegamiento de las Cordilleras Mexicanas, hacia el centro del Golfo de México.
- El ejercicio sobre las consecuencias del SEQ en el sistema petrolero, con base en la restauración secuencial y el análisis de las fallas permitió interpretar que las fallas son potenciales trampas petroleras, debido a que tanto los núcleos de las fallas como sus zonas de daño, funcionarían como sello, conducto y almacén de los hidrocarburos. Asimismo, se interpreta que otra de las principales trampas en el SEQ serían las zonas de charnela de los anticlinales de tipo *rollover* debido a su cierre estructural.

Bibliografía

- Allen, P.A., Allen, J.R., (2013). Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment, 3rd ed. Wiley-Blackwell.
- Alzaga-Ruiz, H., Lopez, M., Roure, F., Séranne, M., (2009). Interactions between the Laramide Foreland and the passive margin of the Gulf of Mexico: Tectonics and sedimentation in the Golden Lane area, Veracruz State, Mexico. *Marine and Petroleum Geology* 26, 951–973. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.03.009>
- Ambrose, W.A., Wawrzyniec, T.F., Fouad, K., Sakurai, S., Jennette, D.C., Brown Jr., L.F., Guevara, E.H., Dunlap, D.B., Talukdar, S.C., Aranda Garcia, M., Hernández Romano, U., Alvarado Vega, J., Macías Zamora, E., Ruiz Ruiz, H., Cárdenas Hernández, R., (2005). Neogene tectonic, stratigraphic, and play framework of the southern Laguna Madre–Tuxpan continental shelf, Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin* 89, 725–751. <https://doi.org/10.1306/01140504081>
- Arche, A. & López-Gómez, J. (2010). *Sedimentología: Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España.
- Beaumont C, Keen C., Boutilier R., (1982). *A comparison of foreland and rift margin sedimentary basins*. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, vol. 305, pp. 295-317. DOI 10.1098/rsta.1982.0038
- Beaumont C, Keen C., Boutilier R., (1982). *On the evolution of rifted continental margins: comparison of models and observations for the Nova Scotian margin*. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 70, pp. 667-715. DOI 10.1111/j.1365-246X.1982.tb05979.x
- Bigi S., Milli S., Corrado S., et al., (2009). *Stratigraphy, structural setting and burial history of the Messinian Laga basin in the context of Apennine foreland basin system*. *Journal of Mediterranean Earth Sciences*, vol. 1, pp. 61-84. DOI 10.3304/JMES.2009.006
- Blakeslee M., Kattenhorn S., (2013). *Revised earthquake hazard of the Hat Creek fault, northern California: A case example of a normal fault dissecting variable-age basaltic lavas*. *Geosphere*, vol. 9, pp. 1397-1409. DOI 10.1130/GES00910.1
- Bryant, W.R., Antoine, J., Ewing, M., Jones, B., (1968). *Structure of Mexican Continental Shelf and Slope, Gulf of Mexico*. *AAPG Bulletin* 52, 1204–1228. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A3-16C1-11D7-8645000102C1865D>
- Buffler, R.T., (1991). Seismic stratigraphy of the deep Gulf of Mexico basin and adjacent margins, in: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin*. The Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A, pp. 353–387. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-J.353>
- Buffler, R.T., Shaub, F.J., Watkins, J.S., Worzel, J.L., (1979). *Anatomy of the Mexican Ridges, Southwestern Gulf of Mexico*, in: Watkins, J.S., Montadert, L., Wood Dickerson, P. (Eds.), *Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., pp. 319–327. <https://doi.org/10.1306/M29405C21>
- Catuneanu, O. (2019). *First-order foreland cycles: Interplay of flexural tectonics, Dynamic loading and sedimentation*, Elsevier, *Journal of Geodynamics*, vol. 129, pp 290-298.blake
- Chimney P., Kluth C., (2002). *Evidence for low-angle, subhorizontal hanging faults in rotated fault blocks, Cabinda, offshore Angola*. *The Leading Edge*, vol. 21, pp. 1084-1090. DOI 10.1190/1.1523746
- Coltice N., Bertrand H., Ricard Y., Rey P., (2006). *Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vo. 70, pp. A108, DOI 10.1016/j.gca.2006.06.129
- Comisión Nacional de Hidrocarburos (CNH), (2015). *Perdido fold belt, subsalt belt, Mexican Ridges, petroleum geological synthesis* [WWW Document]. URL <https://rondasmexico.gob.mx/wp-content/uploads/2016/01/ATLASAGUASPROFUNDASNORTEVERSIONINGLESO6012016OK.pdf> (accessed 2.14.18).

- Condie K., (2016). *Earth as an Evolving Planetary System*. DOI 10.1016/C2015-0-00179-4
- Cuevas-Leree, A., Muñoz-Cisneros, R., Silva-Saldivar, P., de La Rosa-R., V.H., Rivas-R., E.O., González-O., J., Fernández-Turner, R., (2004). *A new Upper Oligocene oil play in southern Burgos basin, México*, in: AAPG, Annual Convention, Search and Discovery, Article #10075 2004.
- Davison I., Cunha T., (2016). *Allochthonous salt sheet growth: Thermal implications for source rock maturation in the deepwater Burgos Basin and Perdido Fold Belt, Mexico*. Interpretation, vol. 5, pp. T11-T21, <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0035.1>
- De Vera J., Granado P., McClay K., (2010). *Structural evolution of the Orange Basin gravity-driven system, offshore Namibia*. Marine and Petroleum Geology, vol. 27, pp. 223-237, DOI 10.1016/j.marpetgeo.2009.02.003
- DeCelles, P. & Giles, K. (1996). *Foreland basin systems*. Blackwell Science, Basin Research, v.8, pp 105-123.
- Deng, C., Zhu, R., Han, J., Hou, K., Shu, Y., Liu, C., Wu, Y., Long, W., 2021. *Influence of fault geometry, kinematics and growth rate on syn-tectonic stratigraphic pattern: Insights from the 2D move-on-fault technique in MOVE software*. Journal of Structural Geology 149, 104377. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104377>
- Destro N., Szatmari P, Alkmim F., Magnavita L., (2003). *Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil*. AAPG Bulletin, vol. 87, pp. 1123-1144, DOI 10.1306/02200300156
- Domeier M., Doubrovine P., Torsvik T., Spakman W., Bull A., (2016). *Global correlation of lower mantle structure and past subduction*. Geophysical Research Letters, vol. 43, pp. 4945-4953, DOI 10.1002/2016GL068827
- Duffy O., Bell R., Jackson C., Gawthorpe R., Whipp P., (2015). *Fault growth and interactions in a multiphase rift fault network: Horda Platform, Norwegian North Sea*. Journal of Structural Geology, vol. 80, pp. 99-119. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.08.015>
- Ellis P., McClay K., (1988). *Listric extensional fault systems - results of analogue model experiments*. Basin Research, vol. 1, pp. 55-70, DOI 10.1111/j.1365-2117.1988.tb00005.x
- 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>
- Fossen, H. (2010). *Structural geology*. Cambridge University Press,UK.
- Fossen, H. (2016). *Structural geology*. Cambridge University Press,UK.
- Fossen, H. (2020). *Fault classification, fault growth and displacement*. Regional geology and tectonics, v.1, pp 119-147.
- Frisch, W., Meschede, M., Blakey, R., 2011. *Plate tectonics: Continental drift and mountain building, Plate Tectonics: Continental Drift and Mountain Building*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-76504-2>
- Garrison, L.E., Martin, R.G., 1973. *Geologic structures in the Gulf of Mexico basin*, Professional Paper. <https://doi.org/10.3133/pp773>
- GBDS, (2021). *Gulf of Mexico Basin Depositional Synthesis Project Phase XI Atlas*. Institute for Geophysics. University of Texas.
- Gibbs, A.D., (1983). *Balanced cross-section construction from seismic sections in areas of extensional tectonics*. Journal of Structural Geology 5, 153–160. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141\(83\)90040-8](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141(83)90040-8)
- Guzmán, A.E., (2022). *Tampico-Misantla: A premier super basin in waiting*. AAPG Bulletin, vol. 106, 495–516. <https://doi.org/10.1306/09152121056>

- Hudec M., Norton I., Jackson M., Peel F., (2013). *Jurassic evolution of the Gulf of Mexico salt basin*. AAPG Bulletin, vol. 97, pp. 1683-1710, <https://doi.org/10.1306/04011312073>
- Imber J., Childs C, Nell P., Walsh J., Hodgetts D., Flint S., (2003). *Hanging wall fault kinematics and footwall collapse in listric growth fault systems*. Journal of Structural Geology, vol. 25, pp. 197-208, DOI 10.1016/S0191-8141(02)00034-2
- Kenning, J.J., Mann, P., (2021). *Cenozoic structural deformation between the southern Lamprea fold-belt and Salina del Bravo salt province by interacting salt and shale detachments, western Gulf of Mexico*. Journal of Structural Geology 153, 104458. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104458>
- Kenning, J.J., Mann, P., (2020). *Control of structural style by large, Paleogene, mass transport deposits in the Mexican Ridges fold-belt and Salina del Bravo, western Gulf of Mexico*. Marine and Petroleum Geology 115, 104254. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104254>
- Kim, Y. & Sanderson, D. (2005). *The relationship between displacement and length of faults: a review*. Earth-Science Reviews, v.68, pp 317-334.
- Le Roy, C., Rangin, C., (2008). *Cenozoic crustal deformation of the offshore Burgos basin region (NE Gulf of Mexico). A new interpretation of deep penetration multichannel seismic reflection lines*. Bulletin de la Societe Geologique de France 179, 161–174. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.179.2.161>
- Le Roy, C., Rangin, C., le Pichon, X., Thi Ngoc, H.N., Andreani, L., Aranda-Garcia, M., (2008). *Neogene crustal shear zone along the western Gulf of Mexico margin and its implications for gravity sliding processes. Evidences from 2D and 3D multichannel seismic data*. Bulletin de la Societe Geologique de France 179, 175–185. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.179.2.175>
- Lorenzo-García E., Morato-Medina A., (2018). *Geología del petróleo*. Editorial UPSE, ed.1, pp. 215. ISBN 978-9942-776-05-1
- Magoon L., Dow W., (1994). *The petroleum system*. The Petroleum System: From Source to Trap, pp 3-24, DOI 10.1306/M60585C1
- Massingill J., Bergantino R., Fleming H., Feden R., (1973). *Geology and genesis of the Mexican Ridges: Western Gulf of Mexico*. Journal of Geophysical Research, vol. 78, pp. 2498-2507, <https://doi.org/10.1029/JB078i014p02498>
- McKenzie D., (1978). *Some remarks on the development of sedimentary basins*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 40, pp. 25-32, DOI 10.1016/0012-821X(78)90071-7
- Morgan W., (1983). *Hotspot Tracks and the Early Rifting of the Atlantic*. Tectonophysics, vol. 94, pp. 123-139, [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(83\)90013-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(83)90013-6)
- Morley C., (2003). *Mobile shale related deformation in large deltas developed on passive and active margins*. Geological Society London, vol. 216, pp. 335-357, DOI 10.1144/GSL.SP.2003.216.01.22
- Morley C., King R., Hillis R., Tingay M., Backe G., (2011). *Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity: A review*. Earth-Science Reviews, vol. 104, pp. 41-91, <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.010>
- Nguyen L., Mann P., (2016). *Gravity and magnetic constraints on the Jurassic opening of the oceanic Gulf of Mexico and the location and tectonic history of the Western Main transform fault along the eastern continental margin of Mexico*. Interpretation, vol. 4, pp. SC23-SC33, DOI 10.1190/INT-2015-0110.1
- Nicol, A., Walsh, J., Childs, C., Manzocchi, T., (2020). *Chapter 6 - The growth of faults*, in: Tanner, D., Brandes, C. (Eds.), *Understanding Faults*. Elsevier, pp. 221–255. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815985-9.00006-0>
- Niemeyer H., (1999). *Sistemas de fallas extensionales*. Apuntes de Geología Estructural, pp. 53-72.
- Padilla y Sánchez, R. (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, tomo LIX, núm.1, pp 19-42.

- Padilla y Sánchez, R. (2013). *Geología Estructural*. Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, A.C., México.
- Paredes-Méndez, A. (2002). *Estilos estructurales de un área ubicada al sur de Maturín, Edo. Monagas*, Trabajo especial de grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.
- Pelletier, J. (2008). *Flexural isostasy*. In *Quantitative Modeling of Earth Surface Processes*. pp. 109-124). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511813849.006
- PEMEX. (2013). *Provincia Petrolera Tampico-Misantla. Provincias Petroleras de México*.
- Pindell, J., Villagómez, D., Molina-Garza, R., Graham, R., Weber, B., (2021). *A revised synthesis of the rift and drift history of the Gulf of Mexico and surrounding regions in the light of improved age dating of the Middle Jurassic salt*. Geological Society, London, Special Publications 504, 29. <https://doi.org/10.1144/SP504-2020-43>
- Reis A., Perovano R., Silva C. Vendeville B., Araujo E., Gorini C., Oliveira V., (2010). *Two-scale gravitational collapse in the Amazon Fan: a coupled system of gravity tectonics and mass-transport processes*. Journal of the Geological Society, vol. 167, pp. 593-604, <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-035>
- Restrepo-Pace P., (2020). *'Ductile v. Brittle' – Alternative structural interpretations for the Niger Delta*. Geological Society London, vol. 476, pp. 193-104, <https://doi.org/10.1144/SP476.2>
- Richards M., Duncan R. Courtillot V., (1989). *Flood Basalts and Hot-Spot Tracks: Plume Heads and Tails*. Science, vol. 246, pp. 103-107, DOI 10.1126/science.246.4926.10
- Rodríguez A., (2011). *Regional structure, stratigraphy, and hydrocarbon potential of the Mexican sector of the Gulf of Mexico (thesis M.S.)*. University of Texas at Austin, pp 177.
- Román-Ramos, J.R., Salomón-Mora, L.E., Aranda-García, M., Rosas-Lara, C., Cardenas-Domínguez, T., (2001). *Structural styles and gasiferous potential at the western slope of the Gulf of Mexico*, in: Cuarta Conferencia Internacional Conjunta AMGP/AAPG, Veracruz, México.
- Román-Ramos, Juan R., Cruz-Mercado, M.A., Salomón-Mora, L.E., Rosas-Lara, C., Sánchez-Ferrer, F., Biegert, E., Bartsch, E., (2009). *Continental-Oceanic Boundary Deep Structure in a Shear Margin: Western Main Transform, Offshore Veracruz, Southern Gulf of Mexico*, in: Bartolini, C., Román-Ramos, J. R. (Eds.), *Petroleum Systems in the Southern Gulf of Mexico*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., pp. 409–420. <https://doi.org/10.1306/13191094M903416>
- Rowan, M.G., Peel, F.J., Vendeville, B.C., (2004). *Gravity-driven Fold Belts on Passive Margins. Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*. <https://doi.org/10.1306/M82813C9>
- Royden L., Keen C., (1980). *Rifting process and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 51, pp. 343-361, DOI 10.1016/0012-821X(80)90216-2
- Salomón-Mora, L.E., 2013. *Structure and Tectonics of the Salt and Shale Provinces, Western Gulf of Mexico*. Aberdeen, Scotlan, U.K.
- Salomón-Mora, L.E., Aranda-García, M., Román-Ramos, J.R., (2009). *Contractional Growth Faulting in the Mexican Ridges, Gulf of Mexico*, in: Bartolini, C., Román-Ramos, J.R. (Eds.), *Petroleum Systems in the Southern Gulf of Mexico*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., pp. 93–115. <https://doi.org/10.1306/13191080M903332>
- Salomón-Mora, L.E., Aranda-García, M., Román-Ramos, J.R., (2004). *Plegamiento contraccional y sedimentación sintectónica en las Cordilleras Mexicanas*. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros 51, 5–21.
- Salvador, A., (1991). *Origin and development of the Gulf of Mexico basin*, in: Salvador, A. (Ed.), *The Gulf of Mexico Basin*. The Geological Society of America, Boulder, Colorado, U.S.A, pp. 389–444. <https://doi.org/10.1130/DNAG-GNA-J.389>

- Schulte P., Alegret L., Arenillas I., et al. (2010). *The Chicxulub Asteroid Impact and Mass Extinction at the Cretaceous-Paleogene Boundary*. Science, vol. 327, pp. 1214-1218, <https://doi.org/10.1126/science.1177265>
- Snedden, J.W., Galloway, W.E., (2019). *The Gulf of Mexico Sedimentary Basin: Depositional Evolution and Petroleum Applications*. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/DOI:10.1017/9781108292795>
- Stüwe, K. (2007). *Geodynamics of the Lithosphere: An introduction*. Springer, 2da ed.
- Tharp, T.M., Scarbrough, M.G., (1994). *Application of hyperbolic stress-strain models for sandstone and shale to fold wavelength in the Mexican Ridges foldbelt*. Journal of Structural Geology 16, 1603–1618. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90130-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90130-9)
- Torsvik T., Steinberger B., Ashwal L., Doubrovine P., Trønnes R., (2016). *Earth evolution and dynamics: a tribute to Kevin Burke*. Canadian Journal of Earth Sciences, vol. 53, pp. 1073-1087, <https://doi.org/10.1139/cjes-2015-0228>
- Vázquez-Meneses, M.E. (2005). *Gravity tectonics, Western Gulf of Mexico (tesis doctorado)*. Royal Holloway University of London, Egham. UK.
- Vendeville B., Cobbold P., Davy P., Choukroune P., Brun J., (1987). *Physical models of extensional tectonics at various scales*. Geological Society London, vol. 28, pp. 95-107, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.028.01.08>
- Wawrzyniec, T., Fouad, K., Schultz-Ela, D., Ambrose, W., Jennette, D., Sakurai, S., Guevara, E., Aranda, M., Alvarado, J., Hernández, U., Macias, E., Roman, J., Rosas, C., Rosas, K., Salomon, L.E., (2003). *Cenozoic Deformational Styles of the Laguna-Madre-Tuxpan Shelf and Mexican Ridges Fold Belt, Mexico*, in: Gulf Coast Association of Geological Societies/Gulf Coast Section SEPM Transactions. pp. 846–858.
- Weinberg R., Regenauer-Lieb K., Rosenbaum G., (2007). *Mantle detachment faults and the breakup of cold continental lithosphere*. Geology, vol. 35, pp. 1035-1038, DOI 10.1130/G23918A.1
- Wrona T., Magee C., Jackson C., Huuse M., Taylor K., (2017). *Kinematics of Polygonal Fault Systems: Observations from the Northern North Sea*. Frontiers in Earth Science, vol. 5 (101), pp 21, DOI 10.3389/feart.2017.00101
- Yarbu, I., Contreras, J., (2017). *The interplay between deformation, erosion and sedimentation in the deep-water Mexican Ridges foldbelt, western Gulf of Mexico basin*. Basin Research 29, 446–464. <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/bre.12157>
- Yarbu, I., González-Fernández, A., Spelz-Madero, R.M., Negrete-Aranda, R., Contreras, J., (2018). *Development of Detachment Folds in the Mexican Ridges Foldbelt, Western Gulf of Mexico Basin*. Tectonics 37, 2013–2028. <https://doi.org/10.1029/2017TC004948>