

## 2. Marco Geológico

El Golfo de México se encuentra localizado aproximadamente entre las coordenadas geográficas 90° a 99° de longitud al oeste de Greenwich y de 16° a 31° de latitud norte. El Golfo está delimitado por las costas de los estados de Yucatán, Campeche, Tabasco, Veracruz, Tamaulipas en la porción localizada en México. Dentro de las características predominantes del Golfo de México es que en él se encuentran algunas de las provincias petroleras más grandes del mundo.

La geología del Golfo de México es compleja, y está relacionada con una compleja evolución tectónica. La apertura del Golfo comienza con la disgregación de Pangea hace 230 millones de años. Los mecanismos cinemáticos propuestos para explicar la apertura del Golfo han sido variados y definidos también por los avances científicos y tecnológicos de la época. Por ejemplo, antes de la aceptación de la teoría de la Tectónica de Placas no se tenía ninguna explicación para dicho evento.

Durante la apertura del Golfo, la sedimentación comenzó con un depósito de lechos rojos continentales, seguido por grandes depósitos de sal. Sobre ellos se sedimentaron grandes depósitos de rocas carbonatadas que después cambiaron a sedimentos clásticos. Estos cambios de litologías se dieron por procesos geológicos tales como la invasión de aguas marinas, poca circulación de corrientes del Océano Atlántico en el Proto-golfo de México y la Orogenia Laramide, el evento Tectónico que formó la Sierra Madre Oriental.

### 2.1 Evolución del Golfo de México

Durante el Triásico superior se depositaron secuencias de lechos rojos (figura 2.1) de gran espesor y depósitos volcánicos asociados a “horsts” y “grabenés” en las principales áreas del Golfo de México (Salvador 1987). Afloramientos de lechos rojos se encuentran en algunas localidades importantes dentro de la Sierra Madre Oriental, en las áreas de Tamaulipas (Padilla y Sánchez, 1982), en Puebla (Ramírez-Ramírez, 1984; Salvador, 1991), y en Veracruz, y en la Sierra Monoclinal, ubicada entre el Macizo y la Sierra de Chiapas, (Meneses, 2001). Estos depósitos evidencian una etapa de distensión cortical durante la separación de Pangéa.

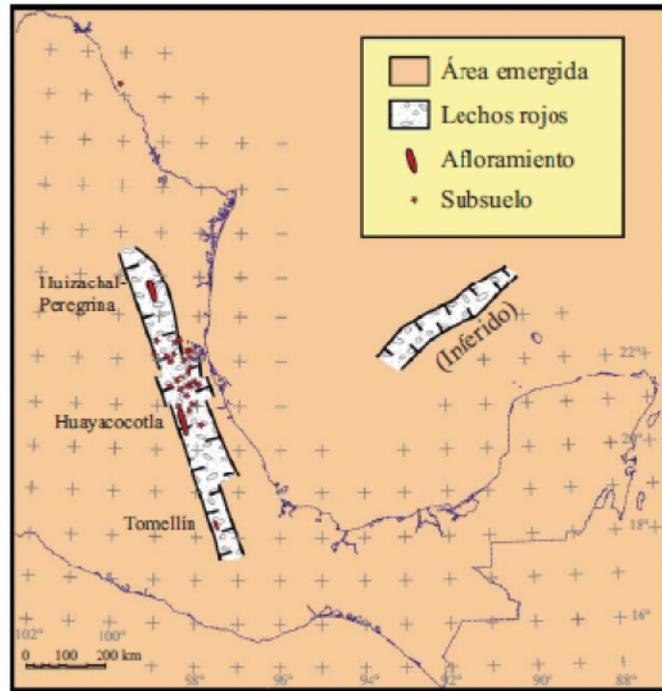


Fig. 3.1. Mapa de la paleogeografía del triásico, ubicación de horst y afloramientos de lechos rojos. Tomada de Padilla y Sánchez (2007).

El depósito de los lechos rojos se extiende desde el Triásico superior hasta el Calloviano, y son producto del ensanchamiento de los sistemas de grabenes y hundimientos lentos del proceso de *rifting*.

La presencia de fósiles marinos del Calloviano en la parte central de México sugiere que un brazo del Océano Pacífico se extendía a través de la parte central del país (Salvador, 1987), en donde, durante este mismo periodo, se cree que se formaron los grandes cuerpos salinos dentro de una extensa cuenca. En la actualidad se encuentran divididos los depósitos evaporíticos en dos principales zonas (Padilla y Sánchez, 2007)(figura 2.2).

Aunque el proceso de apertura (*rift*) fue lento, el depósito de sal fue relativamente rápido ya que ocurrió aparentemente en cinco millones de años (Padilla y Sánchez, 2007). Esto puede ser explicado si se considera que el movimiento del bloque de Yucatán se desplazó una distancia horizontal estimada entre 470 y 520 km. (Buffler y Sawyer; 1985; Pindell, 1985; Dunbar y Sawyer, 1987) a través de una falla descrita por Anderson y Schmidt (1983). Esta falla que desplazó Yucatán ha recibido diversos nombres, entre los cuales encontramos el de *Falla transformante Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas* (Pindell, 1985), *Falla Tamaulipas-Oaxaca* (Robin, 1982; Padilla y Sánchez, 1986). Esta hipotética falla resuelve el desplazamiento lateral del bloque de

Yucatán alrededor de 46° en sentido horario.

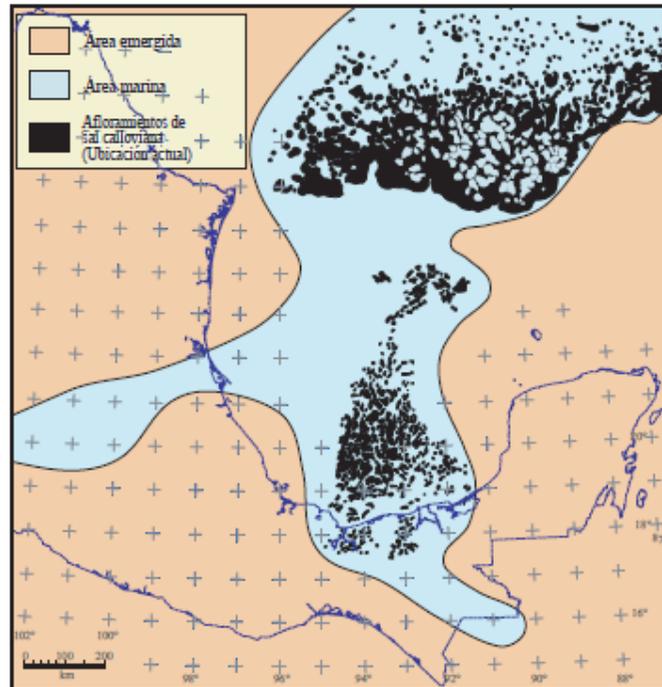


Fig. 2.2. Paleogeografía del Jurásico en el área del golfo, con la distribución actual de la sal. . Tomada de Padilla y Sánchez (2007).

Los modelos cinemáticos que explican el desplazamiento a lo largo de esta megacizalla han sido ajustados varias veces Anderson y Schmidt (1983), basan su interpretación de la apertura del Golfo de México en la existencia de la mega cizalla Mojave-Sonora y la mega cizalla del cinturón volcánico mexicano. Parte de esta interpretación fue tomada por Pindell y Kennan (2001), quienes posteriormente realizan un ajuste con base en los datos paleomagnéticos de Guerrero-García (1975) y Pindell y Kennan (2003). Los ajustes más recientes están hechos por Padilla y Sánchez (2007) y por Pindell y Kennan (2009).

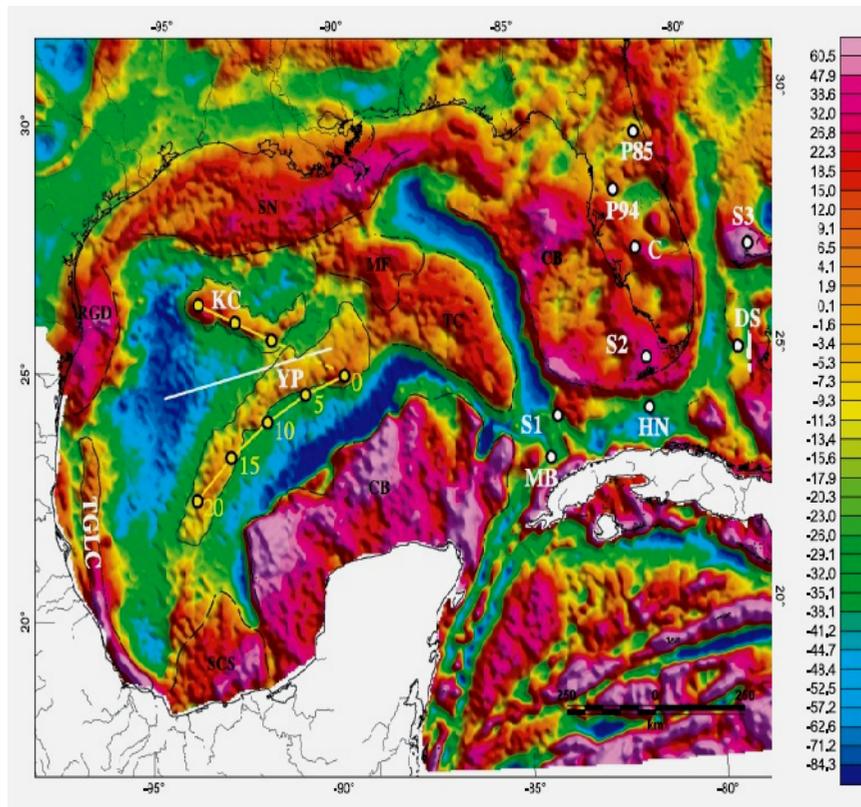


Fig. 2.3. Anomalia de Bouguer del Golfo de México, donde se notan las anomalías KC(Keathley-Canyon) y YP (Yucatan-Parallel-Anomaly) Bird et al. (2005).

Otro aspecto importante a considerar durante el proceso de apertura es el origen del rift que atraviesa al Golfo de México y separa los cuerpos salinos. Es un modelo que hablan de la probable generación de una pluma del manto, provocando la distensión y posterior separación (Bird et al. 2005). Estas aseveraciones han sido hechas con base en estudios gravimétricos, que muestran dos grandes estructuras al centro del Golfo de México, donde la corteza oceánica presenta un espesor ensanchado. Dichas estructuras han sido denominadas como Keathley-Canyon (KC) y Yucatan-Parallel-Anomaly (YP) (Figura 2.3).

Un modelo reciente propone que el Golfo de México es una cuenca Jurásica de trasarco (Stern y Dickinson, 2010), debido a que de esta manera se podría explicar porque el polo de apertura del Golfo es diferente al del Atlántico central; además el proceso de apertura ocurrió en un periodo corto (165 Ma – 142 Ma), sin ninguna otra causa aparente por la cual se detuviera el proceso de expansión del suelo oceánico.

Durante el Oxfordiano-Kimmeridgiano la invasión del mar hacia el continente continua e incluso aumenta, dando lugar a la formación de unidades carbonatadas, lutitas

calcáreas y lutitas. A su vez, se forman cuerpos salinos de anhidritas y sal. La formación de estos cuerpos salinos se incrementa a finales del Kimmeridgiano formando grandes lagunas evaporíticas y sabkas.

Para el Tithoniano se observa una estabilidad tectónica, durante la cual predominan principalmente la sedimentación de lutitas y carbonatos con alto contenido de materia orgánica. También se desarrollaron amplias plataformas someras en la zona sur abarcando desde el Macizo de Chiapas hasta el occidente del bloque de Yucatán. Las rocas depositadas en este periodo conservaron características litológicas muy parecidas entre sí. Las islas que bordeaban el occidente del Golfo todavía estaban emergidas y continuaban aportando sedimentos clásticos a las zonas litorales y en las plataformas predominaba el depósito de calizas arcillosas, condiciones similares se dieron tanto en el noroeste como en el suroeste mexicano (Quezada-Muñetón, 1987). A finales del Tithoniano debido a la subsidencia continúa la invasión del mar al Golfo, sumergió a la mayoría de las islas del Occidente.

Las condiciones de estabilidad tectónica se extendieron hasta el Neocomiano. La sedimentación fue muy parecida a la ocurrida antes y sólo decreció la cantidad de lutitas intercalada en los carbonatos que se presentaron al principio del cretácico hasta casi desaparecer al final del Valanginiano.

Durante el Aptiano se depositó una mayor cantidad de lutitas intercaladas en capas delgadas de carbonatos, la cual Goldhammer (1999) y Goldhammer y Johnson (2001) infieren que fue causado por una rápida elevación del nivel del mar. Sin embargo, no fue así en la zona suroeste, lo cual indica pudo ser originado por una mayor tasa de subsidencia en la zona noroeste, en comparación del resto del Golfo de México (Padilla y Sánchez, 2007).

Entretanto en el Albiano-Cenomaniano continuó la subsidencia general a una velocidad constante sobre toda la zona, prevaleció la sedimentación de clásticos sobre carbonatos y los altos basamentos emergidos desde el Jurásico tardío son sumergidos.

El incremento en la actividad volcánica en el occidente de México ocurre durante el Coniaciano y el Santoriniano, evidenciado en los depósitos de capas delgadas de lutitas y calizas intercaladas con abundantes horizontes de bentonita, encontrados en las plataformas de la zona occidental y meridional del Golfo, dicha actividad continúa hasta finales del Cretácico.

En la última etapa del periodo Cretácico aumenta el aporte de sedimentos clásticos provenientes del oeste de México, en cambio en el occidente la subsidencia aumento y se depositaron capas de margas y lutitas de gran espesor.

En el límite Cretácico-Terciario tiene lugar un evento importante para la evolución tectónica del golfo de México: el impacto de un meteorito en la costa norte de la península de Yucatán, al cual se le atribuyen las extinciones de varias especies (Alvarez et al., 1992) (Fig. 2.4). Como producto de este evento se depositaron brechas sobre las rocas carbonatadas sobre una gran extensión en el sur del Golfo de México. Se supone que esta brecha es producto del impacto del meteorito (Grajales-Nishimura et al., 2000).

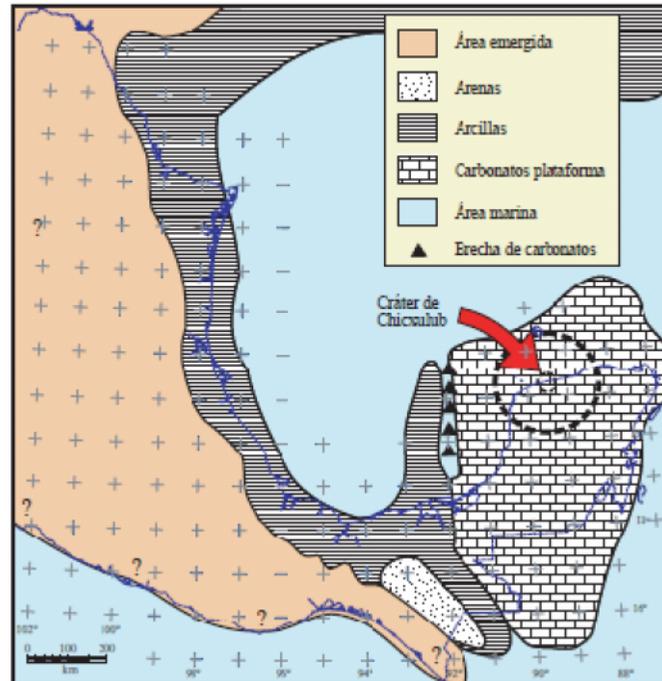


Fig. 2.4. Paleogeografía de inicios del Cenozoico, se muestra la zona donde se localiza en cráter de meteorito y El depósito de la brecha. Tomada de Padilla y Sánchez (2007).

A finales del Cretácico el aporte de los sedimentos de la zona noreste y occidental se incremento debido al inicio de la Orogenia Laramide o Hidalgonia, la cual dio origen, desde Paleoceno tardío hasta el Eoceno temprano, a las grandes cadenas plegadas y cabalgadas del occidente del Golfo de México. La orogenia fue causada por la convergencia de la Placa Farallón por debajo de la Placa Norteamericana. La orogenia causó una deformación a mayor distancia de la zona de trinchera, y elevó una porción considerable de la parte meridional de la placa de Norteamérica, debido al poco

ángulo de convergencia de la Placa Farallón durante la subducción. Se incremento así el aporte de sedimentos clásticos, aún después del fin de la orogenia; los cuales se depositaron en las grandes cuencas de antepaís de las plegadas cadenas (De Cserna, 1989; Padilla y Sánchez, 1982).

Durante este periodo el tamaño y forma de la cuenca dependió totalmente del flujo de sedimentación clástica. Se empiezan a desarrollar grandes fallas lítricas normales asociadas con los depocentros de las cuencas. Es así como en este tiempo se depositaron gruesos espesores de arenas finas en el talud y planicie costera del Golfo de México. Al mismo tiempo se iba rellenando de sedimentos más finos las zonas más profundas (Goldhammer, 1999).

Como consecuencia del aporte masivo de sedimentos la sal y la arcilla de la parte meridional del golfo de México empezaron a movilizarse, formando roll overs, diapiros, lenguas y canopies. Mientras tanto, en el sureste mexicano continuaba la sedimentación de carbonatos sobre la parte norte del Macizo de Chiapas y sobre el Bloque Yucatán.

En el Mioceno medio el Evento Chiapaneco forma la cadena plegada y cabalgada de Chiapas-Reforma-Akal, que surge como un *décollementa* nivel de la sal calloviana, formando pliegues orientados NW-SE y convergencia al noreste. Asociado al nivel de despegue, un volumen importante de sal se movilizó hacia el norte-noroeste, causando a su vez que las estructuras de la cadena de Chiapas-Reforma-Akal se bascularan en la misma dirección y crearan así nuevos centros de depósito. Desde entonces hasta fines del Neógeno, se depositaron varios kilómetros de espesor de sedimentos clásticos, que empezaron a deslizarse por gravedad también hacia el norte-noroeste, (misma dirección en la que se inclinaban los pliegues de la cadena Reforma-Akal).

El peso de estos sedimentos propició que la secuencia discordante Miocénica tardía comenzara un deslizamiento gravitacional hacia el NNW, iniciando así grandes fallas normales lítricas, orientadas WSW-ENE, es decir, casi perpendiculares a la orientación de los pliegues de la cadena Chiapas-Reforma-Akal; estas fallas normales regionales, sintéticas y antitéticas, constituyeron los límites de las cuencas de Comalcalco-Salina del Istmo y de Macuspana. Posteriormente, durante el Pleistoceno, las cuencas recién formadas bajo un régimen tectónico extensional sufren una

compresión, desarrollándose en ellas pliegues propios de inversión tectónica, más evidentes en el campo José Colomo de la Cuenca de Macuspana. (Fig. 2.5)

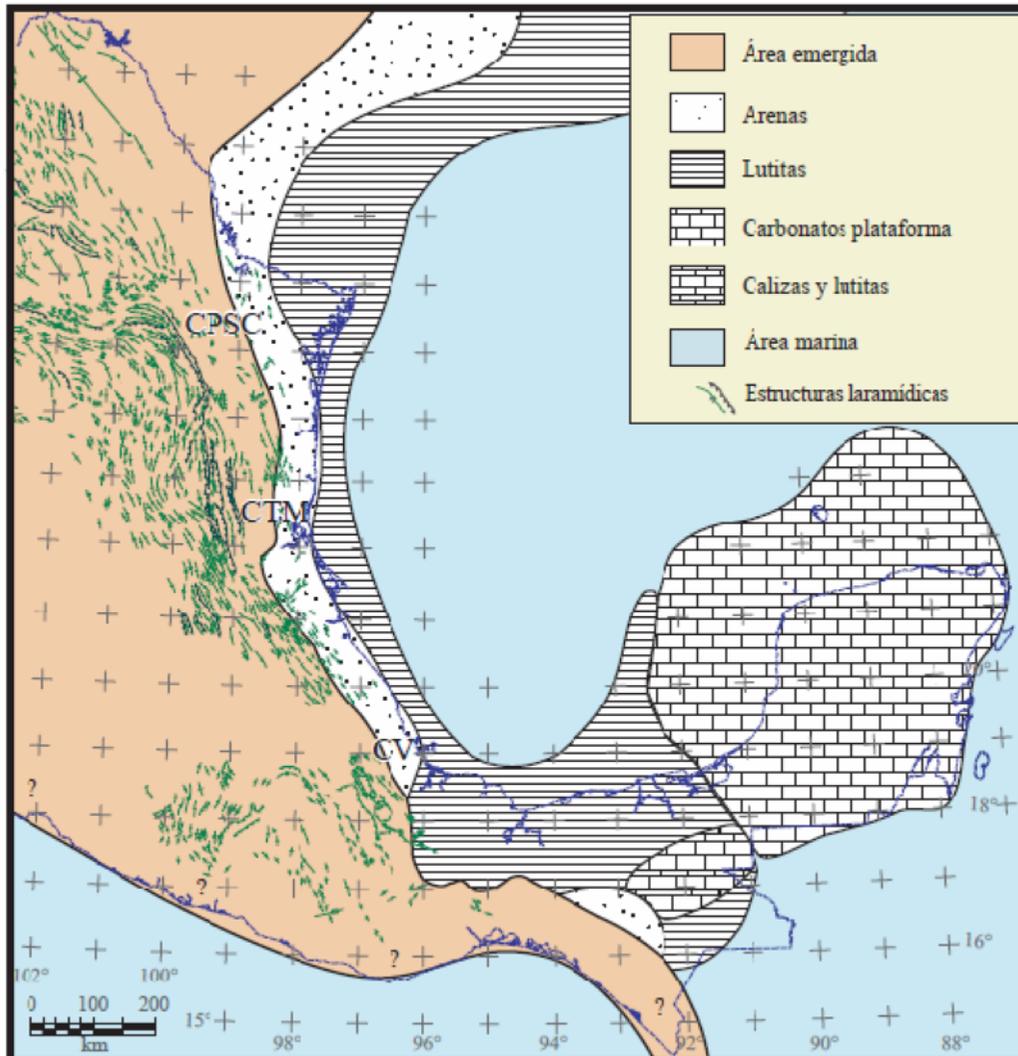


Fig. 2.5. Paleogeografía de finales del Cenozoico, donde se muestran los grandes plegamientos y los sistemas de fallas, por ejemplo la cordillera Ordoñez. Cuenca de Parras-San Carlos (CPSC), Cuenca de Tampico-Misantla (CTM) y Cuenca de Veracruz (CV). Tomada de Padilla y Sánchez (2007).