

# Neotectónica y facies sedimentarias cuaternarias en el suroeste del Golfo de México, dentro del marco tectono-estratigráfico regional evolutivo del Sur de México

J.E. Aguayo-Camargo  
*Facultad de Ingeniería, UNAM*

(recibido: mayo de 2004; aceptado: septiembre de 2004)

## Resumen

El área de estudio se ubica en la porción Sur-Occidental del Golfo de México y en el margen externo de la llanura costera del Sureste de México, con una extensión de unos 150 000 km<sup>2</sup>. Esta provincia geológica es resultado de los movimientos tectónicos intermitentes, espacio-temporales, de cinco placas tectónicas mayores: la de Norteamérica (1); las circum-pacíficas: Kula (2), Farallón (3) y Cocos (4), así como la del Caribe (5). Debido a los movimientos corticales referidos, en el prisma acrecional marginal continental del Golfo de México se acumularon intermitentemente, entre 12 y 14 km de espesores máximos de sedimentos en ambientes, desde continentales hasta marinos profundos durante el Triásico Tardío al Reciente. En el Sur de México y en el Suroccidente del Golfo de México se interpretaron las megasecuencias estratigráficas siguientes: (1) transgresión durante el Mesozoico; (2) regresión durante el Paleógeno; (3) regresión durante el Neógeno; (4) regresión y transgresión durante el Pleistoceno-Holoceno tardío y (5) estabilidad eustática actual a partir del Holoceno tardío, con base en la información geológica-geofísica del subsuelo marino y continental proporcionada por PEMEX-IMP, e integrada con aquella previamente establecida por diversos autores sobre las secuencias estratigráficas que afloran en la Sierra de Chiapas, y verificadas en localidades selectas durante este estudio, así como con los datos del Cuaternario aportados en este trabajo.

En el área de estudio, se elaboró el mapa morfobatimétrico mediante un barrido continuo, utilizando las ecosondas hidro-acústicas del buque oceanográfico "Justo Sierra" de la UNAM, destacándose los sistemas de fallas más prominentes y las intrusiones salinas que afloran en el piso marino; la información geológica-marina de este estudio se complementó con los datos estratigráficos de pozos y con los perfiles sísmo-estratigráficos del subsuelo marino profundo, proporcionados por PEMEX-IMP. Con esta información integrada, se interpreta en este trabajo el movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán que se desplaza en su porción Sur en Centro América, a lo largo de la provincia geológica del Arco de la Libertad y del sistema de fallas Polochic, con desplazamiento lateral-izquierdo. Los movimientos tectónicos dextrógiros de la microplaca de Yucatán fueron especialmente importantes durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano, porque se reactivaron subsidentemente las cuencas Terciarias distensivas de Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo en el Sureste de México.

**Descriptores:** Suroeste del Golfo de México, tectónica, sedimentación, estratigrafía.

## Abstract

*The studied area comprises the south western Gulf of Mexico and the external margin of the south eastern coastal plain of Mexico, with an extension of 150 000 km<sup>2</sup>. The geological province resulted from the intermittent movements of five major tectonic plates through space and time: Northamerica plate (1); the circum-pacific plates: Kula (2), Farallon (3) and Cocos (5), and the Caribbean plate (5). Due to these cortical movements, 12 to 14 km of sedimentary column were deposited in the marginal continental accretionary prism in environments which varied from continental to deep marine, since Late Triassic trough Recent. Based on the geological and geophysical data from the marine and continental subsurface facilitated by Pemex-IMP; such information was integrated with the one previously established by several authors, from the outcropping stratigraphic sequences of the Sierra de Chiapas, which were verified at selected localities, and also with the Quaternary data obtained during this research, with all these data it is herein interpreted the following stratigraphic megasequences at southeastern Mexico and south western Gulf of Mexico: 1) Mesozoic transgression, 2) Paleogene regression, 3) Neogene regression, 4) Pleistocene-late Holocene regression and transgression, and 5) eustatic stability since late Holocene.*

*At the studied area morpho-bathymetry map of the sea floor by means of a continuous linear hydro-acoustic sounder of the R/V "Justo Sierra" owned by UNAM. In this map, most prominent fault systems and salt diapirs outcropping on the sea floor make conspicuous, this data was complemented with that from the stratigraphic wells and seismic-stratigraphy profiles from the subsurface marine provinces provided by Pemex-IMP. It is herein interpreted with the integrated information, the clockwise rotation of the Yucatan block which moves in its southern portion in Central America, along the geological province of the Libertad Arch and of the Polochic left-lateral faulting system. The clockwise tectonic movements of the Yucatan microplate were specially important during late Miocene-early Pliocene, because it caused the reactivation and subsidence of the Tertiary tensional basins of Macuspana, Comalcalco and Salina del Istmo at south eastern Mexico.*

**Keywords:** South western Gulf of Mexico, tectonics, sedimentation, stratigraphy

## Introducción

El origen del Golfo de México ha sido motivo de controversias, ya que los procesos tectónicos distensivos y evolutivos de la cuenca circumatlántica marginal, a partir del Triásico Tardío-Jurásico Temprano, se les han asociado con los movimientos geodinámicos del bloque de Yucatán ocurridos con relación en el cratón de Norte América durante el Jurásico Tardío y que en síntesis se mencionan los siguientes modelos, entre otros: (1) Movimiento del bloque de Yucatán, paralelamente a la dirección de expansión de la placa del Atlántico del Norte (Buffler *et al.*, 1980; Dickinson y Coney, 1980; Klitgord y Schouten, 1986); (2) Movimiento del bloque de Yucatán en forma oblicua a la dirección de expansión de la placa del Atlántico del Norte: por el Norte (Salvador y Green, 1980; Salvador, 1987); por el Occidente (Pilger, 1978 y Walper, 1980); (3)

Movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán (Hall *et al.*, 1982); (4) Movimiento siniextrógiro del bloque de Yucatán (Humphris, 1978 y Pindell, 1985); (5) Inmovilidad del bloque de Yucatán (Van-Sincken, 1984).

Winker y Buffler (1988) sugieren que el modelo del movimiento siniextrógiro del bloque de Yucatán (4), propuesto por Humphris (*op.cit.*) y Pindell (*op.cit.*), es el que más corresponde con la geometría del borde norte del cratón de América del Sur, durante el rompimiento cortical y antes del desplazamiento de los bloques tectónicos continentales.

En el área de estudio y posteriormente a los movimientos tectónicos regionales precursores, durante el Paleógeno y como consecuencia de los desplazamientos tectónicos simultáneos e intermitentes de las placas oceánicas de Cocos y del Caribe, el bloque de Yucatán también se reactivó, originándose las cuencas tectónicas distensivas del

Sureste de México, las cuales se reactivaron y subsidieron rápidamente durante el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano. La dirección del movimiento en el Neógeno del bloque de Yucatán, es controvertido: Viniegra (1971) sugiere que su desplazamiento ocurrió hacia el norte; Charleston *et al.* (1984), proponen que el movimiento del bloque tectónico fue en sentido dextrógiro sin interpretar los mecanismos que lo originaron; Aguayo y Marín (1987), Aguayo y Carranza-Edwards (1990), Aguayo *et al.* (1999 y 2001), sugieren que el bloque de Yucatán se desplazó inicialmente hacia el Norte y posteriormente en sentido dextrógiro, como una microplaca tectónica asociada a sistemas de fallas con movimiento lateral-izquierdo y otros en sentido dextral, también interpretan que su margen Occidental es el Cañón de Campeche, el cual se prolonga hacia el Sureste hasta incidir en la fosa geológica del Arco de la Libertad y en el sistema de fallas con desplazamiento lateral-izquierdo Polochic en Centro-América. Los sistemas de fallamiento lateral-izquierdo son evidentes en la llanura costera del Sureste de México y se han estudiado en el complejo fluvio-deltaico Grijalva-Usumacinta (Aguayo *et al.*, 1999 y 2001); y para corroborar la extensión de éstos hacia el Golfo de México, se desarrolló el estudio oceanográfico del "Proyecto de investigación geodinámica marina del Suroeste del Golfo de México, del Neógeno al Reciente" (FIES-IMP-UNAM-96-17-1, 2001).

#### *Localidad:*

El área de estudio se ubica en la Bahía de Campeche, en el Suroeste del Golfo de México; el límite Norte del área es el frente externo de la bahía hacia el Golfo y el Suroccidente del escarpe de Campeche; al Sur, comprende el borde marginal externo de la llanura costera continental del Sur del Estado de Veracruz y la de los estados de Tabasco y Campeche; al Occidente, incluye al Cañón de Veracruz y su límite Oriental, corresponde al Cañón de Campeche y a la franja litoral de los estados de Campeche y del Noroccidente del Estado de Yucatán. El área se enmarca entre las

coordenadas geográficas: 21° 00' y 18° 00' de latitud Norte, 94° 50' y 90° 30' de longitud Oeste; comprende una superficie aproximada de 150 000 km<sup>2</sup> (Figura 1).

#### *Objetivos:*

1. Establecer e interpretar las megasecuencias paleo-sedimentarias mayores en la provincia marina, que son el resultado del dinamismo tectónico y eustático, con base en la interpretación de la información geológica-marina aportada en este trabajo y complementada con datos previos, regionales y locales, oceanográficos, geológicos superficiales y geológico-geofísicos del subsuelo sub-superficial y profundo.
2. Con base en las exploraciones oceanográficas de este estudio, cartografiar las estructuras morfobatimétricas del fondo marino para identificar los rasgos geológico-estructurales mayores de la Bahía de Campeche del Suroeste del Golfo de México y de su prolongación hacia el Sur en la llanura costera continental contigua del Sureste de México.
3. Proponer un modelo conceptual geodinámico de la provincia marina, enmarcado regionalmente con el movimiento tectónico de la microplaca del Bloque de Yucatán.

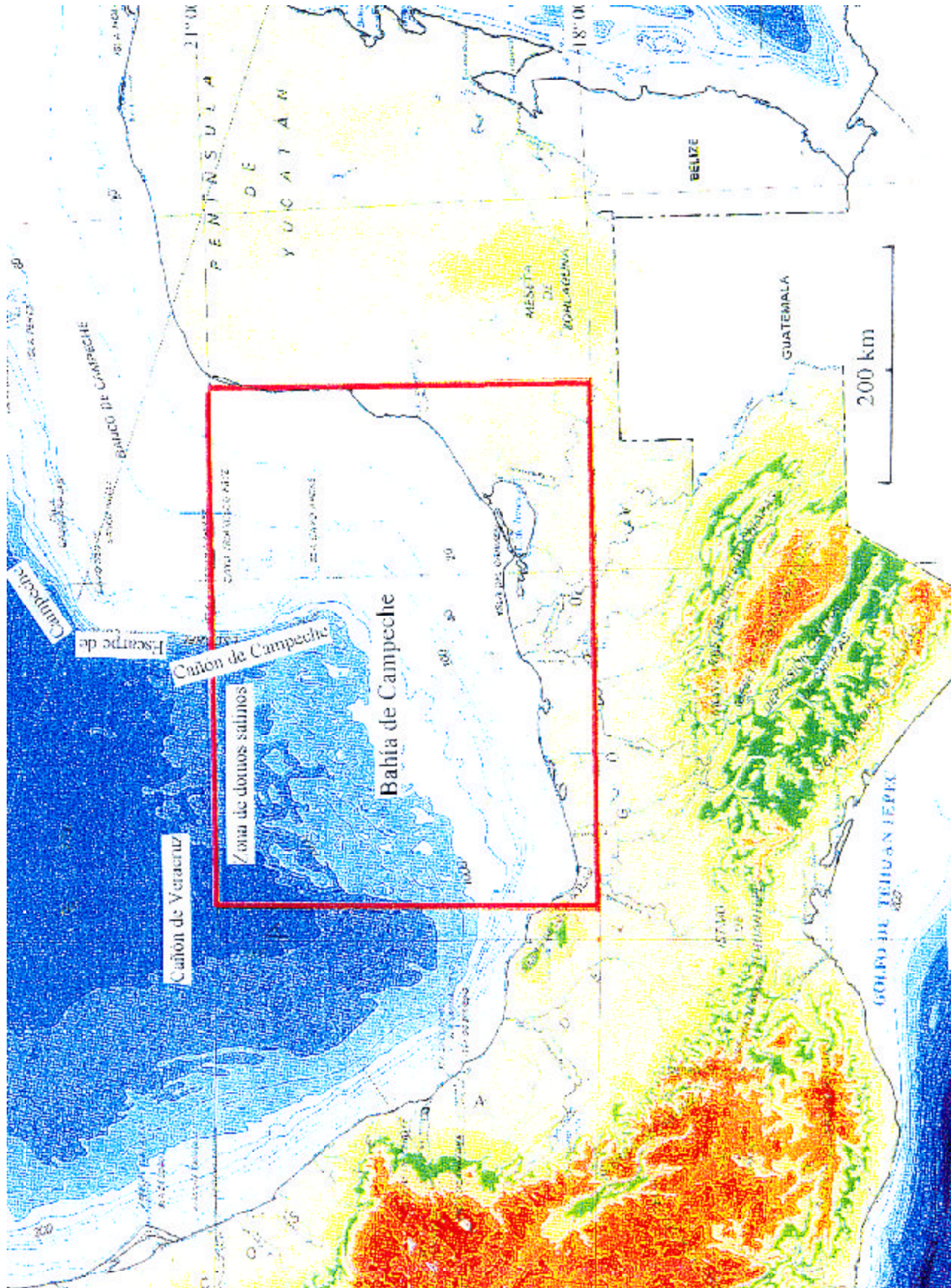


Figura 1. Plano de localización del área de estudio en el Suroeste del Golfo de México y en la llanura costera contigua del Suroeste de México



### *Métodos de trabajo:*

1. Compilación y análisis de la información previa, geológica, geofísica y oceanográfica, en artículos científicos, informes técnicos, mapas y cartas geo-referenciadas.

2. Elaboración del mapa geo-referenciado, utilizando el programa computacional "Geographic Information System", con base en la carta de la Secretaría de Marina (México-Costa Este, 1977; proyección Mercator, esc., 1 : 1 023 400).

3. Verificación de campo con observaciones geológico-estructurales a lo largo de la llanura costera marginal continental del Sureste de México y en la Sierrita de Chiapas.

4. Para la elaboración del mapa morfobatimétrico se llevaron a cabo dos expediciones oceanográficas a bordo del B/O "Justo Sierra" de la UNAM; la primera (SGMA-1) del 28 de febrero al 3 de marzo de 1998, en el Cañón de Campeche, en el margen Suroccidental del Banco de Campeche y en el Suroccidental de la Bahía de Campeche, siendo esta área la de los campos gigantes de PEMEX. La segunda expedición (FIES) se efectuó del 6 al 16 de julio de 1999, frente a los estados del Sur de Veracruz, Tabasco, Campeche y Noroeste del de Yucatán, desde la isóbata de 16 m, en la franja litoral, hasta la isóbata de 3 240 m, hacia el talud continental del Golfo de México. En ambas expediciones, uno de los objetivos fue cartografiar morfo-batimétricamente la superficie del fondo y del subsuelo marino hasta 50 metros de profundidad, por medio del perfilaje fisiográfico continuo, con la ecosonda hidro-acústica modelo ORE y el Sonar SIMRAD- ST, con frecuencias entre 3.5 a 1.5 KHz, en un recorrido total de 3743.74 km (2057 millas náuticas) y con 397 sitios de control batimétrico y geográfico, utilizando el posicionador GPS multicanal, modelo Magnavox, instalado en el buque.

5. La información recabada del fondo marino y del subsuelo somero en las expediciones

oceanográficas, se apoyó con la de algunos pozos profundos y con perfiles sísmicos de reflexión continua, proporcionados por PEMEX y consultados del proyecto C.I.C.A.R. (USGS-GD-72-001) de la US. Geological Survey, Secretaría de Marina y UNAM de 1972, con el objetivo de identificar la continuidad de los sistemas de fallamiento más conspicuos que afloran en el piso marino y su prolongación vertical hacia el subsuelo profundo y horizontalmente hacia la llanura costera con terminal adyacente.

### *Trabajos previos:*

Los trabajos de investigación geológica- geofísica terrestre desde las provincias de Chiapas-Tabasco-Campeche y su continuidad hacia el Golfo de México, los cuales se han desarrollado con diversos objetivos tectónicos, estructurales, estratigráficos, paleo-sedimentarios y geoquímicos, que han sido reportados por diversos autores desde hace varias décadas, aquí solamente se destacan algunos de ellos. (1) Tectónico-estructurales: Dengo y Bohnenberger (1969); Viniegra (1971); Sánchez-Montes de Oca (1978); Burkart (1978); Meneses de Gyves (1980); Meneses-Rocha (1986 y 1987); Burkart *et al.* (1987); Bartok (1989 y 1993); Vélez-Scholvin (1990); Ángeles-Aquino *et al.* (1994); entre otros. (2) Estratigráficos y paleo-sedimentarios: Aguayo (1966); Weyl (1974); Olivas-Ramírez (1975); Castro-Mora *et al.* (1975); Flores-Vargas y Baro-Santos (1977); Aguayo *et al.* (1985a y 1985 b); Basañez y Brito (1987); Ángeles-Aquino (1988); Alencáster y Michaud (1990); Herrera y Estavillo (1991). (3) Geoquímicos: Holguín (1985); Guzmán y Mello (1999); entre otros relacionados con el origen y la caracterización geoquímica de los hidrocarburos.

Los proyectos de investigación geofísica han sido fundamentales para definir geométricamente a las estructuras geológicas y a las secuencias sísmo-estratigráficas en el subsuelo profundo de la región; Camargo y Quezada (1991) reportan que Petróleos Mexicanos exploró en 1948 y 1949 la

zona costera marina del Sur del estado de Veracruz y la de Tabasco, configurando gravimétricamente los domos salinos y delimitándolos detalladamente con sísmica de reflexión con tinua.

Desde 1950 a 1971, se perforaron los pozos exploratorios: Tortuguero-1, Rabón Grande-1, Santa-Ana-239 y Marbella-1, estableciéndose la columna estratigráfica del Terciario-Cuaternario de la región costera. Desde la década de los 60's, Gumersindo Cantarell, pescador campechano, reportó a PEMEX las emanaciones de hidrocarburos en la superficie del mar a unos 70 kilómetros al Noreste de Ciudad del Carmen, Campeche. A partir de 1971, se intensificaron los estudios de geofísica marina con apoyo de la información geológica-geofísica terrestre, identificándose los sistemas estructurales mayores en la región del Cañón de Campeche; y entre 1974 y 1976, se perforó el pozo Chac-1 y otros más en el campo Cantarell, definiéndose la columna estratigráfica y los atributos paleo-sedimentarios de la provincia marina. Entre 1974 y 1983, continuó el estudio sísmico hasta la isóbata de 500 metros; desde 1979 a la fecha, se enmarcan las estructuras geológicas del subsuelo marino con métodos sísmicos tridimensionales de alta resolución, la estratigrafía y los paleo-ambientes sedimentarios se interpretan con sismoestratigrafía de secuencias y con el estudio de las muestras colectadas de los pozos que se perforan, lo cual permite interpretar la evolución tectono-sedimentaria y eustática en la provincia geológica.

En la planicie costera del Sureste de México y su extensión hacia el Golfo de México los estudios de investigación tectónica-estructural y estratigráfica-sedimentológica del Cuaternario en la región de estudio son escasos, comparativamente con los del Mesozoico y del Terciario que son estratégicos para la exploración petrolera. Aguayo y Carranza-Edwards (1990), destacan los lineamientos estructurales de fallamientos transcurrentes con movimiento siniestro en los sistemas fluvio-deltáicos Grijalva-Usumacinta, dentro del marco tectónico

regional; Sandoval-Ochoa *et al.*(1999), proponen un modelo de bloques corticales del basamento, con relación a su morfología y a la tectónica del Suroeste del Golfo de México; Aguayo *et al.*(1999), estudian la velocidad de progradación sedimentaria holocénica en la llanura costera del sistema fluvial-deltáico Grijalva-Usumacinta, con relación a los sistemas neotectónicos de fallamiento lateral-izquierdo; Aguayo *et al.* (2001), enfatizan sobre los procesos oceanográficos y tectónicos y los relacionan con el tipo y distribución de los sedimentos del fondo marino, asociados con el diapirismo salino marino superficial y sub-superficial, con implicaciones en la exploración petrolera en el subsuelo del Suroeste del Golfo de México.

### Marco geológico regional

La Cuenca del Golfo de México ancestral es el marco geológico regional del Golfo de México en el que se ubica el área de estudio, en su porción Suroccidental y en la llanura costera continental marginal del Sureste de México. El diámetro de la Cuenca del Golfo México es del orden de 2 200 km y es casi circular, con una superficie de unos 2.7 millones de km<sup>2</sup> de los cuales, 1.2 millones comprenden a la superficie continental expuesta y 1.5 millones al actual Golfo de México, que es ovoide y cuyo diámetro mayor es del orden de 1 800 km, desde la costa de Veracruz hasta la Occidental de la Península de Florida con un diámetro menor de 1 100 km, desde la costa Noroccidental de la Península de Yucatán hasta la de Texas-Louisiana; la parte más profunda del Golfo es la Zona Sigsbee, cuya planicie abisal está a 3 750 m bajo el nivel del mar (Figura 2).





Figura 2. Límites externos de la Cuenca del Golfo de México ancestral y del Golfo de México actual, en relación a la ubicación del Sureste del Golfo de México (A. Salvador, 1991)

La paleo-provincia marina corresponde a una cuenca circum-atlántica continental, marginal y divergente, relacionada con la apertura del Océano Atlántico (Dickinson, 1979), y evolucionó durante el rompimiento de la Pangea a partir del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Winker y Buffler, 1988). Los autores explican el origen de la cuenca como consecuencia del rompimiento que deriva de las masas corticales en forma distensiva, por lo tanto, asociadas éstas a fallamientos transcurrentes regionales y seguido por la expansión y subsidencia del fondo oceánico durante el enfriamiento de sus márgenes pasivos con el consecuente fracturamiento y fallamiento normal y lístrico de los bordes continentales, delineándose bloques sintéticos, antitéticos y rotacionales; lo cual ha sido ampliamente documentado por: Pilger (1981), Nunn *et al.* (1984), Buffler y Sawyer (1985), Winker y Buffler (1988) y Salvador (1991), entre otros autores.

Los sistemas estructurales descritos son característicos en el subsuelo de la planicie costera continental del margen de la Cuenca del Golfo de México y en el de la plataforma y talud continentales del borde del Golfo de México; que en conjunto, ambas provincias geológicas, limitan al prisma acrecional continental circum-atlántico de la Cuenca del Golfo de México como producto de su evolución tectono-sedimentaria, con espesores estratigráficos máximos que varían entre 12 a 14 km, desde el Triásico Tardío al Reciente.

### **Marco geológico local**

Con base en la historia geodinámica evolutiva del marco geológico regional, localmente en el área de estudio del Suroeste del Golfo de México y en la planicie costera del Sureste de México, se interpretan los eventos tectono-sedimentarios que están representados, cuando menos, por cinco mega-secuencias estratigráficas y que en resumen son las siguientes (Figura 3):

#### ***1. Transgresión durante el Mesozoico***

A partir del Triásico Superior, el basamento continental Pre-Triásico-Superior ígneo y metamórfico del Macizo Granítico de Chiapas, se fragmentó en sistemas de bloques distensivos, depositándose los sedimentos aluviales y fluvio-aluviales continentales (lechos rojos) y en el Jurásico Medio (Calloviano); sucesivamente, pero en forma intermitente, se depositó una secuencia de sedimentos evaporíticos que infrayacen a sedimentos limo-arcillosos y areno-limosos de ambientes de planicie fluvial y litoral, intercalados con calizas y margas de ambientes marinos someros del Jurásico Superior; esta secuencia, a su vez, subyace a depósitos de calizas y margas dolomitizadas con brechas y conglomerados intraformacionales, calcáreos y dolomitizados del Cretácico Inferior. Durante el Cretácico Medio y Superior, los procesos transgresivos marinos dominaron en el área, lo que es evidente por los depósitos sucesivos de calizas masivas y dolomias con bancos biógenos que infrayacen a calizas limo-arcillosas, limolitas y lutitas del Cretácico Tardío. Hacia el Golfo de México, las facies litorales y de plataforma somera de la región de Chiapas-Tabasco cambian a sedimentos pelágicos, calcáreos y arcillosos de ambientes de plataforma externa, talud y de cuenca, cuyo rango estratigráfico comprende desde el Jurásico Superior al Cretácico Superior. La secuencia estratigráfica mesozoica de la Cuenca del Golfo de México, fue deformada estructuralmente por los esfuerzos compresivos de la Orogenia Larame, con vergencia hacia el Norte-Noreste, generados durante la subducción de la placa tectónica Farallón en el margen circum-pacífico (Coney, 1976, 1979 y 1983; Dickinson, 1979).



| ERA        | SISTEMA   | SERIE       | PISO           | COLUMNA ESTRATIGRÁFICA | LITOFACIES                  | MEGASECUENCIAS |
|------------|-----------|-------------|----------------|------------------------|-----------------------------|----------------|
| CENOZOICA  | TERCIARIO | CUATERNARIO | RECIENTE       |                        |                             | 5 R T E        |
|            |           | PLISTOCENO  |                |                        |                             | 4 R            |
|            |           | PLOCENO     | PLACENSIANO    |                        |                             |                |
|            |           |             | DANOLESIANO    |                        | (1) CUERPOS DE ARENISCAS    |                |
|            |           |             | MESIANIANO     |                        |                             |                |
|            |           |             | TORTONIANO     |                        |                             |                |
|            |           |             | SERRAVALIANO   |                        |                             | 3 R            |
|            |           |             | LANGHAMIANO    |                        |                             |                |
|            |           |             | BURDIGALESIANO |                        |                             |                |
|            |           |             | AGUTANIANO     |                        |                             |                |
|            |           | OLIGOCENO   | CHATTANO       |                        |                             |                |
|            |           |             | RUPESIANO      |                        | Y LUTAS                     | R              |
|            |           | EOCENO      | PRIABONIANO    |                        |                             |                |
|            |           |             | BARTONIANO     |                        |                             |                |
|            |           |             | LUTETIANO      |                        | CUERPO DE CALCA-RENITAS     | 2 T            |
|            |           |             | YPRESIANO      |                        |                             |                |
|            |           |             | SELANDIANO     |                        |                             |                |
| MESOZOICA  | CRETÁCICO | PALEOCENO   | DARBIANO       |                        | CUERPO DE HUECHAS CALCÁREAS | R              |
|            |           |             | MAASTRICHTIANO |                        |                             |                |
|            |           |             | CAMPANIANO     |                        |                             |                |
|            |           | SUPERIOR    | SARONIANO      |                        |                             |                |
|            |           |             | PALEOCENO      |                        |                             |                |
|            |           |             | CRETÁCICO      |                        |                             |                |
|            |           | MEDIO       | CENOMANIANO    |                        |                             |                |
|            |           |             | ALBIANO        |                        |                             |                |
|            |           |             | APTIANO        |                        |                             |                |
|            |           | INFERIOR    | NEOCOMIANO     |                        |                             |                |
|            |           |             |                |                        |                             |                |
|            |           |             |                |                        |                             |                |
|            |           | JURÁSICO    | TITHONIANO     |                        |                             |                |
|            |           |             |                |                        |                             |                |
|            |           |             | KIMMERIDGIANO  |                        |                             |                |
|            |           |             | OXFORDIANO     |                        |                             |                |
|            |           |             |                |                        |                             |                |
|            |           | MEDIO       | CALOVIANO      |                        |                             |                |
|            |           |             |                |                        |                             |                |
|            |           | INFERIOR    |                |                        |                             |                |
|            |           |             |                |                        |                             |                |
|            |           | TRIÁSICO    |                |                        |                             |                |
| PALEOZOICA |           |             |                |                        |                             |                |
|            |           |             |                |                        |                             |                |

Figura 3. Columna estratigráfica y facies sedimentarias generalizadas del Suroeste del Golfo de México, interpretada y complementada en megasecuencias por: Aguayo et al. (2001) y después de J. Meneses de Gyves (1980); M.A. Basañez-Loyola; M.A. Brito (1987); y F.J. Ángeles-Aquino (1988)

## 2. Regresión durante el Paleógeno

Al emerger la provincia geológica por los esfuerzos de deformación compresiva laramídica Norte-Noreste, durante el Cretácico Tardío-Paleoceno Temprano; otro evento tectónico ocurrió en el cinturón orogénico de Chiapas por esfuerzos tectónicos distensivos durante el Paleoceno-Eoceno Temprano, con la formación de fosas y pilares de piamonte, pararelas y marginales al frente orogénico; en las fosas se depositaron sedimentos aluviales y fluvio-aluviales compuestos por gravas y brechas calcáreas y calcáreo-arcillosas, productos de la erosión y transporte de las secuencias estratigráficas mesozoicas. La megasecuencia sedimentaria del Paleógeno se caracteriza por sus ciclos oscilantes, regresivos y transgresivos, pero con franca tendencia regresiva. Durante el Eoceno Temprano ocurrió un ciclo breve transgresivo, depositándose terrígenos texturalmente finos (limo-arcillosos, limo-calcáreos y calcáreo-arcillosos) de ambientes litoral y marino somero; posteriormente, durante el Eoceno Medio-Superior ocurrieron otros dos eventos sedimentarios consecutivos; el primero regresivo, con el depósito de sedimentos terrígenos de textura areno-limosa y arcillosa de ambientes de planicie fluvio-deltáica, y el segundo, transgresivo, caracterizado por la secuencia de areno-limosa y calcáreo-arcillosa de ambientes litoral y marino somero. En contraste con esta provincia terrígena, la secuencia estratigráfica eocénica del margen occidental de la Plataforma de Yucatán es calcárea y predominan calcarenitas de biógenos y oolítas, también depositadas en ambientes litorales y marinos someros.

Durante el Oligoceno continuó el depósito de la secuencia terrígena areno-arcillosa en las fosas y de bancos calcáreos de moluscos y corales en los pilares estructurales en ambientes marinos someros, como resultado de eventos regresivos; las fosas y pilares subsidian y basculaban diferencialmente hacia la parte profunda del Golfo de México. Hacia el Sur, en las provincias geológicas

de los estados Sur-Oriental de Campeche y en el de Tabasco, los sedimentos terrígenos se depositaron en ambientes someros, desde planicies fluviales, lagunares litorales, hasta fluvio-deltáicos y de plataforma marina somera; hacia el margen Occidental de la Plataforma de Yucatán, los sedimentos eran lodos calcáreos de ambientes de plataforma abierta; las provincias sedimentarias progradaron hacia el Golfo, como facies calcáreo-arcillosas y arcillosas pelágicas en ambientes marino profundo, talud y cuenca. Los eventos tectónicos distensivos y compresivos, asociados con los depósitos sedimentarios progradantes durante el Paleógeno Inferior, fueron interrumpidos por una extensa emersión del basamento a fines del Oligoceno, conformándose fosas y pilares distensivos que se interpretan como consecuencia del desplazamiento de la placa proto-caribeña hacia el Noreste, durante el Eoceno-Oligoceno Superior y atenuada durante el Mioceno Temprano.

## 3. Regresión durante el Neógeno

En el Mioceno Inferior, los sedimentos terrígenos y evaporíticos de la provincia geológica del Sureste de México y los calcáreos del margen Occidental de la Plataforma de Yucatán, en franca etapa regresiva, progradaron intermitentemente hacia las zonas profundas del Golfo de México; lo que es evidente, ya que se presentan regionalmente horizontes discordantes, tanto en el subsuelo de la planicie costera del Golfo, como en la plataforma calcárea de Yucatán; lo que fue ampliamente documentado por Meneses de Gyves (1980) y Ángeles-Aquino (1988), entre otros autores. A partir del Mioceno Medio, se definió la placa del Caribe que se desplazó hacia el oriente franco, como consecuencia del movimiento de la placa de Norteamérica que se separaba de la de Sudamérica y simultáneamente y en forma transtensiva, el bloque tectónico Chortis (Honduras-Nicaragua), también se desplazaba desde el margen Suroccidental de México, hacia su posición actual (Malfait y Dinkelman, 1972). El margen Occidental de la placa de Norteamérica trasladó a la dorsal

oceánica del Pacífico Oriental; el arco magmático de Panamá cerró la trayectoria de la corriente ecuatorial oceánica que comunicaba a los océanos Atlántico y Pacífico, por lo que, la corriente ecuatorial siguió su curso hacia el Nor-Poniente, o sea, hacia el Mar Caribe y al Golfo de México, generándose el sistema complejo de corrientes de Lazo dentro del mismo, con manifestaciones en sus márgenes de elevación del nivel del mar por eustatismo, lo que fue ampliamente documentado por Mullins *et al.* (1987).

A la vez, la provincia del Istmo de Tehuantepec alcanzó su máxima actividad tectónica manifestándose con el rápido hundimiento de los bloques tectónicos que aceleraron la conformación del Golfo de Tehuantepec; asociados estos movimientos tectónicos con intensa actividad volcánica (Sánchez-Barreda, 1981 y Pedrazzini *et al.*, 1982); debido a esta actividad tectónica, las secuencias areno-arcillosas terrígenas de la región del Istmo y las calcáreas de la Plataforma de Yucatán, progradaron hacia la cuenca del Golfo de México.

La placa de Cocos inició su actividad geodinámica en subducción con el continente, también durante el Mioceno Medio, generándose esfuerzos tectónicos transtensivos y transpresivos con vergencia hacia el Norte-Noreste, que activaron también a la falla regional del Istmo o Salina Cruz con desplazamientos laterales-izquierdos; conjugándose estos esfuerzos con los movimientos del bloque de Yucatán durante su desplazamiento dextrógiro, con movimiento lateral-izquierdo en su porción Sur en Centro América, a lo largo del Arco de la Libertad y del sistema del fallamiento Polochic; durante el Neógeno y debido al movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán se reactivaron las cuencas sedimentarias distensivas de Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo, que subsidieron rápidamente en el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano. La acumulación de secuencias terrígenas repetitivas y regresivas, es de unos 10 km de máximo espesor; las facies sedimentarias progradantes se

depositaron en ambientes fluvio-deltáicos, litorales-lagunares y de plataforma interna somera con cambios laterales hacia el Golfo de México, a facies sedimentarias pelágicas depositadas en ambientes marinos profundos. En este evento tectónico también se activaron las fallas transcurrentes y transpresivas orientadas Noroeste-Sureste en la provincia geológica de la Sierra de Chiapas, adquiriendo su actual conformación estructural que ha continuado modificándose durante el Cuaternario por los esfuerzos compresivos con vergencia hacia el Noreste de la placa circum-pacífica de Cocos, que genera sistemas conjugados de fallas transcurrentes y fracturas con orientación Noroeste-Sureste y Noreste-Suroeste, siendo estas últimas las de mayor tendencia, ya que coinciden con la dirección de los esfuerzos compresivos de la placa circum-pacífica Cocos.

#### 4. Regresión y transgresión durante el Pleistoceno-Holoceno Tardío

En el Plioceno Tardío-Cuaternario Temprano, continuaron los procesos marinos regresivos, interrumpidos por ciclos cortos de sedimentación transgresiva y retrogradante, causados por las fluctuaciones eustáticas de origen climático que ocurrieron durante los periodos glaciales e interglaciales del Pleistoceno (Logan *et al.*, 1969; Putsy, 1965 y 1966).

Las secuencias sedimentarias progradaron rápidamente hacia el Golfo de México con breves etapas retrogradantes durante el eustatismo, debido a los cambios climáticos globales que ocurrieron en los periodos glaciales e interglaciales del Pleistoceno Temprano. A partir del Pleistoceno Tardío, durante el evento post-glacial del Wisconsiniano (18 000 años, antes del presente, a.p.), hasta el Holoceno Tardío (6 000-5 000 años, a.p.), ocurrió el evento transgresivo con ciclos breves regresivos, lo que es evidente en el talud continental y en el borde Norte y Occidental de la plataforma de Yucatán, en donde se han registrado las fluctuaciones eustáticas ocurridas durante este periodo de tiempo. Logan *et al.* (1969),



determinaron la edad de los sedimentos calcáreos en varias terrazas submarinas, fechándolas con carbono radioactivo: (1) estabilidad del nivel del mar entre 140 a 100 metros (b.n.m.), 18 000 años, a.p.; entre 70 y 56 metros (b.n.m.), 12 500 años, a.p.; entre 40 y 30 metros (b.n.m.), 9 000 años, a.p. También Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada (1990) y Gutiérrez-Estrada *et al.* (1998), en el Banco de Campeche, registraron las evidencias morfobatimétricas, debidas a las variaciones eustáticas transgresivas del Pleistoceno Tardío al Holoceno Tardío, por medio del perfilaje hidroacústico y el muestreo sistemático de los sedimentos calcáreos a diferentes profundidades (b.n.m.): 140, 90, 80, 70, 60, 36 y 18 metros. Los datos que se mencionan del área de estudio, son correlativos con los reportados en otros sitios geográficos del Golfo de México por Fisk y McFarlan (1955), Shepard (1960) y McFarlan (1961), y en las costas del Pacífico en México (Curry, 1961), entre otros autores.

### 5. Estabilidad eustática actual desde el Holoceno Tardío

A partir del Holoceno Tardío (6 000-5 000 años, a.p.), la planicie costera del Sureste de México progradó del Sur-Sureste al Nor-Noroeste, hacia el Golfo de México, con el depósito sucesivo de sedimentos fluvio-deltáicos, a razón de 6 a 10 metros por año (Aguayo *et al.*, 1999). Esta información es congruente con lo reportado en la misma área de estudio por Putsy (1965 y 1966) y Tanner y Stapor (1971), quienes describen las evidencias morfobatimétricas y sedimentológicas debidas a las fluctuaciones del nivel del mar ocurridas durante el Pleistoceno Tardío al Holoceno, hasta la transgresión marina y su estabilidad eustática actual, desde el Holoceno Tardío. Los autores también explican las causas del evento de progradación sedimentaria en la franja costera-litoral sin variaciones significativas en la posición actual del nivel del mar por el aporte de sedimentos fluvio-deltáicos de los sistemas Mezcalapa, Grijalva-

Usumacinta y de otros sistemas fluviales menores asociados.

La tendencia reciente a nivel global, aparentemente, es la elevación del nivel del mar por el deshielo de los casquetes polares, lo que es controvertido a nivel científico, aunque no improbable, puesto que existen evidencias del sobre-calentamiento del planeta por causas naturales e inducidas por acciones antropogénicas desde la era industrial en el siglo XIX, con el aumento del CO<sub>2</sub> en la atmósfera y el consecuente incremento de la temperatura global de 0.5°C durante el siglo pasado por el uso de combustibles fósiles (Speranza *et al.*, 1995).

## Discusión

Siendo uno de los objetivos de este proyecto la cartografía morfobatimétrica del fondo marino para destacar las estructuras geológicas mayores del Suroeste del Golfo de México (Figura 4) y definir su extensión hacia el Sur, en la llanura costera continental adyacente del Sureste de México, información que es fundamental como criterio en la interpretación geodinámica regional del Suroeste del Golfo de México, se programaron dos expediciones oceanográficas con el B/O "Justo Sierra" de la UNAM, utilizando ecosondas hidroacústicas con frecuencias entre 3.5 y 1.5 KHz, en un recorrido continuo de 3743.74 km (2057 millas náuticas), con control geográfico y batimétrico en 397 sitios de control, con distanciamiento promedio entre los mismos de aproximadamente 5 km (2.75 millas náuticas). En estos transectos, el registro hidro-acústico destaca los perfiles geológico-estructurales y estratigráficos del subsuelo sub-superficial hasta 50 m de profundidad, bajo el piso marino, y en la interfase agua-sedimento se cartografió el perfilaje continuo de sus rasgos fisiográficos y morfobatimétricos del fondo marino en toda la superficie del área estudiada.

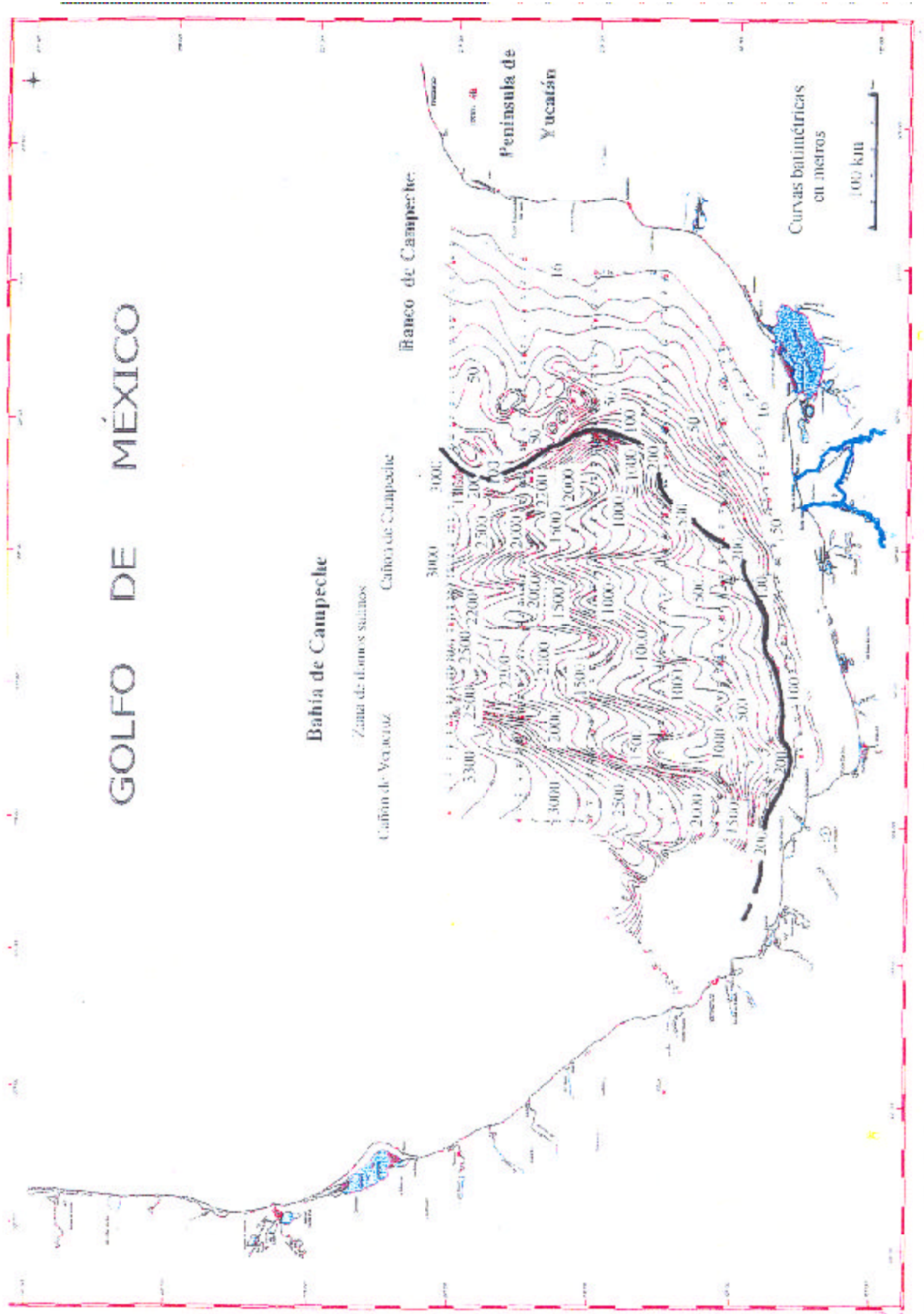


Figura 4. Morfobatiometría de la Bahía de Campeche en el Sureste del Golfo de México (isóbatas en metros)

La zona de estudio comprende a la Bahía de Campeche, en el Suroeste del Golfo de México (a la Bahía de Campeche también se le denomina en la literatura “Golfo” ó “Sonda” de Campeche). La bahía fisiográficamente comprende de oriente a poniente, hacia la porción Occidental del Banco de Campeche, que es un extenso banco calcáreo, somero, casi plano y de baja pendiente ( $0^{\circ} 04'$  a  $0^{\circ} 02'$ ); en este estudio fue notoria la presencia de antiguas líneas de playas asociadas con estructuras arrecifales formando montículos y pináculos, bancos de biocalcarenitas y cordones litorales.

Los depósitos que se describen, en general, son paralelos a la línea de costa Occidental actual de la Península de Yucatán y al margen de la plataforma continental; estos depósitos calcáreos fueron evidentes en esta investigación a diferentes profundidades, en la isóbata de 16 m y a 36, 60 y 90 m (b.n.m.); y es significativa la presencia de disoluciones kársticas, debidas a las oscilaciones eustáticas del Pleistoceno, lo que fue ampliamente documentado por Ayala-Castañares y Gutiérrez-Estrada (1990) y Gutiérrez-Estrada *et al.* (1998). Los depósitos calcáreos que se localizaron durante este estudio y las zonas kársticas están asociados con sistemas de fracturas locales y fallas regionales, que en conjunto, forman un patrón estructural paralelo al borde externo del Banco de Campeche, desde el Sur-Suroeste del Escarpe de Campeche, prolongándose hacia el Suroeste del banco calcáreo y en el extremo Noreste de Laguna de Términos y de la Isla del Carmen, Campeche; este sistema estructural continúa hacia el Sur, en el subsuelo de la llanura costera del Sureste de México, que en el subsuelo corresponde a la provincia geológica calcárea de la Plataforma de Yucatán, según datos reportados por PEMEX-IMP. A este sistema de fallas y fracturas, en conjunto, en este trabajo se propone como sistema de la “Falla Candelaria” (Figura 5).

La Falla Candelaria en la llanura costera continental del Sureste de México y su extensión hacia el Golfo de México, es el borde Occidental del Banco de Campeche, aproximadamente en la

isóbata de 200 m, que a la vez, corresponde al extremo Oriental del Cañón de Campeche. Este cañón submarino tiene una orientación del Noroeste hacia el Sureste y estructuralmente es una fosa tectónica, cuyo piso abisal hacia el Golfo de México alcanza profundidades máximas cercanas a los 3 000 m (b.n.m.). El cañón se caracteriza por contener sistemas de fracturas y fallas locales y regionales transtensivas con desplazamientos dextral y lateral-izquierdo, paralelas y escalonadas, desde el borde Noroeste del Banco de Campeche hasta la isóbata de más de 2 000 m, hacia el interior del mismo. El cañón se prolonga hacia el Sureste y el sistema de fracturas y fallas se manifiestan en la superficie del piso marino en la isóbata de 16 m; hacia el subsuelo profundo, el sistema estructural es más complejo y está formado también por fallamientos transpresivos y transtensivos con movimientos laterales dextrales y siniestros, afectados por el diapirismo salino en el área petrolera de Cantarell, según datos proporcionados por PEMEX-IMP.

El límite Occidental del Cañón de Campeche corresponde al margen Oriental de la Zona de Diapiros Salinos de la parte central de la Bahía de Campeche; este margen, también está caracterizado por sus sistemas complejos de fallas transtensivas con movimiento lateral-izquierdo y presencia de diapiros salinos, de los cuales, algunos afloran en la superficie del piso marino; el sistema de fallas también está escalonado hacia el fondo del Cañón de Campeche, aunque la densidad de las mismas, en este margen, es menor que en su margen Oriental. Este sistema estructural se prolonga hacia el Sureste e incide en la zona Suroccidental de la Laguna de Términos en Punta Xicalango y de la Isla del Carmen, Campeche. En este sitio, en la isla, las fallas son evidentes y se asocian con emanaciones activas de hidrocarburos que impregnan a los bancos de moluscos, expuestos en la superficie del terreno. A este sistema de fallas y fracturas la denominan Aguayo *et al.* (1999), “Falla Xicalango”, y se prolonga hacia el Sur- Sureste en la planicie costera del Sureste de México.



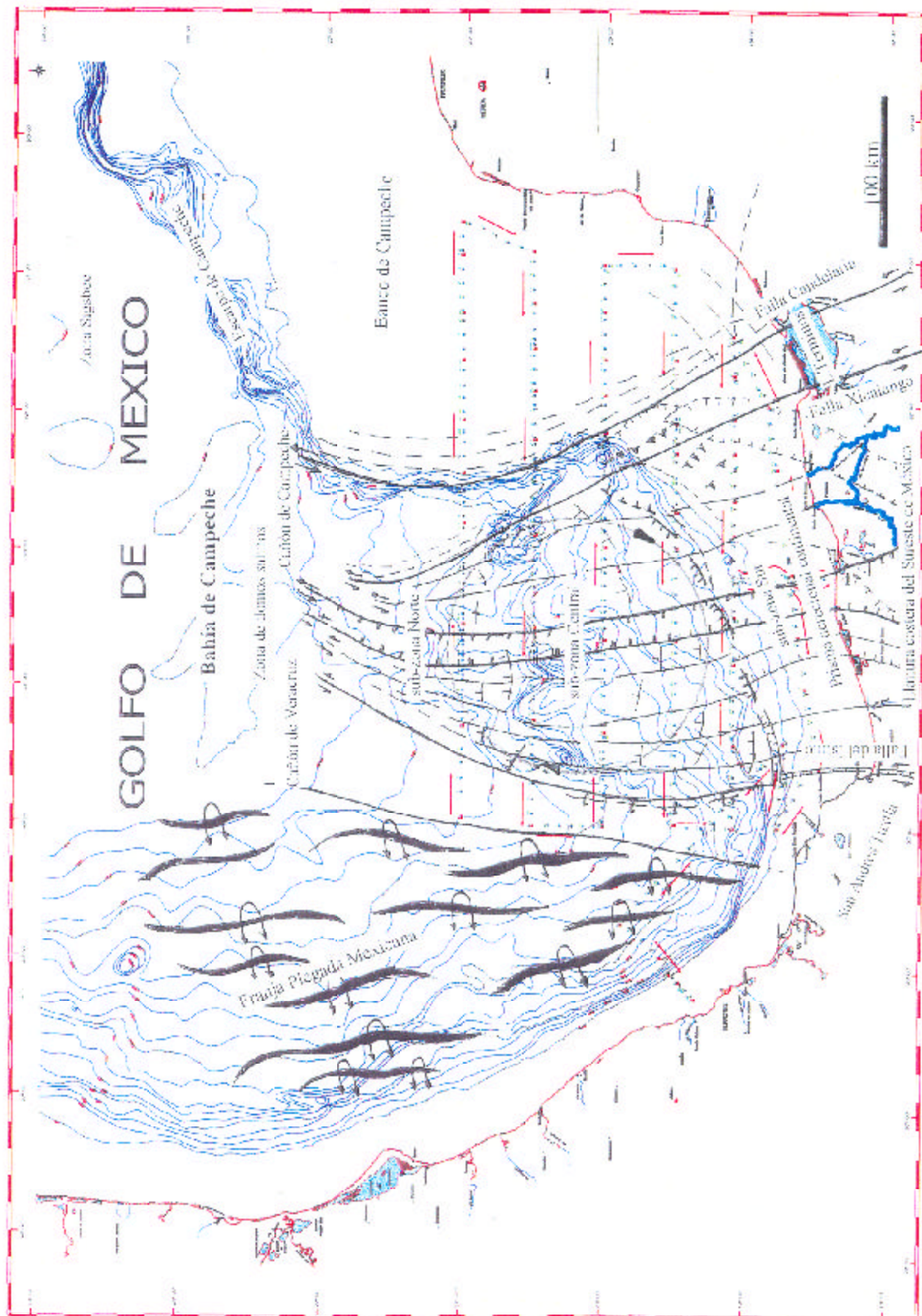


Figura 5. Sistemas geológico-estructurales mayores en la Bahía de Campeche en el Suroeste del Golfo de México y en la llanura costera contigua del Sureste de México. Se marcan los transectos oceanográficos y los sitios de apoyo geográfico y batimétrico. En la sub-zona central de la bahía se destaca la trayectoria de la corriente oceánica anticiclónica

Por otro lado, el Cañón de Campeche es una provincia geológica de transición de sedimentos calcáreos hacia el Banco de Campeche, hacia el Oriente del cañón; y de terrígenos siliciclásticos de origen fluvio-deltáicos en el sector Occidental de la Bahía de Campeche, desde la Zona de Diapiros Salinos y en el Cañón de Veracruz, hacia la costa Noroccidental de Golfo de México externa al área de estudio.

En la zona de diapiros salinos de la parte central de la Bahía de Campeche fue manifiesto en los ecogramas durante el registro continuo hidroacústico, que la superficie del fondo marino es irregular, debido a la presencia de sistemas complejos de fracturas y de fallas transtensivas con movimiento lateral-izquierdo, comúnmente asociados con diapirismos salinos y que frecuentemente sobresalen del fondo marino. Hacia el Noreste, en la parte profunda del Golfo de México, el diapirismo salino se prolonga hasta la Zona Sigsbee a 3750 m (b.n.m.). Estos sistemas estructurales complejos se prolongan hacia el Sur, o sea, hacia la planicie costera con tinental de los estados del Sur de Veracruz, Tabasco y Campeche, lo que se evidencia en los sistemas fluvio-deltáicos de los ríos Coatzacoalcos, Tonalá-Mezcalapa y Grijalva-Usumacinta (San Pedro-San Pablo). En el subsuelo profundo de la costa marina y en el con tinental, los sistemas estructurales se prolongan hacia las cuencas Salina del Istmo, Comalcalco y Macuspana; y a éstas en conjunto, las denominan González y Holguín (1992) como, Cuenca del Sureste de México.

Las irregularidades del fondo marino obedecen a patrones geométricos definidos de los intrusivos salinos, según lo interpretado en este trabajo con la información oceanográfica aportada durante este estudio e integrada con los datos geofísicos sobre la presencia y la distribución de los domos salinos superficiales y del subsuelo marino profundo que reportan Bryant *et al.*(1984), así como con la de prospección sísmo-estratigráfica de reflexión continua de PEMEX y de otros datos geofísicos,

gravimétricos y magnetométricos, acerca del estudio de emplazamiento de la superficie del manto superior en el Golfo de México (Comínguez, *et al.*, 1977; Sandoval-Ochoa *et al.*, 1999).

Los datos morfobatimétricos del piso marino en esta investigación, destacan principalmente a los sistemas mayores de fallamiento regional y local, así como la presencia de los domos más superficiales, ya que los ecogramas de la ecosonda hidro-acústica, como ya se mencionó, solamente registran perfiles estratigráficos y estructurales hasta 50 m de profundidad del subsuelo sub-superficial, a partir del piso marino. Por tal razón, el emplazamiento de los domos salinos profundos y su distribución espacial, solamente se pueden registrar por medio de métodos geofísicos de exploración profunda y verificación directa con la perforación de pozos.

Bryant *et al.*(1984), registraron la presencia de domos salinos superficiales y del subsuelo profundo de la Bahía de Campeche en el Golfo de México, así también hacia el Sur, en la llanura costera continental del Sureste de México, en las cuencas del Terciario. Con base en la información cartográfica reportada en ese trabajo, aquí se distinguen e interpretan en la zona de diapiros salinos de la Bahía de Campeche tres sub-zonas salinas, de acuerdo a su posición geográfica y a sus características geométricas, las cuales son distintivas en cada una de ellas:

1. En la sub-zona Norte de la Bahía de Campeche, hacia el Golfo, la morfología de los diapiros salinos tiende a ser elongada y de forma abanicada, con sistemas conjugados y orientados Nor-Noroeste y Noreste, pero con fuerte tendencia hacia el Noreste, o sea, hacia la planicie abisal de la Zona Sigsbee, siguiendo la trayectoria del movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán.
2. En la sub-zona central de la Bahía, los domos salinos, morfológicamente tienen una expresión grumosa, sin orientaciones preferen-

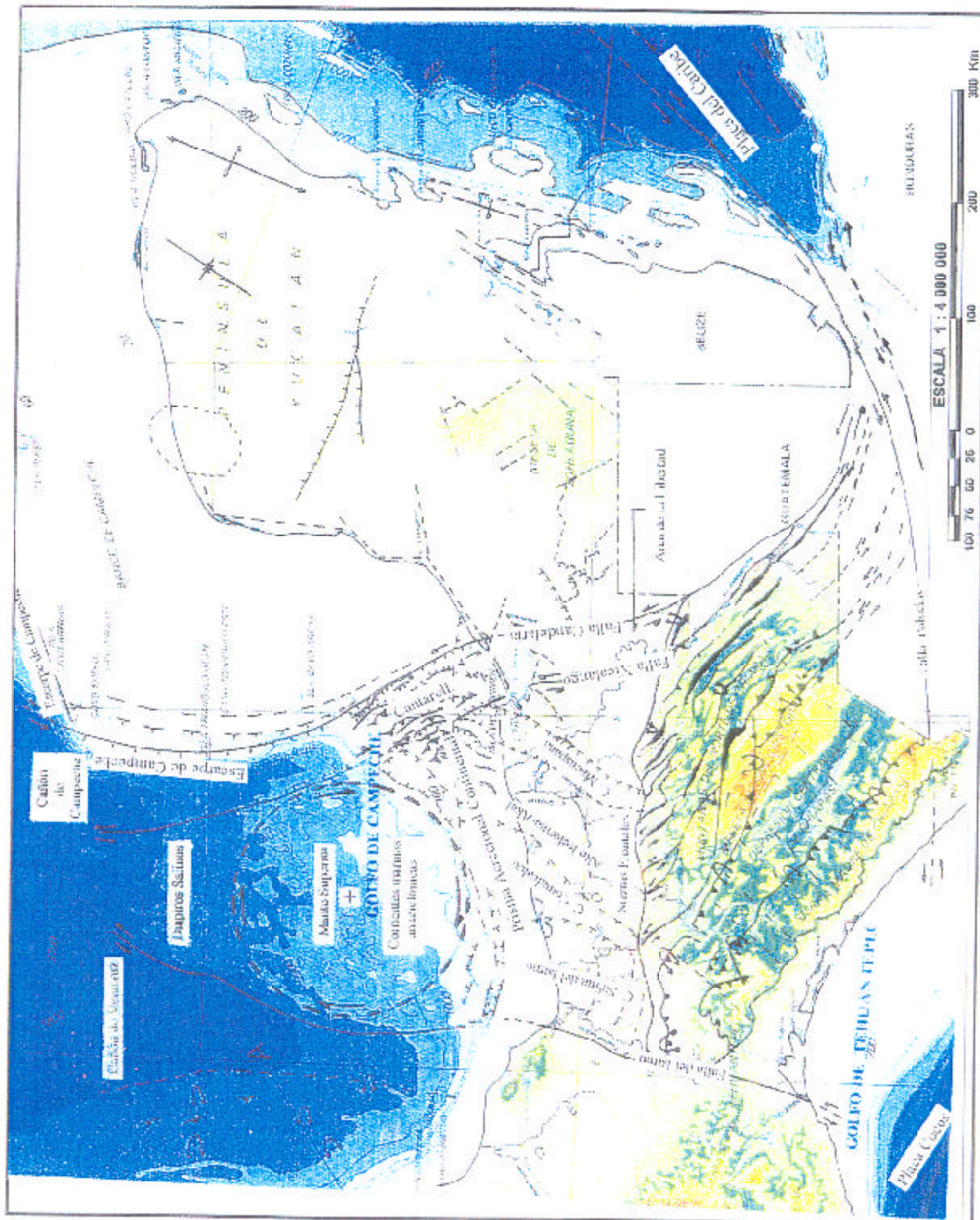
ciales; la forma geométrica de este dominio tiende a ser circular, con un diámetro cercano a los 200 km, que es coincidente con la ubicación del alto del manto superior en el subsuelo profundo, emplazado entre 15 y 16 km de profundidad (b.n.m.), según lo reportado por Comínguez *et al.* (*op.cit.*) y por Sandoval Ochoa *et al.* (*op.cit.*); por otro lado, en esta subzona, también se manifiesta una corriente oceánica con movimiento anticiclónico (dextrógiro), cuyo diámetro es de unos 200 km y que se sobrepone al dominio de los domos salinos grumosos que, como ya se mencionó, también reflejan la ubicación del alto del manto superior en el subsuelo profundo (Figura 6).

En la superficie del mar, la corriente marina fue reportada por Welsh y Walker (1997), con base en sus variaciones térmicas superficiales, a través de imágenes satelitales para estudios ambientales de la NOAA-GOES (octubre 12, 1997), aunque corrientes de esta naturaleza en el Golfo de México alcanzan al fondo marino a profundidades que varían entre los 800 y 1 000 m (Vidal *et al.*, 1992 y 1999).

3. En la sub-zona Sur de los domos salinos de la Bahía de Campeche la orientación morfológica de los diapiros no es uniforme, localmente y en forma aislada; esta sub-zona se prolonga hacia la llanura costera continental del Sureste de México, debido a que su presencia obedece al patrón estructural del prisma acrecional marginal continental, cuya orientación regional es del Noreste al Suroeste, e incluye a las cuencas del Terciario del Sureste de México; que en conjunto, se caracterizan por sus sistemas de fracturas y fallas distensivas paralelas al borde de la plataforma continental, siguiendo al sector circular del límite Sur de la sub-zona central de domos salinos, con concavidad hacia el Norte, formando bloques sintéticos, antitéticos y rotacionales que en forma escalonada y durante su evolución tectónica han manifestado una franca subsidencia hacia el Golfo de México.

En la provincia geológica del prisma acrecional marginal continental, la columna estratigráfica tiene espesores entre 10 y 12 km, según la información geofísica del subsuelo reportada por PEMEX-IMP y en el proyecto C.I.C.A.R. (1972).





**Figura 6.** Modelo geodinámico regional del Sureste del Golfo de México y de la llanura costera contigua del Sureste de México en relación al desplazamiento destrógrado de la microplaca tectónica del bloque de Yucatán, desde el Neógeno al Reciente



Por medio del método hidro-acústico continuo en la zona de los domos salinos de la Bahía de Campeche, se registraron diversos patrones de fallas y fracturas con orientación regional hacia el Nor-Noreste. Los sistemas estructurales son transversivos con movimiento lateral-izquierdo; las trayectorias de algunos se interrumpen con otros sistemas cuya orientación es Noreste-Suroeste, paralelos al borde de la plataforma continental y a la franja litoral. En el sector central del dominio salino de la Bahía de Campeche con orientación Norte a Sur, se cartografiaron sistemas de fallas y bloques distensivos orientados regionalmente hacia el Nor-Noreste, extendiéndose hacia el sur e incidiendo en el complejo fluvio-deltáico del río Mezcalapa, siendo evidentes en las bocas de las rías litorales de Tupilco, Dos Bocas y Chiltepec, en el estado de Tabasco; los sistemas estructurales se proyectan hacia el subsuelo profundo, formando parte del complejo estructural de la cuenca terciaria de Comalcalco. Este complejo estructural distensivo bisecta en dos sectores a la zona de domos salinos de la Bahía de Campeche, el Occidental y el Oriental; el límite del sector Occidental es el Cañón de Veracruz y el del sector Oriental es el Cañón de Campeche. Los sistemas estructurales en estos dos sectores, respectivamente, se prolongan y bifurcan hacia el Suroeste y hacia el Sureste, internándose en la franja litoral de la llanura costera del Sureste de México. Los rasgos estructurales del sector Suroccidental inciden en las desembocaduras de los complejos fluvio-deltáicos de los ríos Coatzacoalcos, en el Sur de Veracruz, en el del río Tonalá y en la laguna El Carmen, en el estado de Tabasco; los cuales son parte del complejo estructural en el subsuelo de la cuenca terciaria Salina del Istmo. El patrón estructural que se menciona, también es evidente en la laguna La Machona y en la ría de Tupilco en el Estado de Tabasco; en el subsuelo, estos sistemas estructurales se manifiestan en la cuenca terciaria de Comalcalco; la laguna Pajonal se ubica entre las lagunas El Carmen y La Machona y es el umbral en el subsuelo de las cuencas terciarias Salina del Istmo y Comalcalco. Por otro lado, el sector

Oriental estructural con bifurcación hacia el Sureste se evidencia en la llanura costera expuesta en las bocas de las rías de Dos Bocas y Chiltepec y en las planicies de los sistemas fluvio-deltáicos Grijalva-Usumacinta (San Pedro-San Pablo), en el Estado de Tabasco; el extremo Oriental de este sector está en Punta Xicalango, que es la zona Suroccidental de la laguna de Términos en el Estado de Campeche. El complejo estructural neotectónico del sistema Grijalva-Usumacinta y de Punta Xicalango con orientación Noroeste-Sureste, se superponen al alto tectónico Reforma-Akal, del Mesozoico y a la cuenca Macuspana del Terciario, cuya orientación es Noreste-Suroeste, paralelamente al margen calcáreo occidental de la Plataforma de Yucatán en el subsuelo (Figuras 5 y 6).

Entre los patrones estructurales que se describen, Aguayo, *et al* (1999), estudiaron los del sistema Grijalva-Usumacinta y los de Punta Xicalango, reportándose desplazamientos Neotectónicos entre 7 y 15 km con movimientos laterales-izquierdos; las trazas de las fallas están orientadas Noroeste-Sureste y los diferentes depósitos sedimentarios asociados a las mismas se dataron con carbono radioactivo en conchas de moluscos contenidos en los sedimentos, cuyo rango de edad varía entre 5 600 hasta menos de 200 años antes del presente; por lo cual, se interpreta que la zona de estudio sigue siendo tectónicamente activa.

Los sistemas estructurales descritos que son evidentes en la llanura costera continental expuesta y en el subsuelo profundo del Sureste de México también manifiestan su continuidad hacia la plataforma continental del Golfo de México, en diferentes regiones marinas, frente a los estados del Sur de Veracruz, Tabasco y Campeche. Las prolongaciones hacia el Golfo de las desembocaduras de los ríos Coatzacoalcos y Tonalá se presentan como canales erosivos desde la zona litoral hasta más de 200 m de profundidad; en ambos casos, estos mismos siguen su trayectoria hacia el Norte y se desvían hacia el Occidente, siguiendo los lineamientos fisiográficos del prisma

acrecional marginal con ti nen tal, hasta incidir en el Cañón de Veracruz, al Noreste de los Tuxtlas, Ver. Frente a las lagunas El Carmen, Pajonal y Machona se colectaron depósitos fluviales asociados a terrazas litorales escalonadas hacia el Golfo y a canales erosivos someros entre 20 y 40 m (b.n.m.). Hacia el Norte del río Tupilco, de la laguna Dos Bocas y de los complejos fluvio-deltáicos Grijalva-Usumacinta (San Pedro-San Pablo), las trayectorias de los cauces erosivos formados durante las épocas interglaciales del Pleistoceno son las mismas que la de los sistemas sedimentarios costeros actuales, cartografiándose desde la isóbata de 16 m en la plataforma continental en donde algunos de ellos se prolongan a más de 200 m (b.n.m.) en el talud con ti nen tal superior.

El límite Occidental de la Bahía de Campeche es el Cañón de Veracruz que es una sub-provincia fisiográfica oceánica, orientada ligeramente hacia el Noreste, desde la planicie abisal del Golfo de México y hacia el alto volcánico de los Tuxtlas, Veracruz. La formación del cañón se debe al deslizamiento y plegamiento por gravedad de las secuencias estratigráficas del Terciario y del Cuaternario que conforman el frente Sur de la Franja Plegada Mexicana, de la porción Centro-Occidental del Golfo de México; este complejo estratigráfico-estructural es el límite Occidental del Cañón de Veracruz, su límite Oriental es el margen Occidental de la zona diapirica salina de la Bahía de Campeche (Figura 5). Durante esta investigación, los sistemas hidro-acústicos registraron que los sedimentos en el fondo del cañón no están perturbados, y que éste es casi llano; en la margen Occidental del mismo, se manifiestan plegamientos tectónicos abruptos con vergencia hacia el Oriente de la Franja Plegada Mexicana; y en su margen Oriental, los sistemas plegados del cañón son menos pronunciados, son angostos y rítmicos, asociados con diapirismo salino que se presenta en forma columnar, intensificándose estos mismos hacia el Oriente, o sea, en la zona de domos salinos.

Los rasgos tectónicos que se detectaron durante las campañas oceanográficas en esta

investigación, evidencian su continuidad regional en la Bahía de Campeche, y hacia el Sur, inciden hacia la llanura costera contigua hacia las cuencas terciarias en el subsuelo profundo del Sureste de México; esto último se documentó con la información proporcionada por PEMEX-IMP, en sus informes técnicos inéditos y de otros trabajos publicados ya referidos en incisos anteriores. Con base en la información geológica-estructural y estratigráfica mencionada en esta investigación, se propone un modelo conceptual geodinámico de la provincia marina, enmarcado regionalmente con el movimiento geodinámico de la microplaca de Yucatán durante el Neógeno y el Reciente (Figura 6), y que en síntesis se resume su evolución geológica en lo siguiente:

Durante el Mioceno Medio la placa de Cocos en subducción, generó esfuerzos tectónicos transcurrentes con desplazamiento lateral-izquierdo, plegando a la secuencia estratigráfica con vergencia hacia el Nor-Noreste y activándose contemporáneamente la falla regional siniestra del Istmo o Salina Cruz; estos movimientos tectónicos, a la vez, se conjugaron con los desplazamientos dextrógiros del bloque de Yucatán, cuando la placa tectónica del Caribe se desplazó hacia el Oriente franco. En el Mioceno Superior-Plioceno Inferior, el movimiento dextrógiro del bloque de Yucatán se reactivó y la provincia marina del Suroeste del Golfo de México fue afectada por sistemas estructurales distensivos, cuyas tendencias hacia el Noreste siguen la trayectoria dextrógiro del bloque tectónico. En el Sureste de México, las cuencas terciarias también se reactivaron (Guzmán y Mello, *op.cit.*) y los sistemas estructurales de fallas transcurrentes y transpresivas orientadas Noroeste-Sureste en la provincia geológica de la Sierra de Chiapas adquirieron su actual conformación estructural (Sánchez-Montes de Oca, 1978; Meneses-Rocha, 1986; Vélez Scholvinck, 1990). El extremo Sur del bloque de la microplaca de Yucatán se desplazó durante este tiempo a lo largo del Arco de la Libertad, siguiendo la trayectoria del sistema transtensivo Polochic

con movimiento lateral-izquierdo (Dengo y Bohnenberger, 1969; Burkart, 1978 y Burkart, *et al.*, 1987). El límite Norte del Arco de la Libertad en superficie son las Montañas Maya en Belice y en el Sur es la Zona del Petén en Guatemala; la fosa tectónica del Arco de la Libertad en México se prolonga desde la provincia geológica chiapaneca hacia el Noroeste en el Cañón de Campeche, que según se interpreta en este trabajo está afectado en su margen Oriental en tal, por los sistemas complejos de fallas transtensivas y transpresivas del borde Occidental de la plataforma calcárea de Yucatán, y por el diapirismo salino hacia su porción Suroriental en la zona petrolera de los campos de Cantarell. El margen Occidental del Cañón de Campeche colinda con la zona de diapiros salinos de la Bahía de Campeche referida en incisos anteriores.

En síntesis, la provincia marina del Suroeste del Golfo de México y la continental del Sureste de México, regionalmente han estado relacionadas tectónicamente desde el Neógeno hasta el Reciente, durante las interacciones geodinámicas de dos placas tectónicas oceánicas mayores; la circumpacífica de Cocos en subducción con el continente, con dirección hacia el Nororiente y la del Caribe, con franco movimiento hacia el Oriente franco. Como consecuencia de los movimientos corticales, simultáneos e intermitentes de ambas placas tectónicas, también se reactivó el bloque de la microplaca de Yucatán, desplazándose en sentido dextrógiro a lo largo de la provincia geológica del Arco de la Libertad y del sistema estructural Polochic, en Centroamérica. Los movimientos tectónicos descritos, aunado con las fluctuaciones eustáticas ocurridas durante el Cuaternario por cambios climáticos, gobernaron la configuración fisiográfica actual de la provincia oceánica del Suroeste del Golfo de México y de la llanura costera con terreno tal contigua del Sureste de México.

## Conclusiones

1. La Cuenca del Golfo de México ancestral es el marco geológico regional del Golfo de

México, el cual enmarca al área de estudio en su porción Sur-Occidental y en la planicie costera adyacente del Sureste de México.

2. Regionalmente, la provincia geológica de la zona de estudio es consecuencia en tiempo y espacio de los movimientos geodinámicos regionales de cinco placas tectónicas mayores: la de Norteamérica (1), las circum-pacíficas Kula (2), Farallón (3) y Cocos (4); y la del Caribe (5).

3. Los movimientos continentales y oceánicos aquí referidos, dieron como consecuencia que en el prisma acrecional marginal continental del Golfo de México se acumularan intermitentemente, pero en franca subsidencia, entre 12 y 14 kilómetros de espesor sedimentos de origen continental hasta marinos profundos, desde el Triásico Superior al Reciente.

4. La evolución tectono-sedimentaria en el área de estudio se interpreta en este trabajo con base en la integración de la información geológica-geofísica regional y local, las megasecuencias siguientes: transgresión durante el Mesozoico; (2) regresión durante el Paleógeno; (3) regresión durante el Neógeno; (4) regresión y transgresión durante el Pleistoceno-Holoceno Tardío, y (5) estabilidad eustática actual desde el Holoceno Tardío.

5. Durante el Mioceno Superior-Plioceno Inferior, el bloque de Yucatán se desplazó hacia el Norte y en sentido dextrógiro hasta su posición actual, con la reactivación subsidente de las cuencas distensivas del Sureste de México, como son las de Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo.

6. Los desplazamientos dextrógiros del bloque de Yucatán son evidentes en la Bahía de Campeche en el Suroeste del Golfo de México con la presencia de sistemas tectónicos distensivos, asociados con bloques sintéticos, antitéticos y rotacionales, paralelos al margen con terreno tal y en franca subsidencia hacia el Golfo de México, que



se manifiestan en el subsuelo dentro del prisma acrecional marginal continental.

7. Los sistemas de fallamiento transtensivo paralelos al borde Occidental del banco calcáreo de Campeche, también manifiestan el desplazamiento dextrógiro del bloque de Yucatán; lo que fue evidente durante este estudio con los rasgos morfobatimétricos cartografiados de fallas y fracturas distensivas, comúnmente asociadas a diapirismo salino que intrusión y aflora en el piso marino.

8. Los sistemas estructurales distensivos, conforman a la fosa tectónica del Cañón de Campeche en el extremo Oriental de la Bahía de Campeche; éstos también son consistentes en la zona de domos salinos, en la parte central de la bahía y en su margen occidental, en colindancia con el Cañón de Veracruz. En este cañón no se manifiestan deformaciones superficiales en el fondo abisal.

9. Las estructuras geológicas distensivas aquí referidas se prolongan hacia el Sur de la Bahía de Campeche y en el piso marino se manifiestan como paleocanales erosivos de origen fluvial y hacia el litoral inciden en las bocas de los cauces de los ríos y lagunas de la zona costera del Sureste de México; estos sistemas estructurales se proyectan hacia el subsuelo profundo en las cuencas del Terciario.

10. En el extremo Norte de la zona de domos salinos, aquí denominado sub-zona Norte, el patrón geológico transtensivo se flexiona hacia el Noreste, hacia la Zona Sigsbee, siguiendo la trayectoria dextrógiro del bloque de Yucatán; en la sub-zona central del dominio salino, la orientación de los domos es errática y coincidente con la proyección del alto del manto superior, emplazado en el subsuelo profundo entre 15 y 16 km (b.n.m); en el piso marino de esta sub-zona también es coincidente la trayectoria de una corriente marina con movimiento anticiclónico (dextrógiro) y cuyo diámetro es de unos 200 km; en la sub-zona Sur de

la bahía y hacia el interior de la llanura costera del Sureste de México, los diapiros salinos comprenden una franja orientada Noreste-Suroeste, paralela al borde continental y dentro de la provincia tectónica del prisma acrecional marginal continental del Suroeste del Golfo de México.

11. El modelo geodinámico conceptual que se propone, se basa en los datos geológico-marinos y litorales de este trabajo, integrados con informaciones geológico-geofísica previas; y se interpreta que, la provincia marina del Suroeste del Golfo de México y la Continental del Sureste de México, tectónicamente han estado relacionadas desde el Neógeno al Reciente, con el movimiento dextrógiro de la microplaca tectónica del bloque de Yucatán, que se desplaza a lo largo de la provincia geológica del Arco de la Libertad y del sistema estructural Polochic en Centroamérica y en el Cañón de Campeche en México, que es la prolongación hacia el Noroeste del Arco de la Libertad.

## Agradecimientos

Este artículo corresponde a un capítulo del proyecto de investigación referido FIES, que fue sustentado por el autor en el Palacio de Minería ante la Academia de Ingeniería el 6 de noviembre del 2003; por lo que se agradece a la A.I. su aceptación para ser publicado.

## Referencias

- Aguayo C.J.E. (1966). Estudio geológico de la zona transicional comprendida entre la Cuenca de Macuspana-Campeche y la porción Occidental de la Plataforma de Yucatán. Facultad de Ingeniería, UNAM, Tesis profesional, 35 p. (inédita).
- Aguayo C.J.E., Bello R. y Basañez M.A. (1985<sup>a</sup>). Evolución sedimentaria del Mesozoico del área de Chiapas-Tabasco. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, No. 40, pp. 123-138.

- Aguayo C.J.E., Basañez M.A., Bello R., Pimienta M. y Sosa A (1985 b). Tectonic Evolution and Carbonate Sedimentary Environments During the Mesozoic at Reforma-Jalpa Area, SE Mexico. *The American Association Petroleum Geologists and Society Economic Paleontologists and Mineralogists. Core Workshop*, New Orleans, Louisiana, pp. 249-254.
- Aguayo C.J.E. y Marín S.C. (1987). Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos postcretácicos de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XLVIII, No. 2, pp. 15-39.
- Aguayo C.J.E. y Carranza-Edwards A. (1990). *Tectónica marina*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Atlas Nacional de México, Hoja Naturaleza, Geología Marina IV.9.5, esc. 1:4 000 000.
- Aguayo C.J.E., Gutiérrez-Estrada M.A., Araujo J.M., Sandoval-Ochoa J.H. y Vázquez-Gutiérrez F. (1999). Geodinámica Holocénica y Reciente del sistema fluvio-deltaico Grijalva-Usumacinta, Suroeste del Golfo de México. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, V. 49, pp. 29-44.
- Aguayo C.J.E., Araujo J.M., Gutiérrez-Estrada M.A. y Sandoval-Ochoa J.H. (2001). Proyecto de investigación sobre la geodinámica marina del Suroeste del Golfo de México. Instituto Mexicano del Petróleo, informe técnico FIES-IMP, 96-17-1, 51 p. (inédito).
- Alencáster G. y Michaud F. (1990). Rudistas (Bivalvia-*Hippuritacea*) del Cretácico Superior de la región de Tuxtla Gutiérrez, Chiapas (México). *Actas de la Facultad de Ciencias de la Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares*, V. 4, pp. 175-194.
- Ángeles Aquino F.J. (1988). Estudio estratigráfico-sedimentológico del Jurásico Superior en la Sonda de Campeche, México. *Revista de Ingeniería Petrolera*, V. XXVIII, No. 1, pp. 45-55.
- Ángeles-Aquino F.J., Reyes N., Quezada J.M. y Meneses J.R. (1994). Tectonic Evolution, Structural Styles and Oil Habitat in the Campeche Sound, México. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, V. XLIV, pp. 53-62.
- Ayala-Castañares A. y Gutiérrez-Estrada M.A. (1990). Morfología y sedimentos superficiales de la Plataforma Continental frente a Tabasco y Campeche, México. *Anales del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología*, Universidad Nacional Autónoma de México, V. 17, No. 2, pp. 163-190.
- Bartok P. (1989). The Origin of the Eastern Gulf of Mexico and Proto-Caribbean. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, V. 21, pp. A129.
- Bartok P. (1993). Pre-breakup Geology of the Gulf of Mexico-Caribbean. Its Relation to Triassic and Jurassic rift Systems of the Region. *Tectonics*, V. 12, pp. 441-449.
- Basañez L.M.A. y Brito M.A. (1987). Estudio diagenético del Jurásico Superior en pozos de la Zona Marina de Campeche. Instituto Mexicano del Petróleo, Proyecto IMP, C-3043, 87 p. (inédito).
- Bryant W.R., Ziehler M.D., Joyce P.L., Feeley M.H. y Bryant, J.R. (1984). Gulf of México Bathymetric Chart: Ocean Drilling Program. Regional Atlas, Series 6, Scale 1: 2 000 000 at 24°.
- Buffler R.T.S., Watkins J.S., Worzel J.L. y Shaub F.J. (1980). Structure and Early Geologic History of the Deep Central Gulf of México, in Pilger, R.H., ed., *Proceedings of a Symposium on the Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic*, Baton Rouge, Louisiana State University, pp. 3-16.
- Buffler R.T. y Sawyer D.S. (1985). Distribution of Crust and Early History, Gulf of México Basin. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, V. 35, pp. 333-334.
- Burkart B. (1978). Offset Across the Polochic Fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology*, V. 6, pp. 328-332.

- Burkart B., Deaton C., Dengo C. y Moreno G. (1987). Tectonic Wedges and Offset Laramide Structures Along the Polochic Fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. Reaffirmation of large Neogene Displacement. *Tectonics*, V. 6, No. 4, pp. 411-422.
- Camargo Z.A. y Quezada J.M. (1991). Análisis geológico-económico de las áreas del Golfo de México con posibilidades petroleras. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XLI, No. 2, pp. 1-32.
- Castro-Mora J., Schlaepfer C. y Martínez E. (1975). Estratigrafía y microfacies del Mesozoico de la Sierra Madre Sur, Chiapas. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 27, Nos. 1-3, pp.1-103.
- Charleston S., Hernández A., Martínez J.T. y Nágera A. (1984). Modelo tectónico de la Placa Chiapaneca. Sociedad Geológica Mexicana, VII Convención Nacional, resumen en Memorias, p.31.
- C.I.C.A.R. (1972). Cooperative Investigations in the Caribbean and Adjacent Regions. Proyecto de la U.S. Geological Survey, Secretaría de Marina y Universidad Nacional Autónoma de México, 70-02, Acoustic-Reflection Profiles, Western Continental Margin, Gulf of Mexico, USGS-GD-72-001.
- Comínguez A.H., Sandoval-Ochoa J.H. y del Castillo L.G. (1977). Aporte gravimétrico en el modelado regional del Golfo de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísica de Exploración*, V. 18, pp. 57-82.
- Coney P.J. (1976). Plate Tectonics and the Laramide Orogeny. *New Mexico Geological Society*, Special Publication, No. 6, pp. 5-10.
- Coney P.J. (1979). Tertiary Evolution of Cordilleran Metamorphic Core Complexes, in: Armentout J.M., Cole M.R. and Fer Best H., eds., Pacific Coast Paleogeography. Symposium 3. Pacific Section. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, pp.14-28.
- Coney P.J. (1983). Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Sur y el Caribe. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, V. 15, No.1, pp. 6-15.
- Curry J.R. (1961). Late Quaternary Sea Level, a discussion. *Geological Society of America Bulletin*, V. 72, pp.1707-1712.
- Dengo G. y Bohnenberger O.H. (1969). Structural Development of Northern Central America. The American Association of Petroleum Geologists Memoir. *Geology*, V. 11, pp. 203-220.
- Dickinson W.R. (1979). Cenozoic Plate Tectonics Setting of the Cordilleran Region in the United States, in: Armentrout J.M., Cole M.R. and Terbest H., eds., Cenozoic Paleogeography of the Western United States. Pacific Coast Symposium, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, V.3, pp. 1-3.
- Dickinson W.R. y Coney P.J. (1980). Plate Tectonic Constraints on the Origin of the Gulf of Mexico, in: Pilger R.H., ed., The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic. Symposium, Baton Rouge, La., pp. 27-36.
- Fisk H.N. y Farlan E. Mc. (1955). Late Quaternary Deltaic Deposits of the Mississippi River, in: Poidervaart A. ed., Crust of the earth. Geological Society of America, Special Paper, V. 62, pp. 279-302.
- Flores-Vargas A. y Baro-Santos A. (1977). Secciones geológicas regionales entre los pozos Chac-1, Kukulkán-1, Champotón-1, Yucatán-2 y entre los pozos Chac-1 y Ticul-1. Superintendencia General de Exploración, Zona Sur. Petróleos Mexicanos, reporte interno (inédito).
- González G.R. y Holguín Q.N. (1992). Las rocas generadoras de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. V. XLII, No. 1, pp. 16-30.
- Gutiérrez-Estrada M.A., Aguayo C.J.E., Vázquez-Gutiérrez F. y Sandoval-Ochoa J.H. (1998). Morphology and Surface Sediments, Continental Shelf off Tabasco and Campeche, Mexico. 4<sup>th</sup>. Pacific Ocean

- Remote Sensing Conference. Session PORSEC, Qingdao, China, July 28-31.
- Guzmán M.A. y Mello M.R. (1999). Origin of Oil in the Sureste Basin, México. *The American Association Petroleum Geologists Bulletin*, V. 83, No.7, July, pp. 1068-1095.
- Hall D.J., Cavanaugh T.D., Watkins J.S. y McMillen K.J. (1982). The Rotational Origin of the Gulf of Mexico Based on Regional Gravity data, in: Watkins J.S. y Drake C.I. eds. *Studies in Continental Margin Geology: The American Association Petroleum Geologists Memoir* 34, pp. 115-126.
- Herrera S.M.E. y Estavillo C.F.G. (1991). Análisis estratigráfico y modelo de sedimentación de la Formación Todos Santos en el área del Alto-Uzpanapa-Matías Romero, Oaxaca. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, V. 23, No.1, pp. 5-42.
- Holguín Q.N. (1985). Evaluación geoquímica del Sureste de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. 37, pp. 3- 48.
- Humphris C.C. Jr. (1978). Salt Movement on Continental Slope, Northern Gulf of Mexico. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, V.63, pp. 782-798.
- Klitgord K.D. y Schouten H. (1986). Plate Kinematics of the Central Atlantic, in: Vogt P.R. y Tucholke B.E. eds., *The western North Atlantic Region*. Boulder Colorado. Geological Society of America, V.M, pp. 351-378.
- Logan B.W. Harding J.L., Ahr W.M., Williams J.D. y Snead R.G. (1969). Carbonate Sediments and Reefs, Yucatán Platform. *American Association Petroleum Geologists Memoir* 11, pp.1-198.
- Malfait B.T. y Dinkelman M.G. (1972). Circum-Caribbean Tectonic and Igneous Activity, and the Evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society of America*, V.83, pp. 251-272.
- McFarlan E. (1961). Radiocarbon Dating of Late Quaternary Deposits, South Louisiana. *Geological Society of America Bulletin*, V. 72, pp. 129-158.
- Meneses de Gyves J. (1980). Geología de la Sonda de Campeche. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XXXIX, No. 2, pp. 1-26.
- Meneses-Rocha J. (1986). Evolución tectónica de las provincias de fallas de transurrencia de Chiapas, México. *Sociedad Geológica Mexicana*, VIII Convención Nacional, México, DF. Resúmenes, p. 29 (resumen).
- Meneses-Rocha J. (1987). Marco tectónico y paleogeografía del Triásico Tardío-Jurásico en el Sureste de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XXXIX, No. 12, pp. 3-69.
- Mullins H.T., Gardulski A.F., Wise S.W. Jr. y Applegate J. (1987). Middle Miocene Oceanographic Event in the Eastern Gulf of Mexico: Implications for Seismic Stratigraphic Succession and Loop Current / Gulf Stream Circulation. *Geological Society of America Bulletin*, V. 98, pp. 702-713.
- Nunn J.A., Scardina A.D. y Pilger R.H. Jr. (1984). Thermal Evolution of the North-Central Gulf Coast. *Tectonics*, V.3, pp. 723-740.
- Olivas-Ramírez M. (1975). Aspectos paleogeográficos de la región Sureste de México en los estados de Veracruz, Tabasco, Chiapas, Campeche, Yucatán y Quintana Roo. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XXVI, pp. 323-336.
- Pedrazzini C., Holguín N. y Romero R. (1982). Evolución geológica-geoquímica de la parte Nor-Occidental del Golfo de Tehuantepec. *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, V. XIV, No. 4, pp. 6-26.
- Pilger R.H. Jr. (1978). A Close Gulf of Mexico, Pre-Atlantic Ocean Plate Reconstruction and the Early Rift History of the Gulf and North Atlantic. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, V. 28, pp. 385-393.
- Pilger R.H. Jr. (1981). The Opening of the Gulf of Mexico: Implications for the Tectonic Evolution of the Northern Gulf Coast. *Gulf*



- Coast Association of Geological Societies Transactions*, V.31, pp. 377-381.
- Pindell J.L. (1985). Alleghenian Reconstruction and Subsequent Evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto-Caribbean. *Tectonics*, V. 4, pp. 1-39.
- Putsy N.P. (1965). Beach-ridge Development in Tabasco, Mexico. *Annals of the American Association of Geography*, V. 55, pp. 112-124.
- Putsy N.P. (1966). The Geomorphology of Beach Ridges in Tabasco, Mexico. Coastal Studies Institute, Louisiana State University, Technical Report, V. 30, pp. 1-51.
- Salvador A. y Green A.R. (1980). Opening of the Caribbean Tethys (Origin and Development of the Caribbean and the Gulf of Mexico), in: Aubouin J., Debelmas J. y Latreille M. eds., Colloque C5-Geology of the Alpine Chains born of the Tethys (26<sup>th</sup> International Geological Congress, Paris, 1980). Bureau de Recherches Géologiques et Minières Memoire 115, pp. 224-229.
- Salvador A. (1987). Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of the Gulf of Mexico Basin. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, V. 71, pp. 419-451.
- Salvador A. (1991). The Geology of North America, in: Salvador A. ed., The Gulf of Mexico Basin. Geological Society of America, V. J, 568 p.
- Sánchez-Barreda L.A. (1981). Geological Evolution of the Continental Margin of the Gulf of Tehuantepec in South-Western Mexico. The University of Texas at Austin, Ph.D. Dissertation, 191 p. (unpublished).
- Sánchez-Montes de Oca R. (1978). Geología petrolera de la Sierra de Chiapas, IX Excursión Geológica de Petróleos Mexicanos, Superintendencia General de Distritos de Exploración, Zona Sur, Libreto-Guía, 57 p.
- Sandoval-Ochoa J.H., Aguayo J.E.C., Gutiérrez-Estrada M.A. y Araujo J.M. (1999). Relaciones tectónicas en la margen continental al Sur del Golfo de México y cinemática del Manto, morfología-basamento-bloques corticales sobre la placa. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, V. 49, pp. 17-28.
- Shepard F.P. (1960). Rise of Sea Level Along Northwest Gulf of Mexico, in: Shepard F.P. y otros colaboradores, eds., Recent Sediments Northwest Gulf of Mexico, Tulsa, Oklahoma. The American Association of Petroleum Geologists, pp. 338-344.
- Speranza A., Tibaldi S. y Franchetti R. (1995). Global Change. Proceedings of the First Demetra Meeting, Chianciano Terme, Italy, October 28-31, 1991. European Commission, Luxembourg, 425 p.
- Tanner W.F. y Stapor F.W. (1971). Tabasco Beach-Ridge Plain: an Eroding Coast. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, V. 21, pp. 231-232.
- Van-Sincken D.C. (1984). Early Opening of Initially-Closed Gulf of Mexico and Central North Atlantic Ocean. *Gulf Coast Association Geological Transactions*, V. 34, pp. 265-275.
- Vélez-Scholvin D. (1990). Modelo transcurrente en la evolución tectono-sedimentaria de México. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XL, No.2, pp. 1-35.
- Vidal V.M., Vidal F.V. y Pérez-Molero J.M. (1992). Collision of a Loop Current Anticyclonic Ring Against the Continental Shelf-Slope of the Western Gulf of Mexico. *Journal Geophysical Research*, V. 97 C2, pp. 2155-2172.
- Vidal F.V., Vidal V.M., Rofriguez-Espinosa P.F. y otros colaboradores (1999). Circulación del Golfo de México. *Revista de la Sociedad Mexicana de Historia Natural*, V. 49, pp. 1-15.
- Viniegra F.O. (1971). Age and Evolution of Salt Basins of Southeastern Mexico. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 55, No. 3, pp. 478-494.
- Walper J.L. (1980). Tectonic Evolution of the Gulf of Mexico, in: Pilger R.H. ed., The Origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic

- Ocean, Baton Rouge, Louisiana State University, pp. 87-98.
- Welsh Susan E. y Walker N.D. (1997). Observations and Modelling of Upwelling Over the Campeche Bank, in Moores, Ch. N.K. and Vidal V.M. eds., Conference on the transports and linkages of the Intra-America Sea. US Minerals Management Service (MMS), Intergovernmental Oceanographic Commission (IOC) and UNESCO Sub-commission for the Caribbean and Adjacent Waters (IOCARIBE), Cozumel, México, november 1-5.
- Weyl R. (1974). El desarrollo paleogeográfico de América Central. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, V. XXV, pp. 375-415.
- Winker C.D. y Buffler R.T. (1998). Paleogeographic Evolution of Early Deep-Water Gulf of Mexico and Margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean). *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, V. 72, pp. 318-346.

---

### Semblanza del autor

Joaquín Eduardo Aguayo-Camargo. En 1966, obtuvo la licenciatura en ingeniería geológica en la Facultad de Ingeniería, UNAM. En 1971, se graduó como maestro en ciencias geológicas en la Universidad de Baylor, Texas, y como doctor (PhD) en 1976 en la Universidad de Texas, Dallas. Sus especialidades académicas y profesionales son la geología marina, sedimentología, estratigrafía y la exploración geológica petrolera. De 1964 a 1968, laboró en el área de exploración petrolera de PEMEX; de 1969 a 1987, colaboró como investigador, jefe de departamento y de división en la Subdirección de Tecnología de Exploración en el IMP. A partir de 1987 a 1998, se incorporó como investigador en el Departamento de Oceanografía Geológica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM, siendo director del mismo durante el período 1991-1995. A partir de 1998 se incorporó a la División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra en el área de Geología como investigador y profesor de tiempo completo. Es autor de más de 100 artículos científicos nacionales e internacionales con arbitraje y de trabajos técnicos de divulgación. Como ponente ha participado en más de 160 foros académicos y profesionales nacionales y extranjeros; se le ha distinguido, entre otros reconocimientos, con el Premio Martillo de Plata-2001 por su labor como investigador científico, galardón otorgado por el Colegio de Ingenieros Geólogos de México. Es investigador nacional desde 1990; miembro de la Academia Mexicana de Ciencias desde 1989 y académico titular de la Academia de Ingeniería desde el 2003.