



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INGENIERIA PETROLERA Y GAS NATURAL– EXPLORACION

“ANÁLISIS ESTRUCTURAL Y SUS IMPLICACIONES EN LA
OCURRENCIA DE HIDROCARBUROS EN LA PLANICIE COSTERA
DE TABASCO, MÉXICO”

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:
IRASEMA SARAY OLVERA BARROSO

TUTOR
M. en C. MARIO ARANDA GARCIA
PEMEX

MÉXICO, D. F. AGOSTO 2013

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo

Secretario: Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz

Vocal: M. en C. Mario Aranda García

1er. Suplente: M. en C. Noel Holguín Quiñoles

2do. Suplente: Dr. Ulises Hernández Romano

Lugar donde se realizó la tesis: Ciudad Universitaria

TUTOR DE TESIS:

M. en C. Mario Aranda Garcia

FIRMA



DEDICATORIA

A mis padres:

J. Juan Olvera Rojas

Ma. de los Ángeles Barroso González

Quienes gracias a sus sacrificios me ayudaron a alcanzar mis sueños e inculcaron en mí el deseo de superarme constantemente.

A mis hermanas y sobrinos

Porque siempre están ahí. Espero que mi deseo de superación sea algún motivo para ustedes.



AGRADECIMIENTOS

Primeramente deseo agradecer el apoyo económico del CONACYT, sin el cual no hubiera sido posible realizar mis estudios de posgrado.

Quiero agradecer también a PEMEX Exploración y Producción y a sus funcionarios de la Subdirección de Exploración por las facilidades brindadas al darme la oportunidad de utilizar la información requerida para la realización del trabajo de investigación de tesis.

Quiero expresar un especial agradecimiento al M. en C. Mario Aranda García quien más que mi director de tesis, es mi maestro de vida, quien me ha demostrado que con la búsqueda incesante del conocimiento, la persistencia y constancia se puede alcanzar cualquier meta, para la superación personal y profesional.

Especialmente quiero agradecer a los ingenieros Antonio Escalera Alcocer, Ma. Alicia Cruz Rodríguez y J. Antonio Cuevas Lerey por su invaluable ayuda, por la oportunidad y facilidades para completar esta tesis. De igual modo agradezco a los ingenieros Jaime Patiño Ruíz, Julio Pérez Aldana y Humberto Arévalo López, su ayuda en el proceso de elaboración y tramites de la tesis.

A los Doctores Eduardo Aguayo Camargo, Guillermo Pérez Cruz, Noel Holguín Quiñones y Ulises Hernández Romano, por haber aceptado ser miembros del jurado y revisaron el texto e hicieron sugerencias para mejorar este trabajo.

Y finalmente quiero agradecer a mi *alma mater* la *Universidad Nacional Autónoma de México*, las opciones profesionales que me ha brindado... *por mi Raza Hablará el Espíritu!*



CONTENIDO

Índice.....	Página
RESUMEN.....	VII
1. GENERALIDADES.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.3 Alcances.....	2
1.4 Ubicación de área.....	3
1.5 Antecedentes.....	4
1.6 Fisiografía y Geomorfología.....	5
1.7 Metodología.....	7
1.8 Datos.....	8
2. GEOLOGIA REGIONAL	10
2.1. Basamento.....	11
2.2. Estratigrafía Regional.....	13
2.3. Paleogeografía Regional.....	17
2.4. Tectónica de Placas.....	21
2.5. Estructura Regional.....	26
3. MODELOS ESTRUCTURALES.....	28
3.1 Mecanismos de Plegamiento Contraccional.....	29
3.1.1 Rotación de limbos.....	29
3.1.2 Migración de Charnelas.....	29
3.2 Plegamiento de Despegue.....	29
3.2.1 Pliegues de Despegue por Migración de Charnelas.....	31
3.2.2 Pliegues de Despegue con Rotación de Limbos.....	32
3.2.3 Pliegues de Despegue con Fallas Tardías.....	32



3.2.4	Pliegues Buckle o de Cizalla.....	33
3.2.5	Pliegues de Flexión y de Propagación de Falla.....	34
3.2.6	Pliegues con Estructura Salina Precursoras.....	35
3.3	Fallamiento Lateral.....	36
4.	GEOLOGIA LOCAL.....	38
4.1	Estratigrafía y Ambientes Sedimentarios.....	38
4.1.1	Jurásico Superior, Oxfordiano.....	38
4.1.2	Jurásico Superior, Kimmeridgiano.....	38
4.1.3	Jurásico Superior, Tithoniano.....	40
4.1.4	Cretácico Inferior.....	41
4.1.5	Cretácico Medio.....	43
4.1.6	Cretácico Superior.....	44
4.1.7	Paleoceno.....	45
4.1.8	Eoceno.....	45
4.1.9	Oligoceno.....	45
4.1.10	Mioceno Inferior.....	45
4.1.11	Mioceno Medio.....	46
4.1.12	Mioceno Superior.....	47
4.1.13	Plioceno Inferior.....	47
4.1.14	Plioceno Medio.....	47
4.1.15	Plioceno Superior - Reciente.....	48
4.2	Estructura Geológica del Área.....	50
4.3	Sincronía de la Estructura Geológica del área.....	50
4.4	Estructuras Plegadas Contraccionales.....	52
4.4.1	Estructuras Contraccionales del Oligoceno Tardío-Mioceno Medio.....	52



4.4.2 Estructuras Contraccionales del Mioceno Medio-Plioceno Temprano.....	52
4.4.3 Fallas laterales.....	56
4.5 Análisis Estructural	58
4.5.1 Mapas estructurales y Mapas de isócronas.....	58
4.5.2 Modelado Estructural 2D, Balanceo y Restauración secuencial.....	63
4.5.3 Modelos balanceado y restaurado 2D de la Sección Regional BR.....	63
4.5.4 Mapas Estructurales con Atributos Sísmicos y su Relación con los Sistemas de Fracturas.....	70
4.6 Restauración secuencial.....	75
5. CONCLUSIONES.....	78
BIBLIOGRAFÍA	81



Lista de figuras

Figura 1.1	Mapa de Localización.....	3
Figura 1.2	Provincias Fisiográficas de México (INEGI 2007).....	7
Figura 1.3	Diagrama del flujo de la metodología de trabajo.....	8
Figura 2.1	Mapa de ubicación de localidades y pozos con amonitas, en color amarillo.	11
Figura 2.2	Tabla Estratigráfica de correlación en pozos de Campeche, mostrando la distribución y expresiones de registros de pozos.....	14
Figura 2.3	Tabla Estratigráfica de correlación en pozos de Campeche, mostrando la distribución de litofacies y expresiones de registros	15
Figura 2.4	Sección esquemática de correlación estratigráfica del Jurásico Medio y Superior.....	16
Figura 2.5	Sección esquemática W-E mostrando la litología y correlación estratigráfica	17
Figura 2.6	Mapa de facies del Albiano-Cenomaniano.	18
Figura 2.7	Mapa de la posición de bordes de plataforma del Albiano al Paleoceno.	19
Figura 2.8	Sección sísmica en profundidad, orientada S-N.....	20
Figura 2.9	Mapa de la posición de bordes de plataforma del Paleoceno al Mioceno Inferior.....	21
Figura 2.10	Placas y límites tectónicos de Norte, centro y Sud América.....	22
Figura 2.11	Cronología de eventos tectónicos durante el Neógeno en la interacción de Centro América y la Cordillera Este del Pacífico (EPR)	22
Figura 2.12	Ubicación de placas del Sur de México y Centro América.....	24
Figura 2.13	a. Modelo original del Bloque Chortis de Schaaf et al., 1995. b. Modelo alternativo del Bloque Chortis, aislado de México, Morán et al., 2009. c. Secciones sísmicas del área de Tehuantepec y mapa de ubicación	25
Figura 2.14	Mapa de localización de sistemas contraccionales alrededor del Golfo de México.....	26
Figura 2.15	Mapa de localización de los principales elementos del Oroclino del Cinturón Neógeno del Sureste de México.....	27
Figura 3.1	Esquema relacional de Modelos de Plegamiento, modificado de Camerlo, 2000.....	28
Figura 3.2	Principales Mecanismos de Plegamiento.....	30
Figura 3.3	Modelos de Pliegues de despegues	31
Figura 3.4	Variación de la propagación del tipo de la falla y área de la unidad dúctil.....	32
Figura 3.5	Modelos de pliegues de despegue con fallas tardías.....	33
Figura 3.6	Comparación de Modelos de Plegamiento con varios niveles de cizalla y de despegue..	34
Figura 3.7	Comparación de modelos de pliegues de cizalla.....	35
Figura 3.8	Modelos de Plegamiento-fallamiento contraccional con estructuras Precursoras.....	36



Figura 3.9	Esquema del modelo de fallas laterales de cizalla simple.....	37
Figura 3.10	Esquema de modelo de estructuras de flor positiva y negativa.....	37
Figura 4.1	Estratigrafía del área de estudio conocida como Juspi-Arroyo Zanapa.....	39
Figura 4.2	Mapa paleoambiental del Oxfordiano.	39
Figura 4.3	Mapa paleoambiental del Kimmerdigiano.....	40
Figura 4.4	Mapa paleoambiental del Tithoniano (a), Cretácico inferior (b), Cretácico medio (c) y Cretácico superior (e).....	41
Figura 4.5	Calizas mudstone con <i>Rhaxella sorbyana</i>	42
Figura 4.6.-	Microfotografías de las calizas con tintínidos y nannoplancton calcáreo.	42
Figura 4.7	Sección de correlación N-S, de secuencias del Paleógeno y Jurásico-Cretácico.....	43
Figura 4.8.-	Microfotografías de las calizas de talud con detritos de plataforma.....	44
Figura 4.9.-	Mapa paleoambiental del Eoceno (a), Oligoceno (b), Mioceno Inferior (c) y Mioceno medio (e)	46
Figura 4.10	Mapa paleoambiental del Mioceno superior, Plioceno inferior y Plioceno Medio.....	48
Figura 4.11	Corte sísmico horizontal a 2.5 segundos, con las principales estructuras anticlinales.....	51
Figura 4.12	Columna Estratigráfica y electrofacies.....	52
Figura 4.13	Sección sísmica y estructural A orientadas W-E.....	54
Figura 4.14	Secciones sísmica y estructural, B orientadas W-E.....	55
Figura 4.15	Tabla de desplazamiento en las fallas laterales de basamento.....	56
Figura 4.16	Sección sísmica horizontal a 2.2 segundos.....	57
Figura 4.17	Sección sísmica C en tiempo, orientada N-S.....	57
Figura 4.18	Mapa regional del Golfo de México.....	59
Figura 4.19	Mapa estructural del área de estudio (con contornos cada 100m) muestra los principales pliegues y fallas que afectan la cima del Cretácico Medio.....	60
Figura 4.20	Mapa de isocoras del Cretácico Medio-Inferior.....	61
Figura 4.21	Mapa de isocoras de las evaporitas del Jurásico Superior.....	62
Figura 4.22	Ubicación de la línea estructural BR de 31 kms de longitud.....	63
Figura 4.23	Restauración Secuencial de la sección BR del Kimmeridgiano al Eoceno.....	67
Figura 4.24	Restauración Secuencial de la sección BR del Oligoceno al Mioceno Medio	68
Figura 4.25	Restauración Secuencial de la sección BR del Mioceno Superior al estado actual.....	70
Figura 4.26	Atributo estructural sobre el horizonte de cretácico medio.....	71
Figura 4.27	Mapa de burbujas de producciones normalizadas.....	72
Figura 4.28	Mapa estructural con el atributo sísmico en el horizonte del Cretácico medio.....	73



<i>Figura 4.29</i>	<i>Mapa estructural de gráficos-polares automatizados.....</i>	<i>74</i>
<i>Figura 4.30</i>	<i>Mapa estructural con los juegos de fallas interpretados.....</i>	<i>75</i>
<i>Figura 4.31</i>	<i>Mapa de isocoras del Cretácico Medio-Inferior.....</i>	<i>77</i>
<i>Figura 4.32</i>	<i>Mapa de isocoras del Tithoniano-Kimmeridgiano.....</i>	<i>77</i>



RESUMEN.

La Cuenca del Sureste de México ha sido considerada en exposiciones en la Sierra de Chiapas y en subsuelo del sur del Golfo de México, como un Cinturón de pliegues y fallas formado por rocas mesozoicas y terciarias, resultado de la deformación y levantamiento de la Orogenia Chiapaneca del Mioceno.

El mapeo efectuado en este trabajo, al borde de la Plataforma Cretácica donde ocurren importantes campos de aceite, documenta que las estructuras principales son pliegues de despegue por contracción tectónica, además existen fallas laterales W-E que segmentan y desplazan sinistralmente los pliegues hasta 7 kilómetros. Con el mapeo asistido por atributos sísmicos se reconoció un intenso fallamiento, identificando las características de las zonas multi-falladas, relacionadas y concentradas en los pasillos de estructuras, interferidas por la sobreposición de eventos tectónicos,.

Con base en edades de los estratos sin-sedimentarios de cada estructura, se establece que la deformación contraccional en el sur del Golfo de México, es explicada en dos estadios progresivos, desarrollados durante el Oligoceno Tardío al Mioceno Medio y el Mioceno Tardío al Plioceno Temprano. Se considera que los dos estadios corresponden a la deformación Chiapaneca que tiene su origen asociado a la subducción Neógena de placas en la Trinchera Mesoamericana.

La actualización del modelo geológico del área con la interpretación de secciones balanceadas y su modelado secuencial inverso, permitió establecer una cronología de eventos de deformación que afectan la evolución de trampas de hidrocarburos. Además el mapeo estratigráfico y estructural de horizontes clave demuestra que los conceptos referentes a: 1) Las isocoras y el modelado de secciones, sugieren que las evaporitas jurásicas representan la distribución de las estructuras *thin y thick skin*, así como la evidencia de estructuras salinas precursoras de algunos de los pliegues contraccionales chiapanecos. 2) Las isocoras del Kimmeridgiano y Cretácico Medio-Inferior, tienen un significado inherente a su depósito, lo cual es importante en la exploración y el desarrollo de hidrocarburos del área y 3) Mapas estructurales detallados integrados con atributos estructurales y análisis de fracturas en pozos, son ejemplos del escalamiento de sistemas de fallas-fracturas en los campos: Sitio Grande y Cactus. Además la comparación con la producción actual y normalizada de aceite, proveniente de yacimientos fracturados del Cretácico, indica que los pozos con mayor producción en tan en o cercanos a las zonas de fallas, principalmente las de tipo extensional.



1. GENERALIDADES

1.1. Introducción

Existen en el subsuelo del sur del Golfo de México numerosas estructuras almacenadoras de hidrocarburos que son ejemplos de clase mundial. Estas fueron exploradas y desarrolladas en diferentes etapas del conocimiento del subsuelo en el estado de Tabasco.

Este estudio fue planeado para actualizar el conocimiento geológico del subsuelo en un área en la planicie costera de Tabasco donde existen campos de aceite ligero en trampas estructurales con yacimientos fracturados del Cretácico Superior. El objetivo y alcances de este trabajo de investigación fueron diseñados en atención a la solicitud de las autoridades de Petróleos Mexicanos en el Activo de Exploración Cuencas del Sureste Terrestre.

Las estructuras geológicas mayores formadoras de trampas de aceite han sido perforadas y explotadas por cuatro décadas, encontrándose a la fecha en etapa de madurez del desarrollo. Se considera que existen hidrocarburos remanentes debido a que los modelos originales de estos campos maduros fueron concebidos con sísmica 2D y conceptos geológicos no integrales.

Actualmente se siguen encontrando campos a mayor profundidad y de menor tamaño en rocas jurásicas y cretácicas fracturadas y su entendimiento ha sido documentado principalmente por el mapeo local para prospectos con datos sísmicos tridimensionales,

Secciones sísmicas regionales con datos sísmicos bidimensionales y datos de pozos han identificado estructuras de tipo contraccional asociadas a sal, pero el mapeo sísmico tridimensional ha permitido identificar la coexistencia de estructuras de diversas tendencias y edades y sus relaciones de corte.

Con la resolución de los datos sísmicos tridimensionales actuales, se ha logrado tener una imagen de buena calidad para obtener modelos integrales estratigráficos-estructurales coherentes, evitando las imprecisiones de interpretación que implicaba el enfoque restringido bidimensional. Esto ha permitido la perforación de pozos a un objetivo (*targeted-wells*) prediciendo la extensión de los plays productores y las posiciones estructurales de menor riesgo.



Para actualizar el modelo geológico en los campos del área de esta investigación, se presentan técnicas de mapeo e interpretación que consideran mapas de isócronas y elementos estructurales como las relaciones de corte, estratos sin-tectónicos y datos cuantitativos de parámetros estructurales para cada deformación.

La estructura regional dominante en el área corresponde a pliegues contráctiles de una cadena orogénica del sur de México que aflora en la Sierra de Chiapas y que también se extiende sepultada en la planicie costera de Tabasco. Las estructuras mencionadas presentan afectación por el movimiento de la sal durante la contracción y por fallamiento profundo (thick-skin), controlado por pasillos orientados este-oeste en los cuales se evidencia el movimiento kilométrico lateral en la cobertura sedimentaria y posiblemente en el basamento. También se tienen estructuras de extensión asociadas a desalojo de sal de diferentes estilos y edades.

1.2. Objetivos

- 1.- Conocer y cartografiar los principales rasgos sedimentológicos, estratigráficos, estructurales y la distribución de facies asociadas a la deformación en el borde noroccidental de la Plataforma Carbonatada Artesa Mundo Nuevo, que permita proponer oportunidades potenciales de contener hidrocarburos y detectar áreas de interés en campos maduros en donde pueden ser recuperadas reservas remanentes.
- 2.- Definir un marco estructural de deformación compleja con el fin de reducir la incertidumbre en la prospección de hidrocarburos del área.
- 3.- Proponer oportunidades exploratorias y de desarrollo con menor riesgo de acuerdo al modelo geológico actualizado.

1.3. Alcance

Actualizar y detallar el modelo estratigráfico-estructural para evaluar el potencial petrolero en un área de 1000 km² del cubo sísmico de Juspi-Arroyo Zanapa, con un enfoque de analizar y comparar estilos estructurales de cuencas de evolución compleja, para definir el origen de las estructuras y la geometría de las trampas de campos importantes de aceite.

Documentar análogos de estilos estructurales diversos y evaluar alternativas de exploración no comprendidas.



Refinar el entendimiento de los procesos de sincronía y preservación de las trampas, identificando las vías de migración y la predicción de yacimientos facturados.

1.4. Ubicación Del Área

El área de estudio cubre una superficie de mil kilómetros cuadrados, que se encuentra en el sureste mexicano, al este del vértice que forma los límites políticos de los estados de Veracruz, Tabasco y Chiapas y al suroeste de la ciudad de Villahermosa, Tabasco. Dentro de la provincia geológica llamada Cuencas del Sureste Terrestre.

Geológicamente Chiapas y Tabasco comparten las condiciones de plegamiento que se extienden al norte, en la plataforma continental del Golfo de México y al sur con los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas. Al este en la Cuenca de Macuspana, aunque presenta pliegues en la parte profunda, estos se encuentran cubiertos por estructuras extensionales, tipo "roll-over" y al oeste con la Cuenca Salina del Istmo.

Geográficamente se localiza entre los paralelos 17°50' y 17°20' de latitud norte y los meridianos de longitud oeste 92°40' y 93°45' (Fig. 1.1).

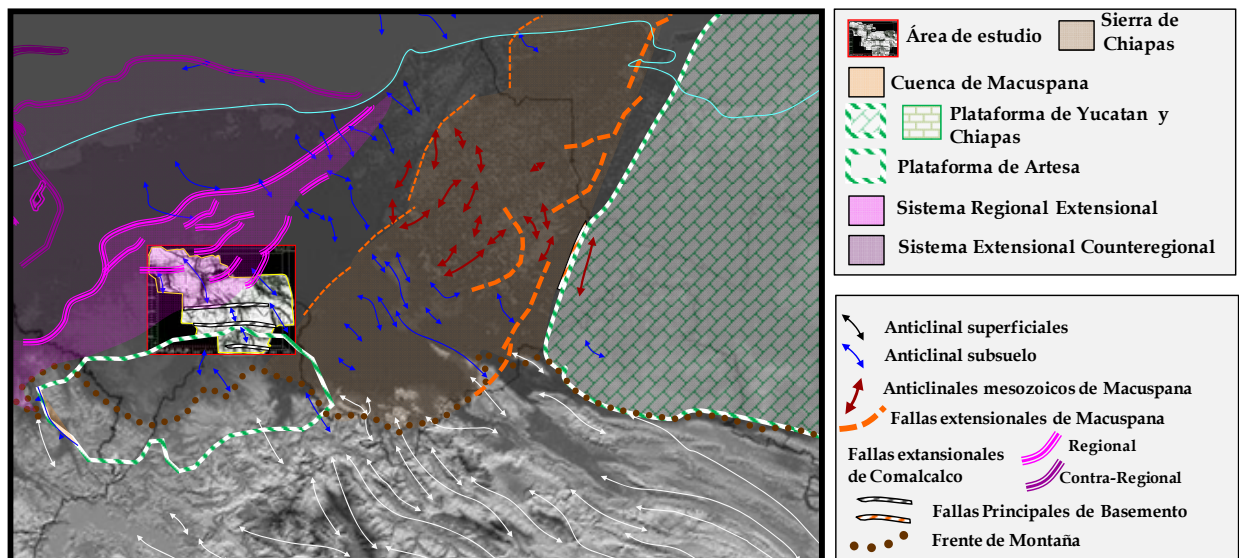


Fig. 1.1 Mapa de Localización: El mapa muestra la ubicación del área de estudio, así mismo se bosqueja la presencia de la cuenca de Macuspana, de las Plataformas Carbonatadas de Artesa Mundo Nuevo y de Yucatán,. También se muestra los principales sistemas de fallas y orientación de los pliegues



1.5. Antecedentes

La exploración en el área inicia en 1883 con la perforación del Pozo Sarlat-1 productor de aceite ligero no comercial, ubicado en la Cuenca de Macuspana el cual fue productor de aceite ligero no comercial. En 1905 la compañía “El Águila” perforó el Pozo Belem con manifestaciones de hidrocarburos en el Terciario (González, 2003).

El área fue estudiada con geología superficial, gravimetría y magnetometría por compañías extranjeras estableciendo las primeras producciones de gas y aceite en el anticlinal Caimba entre 1906 y 1926. Posteriormente PEMEX descubrió los campos: Sarlat (1948), Fortuna Nacional (1949), Vernet (1954). Los pozos Ostuacan-1 y Unión-1 y 2 en 1956, alcanzaron por primera vez las rocas del Cretácico además de encontrar manifestaciones de aceite en ellos (Alcántara, 1991).

Hasta el año de 1969 el pozo Jalapa-3 alcanza rocas del Cretácico Superior, y en los años setentas, gracias a la exploración sismológica y el entendimiento de modelos geológicos-sedimentarios fueron descubiertos y desarrollados los grandes campos productores como los pozos Sitio Grande-1 y Cactus-1 resultan productores de aceite y gas en sedimentos del Cretácico, estableciéndose el inicio de la producción de aceite en Tabasco, Sabancuy, Mundo Nuevo, Agave, Cacho López, Sunuapa, Girdaldas, Artesa, Copanó, Tepetate, Topen, Acuyo, Teapa, Comoapa, Iris, Chiapas, Júsipi, y Fénix.

Aguayo, *et al* (1979) *in*, Varela, 1987, en su estudio de la evolución tectónica y sedimentaria en el área Reforma determinan para el Cretácico Temprano y Medio en los pozos Cacho López-2, Sitio Grande-82, Agave-1B y Zarza-1, ambiente de plataforma interna. Rodríguez (1983), habla por primera vez de un pilar tectónico, orientado oeste-este, al que llama Plataforma Artesa Mundo Nuevo, la considera de edad cretácica y totalmente separada de la Plataforma de Chiapas por una fosa.

En los años ochentas y noventas se descubren los campos: Carmito, Muspac, Chirimoyo, Gaucho, Catedral, Secadero y Chintúl y desde entonces en el área se cuenta con producción de hidrocarburos, principalmente en las rocas del Cretácico y en la porción centro-oriental de la Plataforma Artesa Mundo Nuevo (Solís, 1997). Varela en 1987 propone por primera vez unos límites para la Plataforma Artesa Mundo Nuevo y considera que se forma durante el Cretácico Temprano, evoluciona para el Cretácico Medio y durante el Cretácico Tardío bascula hacia el



suroeste. Posteriormente en 1995 el mismo autor, propone un modelo sedimentario de tipo atolón considerado a la Plataforma de Artesa Mundo-Nuevo un elemento aislado de la Plataforma de Yucatán.

En 1989, Soto y Padilla estudian la bioestratigrafía de los pozos Carmena-1, Sabanero-1 y Páramo-1 y determinan una edad del Cretácico Medio, en facies calcáreas de plataforma; y para los pozos Caletón-1, Ocuapan-201, Cuatajapa-101A, Encino- 101 y Apompo-1, facies de plataforma externa de la misma edad. Para estos pozos identifican el Cretácico Tardío de facies de plataforma calcárea somera que asocian a la Formación Guzmantla.

Al sur de estos últimos pozos se perfora el pozo Pichucalco-1, que encuentra facies de plataforma del Cretácico Medio, confirmándose con la perforación de los pozos Rosarito-2A, Caimba-11 y 12, Unión-3, Ostuacan-1, que el área de estudio se encontraba separada de la Plataforma de Yucatán por facies de cuenca, posteriormente la perforación de los pozos Chirimoyo-65, Chintúl-1 y Cambac-1, también reafirman lo anterior.

Numerosos trabajos hechos por geólogos de PEMEX en la Cuenca del Sureste se mencionan a continuación: De mapeo superficial destacan los de: López, (1980), Quezada, (1975), Chirinos, (1976), Cartagena, (1978) y Sánchez, (1984); trabajos de Geología Estructural fueron elaborados por: Vélez, (1980), Quezada, (1981), Meneses-Rocha, (1985), Caballero, (1990) y Aranda-García, (1999); de tipo Sedimentológico como el de Barceló et al., (1994).

En años recientes Pemex implantó metodologías de análisis de Plays en los que se estudiaron los modelos geológicos incluyendo los de la Planicie Costera de Tabasco de manera integral; en estos estudios se plantean esquemas de los modelos geológicos más completos como los de Chávez et al. (2004 y 2007).

1.6. Fisiografía Y Geomorfología

El área de estudio abarca el sur del estado de Veracruz, Tabasco y el norte del estado de Chiapas, lo que corresponde a la provincia fisiográfica llamada **Llanura costera del Golfo Sur** (Figura 1.2), la cual constituye una superficie de 79 273.47 Km² (INEGI, 2007), localizada en la parte baja de la vertiente de la Sierra Madre Oriental, la mayor parte de la superficie de esta región tiene una altitud muy próxima al nivel del mar. Dentro de esta provincia se localiza la



llamada sub-provincia de **Llanuras y Pantanos Tabasqueños** la cual es surcada por los ríos Grijalva y Usumacinta que se unen cerca de Frontera, Tabasco, donde tienen desembocadura común, de estos ríos es el Grijalva el que aporta mayor cantidad de sedimentos.

El Río Tonalá que marca el límite entre los estados de Tabasco y Veracruz. Los ríos Chumpán y Candelaria, al este de la sub-provincia, tienen cursos inestables debido a los abruptos cambios en sus cauces, por lo que los aluviones recientes cubren de forma uniforme toda la sub-provincia.

Al norte de Chiapas y al oriente de Tabasco se tienen grandes zonas inundables con abundancia de pantanos permanentes cuya altitud varía entre los 0 y 50 m.

Esta sub-provincia se caracteriza por formar parte de una extensa planicie, la cual presenta una altura promedio de 12 metros sobre el nivel del mar, con una escasa pendiente, la línea de costa está constituida por sedimentos de relleno de aproximadamente 50 metros de espesor, por encima de estratos del Pleistoceno.

El área de estudio también abarca una porción de la parte norte del estado de Chiapas, lo que corresponde a la provincia fisiográfica de Sierras de Chiapas y Guatemala, la cual cubre una superficie de 48 658.70 Km² (INEGI, 2007) y a la sub-provincia de las Sierras del norte de Chiapas (Fig.1.2).

Esta se extiende por la parte norte del Estado de Chiapas y sur de Tabasco. Incluye las sierras del noroeste y noreste de Chiapas, cuyos plegamientos se orientan este-oeste, afectados por fallas con la misma orientación, así como en la altiplanicie al sur del estado.

La sub-provincia de las Sierras del norte de Chiapas está formada casi en su totalidad por rocas carbonatadas, sin embargo, se encuentran también aluviones de diversos tipos, y asociado al volcán Chichón cerca de Pichucalco, existen afloramientos de tobas, lavas y un cuerpo intrusivo. Las cumbres de estas sierras están entre los 1000 y 2000 metros sobre el nivel del mar.



Figura 1.2 Provincias Fisiográficas de México (INEGI 2007): División del territorio mexicano en provincias fisiográficas. El área de estudio se ubica sobre una porción de las provincias 13 y 14, Llanura costera del Golfo Sur y Sierras de Chiapas y Guatemala respectivamente. Tomado de referencia de internet *1.

1.7. Metodología

Este trabajo se llevó a cabo en tres etapas principales, la primera en la consulta bibliográfica del área y la segunda etapa en el desarrollo de la interpretación, que implican, la construcción de la base de datos sísmicos y de pozos, el análisis y la interpretación de datos y la construcción de los modelos geológicos y las conclusiones y recomendaciones económico-petroleras.

El análisis estratigráfico y estructural de este estudio fue hecho en un volumen sísmico de 1000 km² interpretando mallas detalladas de 16 horizontes estratigráficos, seis del Mesozoico y nueve del Terciario. Los horizontes estratigráficos fueron referidos con las cimas de pozos clave de control, para unir los dos datos pozos-sísmica.

Las fallas mayores fueron mapeadas considerando sus planos y polígonos. Adicionalmente se extrajeron atributos sísmicos para detallar la interpretación de las fallas para incluir la ubicación de los pozos productores de campos de aceite y poder relacionar la producción a los distintos sistemas de fallas.



El flujo de trabajo se muestra sintetizado en el diagrama de la Fig. 1.3

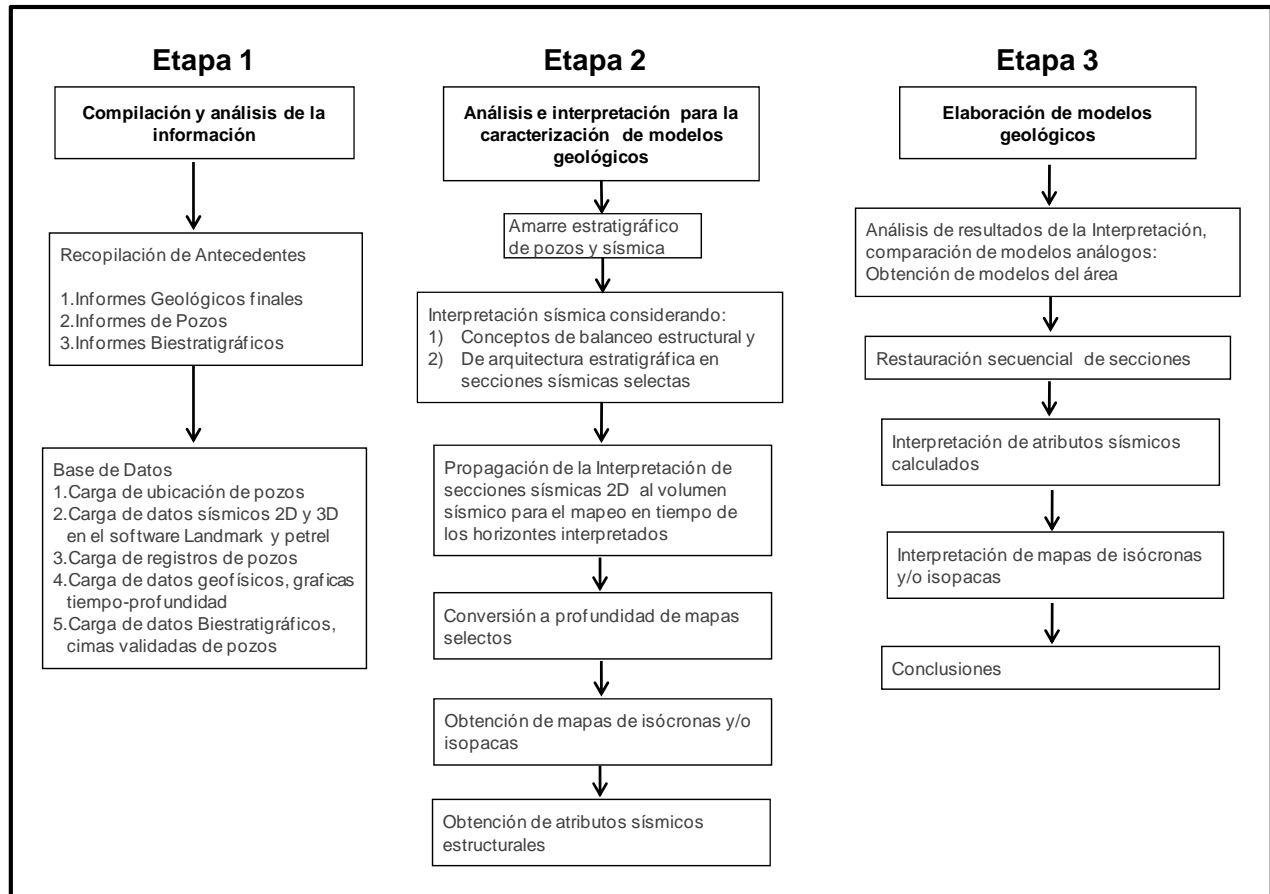


Figura 1.3 Diagrama del flujo de la metodología de trabajo

1.8. Datos

Se trabajó con datos geológicos y geofísicos que fueron proporcionados por PEMEX, otros datos geológicos fueron consultados de reportes internos de Pemex así como artículos publicados de diferentes boletines.

El Activo de Exploración Cuencas del Sureste Terrestre en la Ciudad de Villahermosa, Tabasco generosamente proporcionó 1000km² de datos sísmicos 3D PSTM del cubo Juspi-Arroyo Zanapa que fueron interpretados con apoyo de 12 sismogramas sintéticos que fueron usados para correlacionar los reflectores sísmicos con las cimas de las formaciones.



La información paleontológica de datos cronoestratigráficos de las cimas del Terciario y Mesozoico de pozos de correlación, los datos estratigráficos y mapas de facies fueron tomados de las bases de datos digitales del Activo así como de reportes internos de plays y de sistemas petroleros.



2. GEOLOGIA REGIONAL

La provincia petrolera de las Cuencas del Sureste Terrestre está integrada de Oeste a Este por las provincias geológicas de Salina de Istmo, Cuenca de Comalcalco, Pilar-Reforma Akal, y Cuenca de Macuspana, todas ellas ubicadas al norte de la Sierra de Chiapas.

La Estratigrafía de la Cuenca del Sureste (Chávez, 2010) está formada por rocas Mesozoicas y rocas terciarias, que en el entorno regional del área de estudio, fueron depositadas, en la plataforma del Jurásico Superior, orientada NE-SW de manera general, y en el borde norte del paleoelemento cretácico conocido como la Plataforma Artesa Mundo-Nuevo y asociado a depocentros terciarios diferencialmente subsidentes, principalmente por la evolución de cuencas sinclinales y cuencas de evacuación de sal. En el área de estudio, la carpeta sedimentaria se adelgaza de sur a norte de 11 a 7 km., con una variación de espesores de rocas mesozoicas de 5 a 3 km., y de rocas terciarias de 6 a 4 km., en el mismo sentido. El basamento es desconocido en el área y se describen las localidades conocidas en el entorno regional, con mayor detalle abajo en los siguientes párrafos.

La Cuenca del Sureste con sus dos sectores, marino y terrestre, es la provincia productora de aceite más importante de México. Los hidrocarburos son producidos principalmente de yacimientos de carbonatos del Cretácico, carbonatos y areniscas del Jurásico Superior, brechas carbonatadas del Paleógeno y areniscas del Neógeno en trampas estructurales y combinadas de diferentes edades. La principal roca generadora regionalmente distribuida, son las calizas arcillosas del Tithoniano aunque también existen calizas arcillosas del Oxfordiano, Cretácico y lutitas del Mioceno, localmente en algunos sectores.

Los campos más importantes en el sector marino son: Cantarell y Ku-Malob-Zaap y en el sector terrestre: J.A. Bermúdez y Jujo-Tecominoacán. Esta provincia alcanzó su máximo histórico de producción con más de 4.0 millones de barriles de petróleo crudo equivalente por día en el año 2004. La producción acumulada de la provincia es de 41.4 MMMbpce y las reservas 3P son de 23.3 MMMbpce, al 1 de enero de 2010 (Escalera y Hernández 2010).

Los recursos prospectivos evaluados de la Cuenca del Sureste representan el 32% de los recursos totales a nivel nacional, con una media cercana a los 16.7 MMMbpce, al 01 enero 2009, para los mismos plays productores.



2.1. Basamento

Las unidades estratigráficas jurásicas en el sur de México fueron depositadas sobre basamentos de diferentes características y edades. A continuación se describen las edades del basamento en el sur de México, de las diferentes localidades o pozos con datos publicados por diferentes fuentes.

Planicie costera de Tabasco-Campeche.- Ningún pozo ha atravesado la gruesa columna Terciario-Mesozoica en esta provincia, excepto en una posición cercana al Cratón de Yucatán; El pozo Cobo-301, cortó rocas ígneas graníticas de 312 ma., subyaciendo a calizas de plataforma (Quezada, 1990).

Cratón de Yucatán.- Otras edades radiométricas del basamento de este bloque, fueron reportadas por el mismo autor, en dioritas del pozo Quintana Roo-1, con una edad de 285 ma.

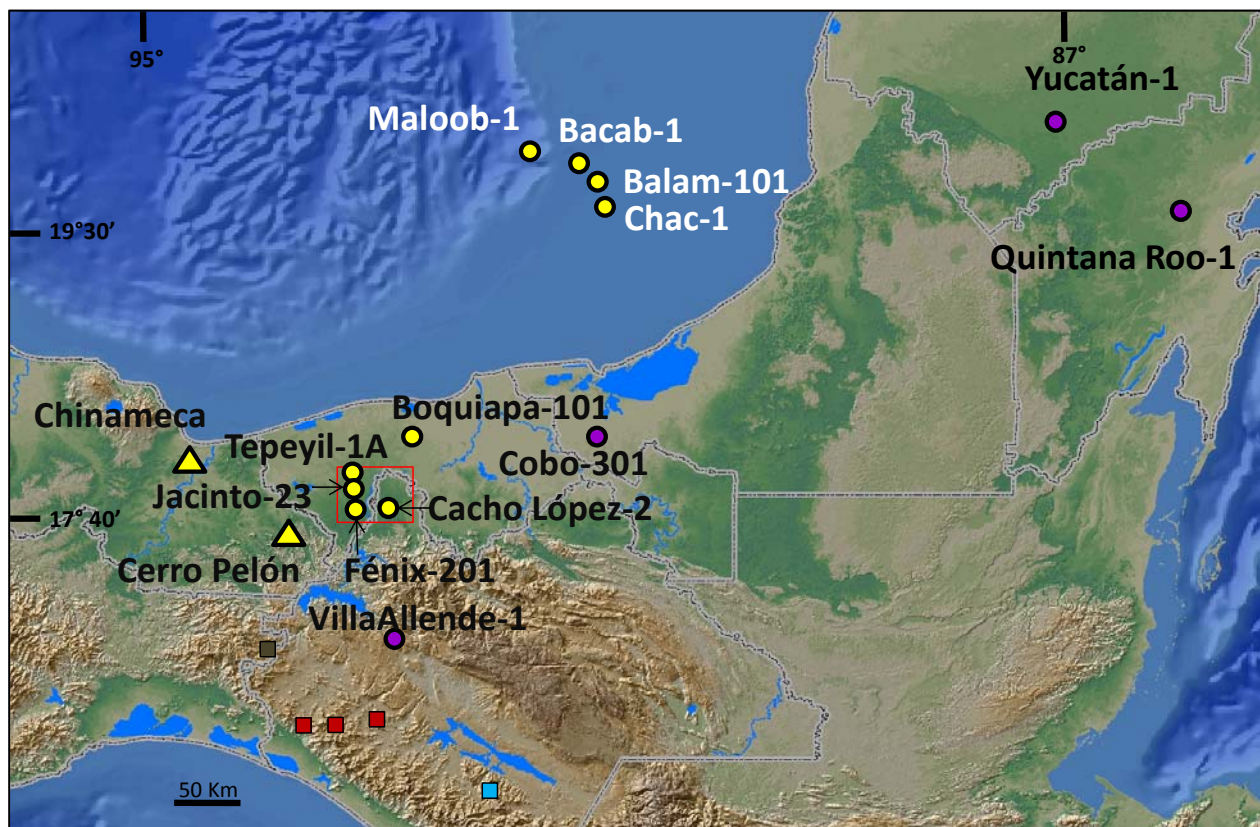


Figura 2.1 Mapa de ubicación de localidades y pozos con amonitas, en color amarillo. Pozos que cortaron basamento, en color morado. Mediciones radiométricas en localidades con cuadros rojos (Pantoja, 1974), cuadros café (Castro, 1975), cuadros azul (Weber, et al, 2006). Localidades de columnas paleozoicas en cuadro azul (Hernández, 1973). El recuadro en rojo indica el área de estudio.



López-Ramos en 1973, reporta que las riolitas porfídicas alojadas en esquistos de facies verdes en la base de la columna que corto el pozo Yucatán-1, tienen edades radiométricas datadas con el método Rubidio-Estroncio de 410 ma., las cuales corresponden al Silúrico.

Basamento del Macizo y Sierra de Chiapas.- Las rocas del basamento del Macizo de Chiapas fueron identificadas como precámbricas por Pantoja, *et al.*, 1974. Las edades fueron obtenidas de circones de gneises granodioríticos y granitos gnéisicos, dando una edad Grenvilliana de 780 ma., y una edad post-grenvilliana de 702 ma., respectivamente.

Adicionalmente Pantoja, también obtuvo de un granito, edades radiométricas de 430 ma., que corresponden al Ordovícico Superior y de los circones más pequeños del granito gnéisico de 780 ma., una edad de 390 ma., correspondiendo al Devónico Medio-Superior, e identifica otras edades más jóvenes de 34 ma., correspondientes al Oligoceno Inferior.

El método radiométrico Pb-alfa está limitado para ciertas condiciones en los circones, Roberto Molina (comunicación personal), pero otras edades analizadas por el método radiométrico de U-Th-Pb usando la técnica de SHRIMP-RG (Sensitive High Resolution Ion Microprobe – Reverse Geometry), fueron reportadas por Weber *et al.*, (2006), en rocas meta-sedimentarias, como: pizarras, filitas y meta-areniscas en el extremo sureste del macizo de Chiapas, fueron de las siguientes edades: silúrica ~420 ma., grenvillianas de 500 a 700 ma., ~820 ma., de 1.0 a 1.3 Ga., meso-proterozoicas de 1.4 a 1.6 Ga., paleo-proterozoicas de 1.8 a 2.2 Ga. y arqueanas de 2.7 a 3.1 Ga. Sin embargo, el mismo Weber, considera que la población de circones más abundante es la que arroja las edades grenvillianas de 500 a 700 ma., y que estas rocas alcanzan en algunos casos facies de grado medio a alto de metamorfismo.

Otras edades radiométricas reportadas por Castro *et al.* (1975) en la parte norte del Macizo de Chiapas, en el área conocida como Pueblo Viejo, corresponden a una diorita de 242 ma., y andesitas de 148 ma., que subyace a las capas rojas.

En los límites de la Sierra de Chiapas y el Macizo de Chiapas el pozo Villa Allende-1, corto en la base de la columna sedimentaria, rocas metamórficas en facies de esquistos verdes, que fueron datadas radiométricamente de 317 ma.

En el límite sureste entre la Sierra de Chiapas y el Macizo de Chiapas, Hernández (1973), en el área de Chicomuselo, Chiapas, subyaciendo a calizas cretácicas, reporta la presencia de meta-sedimentos con crinoides y pelecípodos de edad mississípica, lutitas, limos calcáreos y escasa



arenisca, equivalentes a la Formación Tactic del Pensilvánico en Guatemala y lutitas silíceas y calizas fosilíferas cubiertas por calizas grises fosilíferas de edades wolfcampiana y leonardiana respectivamente.

2.2. Estratigrafía Regional.

La secuencia progradante del Jurásico Superior fue descrita por Montes de Oca (1979), Ángeles *et al.*, (2001) y posteriormente por Mata *et al.* (2006), la cual está formada por una gruesa secuencia de carbonatos caracterizados por texturas de regímenes de diferente energía, con dolomías intercaladas y cubiertos por lutitas y calizas arcillosas con riqueza orgánica. Se encuentra subyacida por evaporitas las cuales se presentan en el subsuelo con diferentes expresiones, tales como: 1) Secuencias concordantes y con reflectividad sísmica alternante a las calizas el Kimmeridgiano 2) Como secuencias discordantes diapíricas con otros elementos estructurales por diapirismo. Por estas razones se considera necesario incluir otras proporciones de rocas evaporíticas, como anhidrita, halita, yeso, carnalita y silvita, en el mismo sentido que Hudec *et al.*, (2007), lo propone.

La conclusión de Viniegra (1971), basada principalmente en datos de pozos, de que el relleno más antiguo de las cuencas del sureste fue considerado del Oxfordiano Temprano (Divesiano). Actualmente este concepto es considerado similar, aunque con estudios basados en evidencias micropaleontológicas no concluyentes, por los antecedentes bioestratigráficos reportados por:

- 1) Burckhardt (1930) y Miillerried (1936) colectaron fauna marina en el área de Cintalapa, en lo que ellos consideraban la parte media de la Formación Todos Santos. Dicha fauna consistió de amonitas del tipo de *Waagenia sp.*, la cual corresponde a *Hybonnoticeras*, (Eguiluz, com. escrita), *Halobia sp.* e *Idoceras sp.*, las cuales confirman una edad del Tithoniano al Kimmeridgiano. Por otro lado Page (1921) *in* Viniegra (1971) llamó a los lentes de capas marinas intercalados en las capas rojas, como lengüetas de la "Formación San Ricardo", pero Richards en 1963, propuso formalmente el término San Ricardo.
- 2) Contreras *et al.* 1960, reportan en la localidad del domo Chinameca, Ver., numerosas amonitas del tipo de *Taramalliceras*, *Haploceras* e *Idoceras* que en conjunto datan una edad del Tithoniano Medio al Kimmeridgiano Inferior (exceptuando su base), así como en el área de Cerro Pelón en el Rio Playas: amonitas del tipo de *Aspidoceras* que datan una edad del Tithoniano Medio-Superior.

3) Cantú (2001, 2009) reporta en la Sonda de Campeche diferentes horizontes transgresivos conteniendo en diferentes pozos amonitas del tipo de: *Ochetoceras rioslopezi-Glochiceras*, *Nebroditas-Discosphinctes-Ochetoceras* y *Durangites* que datan edades para los diferentes pozos del: Oxfordiano Inferior-Medio, Oxfordiano Superior-Medio y Kimmeridgiano Medio-Inferior al Tithoniano Superior respectivamente, Ángeles (2001) identifica, que las unidades con amonitas se encuentran intercaladas con paquetes de calizas de aguas someras (figura 2.2).

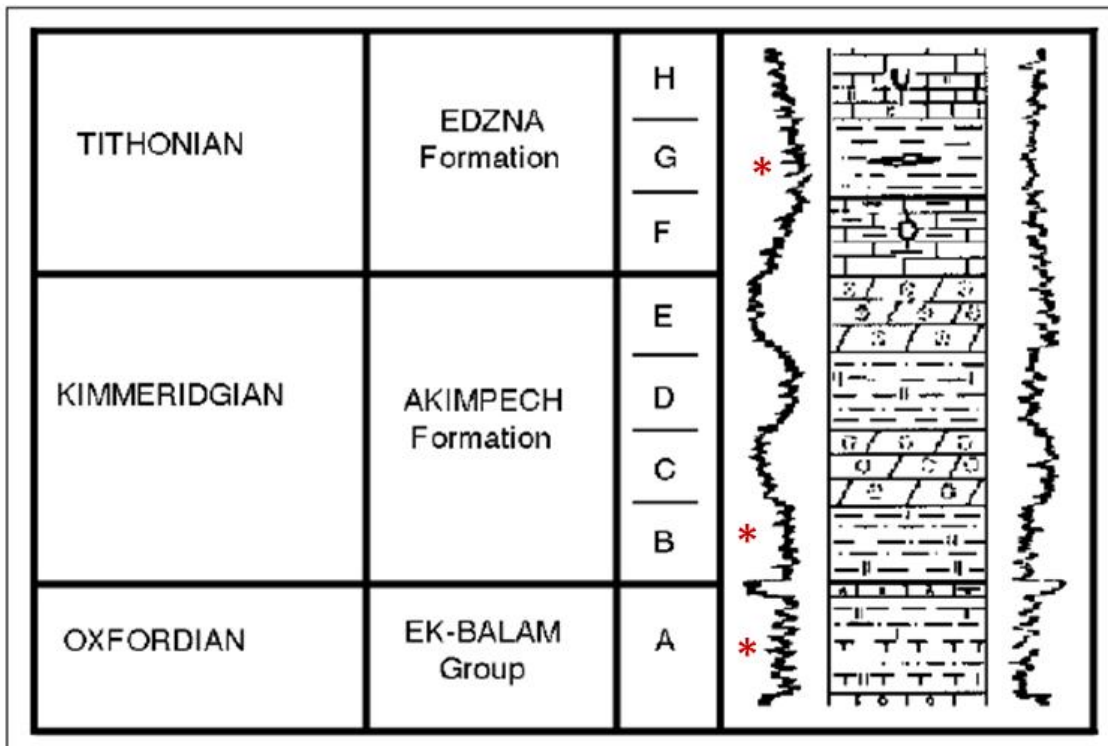


Figura 2.2 Tabla Estratigráfica en pozos de Campeche, mostrando expresión de registros de pozos, de las ocho unidades de litofacies. (A) Areniscas, calizas mudstone y lutita; (B) Caliza mudstone y Lutita; (C) Calizas dolomitizadas; (D) Calizas Mudstone y lutitas con algas; (E) Calizas oolíticas dolomitizadas; (F) Calizas arcillosas con radiolarios; (G) Lutitas calcáreas con *Saccocoma* y (H) Calizas arcillosas con tintínidos. Las unidades con asterisco contienen amonitas del Tithoniano, Kimmeridgiano y Oxfordiano Superior intercalados con las unidades de carbonatos de plataforma. Tomado de Ángeles-Aquino et al. (2001).

Las secuencias jurásicas en el sur del Golfo de México, incluyendo la parte marina y terrestre han sido interpretadas sin considerar las edades de las amonitas reportadas por Cantú (2001) en los pozos de la Figura 2.1, ni los diagnósticos de facies transgresivas de carbonatos, que contienen las amonitas reportadas ampliamente en la zona central y norte de la Sonda de Campeche y en la planicie costera de Tabasco, consideradas por Flügel, (1985), como típicas de las facies 1 y 2 de las facies estándar de Wilson. Cantú (2009), también reporta un horizonte

transgresivo, en un pozo de la planicie costera de Tabasco con amonitas del tipo de *Reinekia* que datan esta unidad del Calloviano Medio (Figura 2.3).

La interpretación de facies de plataforma del Kimmeridgiano-Oxfordiano, debe ser revisada considerando edades y facies transgresivas intercaladas en diferentes ciclos de carbonatos someros hacia la cima de arenas calcáreas de alta energía, calizas lagunares y facies de planicie de mareas, inclusive del Calloviano, tal y como lo reporta Imlay, *et al.*, (1984), al norte del Golfo de México, en el estado de Lousiana, por el contenido de amonitas del Oxfordiano Tardío en la Formación Smackover depositada sobre rocas evaporíticas de una edad probable del Oxfordiano Temprano.

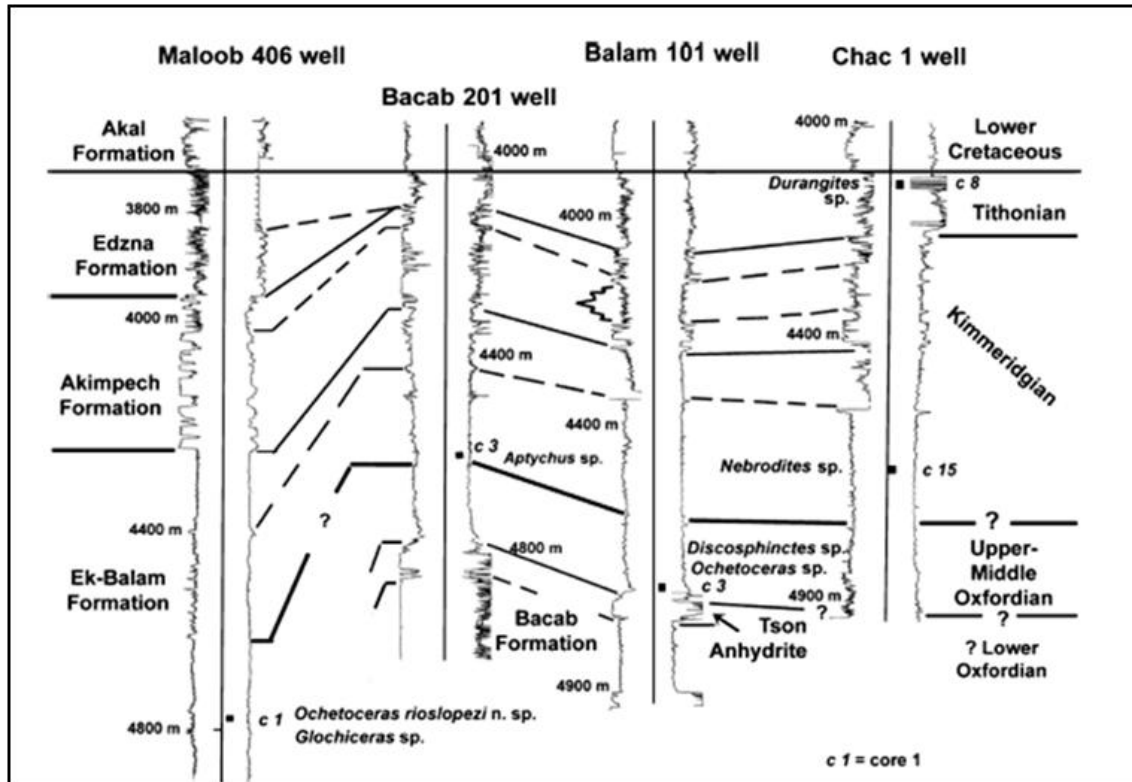


Figura 2.3 Sección estratigráfica de correlación en pozos de la Sonda de Campeche, mostrando la distribución de litofacies y expresiones de registros de rayos gamma de pozos, de las formaciones Ek-Balam, Akimpech y Edzna y las unidades cronostratigráficas de la amonitas del Tithoniano, Kimmeridgiano y Oxfordiano. Tomado de Cantú (2009).

Ángeles *et al.* (2001) proponen la nomenclatura de unidades litoestratigráficas identificando que las facies de plataforma se encuentran subyaciendo e intercaladas con unidades con amonitas del Tithoniano, Kimmeridgiano y Oxfordiano Superior (Figura 2. 2 y Figura 2.3). Cantú (2009) también demuestra que la unidad de amonitas del Oxfordiano Superior se encuentra subyacida por facies de supramarea de la Anhidrita Tson en el pozo Balam-101, y que hacia el sur, en la

planicie costera de Tabasco las facies transgresivas de carbonatos de mar abierto pueden ser datadas del Calloviano Medio, en la parte baja de la columna del pozo Boquiapan-101 por la presencia de amonitas del tipo de *Reinekia*, Figura, 2.4.

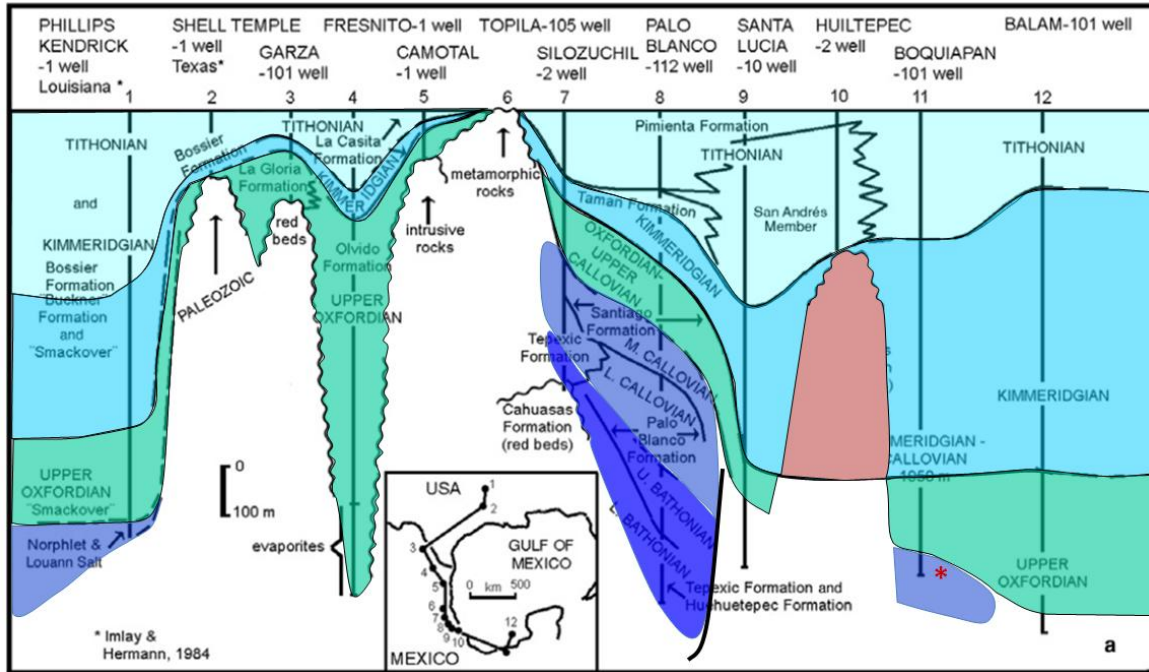


Figura 2.4 Sección esquemática de correlación estratigráfica del Jurásico Medio y Superior a partir de pozos a lo largo de la planicie costera. Pozo con amonitas del Calloviano, con asterisco de color rojo. Dato para la correlación, cima del Tithoniano. Modificado de Cantú (2001).

La estratigrafía de las rocas de plataforma del Cretácico fue descrita desde el siglo pasado por Bose (1905) quien asignó una dudosa edad Cretácica para las capas sobre la Formación Todos Santos. Miillerried (1936) fue el primero en identificar fauna del Cretácico Temprano en la cubierta de los lechos rojos; aunque Cros *et al.* (1998) demuestran un alcance del Aptiano para las facies de plataforma descansando sobre clásticos del Neocomiano de la Formación San Ricardo.

En otras localidades los carbonatos de plataforma también fueron descritos por Gutiérrez Gil (1956); Sanchez Montes de Oca (1979) y Castro Mora *et al.* (1975).

Las rocas cretácicas en el sur del Golfo de México están caracterizadas por el desarrollo de una enorme plataforma, que se extiende en su parte estable en la actual plataforma de Yucatán (Bloque Maya) y su parte plegada de la Sierra de Chiapas. En ambos sectores la plataforma fue desarrollada a lo largo del Cretácico y fue ahogada parcialmente durante el Cenomaniano, pero

en la parte estable continuó el desarrollo de la plataforma durante el Cretácico Tardío, el Paleógeno y el Neógeno restringido al bloque Yucatán.

Las rocas cretácicas están distribuidas en toda la Cuenca del Sureste, y ha sido atravesada por numerosos pozos tanto en el sector terrestre como en el marino. Viniegra (1971) reporta el detalle en una sección ubicada al sur del área de estudio. Figura 2.5.

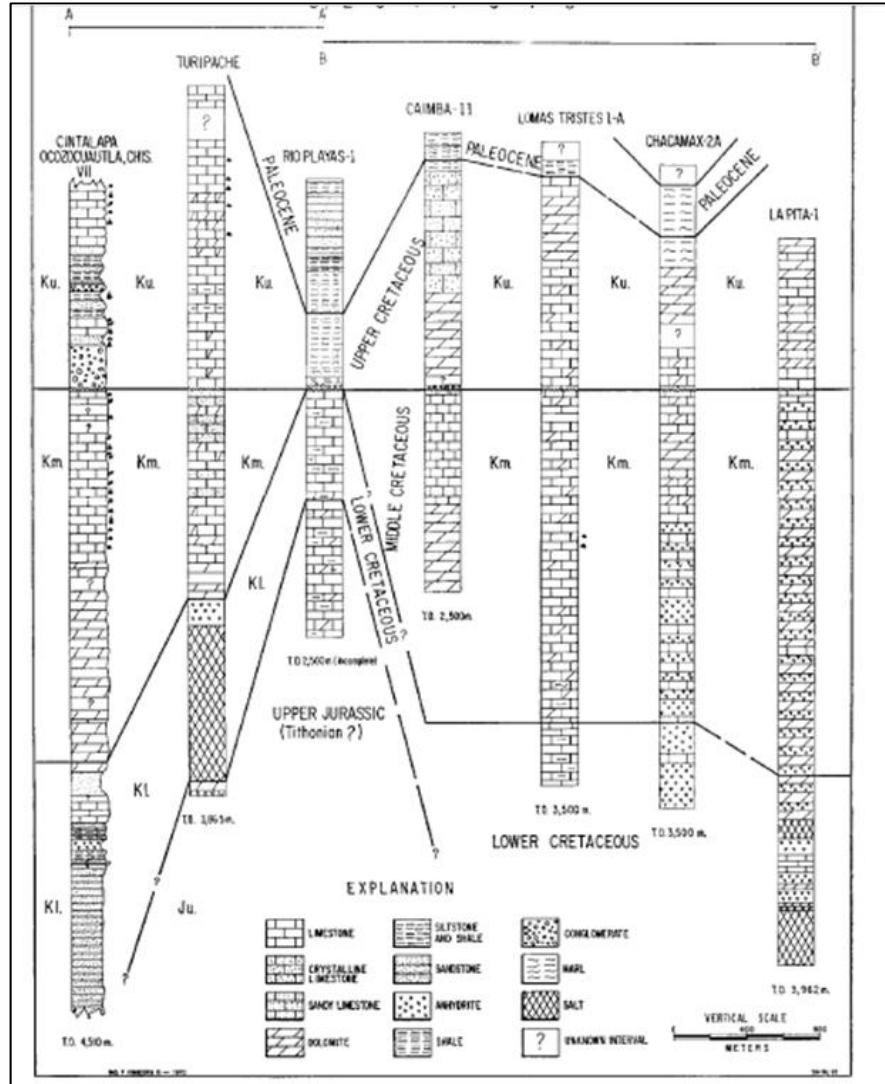


Figura 2.5. Sección esquemática W-E mostrando la litología y correlación estratigráfica a partir de pozos. Tomado de Viniegra, 1971. Ubicación de la sección en la figura 2.1.

2.3. Paleogeografía Regional.

Actualmente no existen mapas paleogeográficos regionales, que cubran la Cuenca del Sureste en el subsuelo marino de Golfo Sur, el subsuelo de la Planicie Costera de Tabasco y de la

Sierra de Chiapas. Numerosos trabajos recientes han enfocado la paleogeografía en el subsuelo, por lo que se presentan algunos mapas de la distribución actual de facies y de la paleogeografía de tiempos selectos e integrados a partir de trabajos de diferentes fuentes y cobertura geográfica.

La figura 2.6 muestra el desarrollo de la gran Plataforma Cretácica durante el Neocomiano-Albiano; en el área de estudio se encuentra el límite de las facies de plataforma y de cuenca, de Cretácico, y la individualización de la Plataforma de Artesa Mundo Nuevo durante el Cenomaniano, y retrogradación de la misma hasta ser ahogada casi totalmente en el Maestrichtiano, (Varela 1995, Nicolás *et al.*2007). En el mapa de la figura 2.7, se muestra la migración retrogradante de los bordes de plataforma del Albiano al Paleoceno.

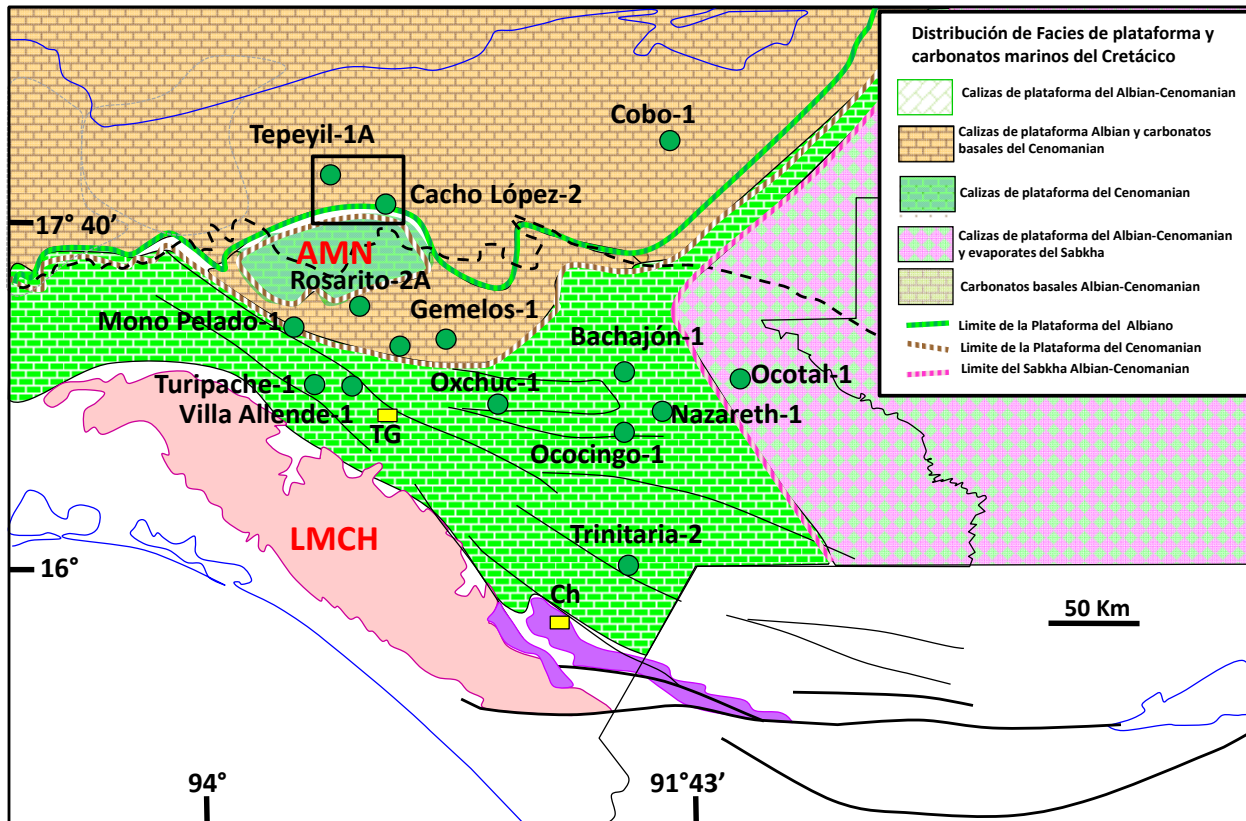


Figura 2.6 Mapa de facies del Albiano-Cenomaniano. El bloque de la Plataforma Artesa Mundo Nuevo (AMN) aislada durante el Cenomaniano; en color café, facies de carbonatos de cuenca, en color verde facies de carbonatos de plataforma; en cuadros verdes y rosas facies de carbonatos y evaporitas. Modificado de Viniegra (1971), Quezada (1987), Varela (1995) y Nicolás (2007).

La sección sísmica S-N en el área de estudio, (figura 2.8) muestra las estructuras contraccionales falladas, mostrando una variabilidad de los espesores de las evaporitas

jurásicas, (en color púrpura). Esta variación causó una subsidencia temprana por desalojo de evaporitas produciendo una heterogeneidad de secuencias carbonatadas del Jurásico Medio y Superior, así como una subsidencia regional más activa en zonas con mayor volumen de halita afectando la batimetría de las facies de plataforma y zonas con menor volumen de halita y menor subsidencia que controló, la extensión de la plataforma predominantemente en la Sierra de Chiapas.

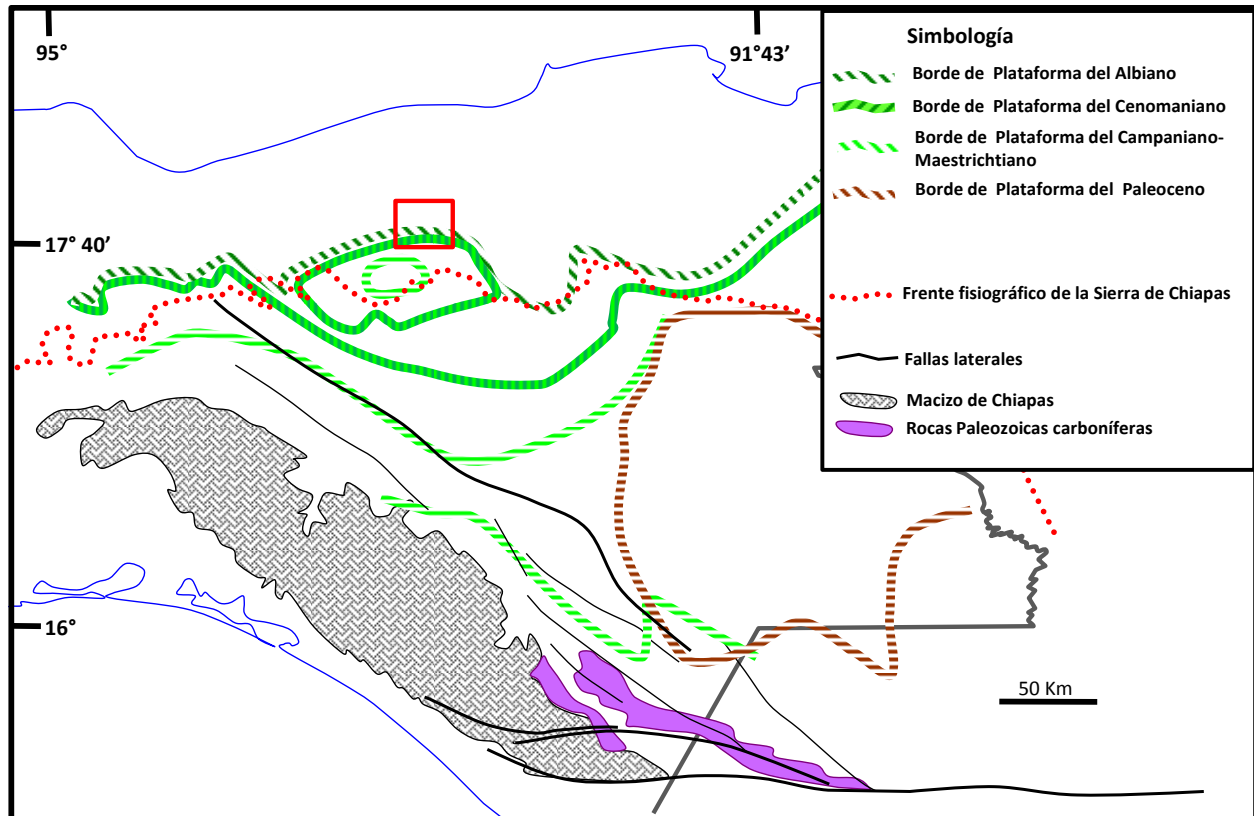


Figura 2.7 Mapa de la posición de bordes de plataforma del Albiano al Paleoceno. Modificado de Viniegra (1971), Quezada (1990), Varela (1995) y Nicolás (2007).

La expresión sísmica, del apilamiento de las facies del Cretácico, de color verde claro (figura 2.8), está caracterizado en la línea sísmica por un patrón retrogradante para la porción media inferior de y un patrón agradante para la porción media superior, definiendo el borde norte de la plataforma de Yucatán en el bloque individualizado de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo.

La sedimentación terrígena de mar abierto del Terciario se generaliza en la planicie costera con facies de lutitas marinas que descansa sobre un paquete transicional de margas de cuenca, de la Formación Méndez de edad campaniana-maestrichtiana. Localmente terrígenos siliciclásticos fluviales, costeros y de plataforma, progradan en la parte central de la planicie costera a partir

del Mioceno Temprano y durante el Mioceno Tardío y Plioceno, generalizando su depósito en condiciones sin-orogénicas bajo regímenes contraccionales, extensionales con influencia salina, aunque también son depositadas en estas mismas condiciones, en una etapa sin-orogénica inicial durante el Eoceno Tardío y Oligoceno.

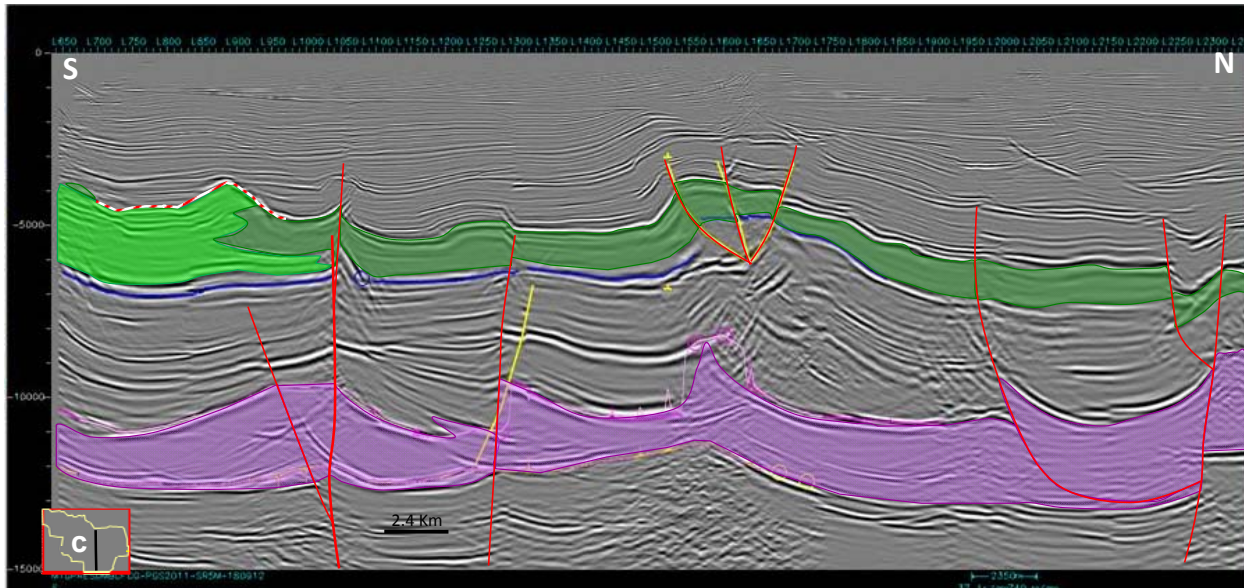


Figura 2.8 Sección sísmica en profundidad, orientada S-N, atravesando el borde de la Plataforma Artesa Mundo Nuevo (AMN), en color verde claro, verde oscuro.

En la Sierra de Chiapas la extensión de las plataformas calcáreas del Paleoceno y Mioceno tienen una extensión restringida hacia el sureste y noreste de la sierra respectivamente. Durante el Oligoceno y Mioceno (Temprano) la extensión de las plataformas carbonatadas fue más restringida hacia la porción central de la sierra como se muestra en la figura 2.9, compilada de Quezada (1990).

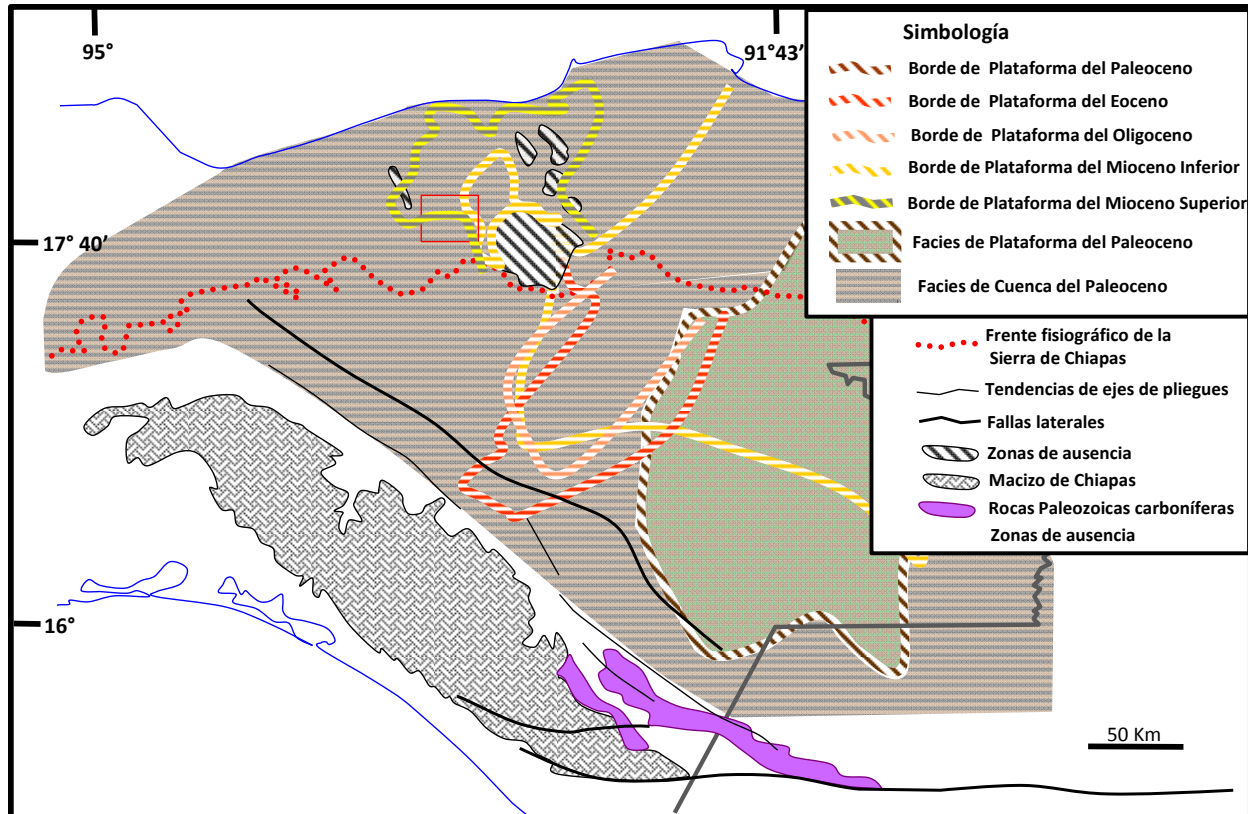


Figura 2.9 Mapa de la posición de bordes de plataforma del Paleoceno al Mioceno Inferior. Modificado, Quezada (1990).

2.4 Tectónica de Placas.

El escenario tectónico regional del área de estudio está ligado al sector sur de México, el cual se encuentra relacionado al límite de placas convergente, entre la placa oceánica de Cocos y la Placa mixta de Norteamérica y al límite de placas transformante de las placas de Norteamérica y la Placa del Caribe (Figura 2.10).

Rogers *et al.*, (2010) consideran que el límite convergente de placas en el sur de México tiene actividad tectónica entre 20 y 10 ma., y de 4 ma., al presente (subducción-moderna). Estas edades se considera que abarcan el lapso de la deformación de estructuras contraccionales en la Cuenca del Sureste, ubicada adyacente a la subducción (Figura 2.11).

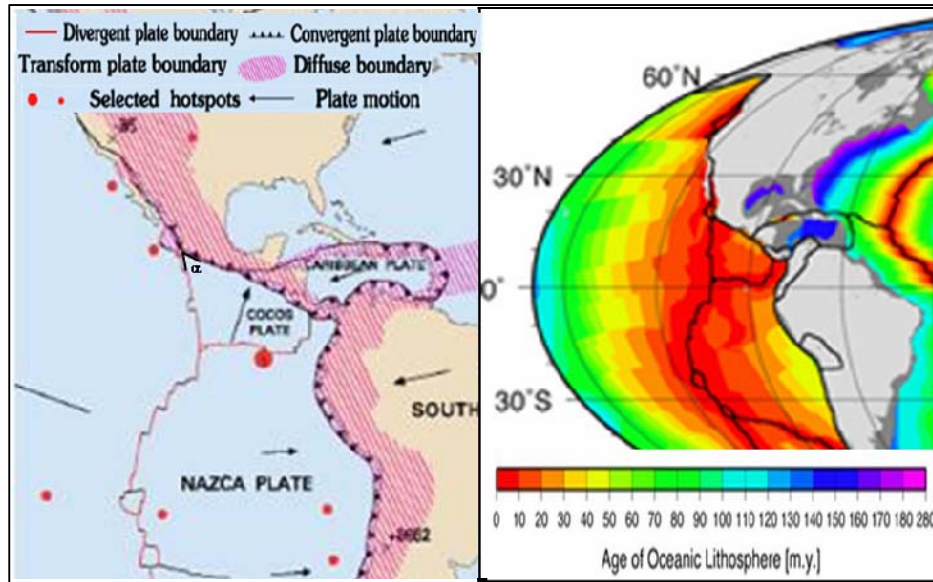


Figura 2.10 Placas y límites tectónicos de Norte, centro y Sud América. Mapa de edades de la corteza oceánica, en el Pacífico Occidental, Golfo de México y Mar Caribe. Tomado de la referencia de internet *2.

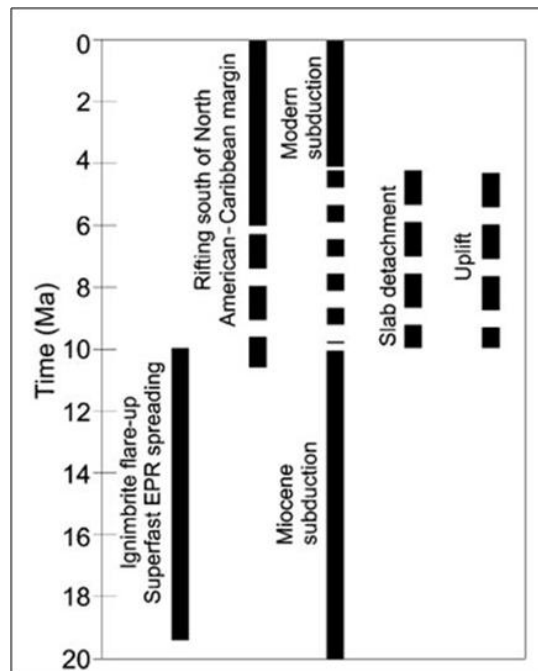


Figura 2.11 Cronología de eventos tectónicos durante el Neógeno en la interacción de Centro América y la Cordillera Este del Pacífico (EPR). Tomado de Rogers et al. (2010)

El límite convergente de la Trinchera Meso-Americana (MAT), el cual ha sido el resultado de la subducción de la Placa de Cocos producida por la Cordillera Este del Pacífico (EPR) y por el Centro de Expansión Cocos-Nazca (CNS), actualmente, la zona de subducción tiene una expresión continua en el bloque de la subducción en Centro América, Figura 2.12, (secciones 2



y 3) y discontinua en el bloque de la subducción en el sur de México, Figura 2.12 (sección 1, círculo rojo), como lo demuestran Karason y Van der Hilst, (2000) in Rogers *et al.* (2010).

El límite de placas transformante de las placas de Norteamérica y la Placa del Caribe que corresponde al sistema de fallas laterales de Motagua-Polochic trunca la paleogeografía del Mesozoico y Terciario de Chiapas y Guatemala, ha tenido una evolución más compleja que el de la subducción.

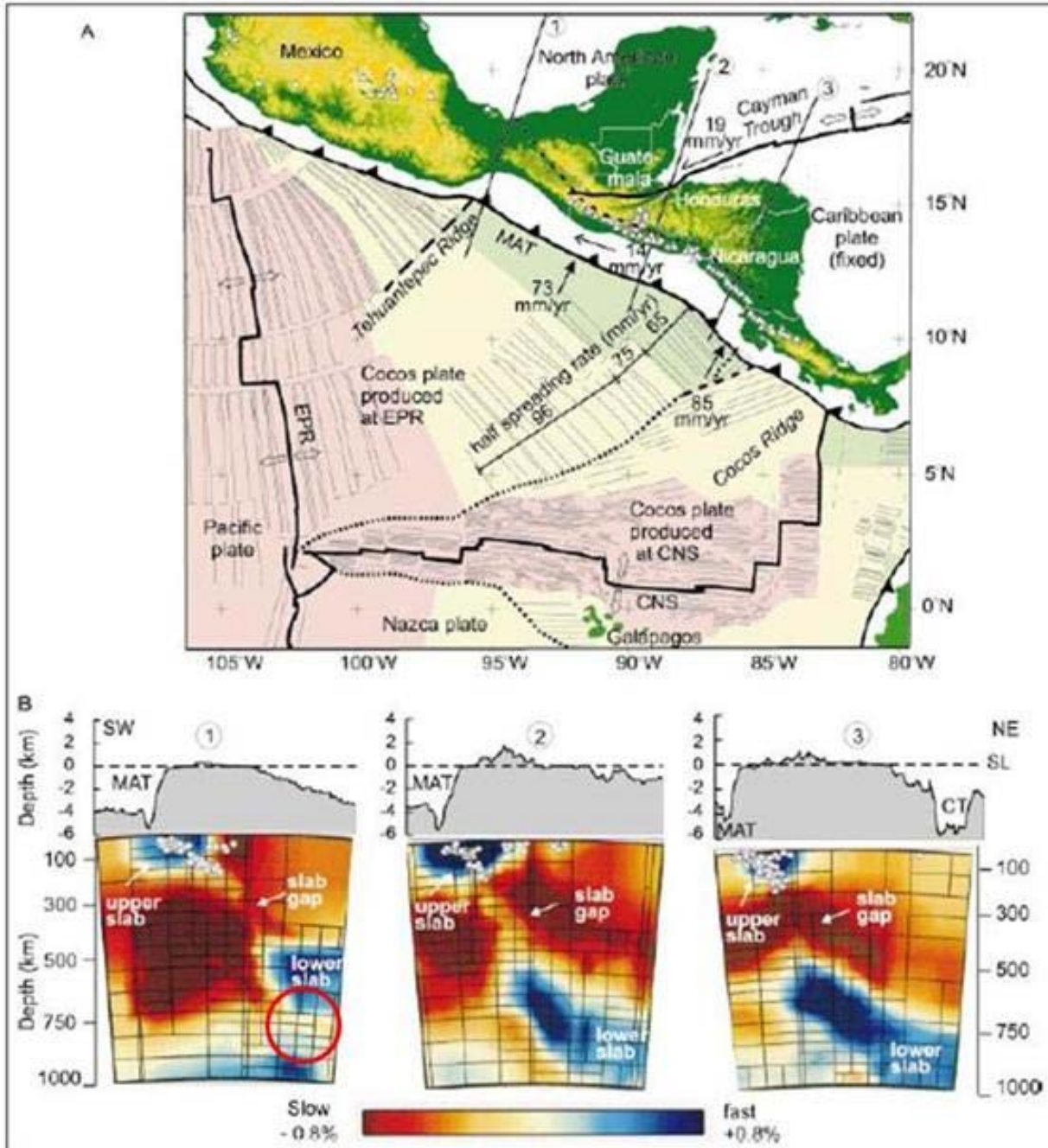


Figura 2.12 Ubicación de placas del Sur de México y Centro América. La placa de Cocos es una corteza oceánica producida en la Cordillera Este del Pacífico (EPR) y por el Centro de Expansión Cocos-Nazca (CNS). El color rosa es para corteza oceánica de 0–10 Ma.; el color amarillo de 10–20 ma. y el color verde más antiguo que 20-ma. y menor a 30 ma. Las líneas de tomografía sísmica 1 a la 3, muestran su perfil topográfico en gris y se encuentran ubicadas en el mapa. Rogers et al. 2010.

Este límite de placas fue explicado por Johnson y Barros (1993), y Schaaf et al. (1995), (Figura 2.13 a.), asociado a un desplazamiento de un bloque del Sur de México conocido como Bloque Chortis a su posición actual en Honduras a través de un desplazamiento lateral sinistral en un

tiempo Eoceno-Oligoceno y posteriormente por Keppie *et al.* (2005) y Morán *et al.* (2009), con un modelo alternativo que aísla el Bloque Chortis del sur de México, (Figura, 2.13 b.), sin embargo los datos sísmicos interpretados por Sanchez-Barreda, 1985, indican que no existen evidencias en el subsuelo por donde corren las líneas sísmicas en el Golfo de Tehuantepec, que indiquen que hubo una falla regional durante el Cenozoico, que pudiera correlacionarse con el Sistema Motagua Polochic en la parte marina (Figura, 2.13 c.), aunque Moran *et al.* (2009) no considera trascendente la presencia de sedimentos cenozoicos no deformados en el subsuelo de Tehuantepec para su modelo alternativo, se considera que este hecho es necesario para la viabilidad de cualquier modelo.

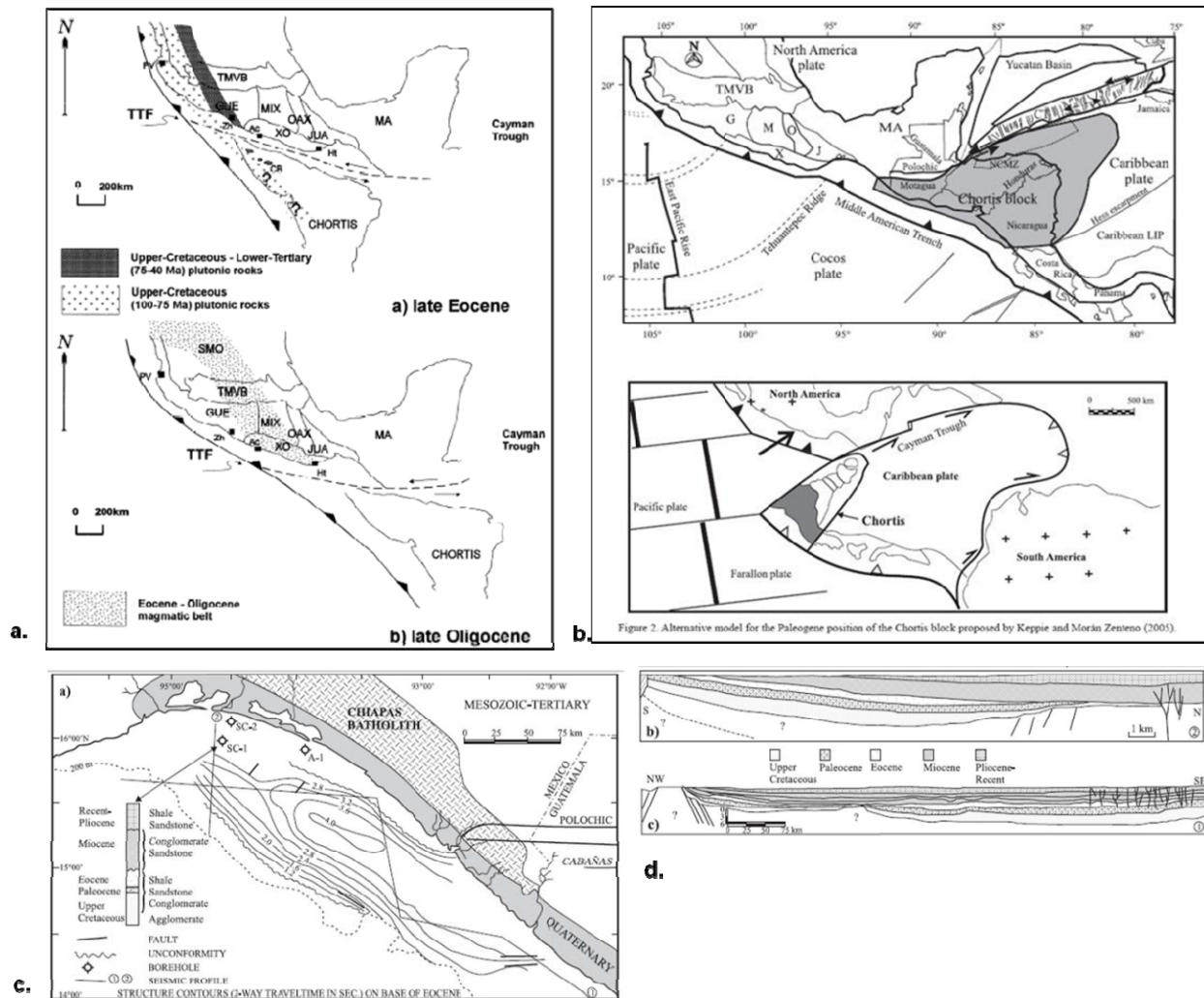


Figura 2.13 a. Modelo original del Bloque Chortis de Schaaf *et al.* (1995). b. Modelo alternativo del Bloque Chortis, aislado de México, Morán *et al.* (2009). c. Interpretación de secciones sísmicas del área de Tehuantepec y mapa de ubicación de Sanchez-Barreda (1985).



2.5 Estructura Regional.

La Cuenca del Sureste en su evolución depositacional transita de una afinidad Pacífica a la del Golfo de México, del Jurásico al Paleoceno (Cantú, 2001 y 2009), está ligada a la del Golfo de México, pero para su evolución eocénica y cenozoica está íntimamente relacionada a los límites de placas del Sur de México y tectónicamente a la formación del Cinturón Neógeno de Pliegues y Cabalgaduras del Sur de México (Aranda-García, 1999; Aranda-García y Marrett, 1999), algunas de estas estructuras fueron estudiadas y reconocidas en diferentes sectores de Tabasco y Chiapas por Sánchez (1979), Meneses de Gyves (1980), Quezada (1987) y Meneses-Rocha (1985) y en la Planicie Costera de Veracruz por Cruz-Helú *et al.* (1977) *et al.*

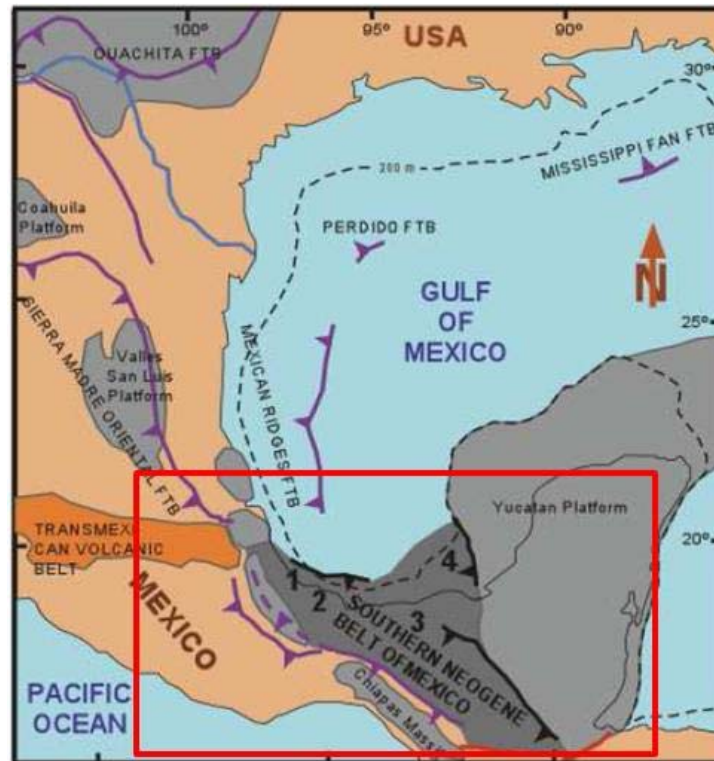


Figura 2.14 Mapa de localización de sistemas contraccionales alrededor del Golfo de México, a diferencia del Cinturón Neógeno del Sureste de México, existen otros cinturones más antiguos como los del Cinturón Ouachita o el de la Sierra Madre Oriental o los cinturones de las Cordilleras Mexicanas, Perdido o del Abanico del Mississippi, en aguas profundas. Tomado de Aranda, 1999.

El modelo de oroclino considerado por Aranda-García (1999) para las curvaturas en mapas de afloramientos de cinturones plegados-cabalgados de Marshak, 2004, fue extendido por el autor para considerar mapas de subsuelo; Para el caso del Cinturón Neógeno de Pliegues y Cabalgaduras del Sur de México, consideró que la saliente que forman en conjunto: la Sierra de



Chiapas, las estructuras del subsuelo de la Sonda de Campeche, la Planicie Costera de Tabasco y de la Cuenca de Veracruz, fue formada durante el intervalo de 21 a 2.4 ma., con base en la definición de la estratigrafía sinsedimentaria en cuatro pliegues ubicados en los sectores del Cinturón Neógeno de Pliegues y Cabalgaduras del Sur de México figura 2,14.

La mayoría de los cinturones plegados cabalgados son el reflejo de la arquitectura predeformada de la cuenca (Marshak, 2004), aunque el mismo autor considera que otros factores heredados de la estratigrafía de la cuenca como: profundidad y número de despegues estructurales, resistencia del despegue a la deformación o inclinación del mismo que afectan la cantidad de deformación hacia el *hinterland* también forma salientes. Otras causas no controladas por la cuenca, como: obstáculos paleogeográficos en el *foreland*, coalición de bordes de *hinterland* dentados y fallas de desplazamiento lateral posteriores a la curvatura orogénica, también forman oroclinos.

La figura 2.15 muestra los principales elementos de un orocliño complejo, correspondiente al Cinturón Contraccional Neógeno del Sureste (Aranda *et al.*, en prensa) que están asociados a niveles, resistencia de despegues evaporíticos y arcillosos, obstáculos paleogeográficos, bordes indentados del *hinterland* así como extensión en áreas de espeso substrato salino.

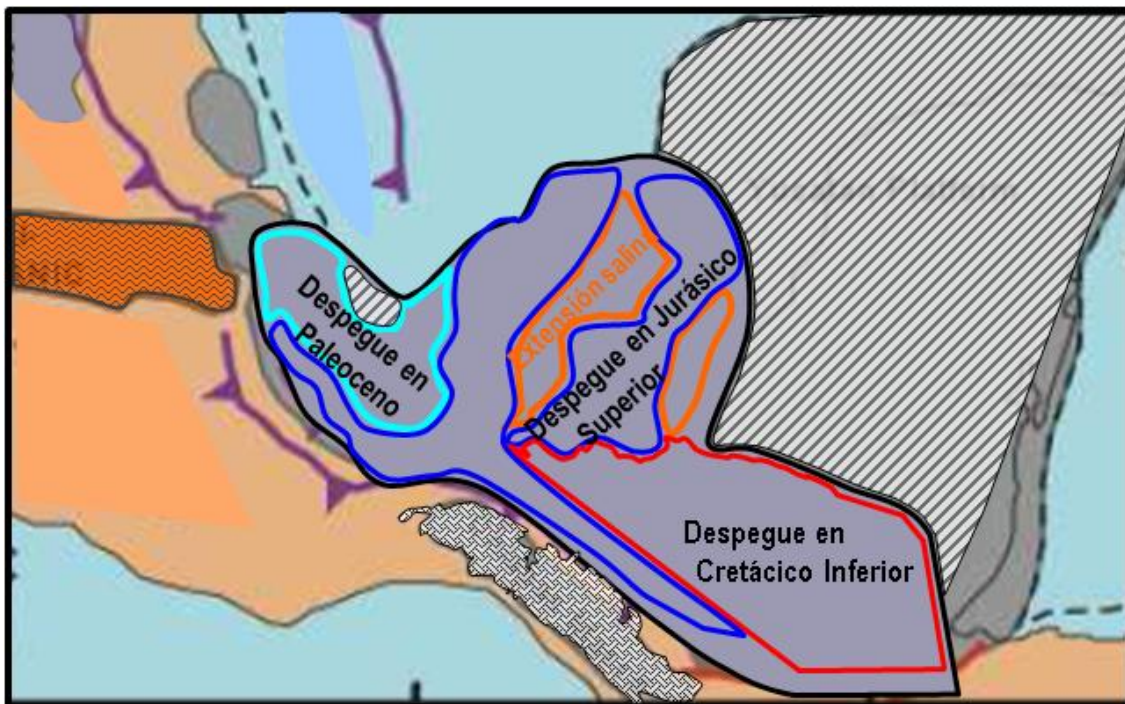


Figura 2.15 Mapa de localización de los principales elementos del Oroclino del Cinturón Neógeno del Sureste de México, Aranda *et al.*, en prensa.



3. MODELOS ESTRUCTURALES CONCEPTUALES

En el área de estudio existen una variedad de estructuras plegadas de cobertura relacionadas principalmente a deformación contraccional, que corresponden al tipo de pliegues que son despegados en un substrato débil de evaporitas. Algunos de estos pliegues presentan una evolución estructural más compleja, debido a la presencia de mayores volúmenes de evaporitas, teniendo un desarrollo de plegamiento de estructuras salinas precursoras diapiricas o relacionadas a falla, referidas por Hudec *et al.*, en el año 2006.

En la literatura hay un gran número de modelos de clasificación de pliegues contraccionales los cuales responden a diferentes enfoques de análisis como, su mecanismo de deformación, sus características de cizalla, su relación a fallas o sus características geométricas; Algunos de estos modelos pueden ser el linaje de estructuras salinas precursoras, clasificación que es agregada a los modelos mostrados en la Figura 3.1.

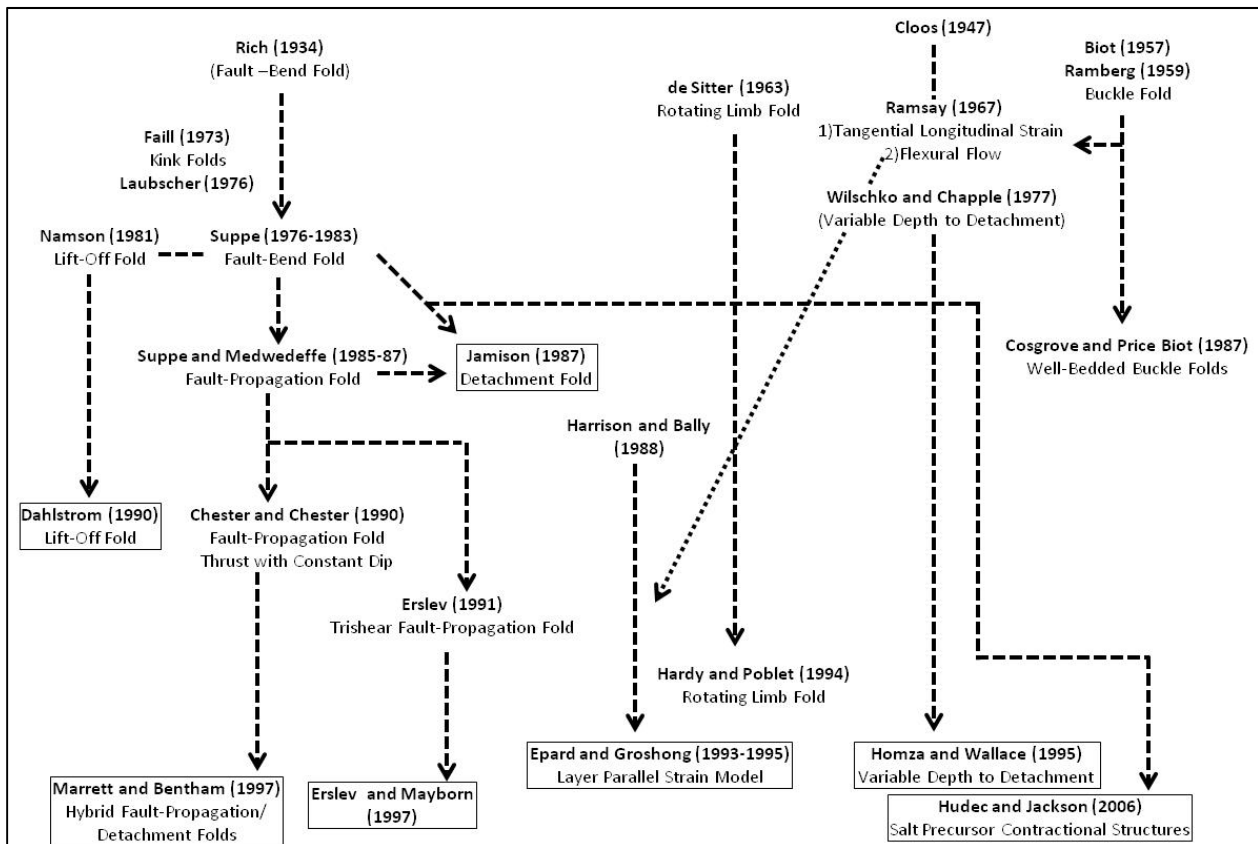


Figura. 3.1 Esquema relacional de Modelos de Plegamiento, modificado de Camerlo, 2000.



3.1. Mecanismos de Plegamiento Contraccional

Estructuras de magnitud kilométrica son explicadas bajo dos principales mecanismos de deformación contraccional de la corteza superior y son grabados en la estratigrafía sin-cinemática, la geometría del movimiento de las capas pre-cinemáticas, con rotación de limbos o con migración de charnelas (Figura. 3.2).

3.1.1. Rotación de limbos

Los modelos que exponen este mecanismo para pliegues de despegue con estratos de crecimiento son los de Riba (1976), y de Poblet *et al.* (1997). En este modelo la longitud de los limbos permanecen constantes y las relaciones de apilamiento de las secuencias sin-cinemáticas es posible relacionarlas al tipo de levantamiento secuencial, caracterizándose por el *on-lapamiento* rotacional de estratos y adelgazamiento en los flancos de los pliegues pero sus echados incrementan progresivamente, produciéndose un exceso de área en el núcleo del anticlinal, asociado a la entrada de material dúctil en el (figura 3.2).

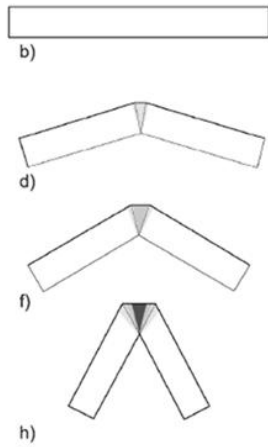
3.1.2. Migración de charnelas.

Los modelos que recurren a este mecanismo de plegamiento son los de Rich (1934), Suppe, *et al.* (1992), Poblet *et al.* (1997). Este mecanismo de plegamiento, es donde los echados de los limbos permanecen constantes y su longitud se incrementa progresivamente por deslizamiento de la estratigrafía competente sobre de una unidad dúctil. Los pliegues formados con este mecanismo son los relacionados a falla y los de despegue en su etapa inicial (figuras 3.2). Los estratos sin-sedimentarios depositados durante la migración de charnelas presenta paneles con inclinaciones idénticas a los estratos pre-cinemáticos subyacentes y presentan adelgazamientos que dependen de la tasa de sedimentación y el levantamiento de la estructura.

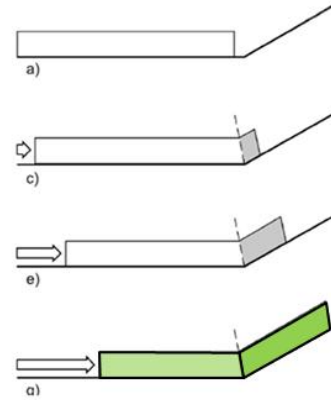
3.2. Plegamiento de Despegue

Las estructuras de despegue son aquellas que tienen una distribución del acortamiento por efectos de deformación de contracción, principalmente por plegamiento, el cual puede ocurrir por cualquiera de los dos principales mecanismos de plegamiento o por una combinación de ambos mecanismos, Poblet *et al.* (2007). Dos características de estos pliegues son: 1) La ausencia de segmentos de rampas de falla, presentando solamente, una o varias superficies de despegue, por lo que la forma del pliegue no depende de las características e inflexiones de

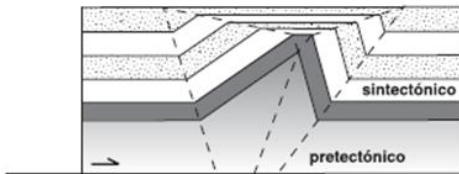
Plegamiento por limbos rotacionales



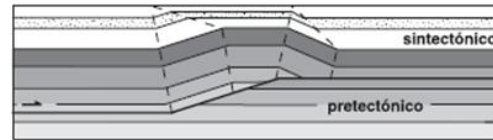
Plegamiento por Migración de Charnelas



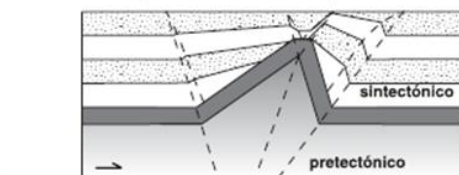
Pliegue despegado (migración de charnelas)



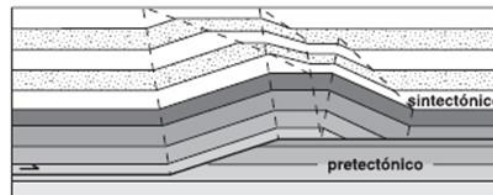
Pliegue de flexión (levantamiento de la cresta)



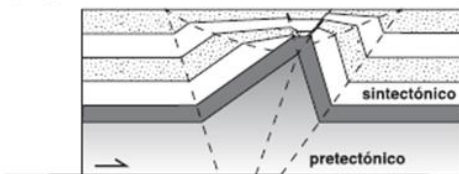
Pliegue despegado (rotación de flancos)



Pliegue de flexión (ensanchamiento de la cresta)



Pliegue despegado (migración de charnelas + rotación de flancos)



Pliegue de propagación

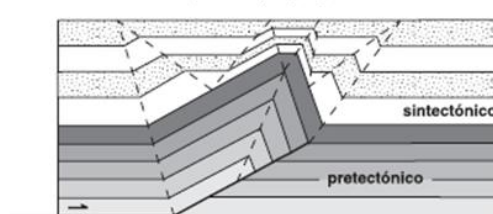


Figura 3.2 Principales Mecanismos de Plegamiento. Mecanismos de rotación de charnelas izquierda y de Migración de charnelas, derecha. Modelos de pliegues de despegue y relacionados a falla con estratos de crecimiento, indicando su mecanismo de plegamiento. Tomado de Salvini et al. (2004), Suppe et al. (1992) y Poblet et al. (1997).



una rampa, 2) La mayoría de estos pliegues presentan una unidad estratigráfica de comportamiento dúctil en su núcleo. Con estos dos elementos la geometría de los pliegues de despegue es más difícil su predicción y geometría e inclusive pueden presentar vergencia en cualquier dirección.

3.2.1 Pliegues de despegue por migración de charnelas.

Los pliegues de despegue producidos con el mecanismo de migración de charnelas se desarrollan sobre una cabalgadura o despegue paralelo a las capas, el cual presenta un *tip de falla* propagante a la deformación. En estos modelos se asume una unidad superior competente que mantiene su espesor, longitud y área que se deforma con plegamiento paralelo, sobre una unidad dúctil que no mantiene su longitud, pero su área si se mantiene según Poblet *et al.* 1997, aunque en sus modelos de la figura 3.3 y de los modelos de Wallace *et al.*, (2004), figura 3.4., la unidad dúctil no mantiene su área, más bien se incrementa en estadios cinemáticos más avanzados, por esta razón el ancho del pliegue aumenta cuando el pliegue se amplifica.

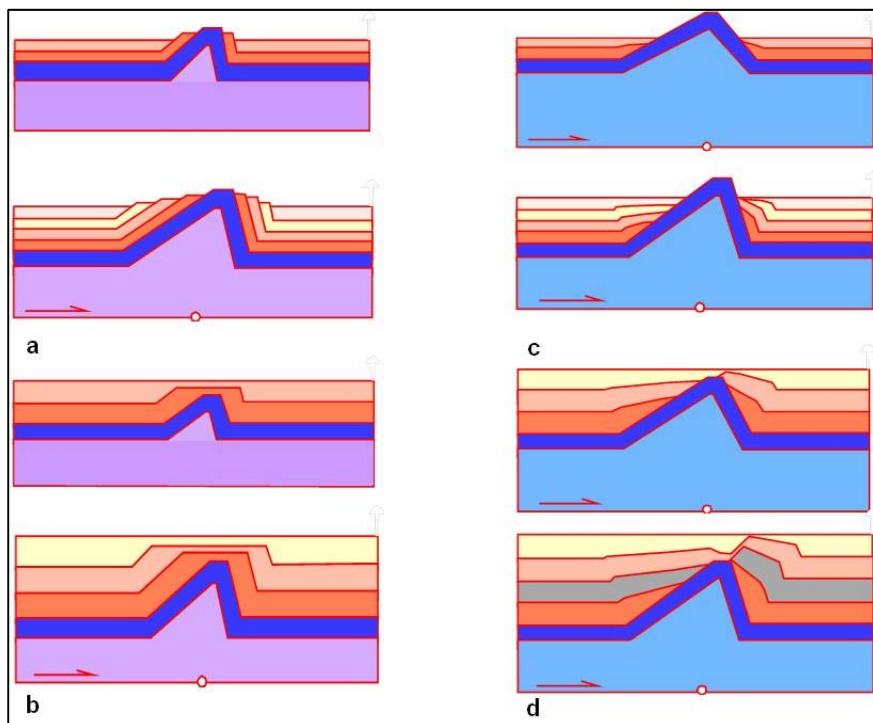


Figura 3.3. Modelos de Pliegues de despegues de crecimiento de migración de Charnelas (a y b) y de rotación de limbos (c y d). Tomado de Poblet *et al.* (1997).

3.2.2. Pliegues de despegue con rotación de limbos

Los pliegues producidos por mecanismo de rotación de limbos, se forman con limbos de longitud constante que aumenta su inclinación por rotación de manera progresiva, manteniendo

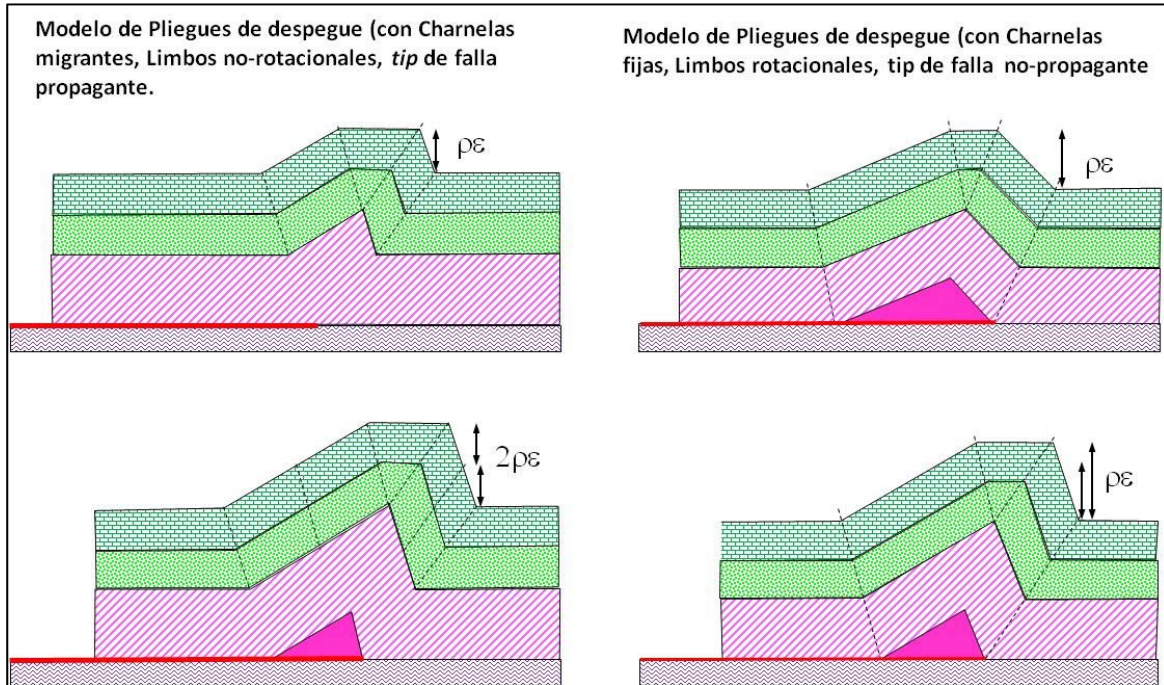


Fig. 3.4 Variación de la propagación del tip de la falla y área de la unidad dúctil (en color rosa) en modelos de plegamiento de despegue con charnelas migrantes y con limbos rotacionales. Tomado de Wallace, et al. (2004).

una falla paralela a la estratificación, cuyo tip o terminación de la falla se propaga hacia la charnela del flanco delantero, conforme crece el pliegue, figura 3.4. Este modelo también asume una unidad superior competente que mantiene su espesor, longitud y área deformada con plegamiento paralelo, sobre una unidad dúctil que no mantiene su longitud, ni su área. Para esta variedad de pliegues la unidad dúctil disminuye su área, más en estadios cinemáticos más avanzados, por esta razón el ancho del pliegue disminuye cuando el pliegue se amplifica, Poblet *et al.*(1997).

3.2.3. Pliegues de despegue con fallas tardías

Los pliegues de despegue con fallas tardías (break-thrust fold), Willis (1893) y Fischer *et al.* (1992), conocidos como pliegues *pop-up*, son un estado avanzado de los pliegues de



despegue que están caracterizados por fallas inversas de ángulo de inclinación alta, buzantes en ambos sentidos, hacia la cuenca y hacia el *foreland*. También las fallas en los flancos frontales de pliegues asimétricos, son consideradas de estas categorías. Los pliegues con fallas tardías son comúnmente nucleados con sal- evaporitas, de tal forma que las fallas pueden tener un nivel de despegue ubicado en la cima de las capas dúctiles o pueden también estar despegadas entre las capas dúctiles o en la base de ellas. Este tipo de fallas ocurren relativamente tarde después de la formación de los pliegues, en períodos de acortamiento rápido o por problemas de volumen en el núcleo, Rowan (1997), comúnmente pueden ser retomadas por fallas normales si se desalojan las evaporitas del núcleo del pliegue (figura 3.5).

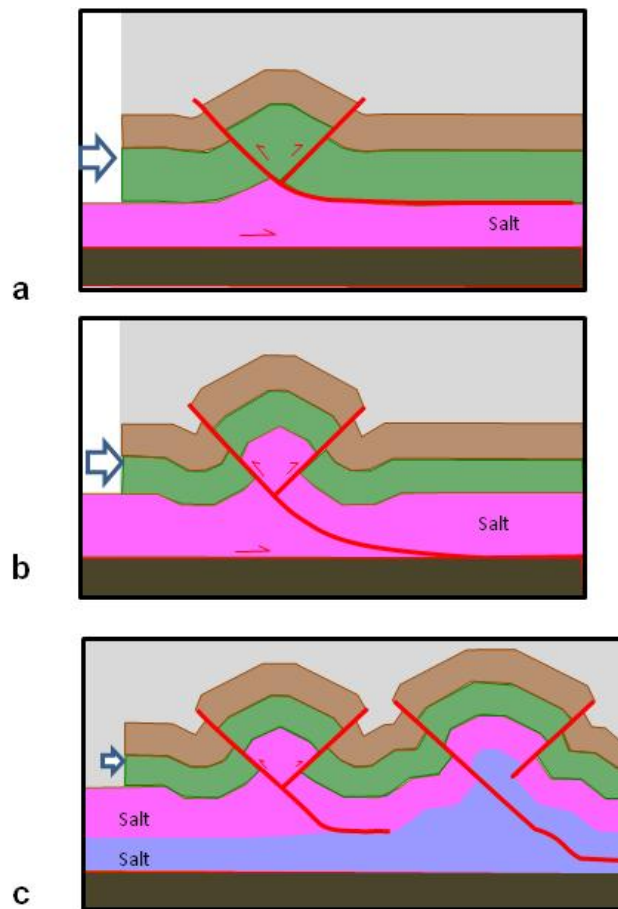


Figura 3.5. Modelos de pliegues de despegue con fallas tardías en ambos flancos con despegues en la cima, base o en la capa dúctil de evaporita.

3.2.4. Pliegues Buckle o de cizalla

Los pliegues Buckle o de cizalla de Biot (1961), Ramberg (1963) a son desarrollados en unidades de competencia relativa entre sí, por lo que se mantiene el plegamiento paralelo en

todos los niveles. El plegamiento por el deslizamiento flexural entre capas empieza a recorrer menos trayectoria del pliegue por debajo de los estratos donde las bisectrices de las charnelas de la cresta se unen, de esta posición estratigráfica hacia abajo, la capas presentan una cizalla positiva. El modelo superior de la figura 3.6., muestra dos niveles de cizalla separados por una capa competente.

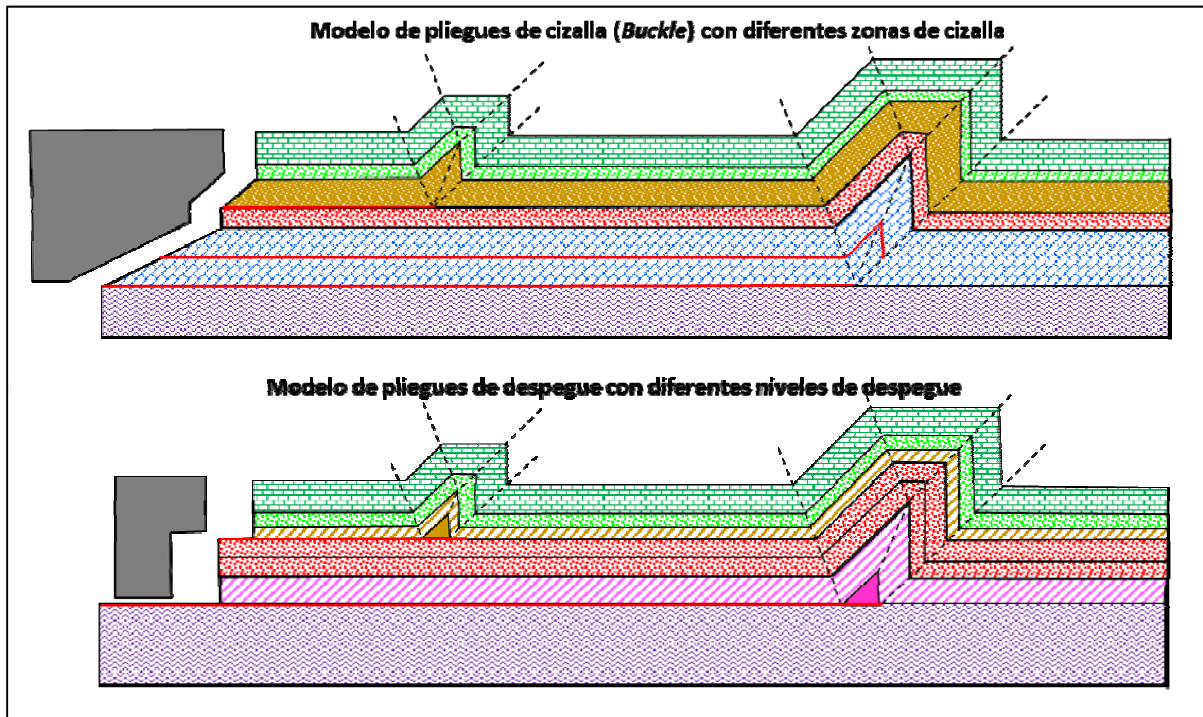


Fig. 3.6 Comparación de Modelos de Plegamiento con varios niveles de cizalla y de despegue.

3.2.5. Pliegues de Flexión y de Propagación de Falla

Los pliegues relacionados a falla, como los de flexión y de propagación de falla son fácilmente predecibles por su desarrollo sobre de una cabalgadura. Los pliegues de propagación de falla Suppe *et al.* (1990), son aquellos que se desarrollan contemporáneamente a la propagación de la falla, a través de una rampa de tal forma que el desplazamiento en la falla produce un pliegue, que se caracteriza por tener un limbo que se traslada sobre de la cabalgadura y que en la zona donde se propaga y termina la falla (tip de falla) en el limbo delantero, solo existe flexura del pliegue hacia el sinclinal adyacente. Estos pliegues son desarrollados en donde termina un cinturón cabalgado o el acortamiento se releva en otra cabalgadura, que normalmente lleva un despegue más profundo al anterior.



Los pliegues de flexión de falla Suppe (1983), son aquellos que se desarrollan sobre un plano de falla con tres segmentos, dos horizontales paralelos a las capas, uno inferior y otro superior unidos por un plano inclinado o rampa. Esta estructura se desarrolla en el bloque superior de la falla que al deslizarse por contracción causa una flexión de la capas del bloque superior que constituyen el pliegue. Aunque este tipo de estructuras generalmente se forman en el bloque superior, también pueden formarse en el bloque inferior por el acortamiento en una cabalgadura con despegue más bajo. Este tipo de estructuras normalmente llevan gran cantidad de acortamiento en las cadenas plegadas o en combinación con otras similares.

El método para determinar la edad de las estructuras es estudiando los estratos de crecimiento de las pacas pos-cinemáticas. También dependiendo del tipo de mecanismos es el tipo de arreglo de estas capas, las cuales ayudará a determinar en un pliegue el tipo de mecanismo (Figura. 3.7).

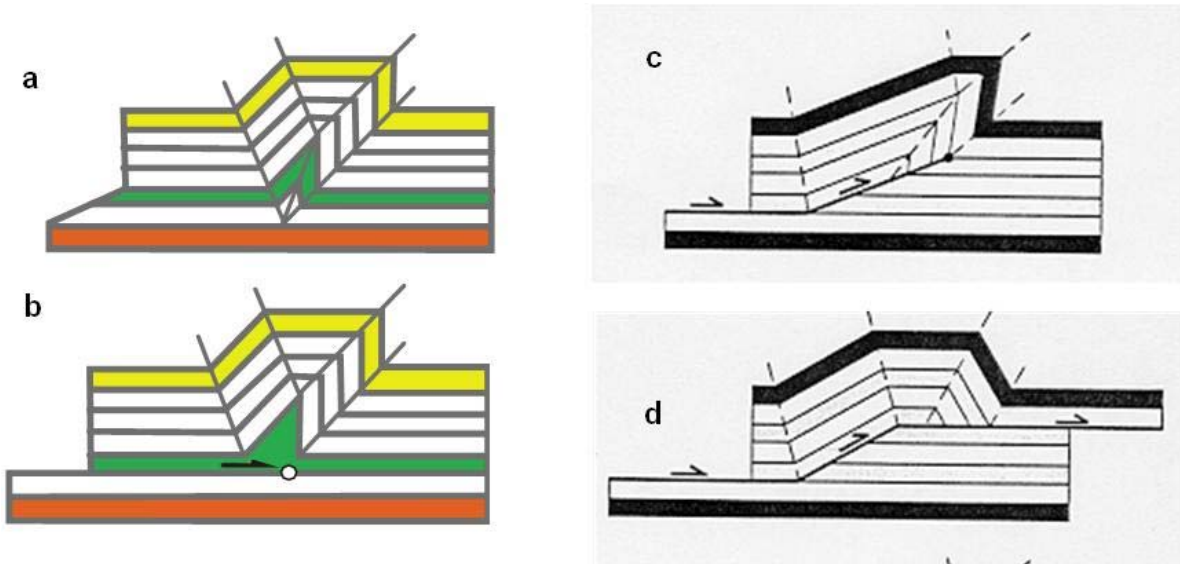


Fig. 3.7. Comparación de modelos de pliegues de cizalla (a), de despegue (b), de flexión de falla (c) y de propagación de falla (d). Los modelos de pliegues en el orden mencionado se caracterizan por tener un tramo de falla más que su antecesor. El modelo (a) sin falla, el (b) con despegue paralelo a las capas, el (c) con despegue y rampa y el (d) con despegue inferior, rampa y despegue superior. Tomado de Poblet et al. (1997),

3.2.6. Pliegues con Estructuras Salinas Precursoras

Las estructuras salinas son frecuentemente reactivadas durante plegamiento durante la deformación contraccional por tener un estado mecánico idóneo para ser precursoras de estructuras plegadas, Hudec et al. (2007), La clasificación de estructuras salinas es muy



extensa, pero las estructuras precursoras más importantes, según este autor son las mostradas en la figura 3.8.

Estructuras no falladas son aquellas en las que diapiros preexistentes son retomadas durante el acortamiento y comúnmente forman los núcleos de anticlinales de despegue, resultando en diapiros exprimidos en forma de “gota” o de “reloj de arena”, los cuales son caracterizados por un tallo que forma una soldadura vertical, por la cual se alimentaba el diapiro originalmente.

Estructuras falladas, como hojas de sal-alóctona, también es común que sean reactivadas durante el acortamiento contraccional, como pliegues fallados formándose una falla, con rampa en donde asciende el bloque plegado. El alimentador de la hoja de sal es desalojado, formándose una soldadura en la zona de la rampa la cual facilita la expulsión de la sal en el extremo de la falla.

Otra estructura fallada precursora es la que corresponde a la inversión de estructuras de medio graben sobre *rollers* de sal. La falla lítrica del rol de sal es invertida durante deformación contraccional y forma un pliegue que invierte las capas cinemáticas y post-cinemáticas del rol de sal.

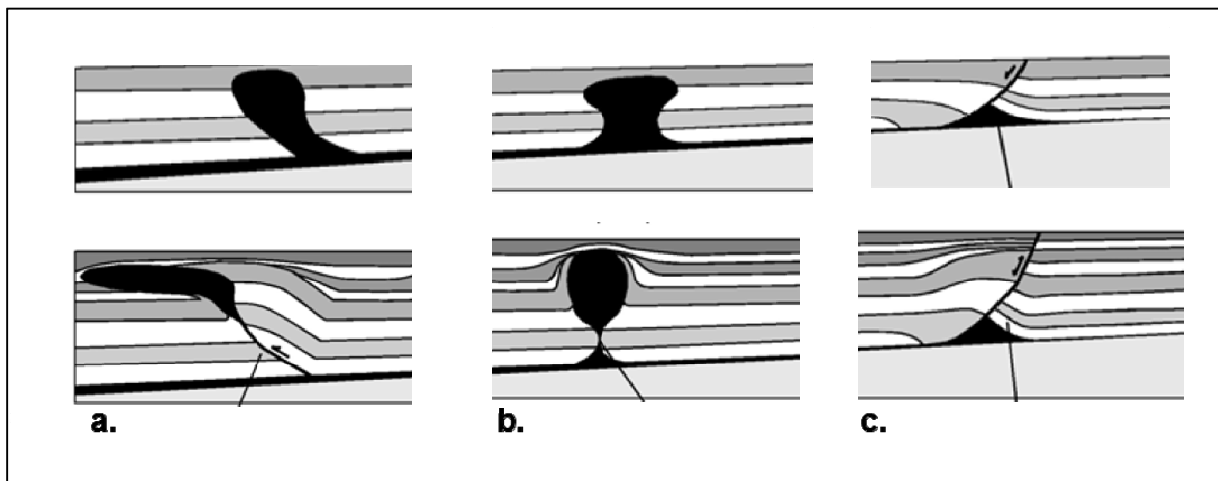


Fig.3.8. Modelos de Plegamiento-fallamiento contraccional con estructuras Precursoras de diapiros de sal, a) Hoja de sal, b) Diapiro de Forma de gota y c) Rol de sal. Tomado de Hudec et al (2007).

3.3. Fallamiento Lateral

El fallamiento lateral por cizalla simple produce ambientes estructurales: 1) de doble flexura (*double bend*) para fallas paralelas unidas en una flexura y 2) escalonados (*step over*) para fallas paralelas en relevo (no unidas). Ambos ambientes estructurales en sistemas sinestrales, producen en transpresión (compresión-oblicua) estructuras de *restraining* o de flor positiva y producen en trastensión (tensión-oblicua) estructuras de *relasing* o de flor negativa (figura 3.8). Estas estructuras son identificadas por su compleja arquitectura de sistemas de fallas dominadamente verticales, y raramente lístricas y pliegues internos en cada falla, así como su falta de consistencia en ambos lados de la falla debido a la cinemática oblicua compleja, caracterizada por estratigrafía y espesores variables, que dificultan su correlación entre cada bloque (Harding, 1985). Los modelos de fallas laterales se muestran en la figura 3.9 y 3.10.

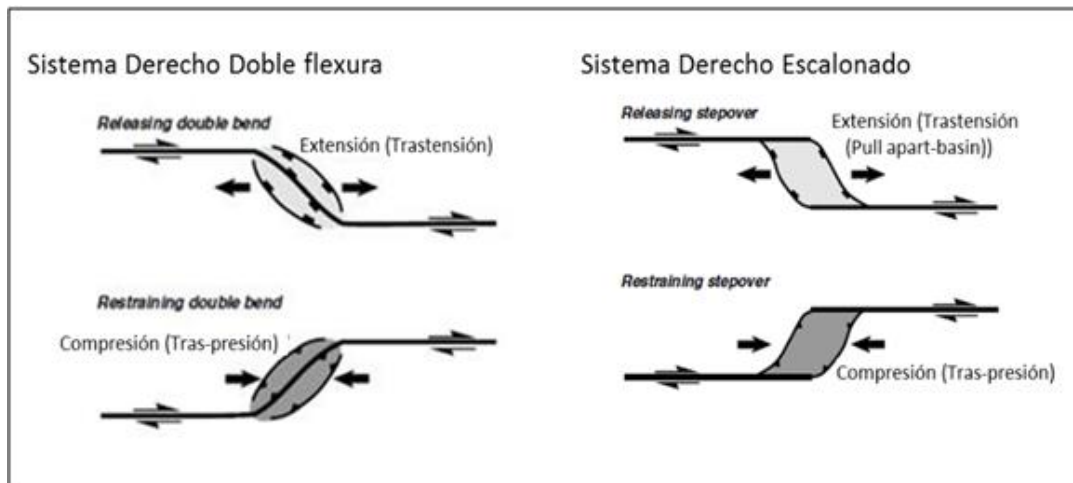


Fig. 3.9 Esquema del modelo de fallas laterales de cizalla simple, de doble flexura (*double bend*) de fallas paralelas unidas en una flexura y 2) escalonado (*step over*) para fallas paralelas en relevo, no unidas. Tomado de McClay (2001).

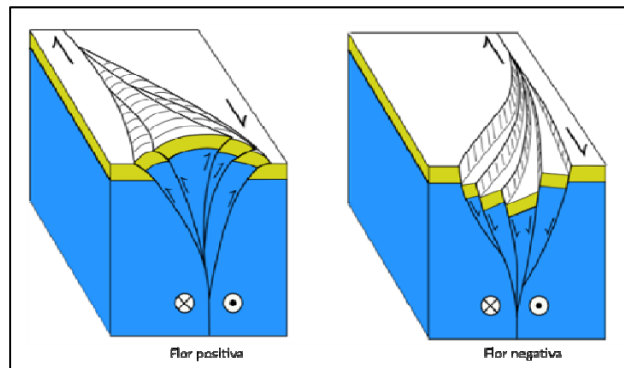


Fig. 3.10 Esquema de modelo de estructuras de flor positiva y negativa. Tomado de internet referencia *3.



4. GEOLOGIA LOCAL

4.1. Estratigrafía y Ambiente Sedimentario

En el área de estudio la columna estratigráfica tiene un espesor de 7 Km en el norte y de 11Km en el sur, en el área de la plataforma de Artesa-Mundo-Nuevo. Las unidades mesozoicas varían de 3 a 5 km y las unidades Cenozoicas de 4 a 6km.

El basamento no ha sido perforado por pozos en el área aunque, se sabe que rocas graníticas del Paleozoico fueron cortadas por el pozo Cobo-301 y rocas metamórficas en el pozo Villa Allende-1, al este y sur del área respectivamente.

Las unidades del Jurásico Superior están formadas por gruesos paquetes de evaporitas los cuales están sobreyacidos por carbonatos de plataforma y dolomías, cubiertos por lutitas con materia orgánica y calizas arcillosas también con materia orgánica.

Las unidades cretácicas son principalmente carbonatos de mar abierto y de plataforma con algunas capas de dolomías, cubiertas por brechas calcáreas y margas. La columna cenozoica está formada principalmente por arcillas con algunas areniscas y brechas intercaladas.

Se describe la columna estratigráfica (Figura 4.1) con base en los datos de pozos perforados en el área, y en los reportes de: Pemex (2004, 2007a y 2007b), Sosa *et al.* (2006), Varela (1995) y Chávez *et al.* (2010).

4.1.1. Jurásico Superior, Oxfordiano

Las rocas de este período corresponden a una gruesa secuencia progradante de calizas packstone de peletoides y de algas, y calizas mudstone y con espículas de equinodermos, alternantes en ciclos que se somerizan, y son cubiertos por facies de laminaciones de algas y evaporitas. El depósito de las calizas oxfordianas varía regionalmente de SE a NW de ambientes de sabkha, rampa interna y rampa externa, sucesivamente, aunque en el área de estudio tenemos principalmente el desarrollo de un ambiente de rampa interna (Figura 4.2).

4.1.2 Jurásico Superior, Kimmeridgiano

Las rocas del Kimmeridgiano están formadas por calizas de plataforma de rampa que presentan una variación regional de facies en la misma dirección SE-NW, que sus secuencias subyacentes (Figura 4.3). En la rampa interna Mata (2006) distingue dos secuencias

principales, que corresponden a: 1) Secuencia de caliza arcillosa, mudstone y wackestone con fragmentos de moluscos, moluscos, equinodermos y algas. Calizas packstone oolítico con intercalaciones de caliza mudstone y capas delgadas de anhidrita y dolomía.

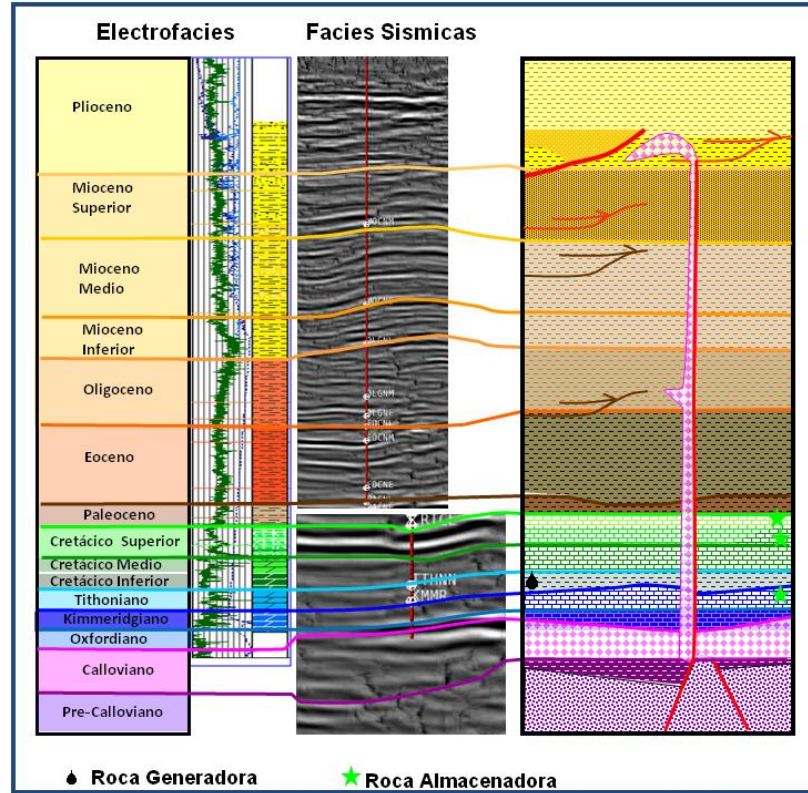


Figura 4.1. Estratigrafía del área de estudio conocida como Juspí-Arroyo-Zanapa.

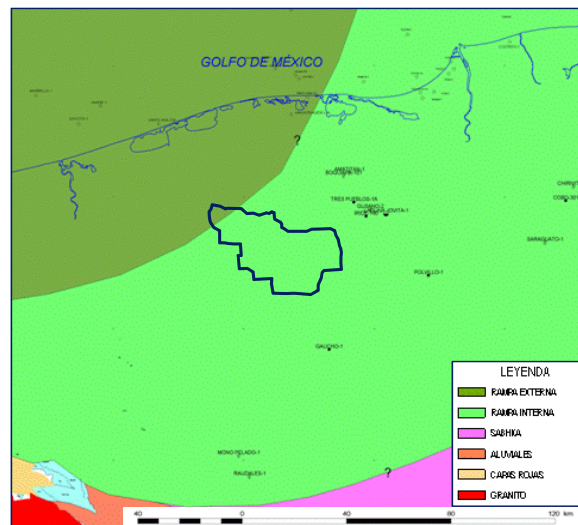


Figura 4.2. Mapa paleoambiental del Oxfordiano. Recuadro negro es el área de estudio. Tomado de Mata et al. (2006).

2) Calizas grainstone oolítico-bioclástico de pellas, peletoides, bioclastos de algas, equinodermos y escasos foraminíferos bentónicos, intercalado con dolomías.

Mata (2006) considera esta facies fueron depositadas en una rampa carbonatada, orientada de SW a NE, cuyas facies varían de SE a NW desde la zona de sabkha a rampa interna y rampa externa. Chavez (2010) considera que estas facies corresponden a un ambiente transicional de este a oeste que va desde laguna hasta una rampa media (Figura 4.3 b). El espesor de esta secuencia no es conocido en el área de estudio, lo máximo que se ha cortado fueron cerca de los 500m (Figura 4.7).

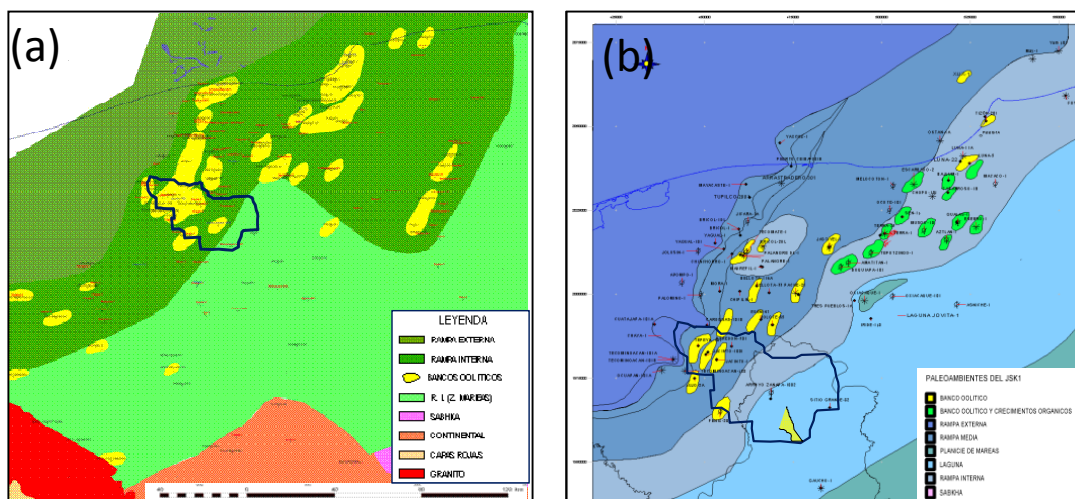


Figura 4.3. Mapa paleoambiental del Kimmeridgiano con recuadro negro representando el área de estudio. Tomado de Mata et al. (2006)(a), tomado de Chávez, et al. (2010) (b).

4.1.3 Jurasico Superior, Tithoniano

La parte inferior del Tithoniano es una secuencia calcáreo arcillosa retrogradante. Las facies identificadas corresponden a mudstone-wackestone arcilloso con abundante materia orgánica y microfósiles como *Sacocómidos*, foraminíferos bentónicos, radiolarios calcificados y piritizados. Esta secuencia tiene una fuerte influencia de limo y arena fina de cuarzo, presentando además, recristalización y dolomitización.

La parte superior del Tithoniano son facies de calizas arcillosas mudstone y wackestone laminares de peletoides y bioclastos. Los bioclastos son fragmentos de braquiópodos, equinodermos, miliólidos, moluscos, espículas de esponja y lenticulinas. La presencia de *Saccocoma arachnoidea* y escasos radiolarios, dan una edad del Tithoniano Medio y posiblemente Tithoniano Superior (Figura 4.4 a).

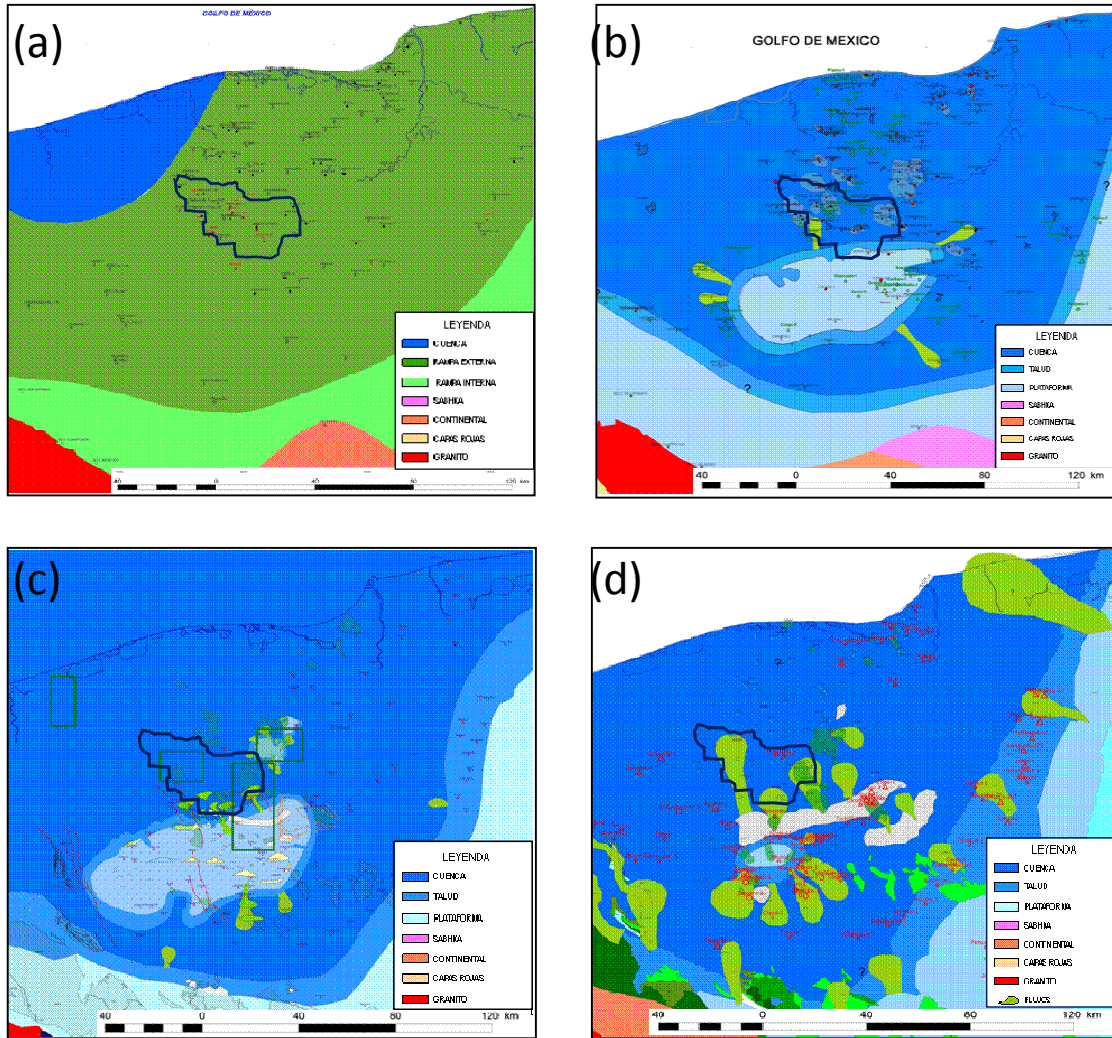


Figura 4.4. Mapa paleoambiental del Tithoniano (a), Cretácico Temprano (b), Cretácico Medio (c) y Cretácico Tardío (e) con recuadro negro representando el área de estudio. Tomado de Mata et al. (2006). Ver coordenadas de la figura 4.3.

El ambiente de depósito de las secuencias del Tithoniano es de mar abierto, diferenciándose la parte inferior por su contenido de materia orgánica, condiciones anóxicas que varían hacia la parte superior a condiciones marinas abiertas con mayor oxigenación (Figura 4.5). En el área de estudio se ha registrado una secuencia promedio de 700m de espesor (Figura 4.7)

4.1.4 Cretácico Inferior

En el área de estudio el Cretácico Inferior son calizas de cuenca y en el extremo las facies calcáreas de plataforma (Figura 4.4 b) progradaron sobre el Tithoniano Superior, extendiéndose hasta este punto de la planicie costera de Tabasco el borde de la gran Plataforma de Yucatán.

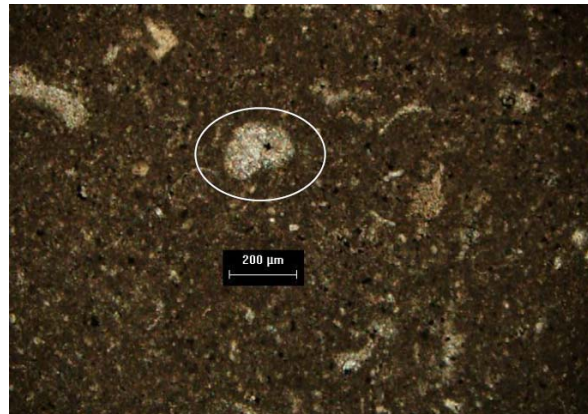


Figura 4.5. Calizas mudstone con *Rhaxella sorbyana*, placas de *Saccocoma arachnoidea* y *Parastomios pheramalmica* del Tithoniano Superior, del núcleo 32 (4580 m) del pozo Sitio Grande-82. Tomado de Chavez et al. (2010).

Las facies de plataforma son calizas wackestone y packstone de bioclastos, algas, peloides, y foraminíferos bentónicos depositados en la plataforma interna; horizontes de calizas bindstone de carpetas de algas con intercalaciones de anhidrita definiendo ambientes que varían de intermarea a supramarea.

Las facies de cuenca corresponden a calizas mudstone y wackestone arcillosos con foraminíferos planctónicos, con pirita; su contenido faunístico está representado principalmente por *Tintínidos*, *Nannoplancton calcáreo* y foraminíferos planctónicos, figura 4.6.

En algunas porciones de la cuenca cercanas al borde de la plataforma, existen calizas wackestone y packstone de bioclastos, algas, peloides, y foraminíferos bentónicos.

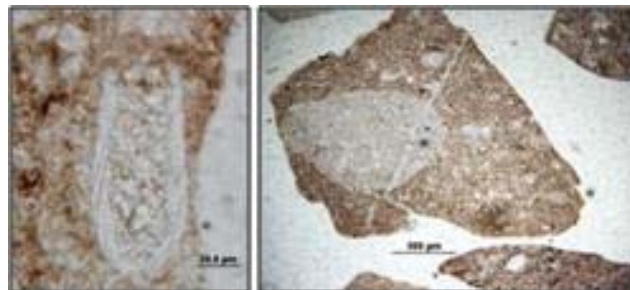


Figura 4.6. Microfotografías de las calizas con tintínidos y nannoplancton calcáreo.

Sus espesores tienen una variación desde 600 metros en donde está la facies de cuenca hasta 1100 m en la plataforma.

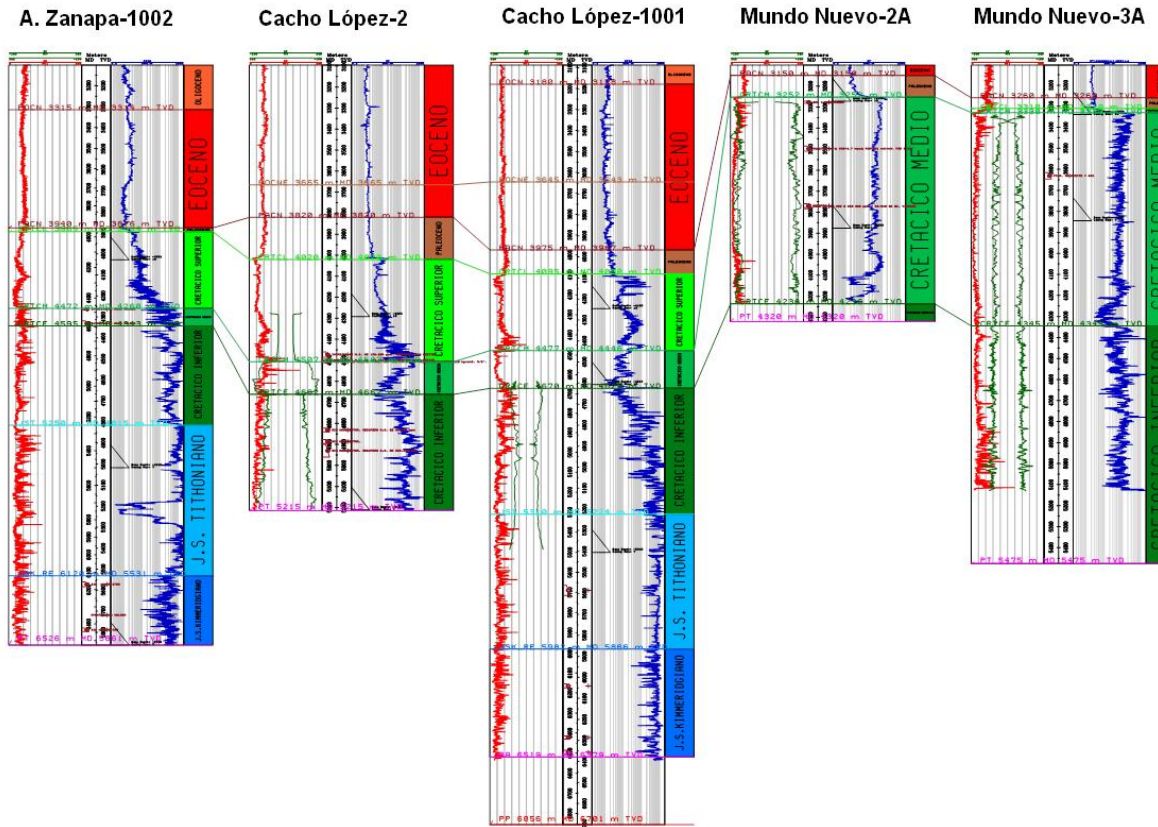


Figura 4.7. Sección de correlación N-S, de secuencias del Paleógeno y Jurásico-Cretácico.

4.1.5 Cretácico Medio

Las secuencias retrogradantes del Albiano y Cenomaniano, son principalmente los carbonatos de cuenca, y en el extremo sur, las facies de calizas brechoides del talud, que representan flujos detríticos de la plataforma, (figura 4.4 c) los cuales constituyen las rocas almacenadoras de aceite en los campos Sitio Grande y Cactus, principalmente, figuras 4.7 y 4.8.

Los depósitos de cuenca están caracterizados por calizas arcillosas mudstone y wackestone, micro laminadas con bandas de pedernal, de microfósiles planctónicos; presentan algunas intercalaciones de limolitas.

La edad albiana ha sido determinada por la presencia de: *Colomiella recta*, *C. mexicana*, *Ticinella sp.*, *Bishopella sp.* El Cenomaniano se ha determinado con base en la presencia de: *Globigerinelloides bentonensis*, *Favusella Washitensis*, *Praeglobotruncana delrioensis* y *Rotalipora cushmani*.



Sus espesores tienen una variación desde 100 metros en donde está la facies de cuenca hasta 1050 m, en la plataforma (Figura 4.7).



Figura 4.8. Microfotografías de las calizas de talud con detritos de plataforma y Nannoplancton.

4.1.6 Cretácico Superior

Las secuencias de Cretácico Superior (Campaniano-Maestrichtiano) son calizas arrecifales retrogradantes de la plataforma aislada de Artesa-Mundo, que representan crecimientos orgánicos de rudistas. Los organismos de plataforma identificados son: *Chubbina jamaicensis*, *Sulcoperculina globosa*, *Vaughanina barkeri*, *Sulcorbitoides pardo* y numerosos rudistas.

Las facies de cuenca están representada por calizas mudstone arcillosas y calizas packstone de litoclástos y bioclastos, que representan flujos de detritos provenientes del borde de la plataforma. La presencia de *Nezzazatinella picardii*, *Dicyclina schlumbergeri*, *Moncharmontia appenninica*, indica el ahogamiento de las plataforma para el Turoniano-Santoniano y el depósito de detritos de la plataforma adyacente (Figura 4.4 d).

La facies de cuenca alejada de la plataforma, corresponde a margas y calizas arcillosas mudstone y wackestone microlaminados, con fauna planctónica y capas bentoníticas; así como nódulos de pedernal. La microfauna indicativa de ambientes de cuenca para el Campaniano-Maestrichtiano es: *Abathomphalus mayaroensis*, *Globotruncanella havanensis*, *Contusotruncana contusa*, *Globigerinelloides bolli* y *Globotruncanita calcarata*; para el Santoniano: *Concavotruncana concavata*, *Sigalia alata* y *Dicarinella asimétrica*; para el Coniaciano: *Clavhedbergella simplex*, *Dicarinella canaliculata* y *Whiteinella paradubia*; y para el Turoniano: *Heterohelix moremani*, *Helvetoglobotruncana helvetica* y *Praeglobotruncana stephani*.

Debido a las condiciones paleo geográficas, sus espesores tienen una variación extrema desde cero metros en donde está ausente hasta 550 m (figura 4.7).



4.1.7 Paleoceno

Este periodo se caracteriza por una secuencia de lutitas calcáreas de color café oscuro, con incipiente laminación y escasa bioturbación. Su contenido faunístico de *Morozovella velascoensis* y *Planorotalites pseudomenardi* de indican su ambiente batial de depósito. En el extremo sur del área se encuentra ausente por exposición de la Plataforma del Cretácico Superior y el espesor máximo que alcanza a tener es de 200m.

4.1.8 Eoceno

El Eoceno está formado por una secuencia retrogradante de lutitas ligeramente calcáreas y calizas mudstone arcillosas con fauna planctónica abundante. Su contenido fósil y sus laminaciones suavemente onduladas con gran cantidad de icnotrazas y materia orgánica, evidencian batimetrías de depósito de cuenca, de ambientes batiales medio a inferior, en condiciones tranquilas pero con abundante bioturbación (Figura 4.9 a). La edad de ésta secuencia, está dada por la presencia de *Turborotalia cerroazulensis* s.l. Sus espesores son muy variables, desde los 100 m (cortados en el campo Iris) hasta 1300 m (en los pozos Mezcal-1 y Mercedes-1).

4.1.9 Oligoceno

La secuencia de Oligoceno en el área está formada por facies de lutitas de color gris verdoso a gris oscuro, ligeramente calcáreas y en ocasiones arenosas: Presentan abundancia de fauna planctónica y bioturbación, como *Globigerina ciperoensis* c. y *Globorotalia ópima nana*. Estas facies arcillosas fueron depositados en batimetrías profundas de Batial Medio a Inferior (Figura 4.9 b). En un talud a lo largo de una franja paralela a los plegamientos del frente de la Sierra de Chiapas. Sus espesores tienen una variación extrema desde cero metros, en donde está ausente, hasta 1300 m, en el depocentro de la subcuenca de Huimanguillo.

4.1.10 Mioceno Inferior

El Mioceno Inferior corresponde a depósitos de plataforma progradantes de lutitas principalmente, aunque se presentan escasas areniscas calcáreas. Por su contenido fósil de *Praeorbulina sicana*, *P. glomerosa curva*, y *Gd. Bisphericus*, se le considera una edad del Mioceno Inferior, y de ambiente batial superior a medio (Figura 4.9 c). Los espesores promedio para rocas de esta edad varían entre 400 a 600 m, aunque los mayores espesores se

encuentran en las cuencas terciarias de Huimanguillo y Salina del Istmo, donde se han cortado hasta 2800 m y 2700 m., respectivamente.

Hacia el norte del área de estudio se han identificado, para el Mioceno Inferior depósitos de aguas profundas en complejos de lóbulos y canales submarinos constituidos por areniscas y conglomerados.

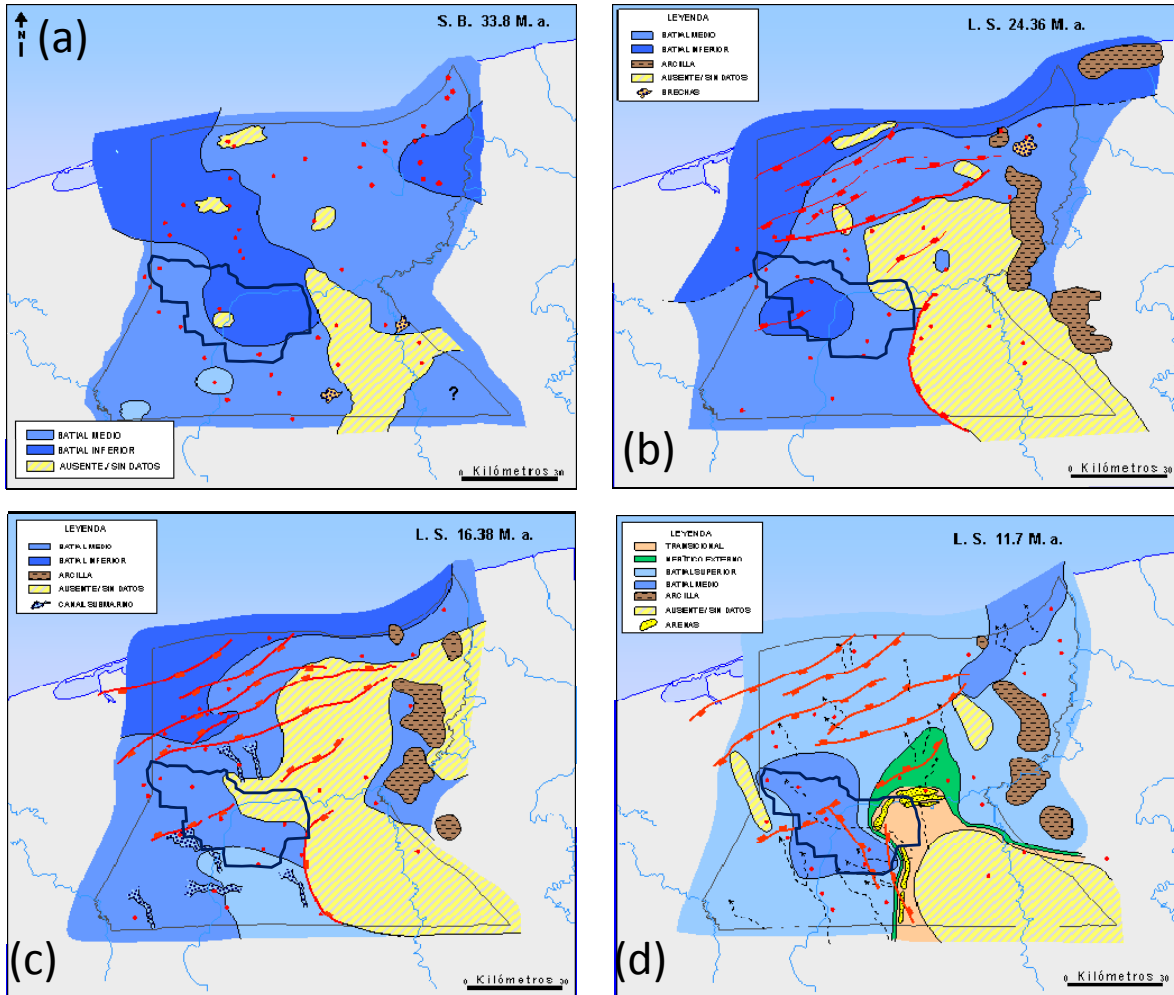


Figura 4.9. Mapa paleoambiental del Eoceno (a), Oligoceno (b), Mioceno Temprano (c) y Mioceno Medio (e) con recuadro negro representando el área de estudio. Tomado de Chávez, et al. (2008).

4.1.11 Mioceno Medio

La secuencia del Mioceno Medio está formada por lutitas ligeramente calcáreas, de color gris verdoso a gris oscuro con intercalaciones de areniscas en paquetes texturales grano-crecientes y grano-decrecientes. (Figura 4.9 d). Su cima es establecida con la presencia de *Globorotalia*



fohsi robusta, *G. fohsi lobata* y *G. fohsi fohsi*, representativas de la cima del Mioceno Medio en ambientes predominantemente batiales,

4.1.12 Mioceno Superior

Las características litológicas de ésta secuencia varía según los ambientes de depósito, formada por arenisca y lutitas de origen deltaico en el sur y en la porción norte de la planicie costera presenta areniscas y lutitas de aguas profundas, depositadas como abanico de fondo marino en condiciones batiales. Los espesores del Mioceno Superior, varían de 1500 metros hasta cero metros en los altos estructurales de los campos mesozoicos. Durante el Mioceno Tardío, tenemos batimetrías de nerítico externo, en el sur, a batial superior y medio, al norte (Figura 4.10 a). La cima del Mioceno Superior está caracterizada por los microfósiles: *Globorotaloides variabilis*, *Sphaeroidinellopsis disjunta*, *Globorotalia juanai* y *Globoquadrina altispira globosa*.

4.1.13 Plioceno Inferior

Esta Época está constituida por ciclos de limos, arenas y escasas lutitas laminares intercaladas con arreglos grano-crecientes, poco compactas, de regular a bien clasificadas, intensamente bioturbadas, con rizaduras y restos de plantas. Esta secuencia progradante, está representada predominantemente por facies transicionales en planicies de inundación y ambientes de supramarea a costeras, figura 4.10 b, depositada principalmente como islas de barrera y barras de plataforma, la identificación del Plioceno Inferior, se establece por la presencia de *Globigerinoides obliquus o.* y por debajo de la aparición de *Globigerina nepentes*.

4.1.14 Plioceno Medio

El Plioceno Medio está formado por secuencias de arenas con intercalaciones de lutitas de ambientes transicionales y de planicie de inundación. Las secuencias de ambientes transicionales, que varían de fluvio-deltaico a deltaico-costero y marino costero, figura 4.10 c, presentan un patrón general grano-decreciente, de arena de cuarzo, feldespatos, fragmentos de rocas ígneas y metamórfica y con escasos bioclastos, están sobreyacidas por lutitas verde-oscuro a negra con bioclastos de conchas oxidadas e icnotrazas indeterminadas. El microfósil *Globigerinoides obliquus extremus*, es característico del Plioceno Medio.

Los espesores conocidos en el área de estudios son de 125 metros, en los pozos de Mundo Nuevo y una parte fueron removidos por erosión-falla.

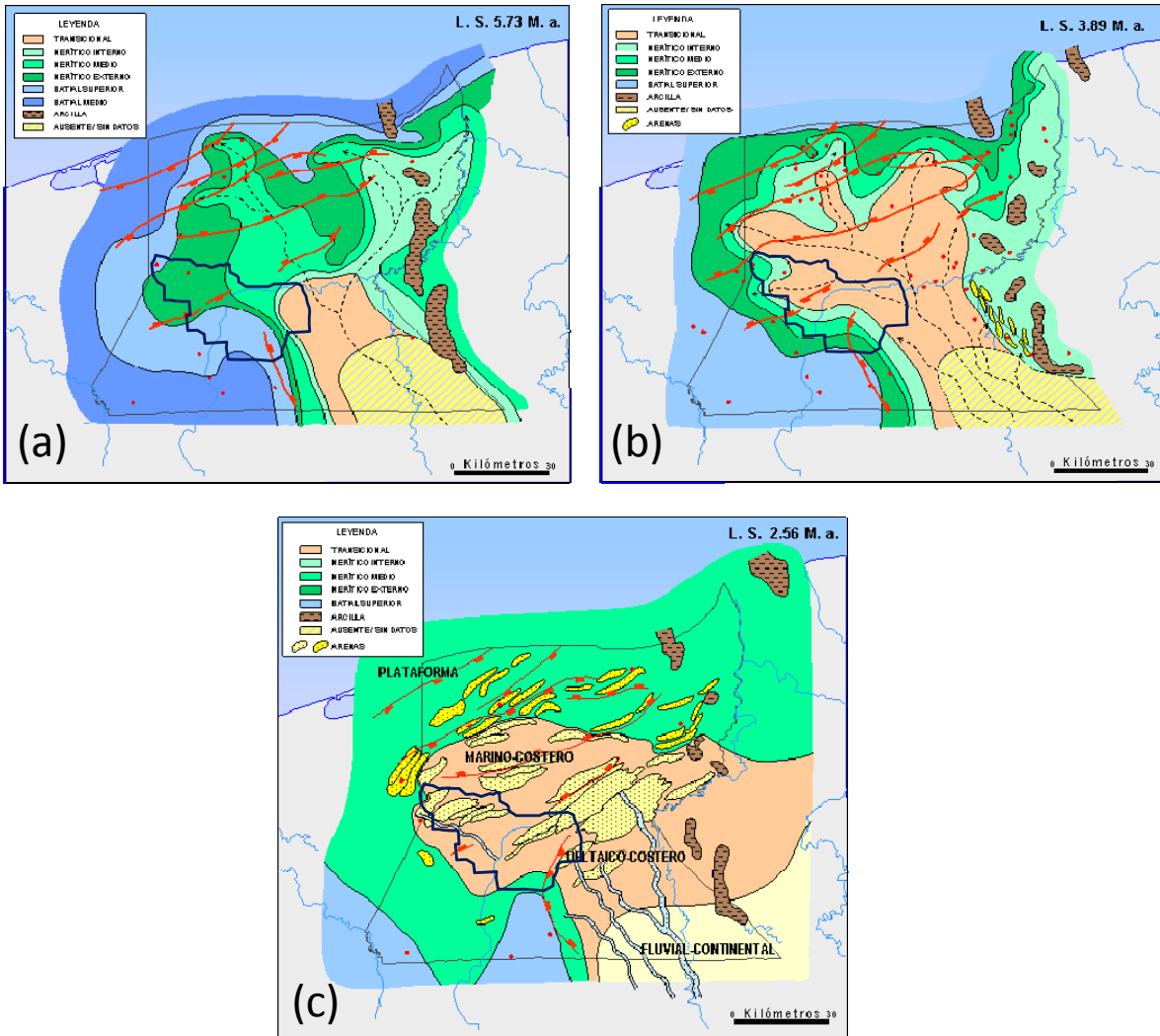


Fig. 4.10 Mapa paleoambiental del Mioceno Tardío (a), Plioceno Temprano (b) y Plioceno Medio (c), con recuadro negro representando el área de estudio. Tomado de Chávez, et al. (2008).

4.1.15 Plioceno Superior - Reciente

Durante este tiempo el área ha estado caracterizada por ambientes muy someros con variaciones laterales de facies. Los gruesos espesores de la secuencia evidencian la intensidad de los procesos de erosión a los que se han expuesto el macizo granítico y la sierra de Chiapas, así como el consecuente transporte a través de los importantes sistemas fluviales y su depositación en la planicie de inundación de Veracruz, Tabasco y Campeche.

Los sedimentos están constituidos por facies continentales y fluviales al sur y fluvio-deltaico-costero al norte. De 1.73 ma., a la fecha, es notable la distribución que tuvieron los sistemas deltaicos de los ríos Mezcalapa y Usumacinta. El límite de esta secuencia no ha sido



claramente establecido debido a que durante este tiempo no se depositaron organismos planctónicos.

Las características litológicas de la parte basal consisten de arenisca de grano fino ligeramente calcárea muy poco consolidada, con intercalaciones de lutita limosa de color gris con trazas de icnofósiles con material carbonizado. La presencia de grano fino, cemento calcáreo y glauconita indican un ambiente de Plataforma marina somera del Nerítico Interno. Cerca de los pozos de Cárdenas y Bellota se tienen espesores de 1500 m., y hacia los de Tecominoacán y Ocuapan alcanza los 2000 m.



4.2. Estructura Geológica del Área

Las estructuras geológicas dominantes del área, son del tipo *thin-skin* y están representadas por pliegues kilométricos contraccionales neógenos, principalmente pliegues de despegue con fallas inversas tardías, con vergencia doble. Estos pliegues están nucleados por sal y las fallas tardías despegan en la cima y dentro del paquete de evaporitas, distintas superficies de despegue puede ser explicada en parte por la anisopacidad de las evaporitas que varían entre 1 y 3 km., produciendo la disarmonía de los pliegues. Algunos de estos pliegues presentan características de tener estructuras salinas precursoras como los pliegues de Paredón y parte Norte de Cacho López.

Existen estructuras geológicas menos frecuentes como las extensionales del neógeno que están caracterizadas por sistemas de fallas normales en núcleo de anticlinales que desalojaron sal y un sistema de fallas lítricas, desarrollada en un *roll* de sal, en la porción norte de área, y las extensionales del Jurásico Superior, como las fallas normales lítricas asociadas a *rollers* de sal.

Estructuras regionales *thick-skin* surcan el área en dirección E-W representadas por fallas laterales posiblemente reactivadas del grano tectónico Jurásico-Cretácico de la plataforma de Artesa. Estas fallas truncaron los pliegues contraccionales y también cuerpos de sal se emplazaron en las zonas de debilidad de los lineamientos laterales. Todas las estructuras mapeadas en el área son ubicadas en la figura 4.11.

4.3. Sincronía de la Estructura Geológica del Área

Los pliegues contraccionales en el área presentan estratigrafía sin-cinemática cuyos paquetes son correlacionados con los pozos, de tal manera que los estratos sintectónicos son datados bio-estratigráficamente y documentados por su expresión sísmica para entender los eventos y mecanismos de deformación. Resultado del análisis de modelado estructural, validado con las edades de estratos sin-tectónicos se definen con precisión las edades del plegamiento, conocido en la literatura como Orogenia Chiapaneca, así como los mecanismos de deformación de varias estructuras plegadas, que son trampas de campos importantes de aceite de la Cuenca del Sureste.

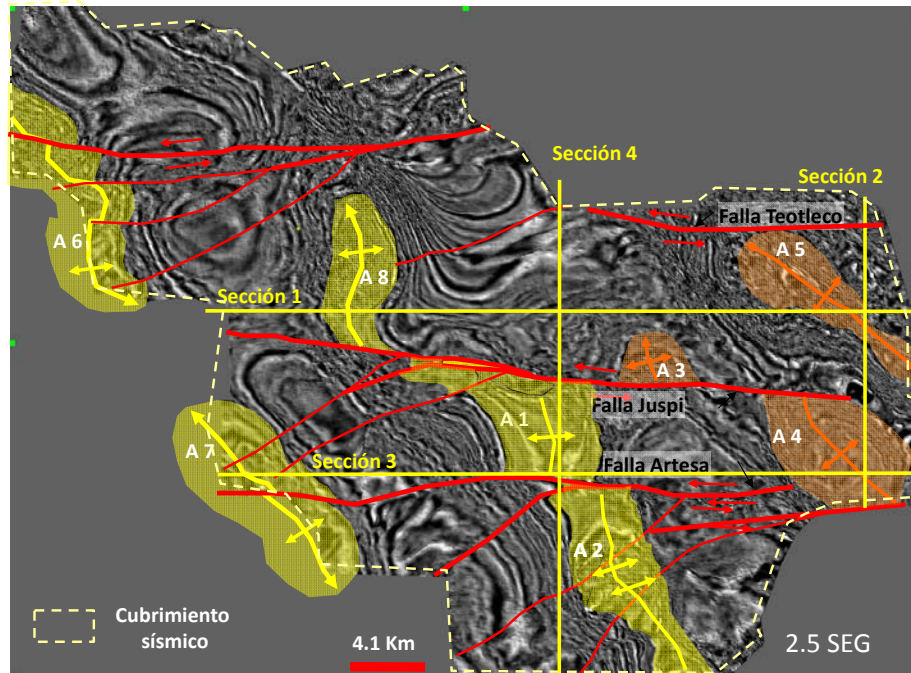


Figura 4.11. Corte sísmico horizontal a 2.5 segundos, con las principales estructuras anticlinales del área. En amarillo estructuras de contracción del Eoceno Tardío-Mioceno Medio y en anaranjado estructuras de contracción del Mioceno Medio-Tardío. En líneas rojas principales fallas de desplazamiento lateral. Ubicación de las secciones 1 y 3, en líneas amarillas, Secciones A y B de las figuras 4.13 y 4.14.

Las estructuras extensionales de las crestas de los anticlinales, no tienen estratos de crecimiento, que precisen su edad, solamente es posible inferir su edad con base en edades relativas. El sistema extensional tipo flip-flop presenta una cuña de expansión de edad Mioceno Superior-Plioceno Inferior que representa el intervalo de tiempo del desalojo de sal de una parte del *roll-de-sal* original.

Estructuras extensionales asociadas a los *rollers* de sal se distinguen en el área por tener una expansión de las secuencias del Kimmeridgiano, cuya evolución juega un papel importante para el entendimiento de las facies almacén de bancos oolíticos, en campos fuera del área.

La síntesis de los eventos de los principales eventos de deformación en el área, es la siguiente: Deformación contraccional creó dos edades progresivas del Plegamiento Chiapaneco:

- 1) **Fase temprana del Oligoceno Tardío al Mioceno Medio**
- 2) **Fase tardía del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano.**

Deformación extensional-salina, presenta tres fases principales:

- 1) **Oxfordiano al Kimmeridgiano**, en *rollers* de sal

2) **Eoceno por desalojo de sal**, halokinesis formando almohadas de sal

3) **Mioceno Tardío al Plioceno**, en estructuras tipo *flip-flop*

Deformación de movimiento lateral thick-skin:

1) **Mioceno Tardío-Plioceno Temprano**

Los eventos de deformación documentados con este estudio son mostrados en la Figura 4.12.

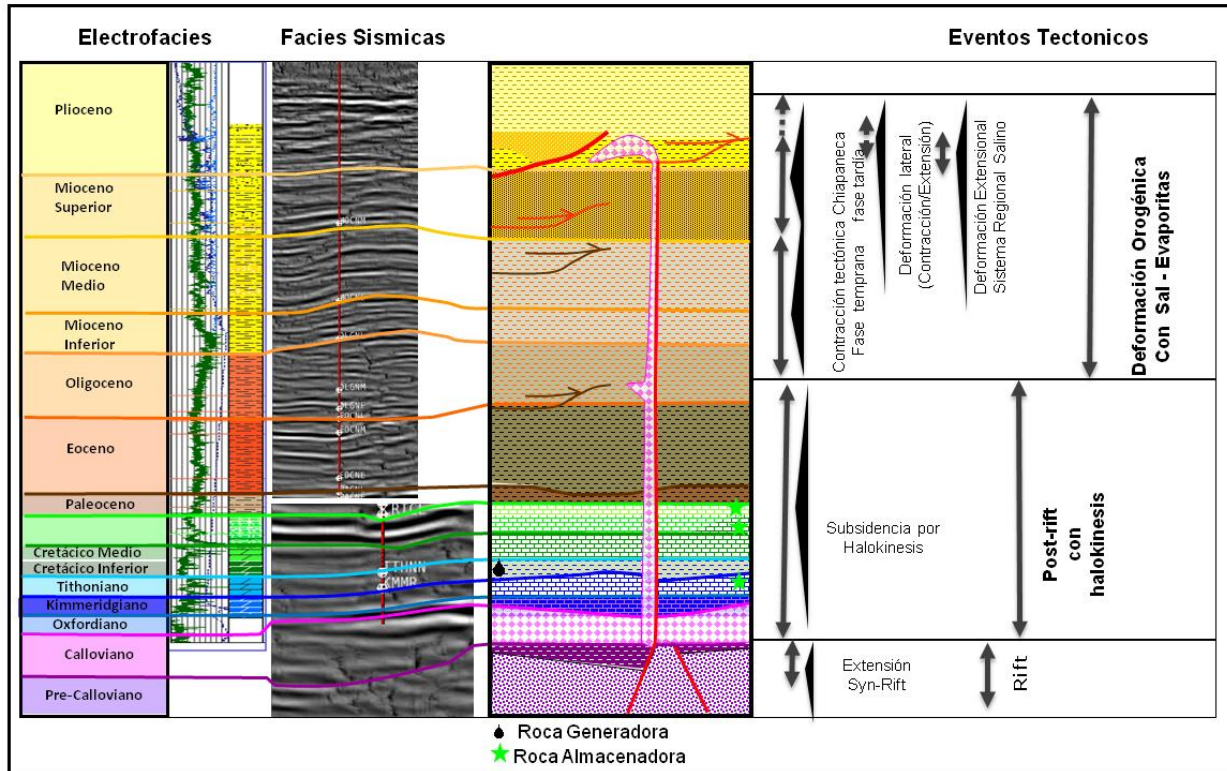


Figura 4.12. Columna Estratigráfica y electrofacies, con la referencia de los eventos de deformación en el área de estudio. La roca generadora corresponde a las secuencias arcillo-calcareas del Tithoniano. Los principales plays corresponden a las rocas calcáreas del Kimmeridgiano y Cretácico Medio.

4.4. Estructuras Plegadas Contraccionales

4.4.1. Estructuras Contraccionales del Oligoceno Tardío-Mioceno Medio.

Las estructuras de este evento corresponden a los pliegues de Cactus y de Sitio Grande. Los pliegues tienen rocas: *pre-cinemáticas* del Jurásico Superior, Cretácico y Paleógeno, *sin-cinemáticas* del Oligoceno Superior y Mioceno Medio y *post-cinemáticas* del Mioceno Medio al Reciente, Figuras 4.13 y 4.14.



Las estructuras plegadas del Oligoceno-Mioceno corresponden a las trampas más grandes en yacimientos fracturados de aceite ligero. Están caracterizadas por pliegues despegados en la cima de las evaporitas, con cuñas de crecimiento que datan su cima con el Oligoceno superior y su base con el Mioceno medio. Las cuñas de crecimiento sísmicamente están caracterizadas por paneles de estratos que disminuyen su inclinación progresivamente del panel inferior al superior, los cuales caracterizan un mecanismo de deformación rotacional de limbos para los anticlinales de Cactus y de Sitio Grande. Además estos anticlinales presentan fallas tardías de alto ángulo en ambos flancos, acomodando la materia del núcleo en una geometría plegada tipo *pop-up*. Las fallas tardías en ambos anticlinales presentan un despegue en la falla de limbo trasero, las cuales están despegadas en la cima de las evaporitas jurásicas de acuerdo al modelo de la figura 3.9 a.

4.4.2. Estructuras contraccionales del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano.

Las estructuras de este evento de deformación corresponden a los pliegues de Paredón, Cacho López y Mundo Nuevo y fuera del área los de Jujo, y Fénix. Los pliegues tienen rocas: *pre-cinemáticas* del Jurásico Superior, Cretácico y del Paleógeno, *sin-cinemáticas* del Mioceno Tardío y Plioceno temprano y *post-cinemáticas* del Plioceno al reciente (Figuras 4.13 y 4.14).

La estructura plegada del Mioceno-Plioceno de Paredón, está caracterizada por un pliegue de despegue nucleado por sal, con cuñas de crecimiento que datan su cima del Plioceno Tardío y su base del Mioceno Superior. Las cuñas de crecimiento sísmicamente están caracterizadas por paneles de estratos que disminuyen su inclinación progresivamente del panel inferior al superior, los cuales caracterizan un mecanismo de deformación rotacional de limbos para este anticlinal que tiene una estructura-salina precursora, durante la contracción de este anticlinal un diapiro tipo *salt-wall canopy* fue exprimido con su tallo alimentador que tiene una soldadura vertical. La estructura precursora presenta una falla lístrica tardía en su limbo trasero, despegada en la base de las evaporitas, figura 3.9.b. La falla se verticaliza hacia la parte alta y limita un cuerpo salino que fue evacuado durante el Eoceno el cual esta expandido en el bloque alto de la falla lístrica.

La estructura plegada del Mioceno-Plioceno de Cacho López corresponde a un pliegue de despegue nucleado con sal, con fallas inversas tardías. El pliegue presenta estratos cinemáticos de edad Mioceno superiores Plioceno Tardío. Las cuñas de crecimiento en la imagen sísmica, están caracterizadas por paquetes de estratos que disminuyen su inclinación progresivamente del panel inferior al superior.

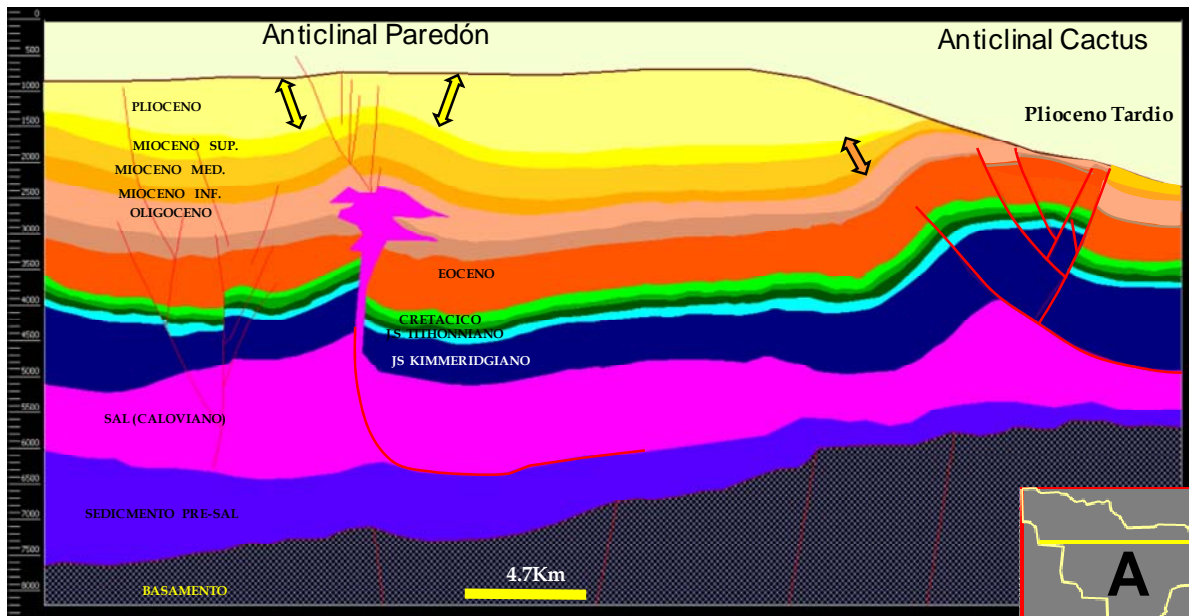
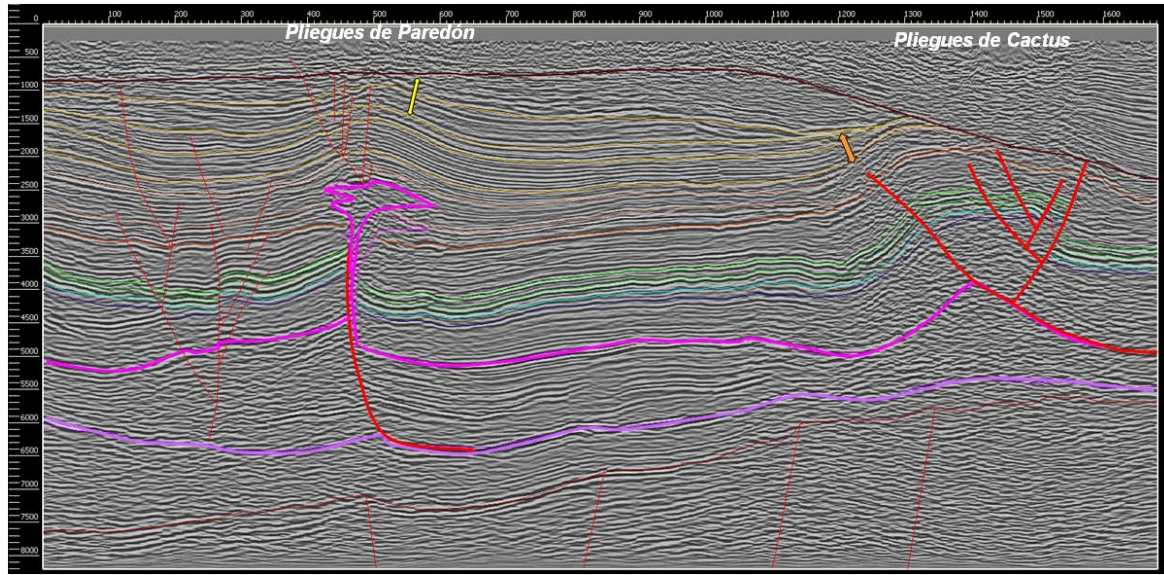


Figura 4.13. Sección sísmica y estructural A orientadas W-E, ligeramente oblicua al tren de los pliegues. Estratos sin-cinemáticos del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano en flechas amarillas para el pliegue de Paredon, con estructura salina precursora. Estratos sin-cinemáticos del Oligoceno Tardío al Mioceno Medio en flechas naranja para el pliegue de Cactus mostrando estos adelgazamiento la evidencia del plegamiento progresivo. Este hecho demuestra que el tiempo de la migración de la deformación fue del noreste al suroeste. La estructura de Cactus a la derecha de la sección, ha sido erosionada de manera submarina y cubierta por sedimentos batiales del Plioceno Tardío al Reciente, por arriba de la línea ocre.

Esta geometría de estratos cinemáticos caracteriza un mecanismo de deformación rotacional de limbos para el anticlinal de Cacho López. Las fallas tardías de alto ángulo en ambos flancos, acomodan la materia del núcleo en una geometría de plegamiento *pop-up* de mayor acortamiento, con la falla de limbo trasero, despegada dentro de las evaporitas jurásicas de acuerdo al modelo de la figura 3.9 c.

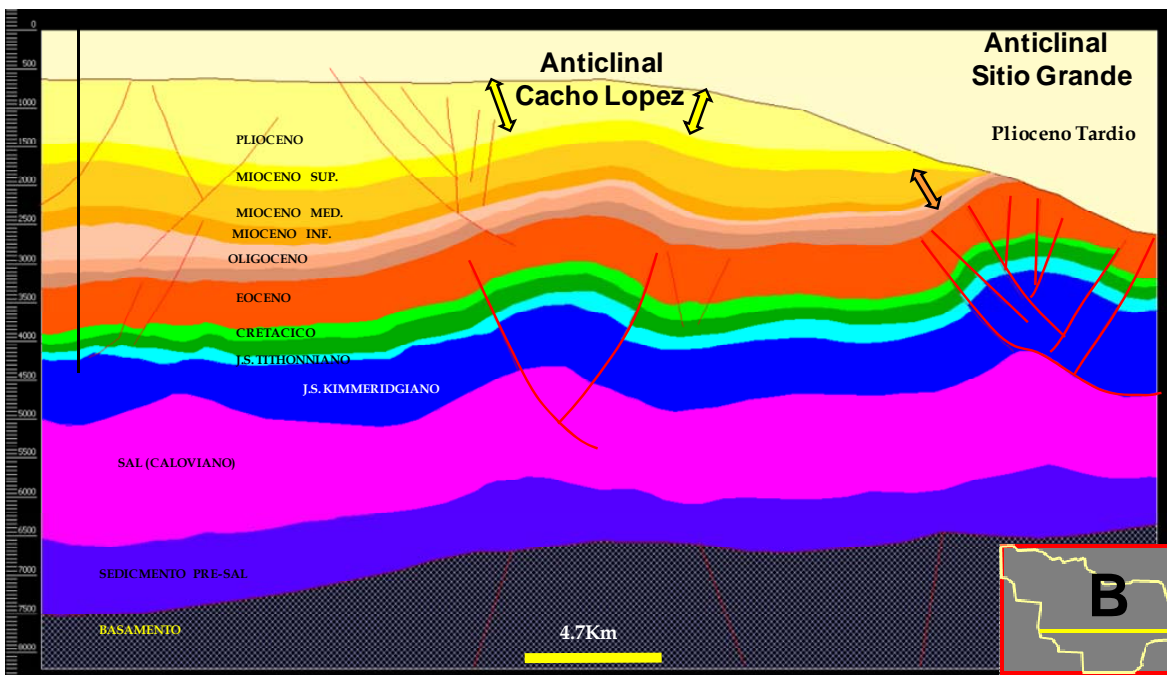
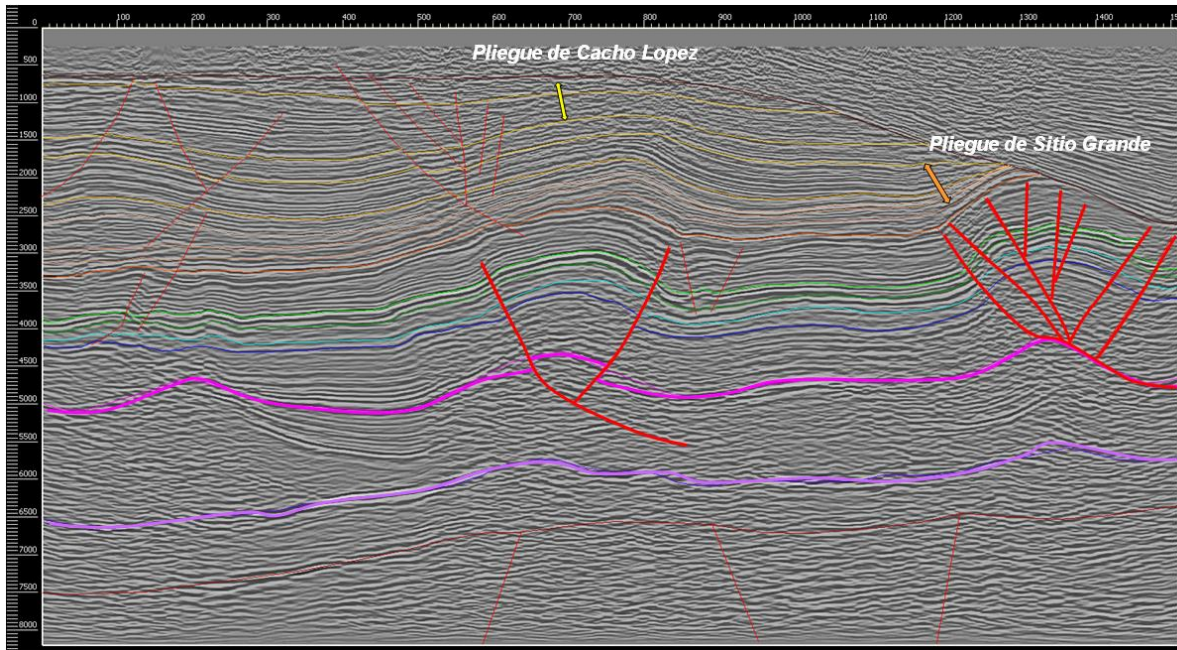


Figura 4.14. Secciones sísmica y estructural, B orientadas W-E, ligeramente oblicuas al tren de los pliegues. Estratos sin-cinemáticos del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano en flechas amarillas para el pliegue de Cacho López. Estratos sin-cinemáticos del Oligoceno Tardío al Mioceno Medio en flechas naranja para el pliegue de Sitio Grande mostrando este adelgazamiento la evidencia del plegamiento progresivo. Este hecho demuestra que el tiempo de la migración de la deformación fue del noreste al suroeste. La estructura de Sitio Grande en la porción oriental de la sección, ha sido erosionada de manera submarina y cubierta por sedimentos batiales del Plioceno Tardío al Reciente, por arriba de la línea ocre.



4.4.3. Fallas Laterales

Estas fallas se consideran estructuras que involucran al basamento y están representadas por tres fallas laterales sinestrales paralelas con una orientación casi E-W, que afectan todas las unidades de la carpeta sedimentaria. Las fallas de norte a sur corresponden a la *Falla de Teotleco* cuya traza puede continuarse a lo largo de 14 km., la *Falla de Juspi* con una traza de 30 kms., y la *Falla de Artesa* con una traza de 28 km., las cuales tienen un desplazamiento de promedio de: 0-9, 7.5 y 2 kms., respectivamente (Figura 4.20.).

DESPLAZAMIENTO DE FALLAS MEDIDO EN KM					
CORTE HORIZONTAL EN TIEMPO	TEOTLECO IZQUIERDA	JUSPI IZQUIERDA		ARTESA IZQUIERDA	
2000		7.5	8.9	1.6	2.6
2500	0.94	7	7.7	3	2
3000		7.5	7.6	2.1	2
3600		7.4			2

Figura 4.15 Tabla de desplazamiento en las fallas laterales de basamento, medidas cada 0.5 segundos, en cortes sísmicos horizontales de 2 a 4 segundos y en dos posiciones de cada falla excepto en la Falla Teotleco. Mapa de ubicación de fallas en la figura 4.11.

Las presencia de fallamiento profundo lateral esta caracterizado por las siguientes evidencias:

- 1) Los anticlinales contraccionales han sido truncados literalmente por lineamientos E-W (Figura 4.11, 4.16. y 4.17.) cortando ambos flancos con una relación angular de casi 70°. Este hecho demuestra que los lineamientos E-W no corresponden a rampas laterales de las fallas inversas, que en todos los casos son de alto ángulo y no se conectan al nivel de de despegue de las estructuras. Por estas relaciones de corte con los pliegues, se considera que las fallas laterales son el acomodo profundo de basamento, por efecto de la contracción Neógena.
- 2) En los cortes sísmicos horizontales de 2, 2.5, 3 y 3.6 segundos (Figura. 4.11) se midieron los desplazamientos en marcadores estratigráficos que han sido desplazados de manera horizontal varios kilómetros. Si bien todas las fallas laterales presentan una componente vertical de desplazamiento inverso o normal las magnitudes de desplazamiento horizontal medidas en las fallas mencionadas corresponden necesariamente a una componente lateral.
- 3) Se considera que las fallas de basamento pueden ser fallas W-E heredadas de las cuencas salinas jurásicas y que limitaron de manera escalonada el borde norte de la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo orientado W-E, la geometría de los cuerpos de sal a través de las zonas de falla

son muy lineales y el control de su trayectoria está regido por estas fallas de basamento, figura 4.11.

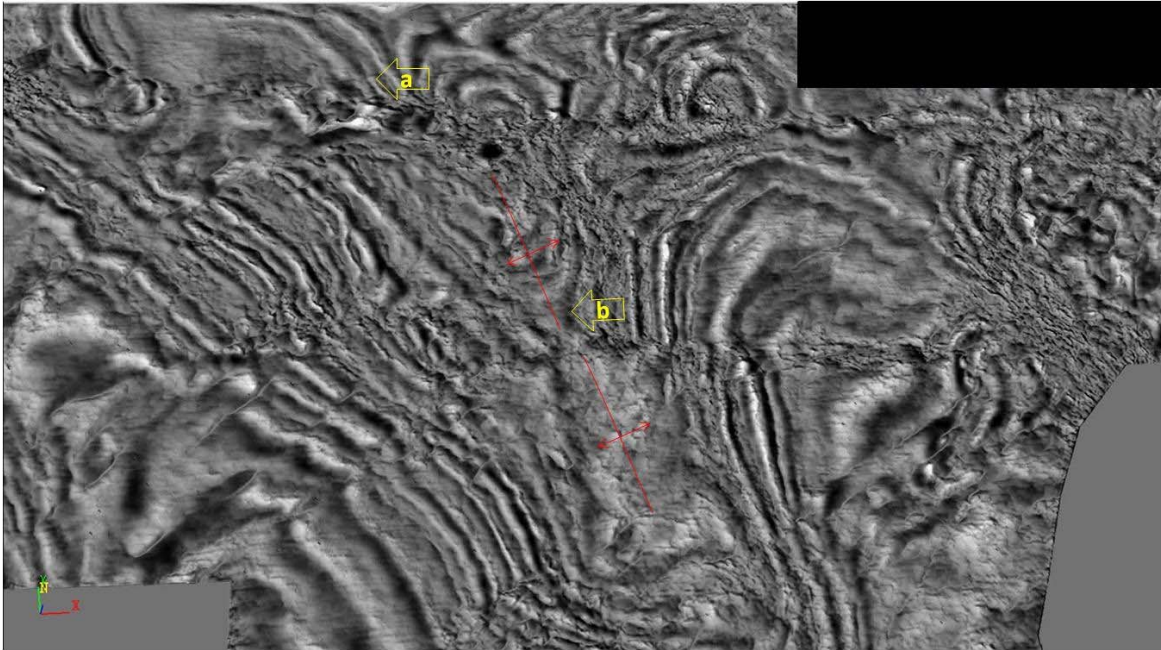


Figura 4.16 Sección sísmica horizontal a 2.2 segundos, que muestra la expresión clara de corte de los horizontes sísmicos por la Falla de Juspi (a) y de Artesa (b).

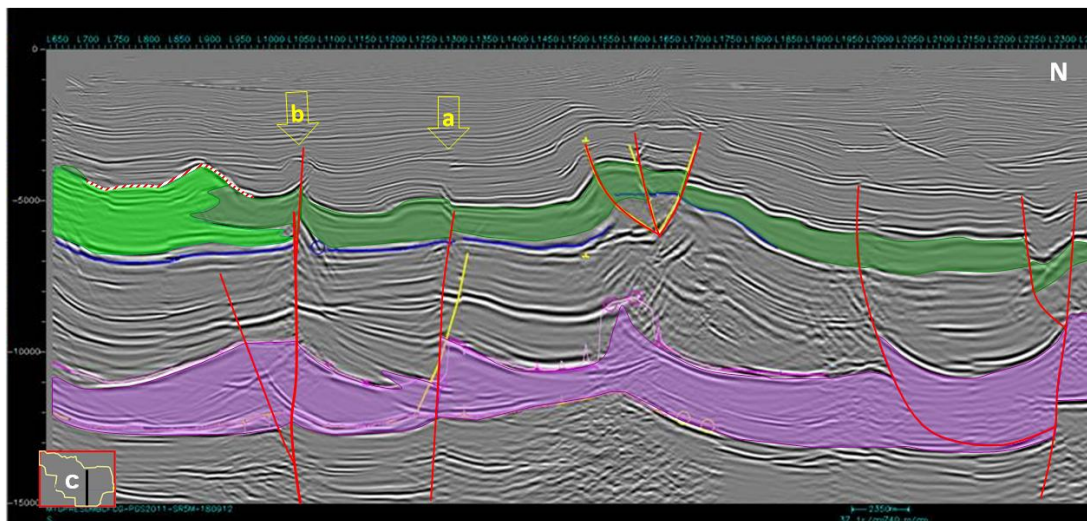


Fig. 4.17. Sección sísmica C en tiempo, orientada N-S. Ubicación de las fallas laterales de Juspi (a) Artesa (b), en el borde norte de la Plataforma de Artesa-Mundo Nuevo: La falla de Juspi es la que presenta un desplazamiento mayor de 7 kms. En esta falla la diferencia de espesor en la evaporita es muy contrastante.



4.5. Análisis Estructural

4.5.1. Mapas estructurales y Mapas de isócronas

Una serie de mapas estructurales y de isócronas fueron obtenidos a partir de la interpretación para entender el detalle de la extensión y la distribución de las diferentes estructuras *thin y thick skin* así como también el marco estratigráfico. Los mapas estructurales fueron integrados en un mapa tectónico-regional para tener una imagen actualizada de la complejidad geológica en la región sur del Golfo de Mexico, figura 4.18, para visualizar la extensión de la distribución de la cadena de pliegues Neógenos del sur de México, la extensión de la distribución de las evaporitas jurásicas señalando su dominio de sal sobre otras evaporitas y el papel predominante en el desarrollo de los pliegues Chiapanecos, la distribución de bloques mesozoicos de plataforma y de basamento.

El mapa estructural de la cima del Cretácico Medio (figura 4.19.) muestra el comportamiento semi-regional siendo más profundo en el lado Oeste, de área estudiada, que en la zona Este. Existen tres áreas con características geológicas específicas. En la zona oeste se tiene el relieve estructural más profundo de sinclinales y anticlinales deformados por la sal. En el área central localizada, al norte de las fallas laterales con pliegues contraccionales con una orientación NW-SE y pliegues transpresivos. En el área sur es donde se encuentra la plataforma Artesa y tiene fallas laterales izquierda que segmentan a la mayoría de los pliegues, dichas fallas tienen una orientación este-oeste. Los pliegues tienen típicamente al menos una orientación N-S en este sector.

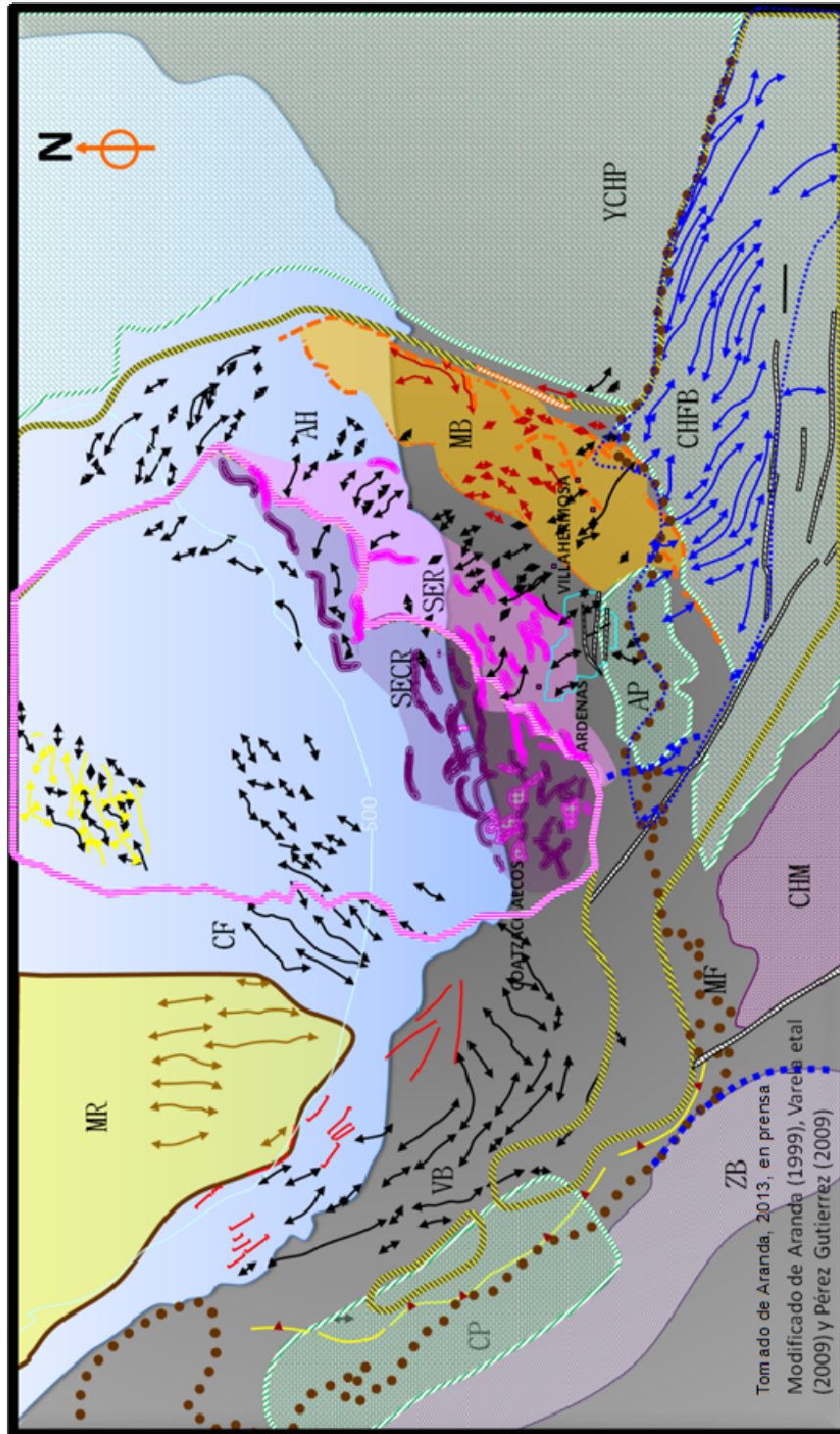


Figura 4.18. Mapa regional del Golfo de México, ubicando, la tendencias estructurales y paleogeografía del cretácico del área de estudio en color azul claro. Límite de Evaporitas Jurásicas (línea amarilla), Límite Sal Jurásica (dominante) (línea rosa), Frente de montaña MF: (línea café punteada, Pliegues en superficie: (flechas azules) Cinturón Plegado de la Sierra de Chiapas (CHF), Pliegues en subsuelo: (flechas negras) Alto de Akal (AH), Cuenca de Veracruz (VB) y Cinturón Catemaco (CF). Terrenos de basamento: (CHM Macizo de Chiapas), ZB (Basamento de Zongolica).

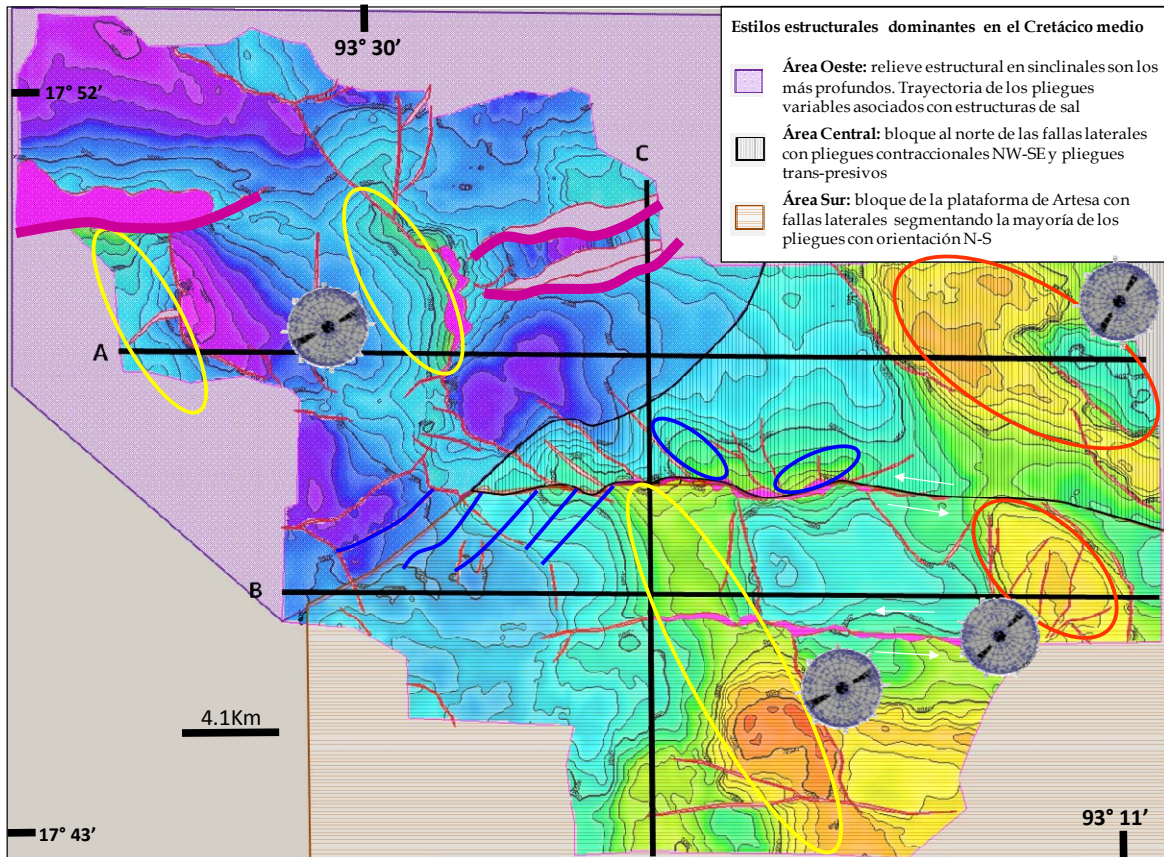


Fig. 4.19 Mapa estructural del área de estudio (con contornos cada 100m) muestra los principales pliegues y fallas que afectan la cima del Cretácico Medio el cual es más profundo en la parte oeste del mapa. La mayoría de los pliegues están localizados en el sector este del mapa y las fallas E-W regionales cruzan en la parte central del mapa. Se muestra también los estilos estructurales dominantes en las líneas sísmicas A, B y C (líneas negras). Anticlinales contraccionales de edad eocénica temprana-miocénica media, nucleados por sal (en óvalos anaranjados). Anticlinales contraccionales de edad miocénica tardía-pliocénica temprana, nucleados por sal (en óvalos amarillos). Anticlinales asociados a movimiento lateral de edad pliocénica tardía (en óvalos azules). Fallas de movimiento lateral siniéstrales (flechas negras). Sistema extensional asociado a sal madre (líneas purpura). Sistema extensional asociado a fallas laterales (líneas azules).

El mapa de isocoras del Cretácico, entre la cima del Cretácico Medio y la cima del Tithoniano marca un contraste de la plataforma aislada de Artesa Mundo Nuevo caracterizándose las facies de plataforma entre las isocoras de 3-1.9 kms, las facies de talud entra las isocoras de 1.9-1.3 kms, y las facies de talud distales de 1.3-0.6 kms., Figura 4.20.

El mapa de isocoras de las evaporitas jurásicas (figura 4.21.) entre la cima del las evaporitas y la cima de la unidad Pre-Sal, demuestran un contraste de espesores delgados de evaporita de 0 a 2000 m, con espesores de 2000 a 4000 m. y espesores mayores de 4000 a 5200 m., estos

contrastes son evidentes en la fallas de Juspi y Artesa. Los núcleos de los anticlinales en las isocoras mayores de 2000m.

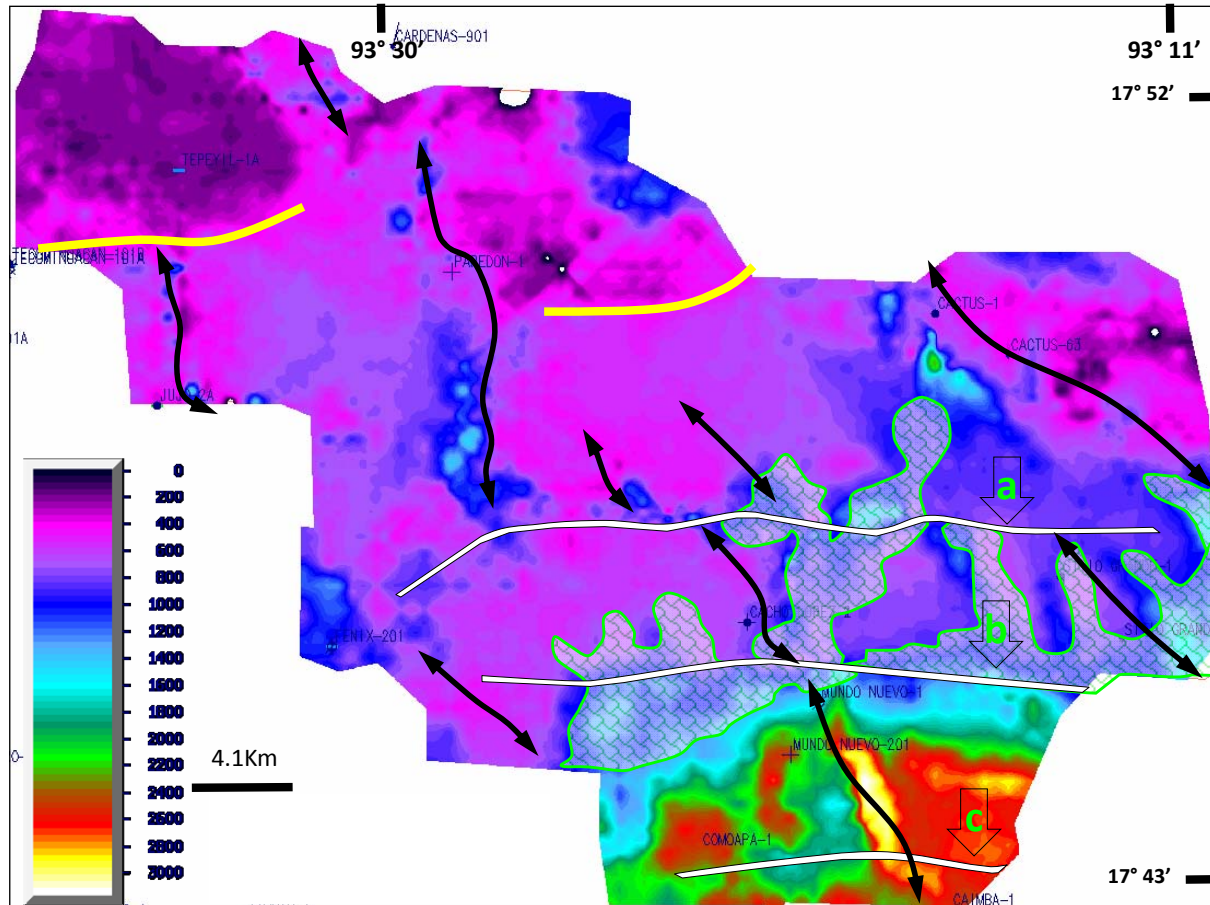


Figura 4.20 Mapa de isocoras del Cretácico Medio-Inferior, mostrando las orientaciones de los pliegues neógenos en el sur del área estudiada (línea negra), y la traza de las fallas laterales (línea blanca). La falla de Artesa (b) en el borde de la plataforma, la falla Comoapa (c) intra-plataforma y la falla Juspi (a) en el borde de la rampa y cuenca. Las fallas laterales tuvieron su linaje en antiguas fallas de basamento que limitaron el borde norte de la plataforma aislada de Artesa Mundo-Nuevo. En polígonos blancos con contorno verde se separaron las isocoras de 1.3-0.6 de talud distal del borde de la plataforma de las facies de talud entra las isocoras de 1.9-1.3 kms y las facies de plataforma entre las isocoras de 3-1.9 kms.

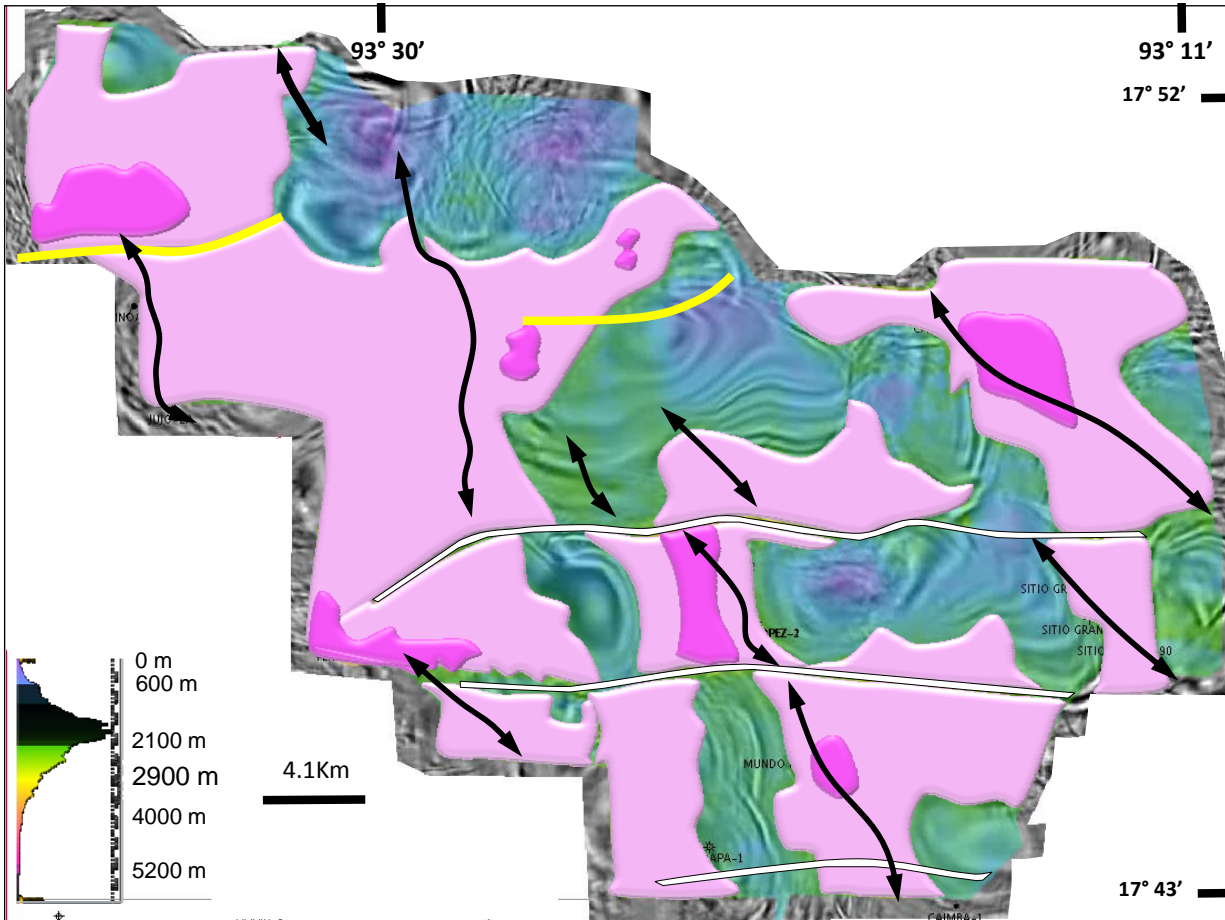


Figura. 4.21 Mapa de isocoras de las evaporitas del Jurásico Superior, sobrepuesto a un corte sísmico horizontal a 10 km. Orientaciones de las almohadas y paredes de sal en línea rosa, de los pliegues anticlinales neógenos en el sur del área estudiada (línea negra), y de las trazas de las fallas laterales (línea blanca). La falla de Artesa (b) en el borde de la plataforma, la falla Comoapa (c) intra-plataforma y la falla Juspi (a) en el borde de la rampa y cuenca. Fallas lístricas normales en línea amarilla. En polígonos rosa de 4000 a 5200 m de evaporitas, polígonos ros claro de 4000 a 2000 m y en tonos azules de 2000 a 0 m.



4.5.2. Modelado Estructural 2D, Balanceo y Restauración secuencial

Se elaboró un modelo estructural en una sección regional, BR, orientada 23° al Noreste, de 31 kms de longitud, ubicada en la zona sureste del área de estudio (Figura 4.22). Se elaboró su interpretación balanceada y restauración para determinar su modelo geológico evolutivo.

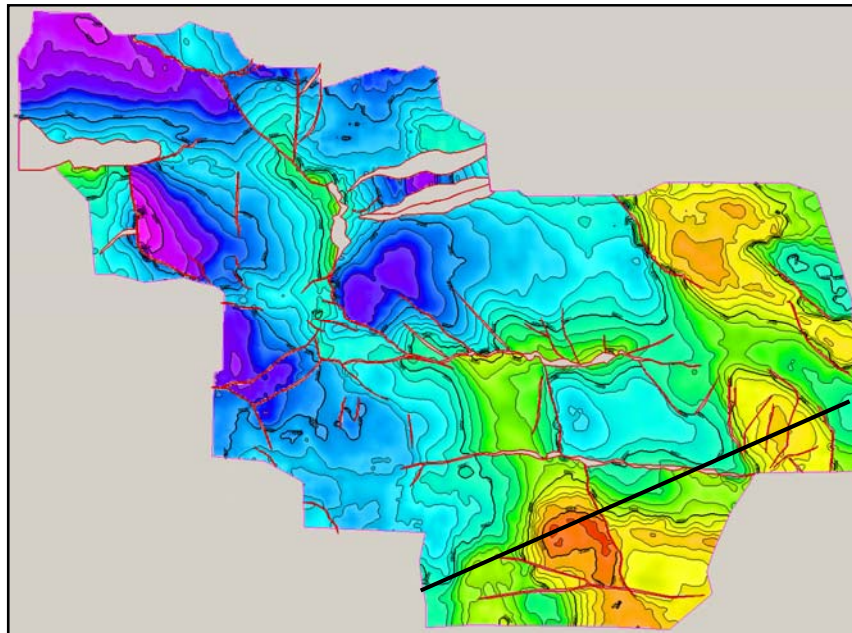


Fig. 4.22 Ubicación de la línea estructural BR de 31 kms de longitud, en la que se modeló secuencialmente su evolución geológica.

4.5.3. Modelos balanceado y restaurado 2D de la Sección Regional BR

El modelo estructural 2D restaurado secuencialmente, se efectuó con la metodología propuesta por las Redes de Especialidad de Geología Estructural y Modelado de Cuencas de Pemex, la cual emplea las técnicas de interpretación sísmica con balanceo estructural, de conservación de longitud de línea, espesor, área, considera, además, la estratigrafía sin-cinemática, y técnicas de modelado secuencial inverso, con decompactación-paleobatimétrica, restauración de subsidencia por efecto isostático submarino y cinemática-paleobatimétrica, para estructuras plegadas cabalgadas por contracción y estructuras flexurales-falladas por extensión y en especial para la restauración pseudo 3D de los cuerpos de sal.

El modelado inverso de restauración secuencial es una técnica usada para validar la interpretación estructural generada mediante datos de afloramiento, sísmicos con restricciones estratigráficas de cimas de pozos y bases de datos estratigráficos y paleobatimétricos. Los



datos de campo usados son estructurales de capas, perfil topográfico y contactos estratigráficos y estructurales, de mapas geológicos.

La utilización de mayor número de datos de subsuelo y de superficie da a los modelos estructurales secuenciales, mayor restricción de parámetros, para la definición de las trampas y su sincronía de formación, para obtener modelos secuenciales de sistemas petroleros, para la predicción de procesos de generación y carga de hidrocarburos de trampas de localizaciones exploratorias o de desarrollo.

Para llevar a cabo el modelado estructural de secciones, se utilizaron diversos algoritmos de restauración del software 2D Move de la Compañía Midland Valley.

Mediante la identificación de los estilos estructurales, mecanismos de plegamiento, secuencia del fallamiento por sus relaciones de corte o edades de capas sin-cinemáticas, niveles de despegue y conectividad entre ellos, se presenta la restauración secuencial de la sección BR modelada para este trabajo de tesis.

Las estructuras de sal de la sección BR fueron restauradas secuencialmente con la paleobatimetría de cada estadio, considerando el balanceo de línea y área así como también evacuación/inflación y disolución de evaporitas. Para la decompactación consideró las litologías, edades y paleobatimetría de las columnas de los pozos de la sección o cercanos a ella, así como valores de porosidad inicial, la constante K de decompactación con valores equivalentes del software *Petromod* y edades absolutas en millones de años, también se reconstruyeron líneas objetivo paleobatimétricas de restauración de cada uno de los estadios.

La sección BR tiene una longitud actual de 31 km y original de 37.5 km, definiéndose un acortamiento contraccional de 1.5 km, (5%), del Plegamiento Chiapaneco, en sus fases: temprana del Oligoceno tardío al Mioceno medio y tardía del Mioceno tardío al Plioceno temprano, el cual se restauró en 38 estadios secuenciales, de los cuales 27 corresponden a restauración cinemática y paleobatimétrica y 11 corresponden a la decompactación mecánica por isostasia flexural-marina.

Se describen los estadios de las edades-clave de restauración del antiguo al más reciente: (Figura 4.23 del Kimmeridgiano al Eoceno, Figura 4.24 del Oligoceno al Mioceno Medio y Figura 4.25 del Mioceno Superior al estado actual.



Para el **Kimmeridgiano** se uso una paleobatimetría ajustada a los datos someros de plataforma 20-100 m, lo cual demuestra que para todo el paquete hubo una variación del fondo marino por desalojo del substrato salino dando como resultado un espesor variable que implica la posible presencia de facies atractivas de bancos oolíticos en las zonas más delgadas de la secuencia kimmeridgiana, debido al engrosamiento de evaporitas en las áreas de Comapa, Mundo Nuevo y Sitio Grande.

Para el **Tithoniano** se usó una paleobatimetría batial mayor a 300m debido a subsidencia uniforme, caracterizada por el depósito de espesores constantes de facies arcillosas y arcillo-calcáreas orgánicas anóxicas que por análisis geoquímicos se define como la principal roca generadora.

Para el **Cretácico Tardío** se restauró con una paleobatimetría clinoforme de 20 a 200 metros en su sector nerítico y de 200 a 4,500 m, que marca el borde de la Plataforma Artesa Mundo Nuevo, con un paquete variable de espesor mayor, por el apilamiento de facies de plataforma en el área de Comoapa y Mundo Nuevo y menor en la porción media y noreste de la Sección por el depósito en la cuenca.

El **Paleoceno** presenta un espesor constante y muy delgado y está incluido en la base del Eoceno. La restauración del **Eoceno** incluye, la reconstrucción de la erosión de un paquete grueso del Eoceno, arriba de la Plataforma Cretácica, así como la restauración del levantamiento por fallamiento inverso en la fase temprana contraccional del Pliegue de Mundo Nuevo levantamiento en la porción sureste de la sección. En este estadio se usó una paleobatimetría inclinada al norte, batial de 300 a 1200 m.

Del **Oligoceno al Mioceno Temprano y Medio** se restauró secuencialmente la estratigrafía sin-cinemática de cuñas rotacionales, correspondiente a la fase de plegamiento temprano Chiapaneco de la estructura de Sitio Grande. Las fallas inversas de la estructura pop up fueron restauradas en el Mioceno Temprano, utilizando una paleobatimetría-secuencial batial. Las cuñas de estratos de crecimiento en estos estadios corresponden a acuñamientos contra el relieve submarino secuencial del pliegue en cada edad de esta fase.

Del **Mioceno Tardío al Plioceno Temprano** se restauró secuencialmente la estratigrafía sin-cinemática de cuñas rotacionales, correspondiente a la fase de plegamiento tardío Chiapaneco, del la estructura de bajo relieve de Mundo Nuevo. Las cuñas de estratos de crecimiento en estos estadios corresponden a acuñamientos contra el relieve submarino bajo del pliegue en



cada edad. Se utilizó una paleobatimetría nerítica a batial superior de Oeste a Este y se reconstruyó el paquete removido del Plioceno Inferior, en el núcleo y flanco oriental y que causó su truncación en el flanco occidental.

En el **Mioceno Temprano** y **Mioceno Medio** continúa la deformación del pliegue de Sitio Grande y hacia el SW se tiene un espesor constante. En el Mioceno Tardío y Plioceno se presenta una subsidencia constante. Para Pleistoceno o Reciente se presenta la erosión submarina del pliegue de Sitio Grande formándose una gran discordancia, que se conoce como la Falla de Topen Nispero.

El estadio actual muestra la geometría de los pliegues de Mundo Nuevo y Sitio Grande y el Cañón submarino de Topén que causó una erosión y relleno 2.5 km de sedimentos del Plioceno Tardío Reciente.

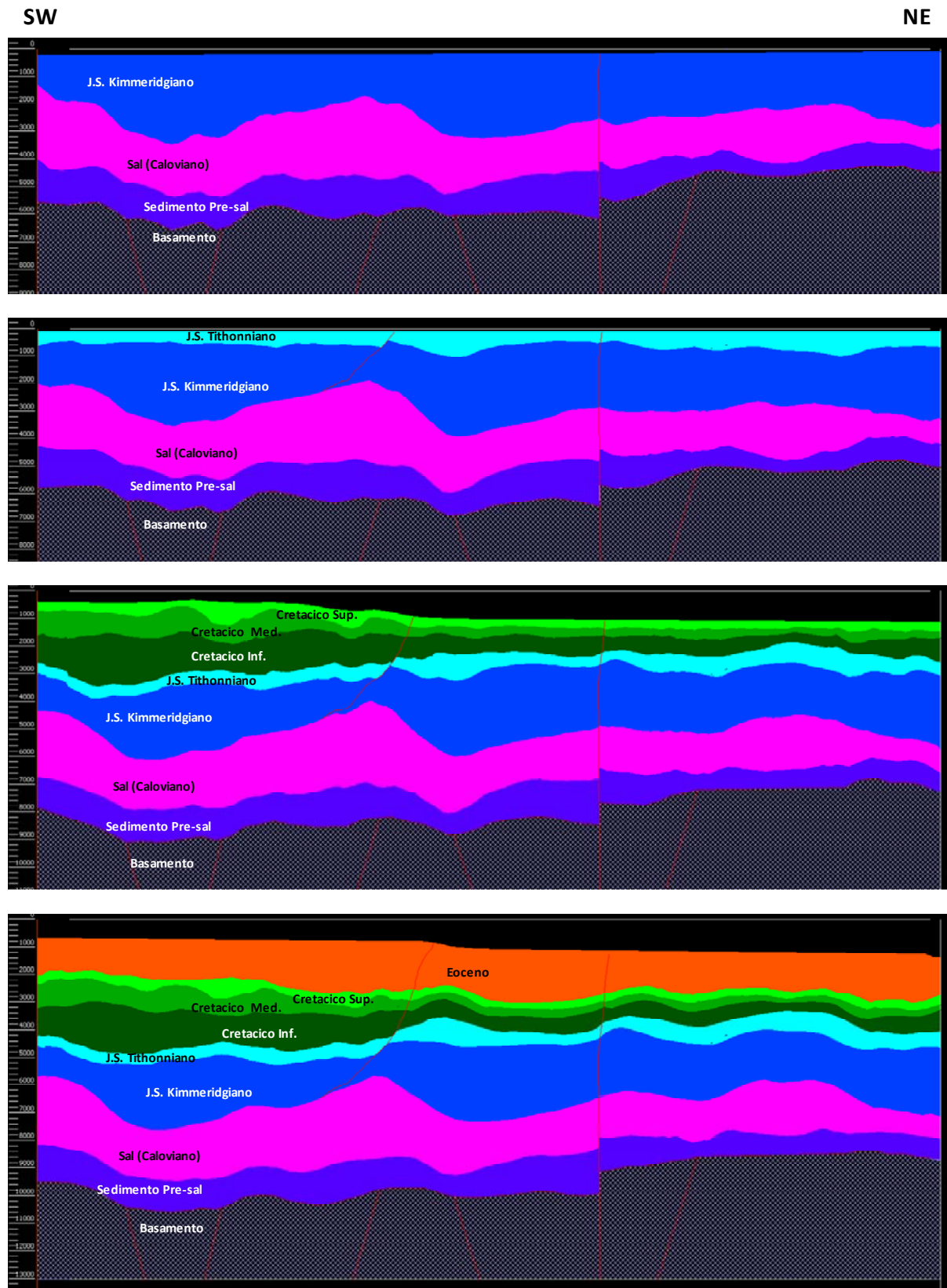


Figura 4.23 Restauración Secuencial de la sección BR del Kimmeridgiano al Eoceno.

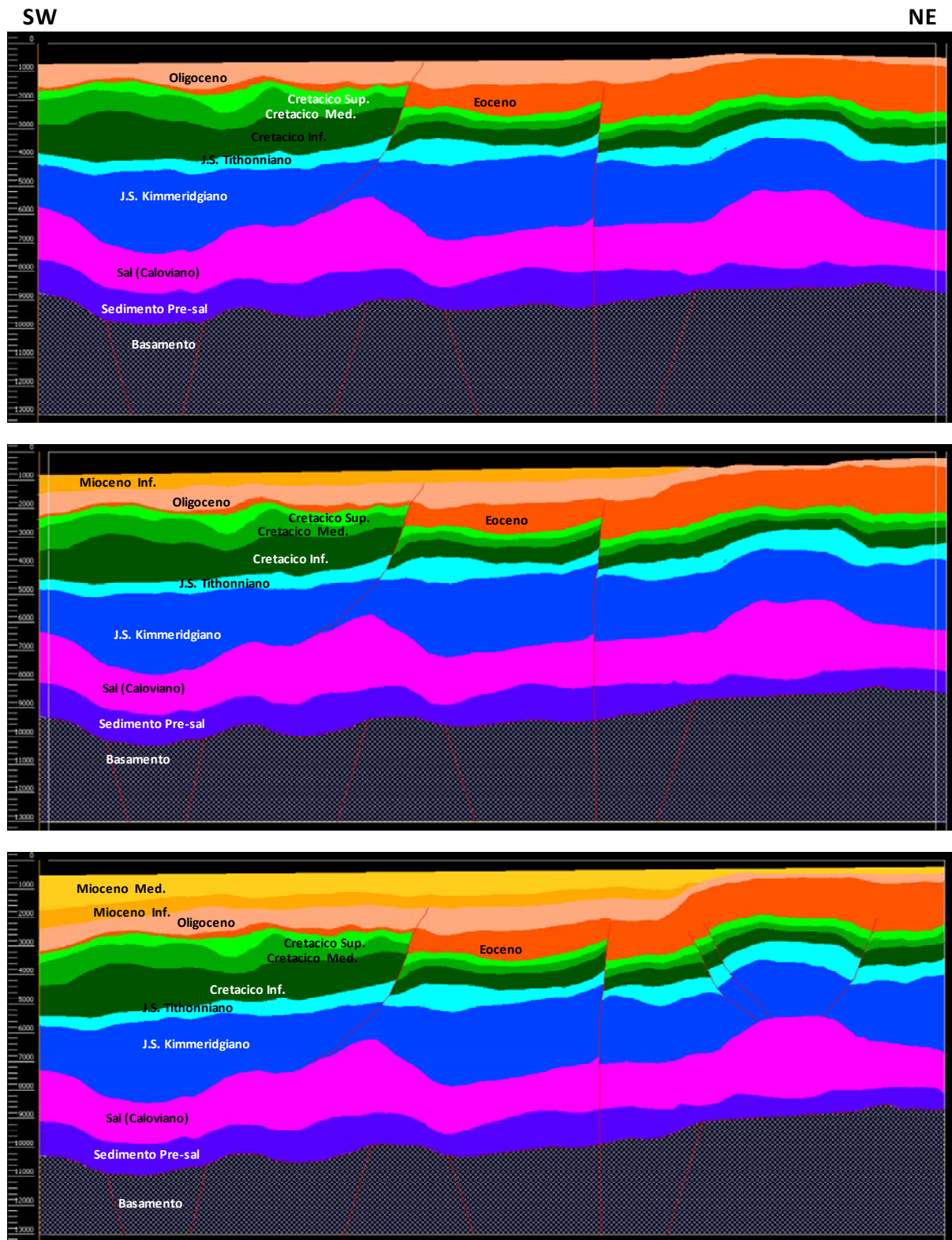


Figura 4.24 Restauración Secuencial de la sección BR del Oligoceno al Mioceno Medio.

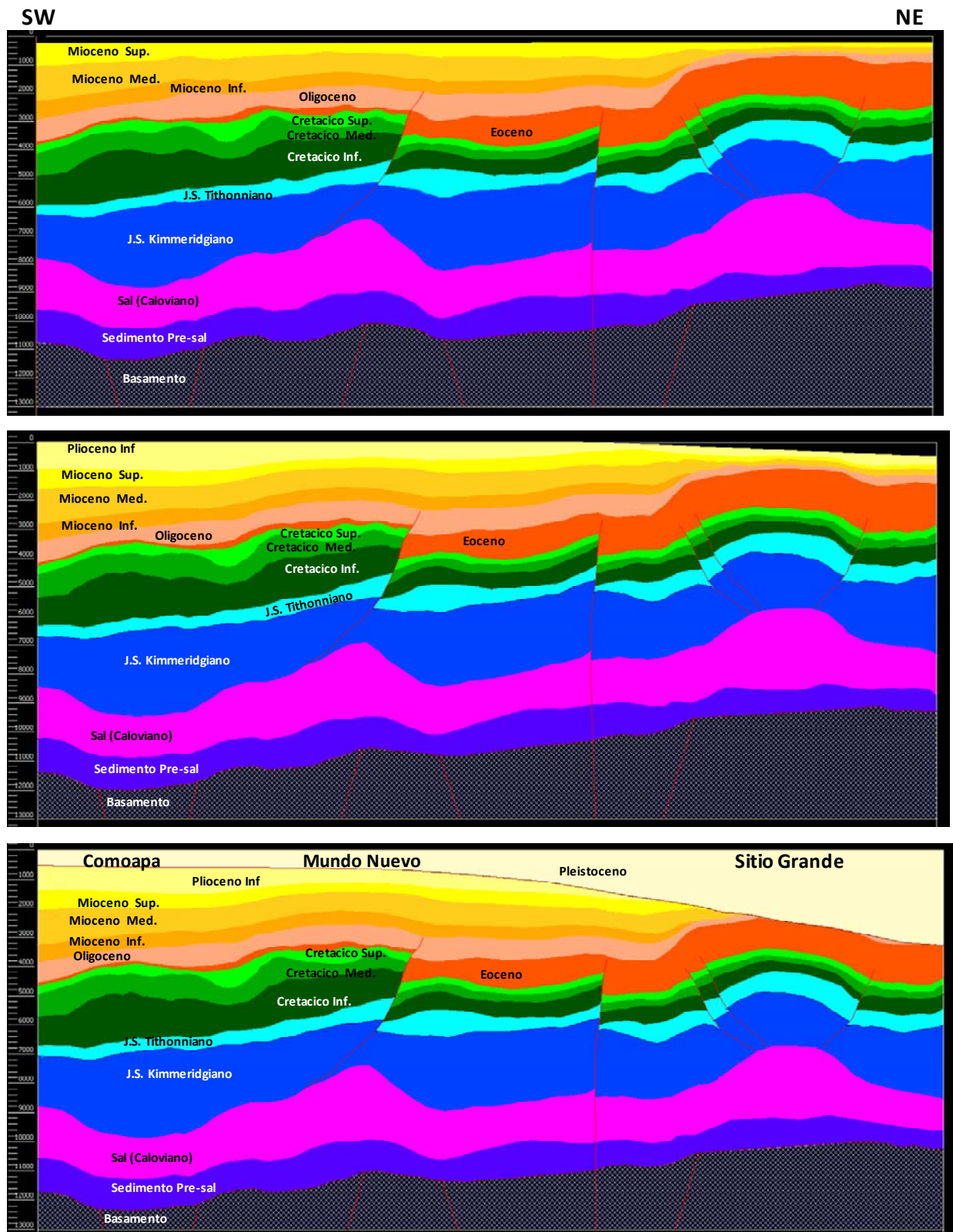


Figura 4.25 Restauración Secuencial de la sección BR del Mioceno Tardío al estado actual.



4.5.4. Mapas estructurales con atributos sísmicos y su relación con los sistemas de fracturas

Mapas estructurales integrados con mapas de atributos-estructurales fueron obtenidos para visualizar y documentar las características típicas de las discontinuidades sísmicas de diferentes arreglos geométricos de fallas, relaciones de conectividad y de corte entre ellas, para correlacionarlas con los diferentes eventos tectónicos.

Se documentó que los sistemas de fallas de diferentes escalas y orientaciones presentan relaciones de corte entre ellas y deformación sobrepuesta. La resolución sísmica de los datos interpretados es de aproximadamente 100m, a niveles del Cretácico, sin embargo ésta resolución decrece cuando la profundidad se incrementa o debido a zonas de alto fracturamiento.

Para la interpretación de los mapas sísmicos se usó el método manual para las fallas principales (Figura 4.22) sin embargo, las fallas menores fueron mapeadas automáticamente por atributos sísmicos sobre el horizonte del Cretácico Medio, para la caracterización de la geometría de los sistemas de fallas, típicamente enjambres de formas rómbicas, alineamientos oblicuos, ortogonales y paralelos de zonas de fallas complejas tales como: 1) zonas de arrastre de falla, 2) zonas de daño-por-falla, adyacentes a las fallas, 3) zonas de relevo de falla, en fallas no conectadas y 4) de roca-fallada en la superficie de falla, figura 4.26.

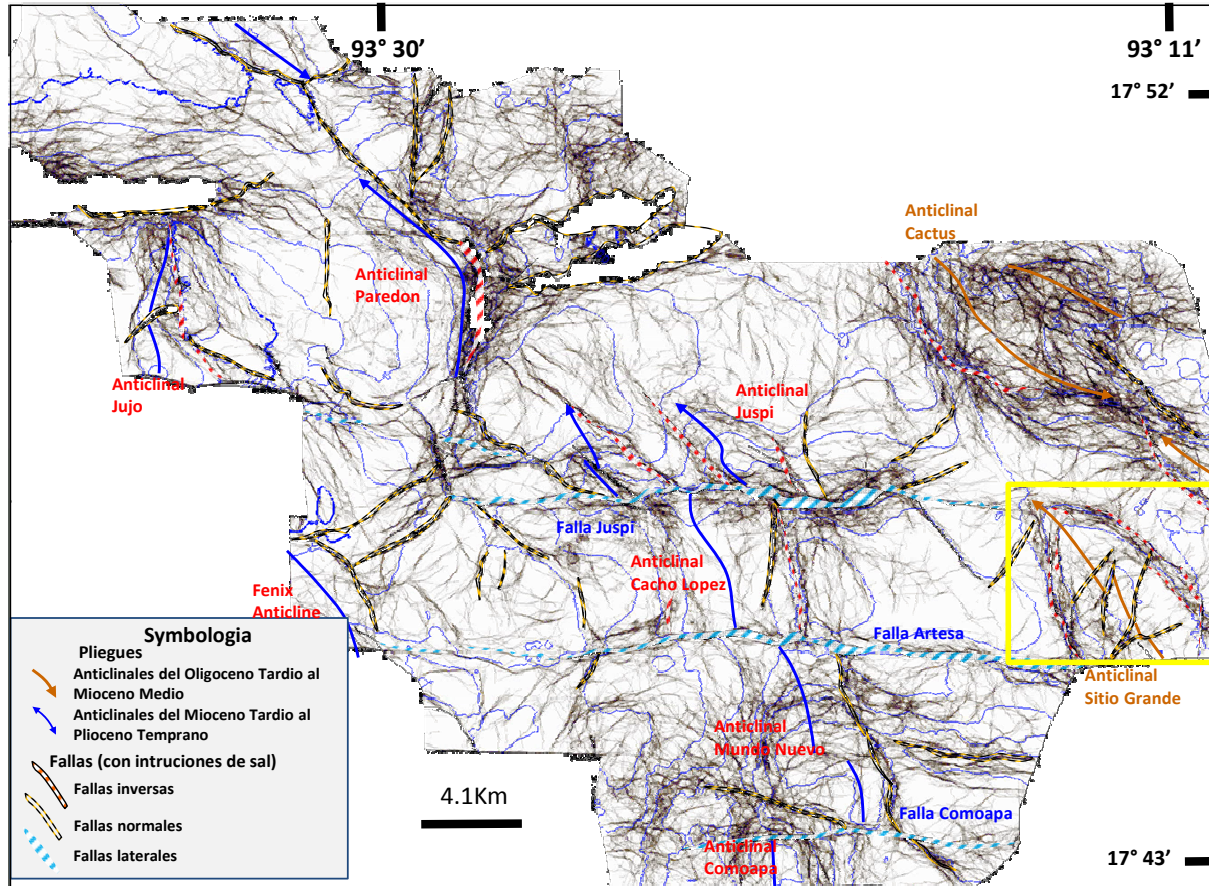


Figura 4.26 Atributo estructural sobre el horizonte mostrando las principales fallas afectando el cretácico medio (configuración azul cada 200m. los polígonos de fallas mapeados están en colores. Los lineamientos de formas rómbicas, oblicuas, ortogonales y paralelas del mapa de atributos corresponden a diferentes familias de falla por complejidad y por edad. Algunas de ellas están asociadas a plegamiento progresivo, cuñas de deformación o a intrusión salina. El re-cuadro amarillo en el mapa muestra la localización de la Fig. 4.28. Modificado de Olvera-Barroso et al. (2011)

Se normalizaron las producciones de aceite de pozos de los campos Cactus y Sitio Grande obteniendo un mapa de burbujas, (figura 4.27) el cual indica que en cada trampa, existen zonas con mayor productividad de hidrocarburos que debe de ser explicada para los yacimientos fracturados en cada sector del campo. Los datos derivados de este mapa fueron integrados a los mapas estructurales y de atributos, para dar un sentido de la magnitud e importancia de las porosidades y permeabilidades de cada sector, y correlacionar la densidad de fallamiento detectado por la herramienta sísmica con los enjambres menores de fallas y fracturas que están fuera de la resolución sísmica para detectar áreas de interés aún no drenadas por los pozos de desarrollo en cada campo y poder predecir las zonas mecánicamente con mejor volumen de fracturas asociadas a las zonas con mayor presencia de fallas comprobadas en los mapas de atributos.

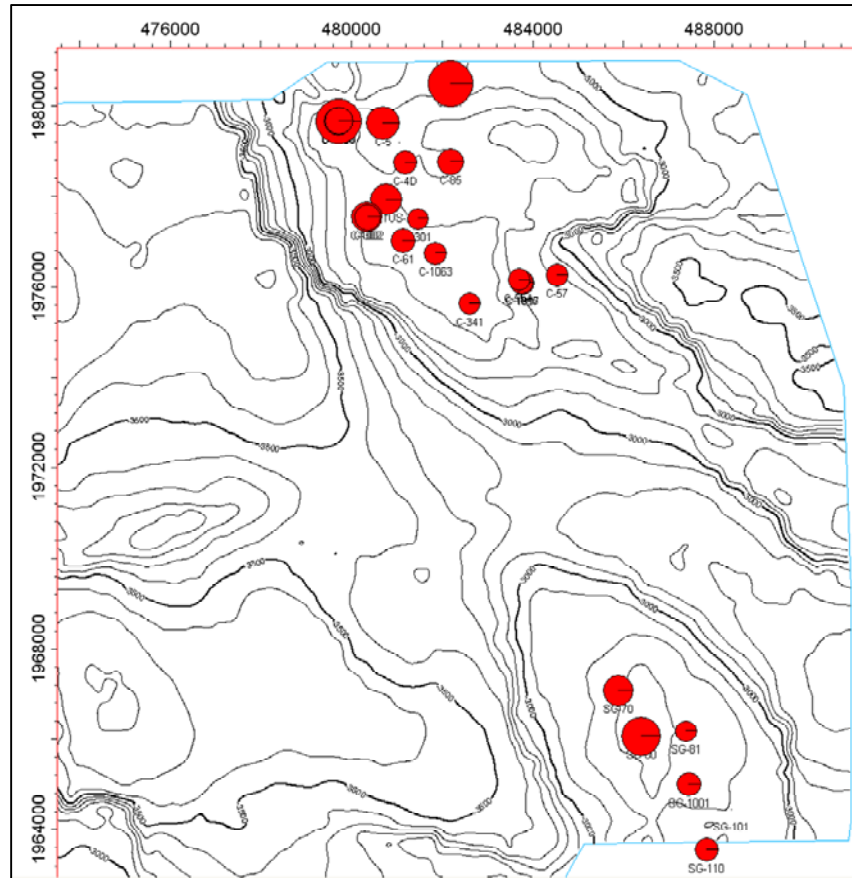


Fig. 4.27 Mapa de burbujas de producciones normalizadas, donde se observa los pozos actualmente productores, de los principales campos de Cactus y Sitio Grande.

El mapa integrado de la configuración estructural y atributo sísmico en el yacimiento del Cretácico Superior sobre el anticlinal de Sitio Grande, muestra que la nariz noroeste de pliegue, con orientación NW-SE con vergencia doble, está afectado por fallas inversas-tardías paralelas al eje del pliegue (Figura 4.22), despegadas en la cima de las evaporitas, que acomodaron una mayor contracción y volumen en una almohada de evaporitas, por debajo del pliegue, figura 4.25. Los diferentes espesores de alineamientos de fallas de extensión oblicuas al la cresta del anticlinal, son de al menos de órdenes dos de magnitud. Este patrón de fallas normales tiene aproximadamente una orientación norte y cruzan el anticlinal y cortan las fallas inversas.

Sobreponiendo el mapa estructural-integrado con el mapa de producción de pozos normalizada, figura, 4.28 se demuestra que los pozos de mayor producción están localizados en o adyacentes al sistema de fallas normales afectando la cresta de la trampa de Sitio Grande. Los pozos con producción alta, están muy cerca de los sistemas de fallas normales oblicuas y están relacionados a los corredores de fracturas abiertas, de las zonas de las fallas

de extensión los cuales pudieron haber desarrollado un mejor nivel de porosidad interconectada. Este factor es un elemento esencial en la identificación de las mejores áreas de oportunidades para encontrar reservas de aceite remanente, en zonas no desarrolladas del campo de Sitio Grande.

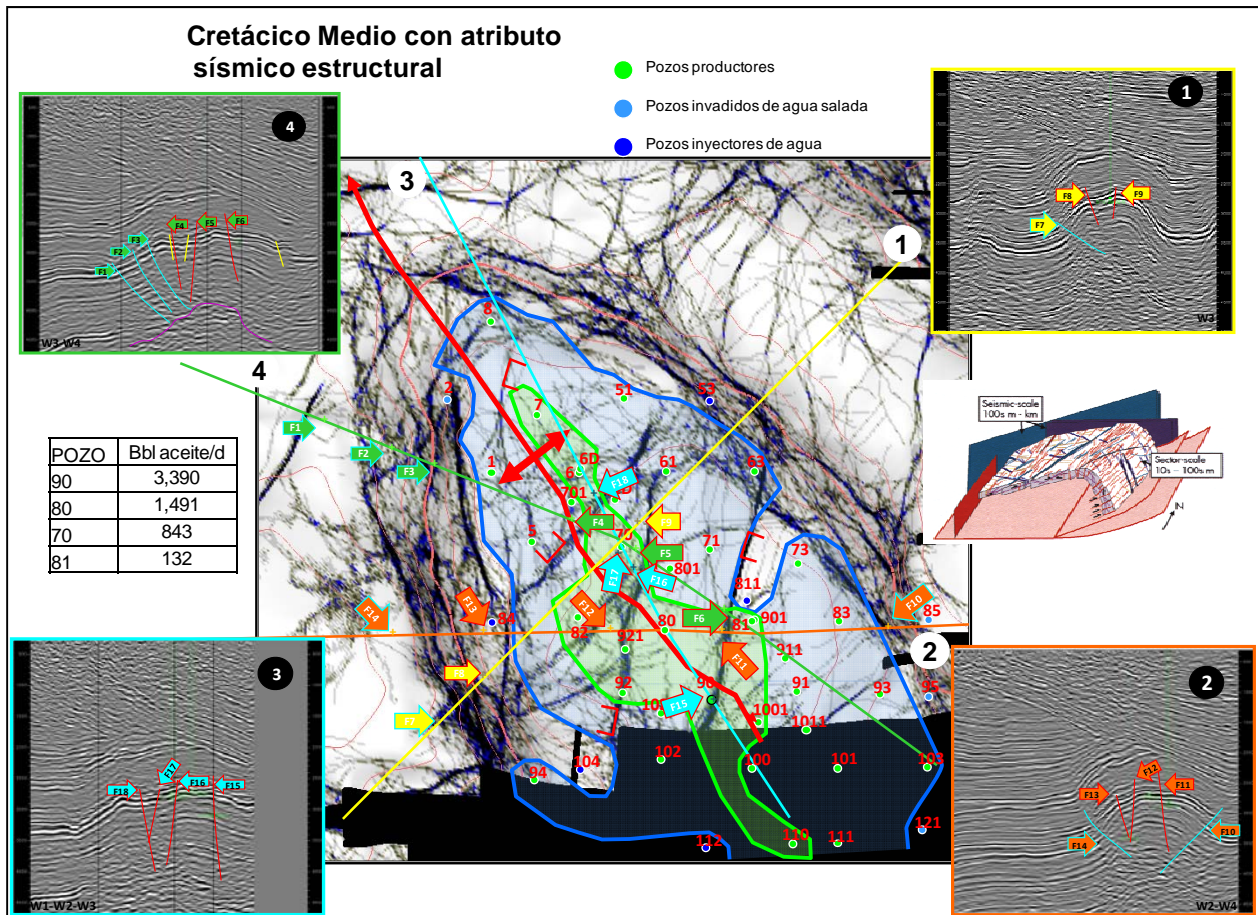


Fig. 4.28 Mapa estructural con el atributo sísmico en el horizonte, integrado con la cima del Cretácico Medio (contornos rosas cada 100 m.). Se muestran los sets principales de fallas normales e inversas que afectan la estructura. Se muestran, además, cuatro líneas sísmicas mostrando el detalle de 18 cut-off de ocho fallas localizadas en el mapa y la ubicación de pozos productores (tabla con producción normalizada). Fallas Normales de diversas escalas, son mostradas con flechas en las líneas sísmicas y mapa (el color del relleno de cada flecha, corresponde al color del contorno de cada línea sísmica), (el color del contorno de cada flecha corresponde al color de la fallas interpretadas en las líneas sísmicas). El polígono verde corresponde al área de aceite en la cresta del anticlinal. El polígono azul corresponde a las zonas con agua estructuralmente baja. Diagrama del modelo análogo de una estructura anticlinal fallada, Lonergn et al., 2007, presentan sets similares de fallas normales e inversas de varias escalas, en color rojo y azul respectivamente.



Mapa integrado, figura 4.30., de gráficos de fracturas de núcleos de trabajos previos, gráficos de discontinuidades estructurales a partir de mapas de atributos (figura 4.29), configuración estructural y mapas de burbujas de producción de aceite del Campo Cactus, fue elaborado en este estudio. Se corrobora que las orientaciones de los sistemas de fracturas coinciden con las obtenidas de las orientaciones de falla a partir de los mapas de atributos. Las gráficas de fracturas de núcleos están discretizadas petrográficamente con la apertura y el relleno de hidrocarburos y o minerales de relleno.

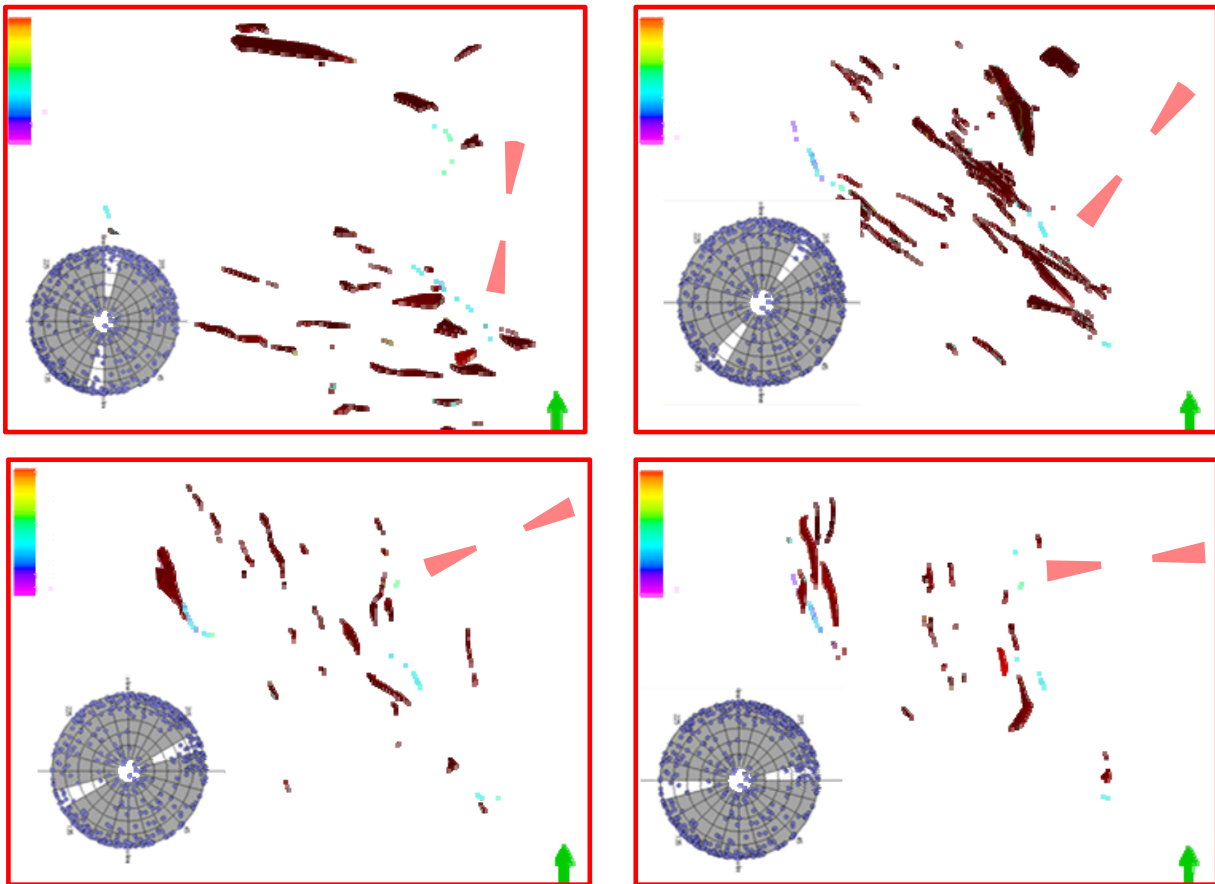


Fig. 4.29 Mapa estructural de gráficos-polares automatizados, discretizados por orientación de fallas, a partir de atributos sísmicos estructurales.

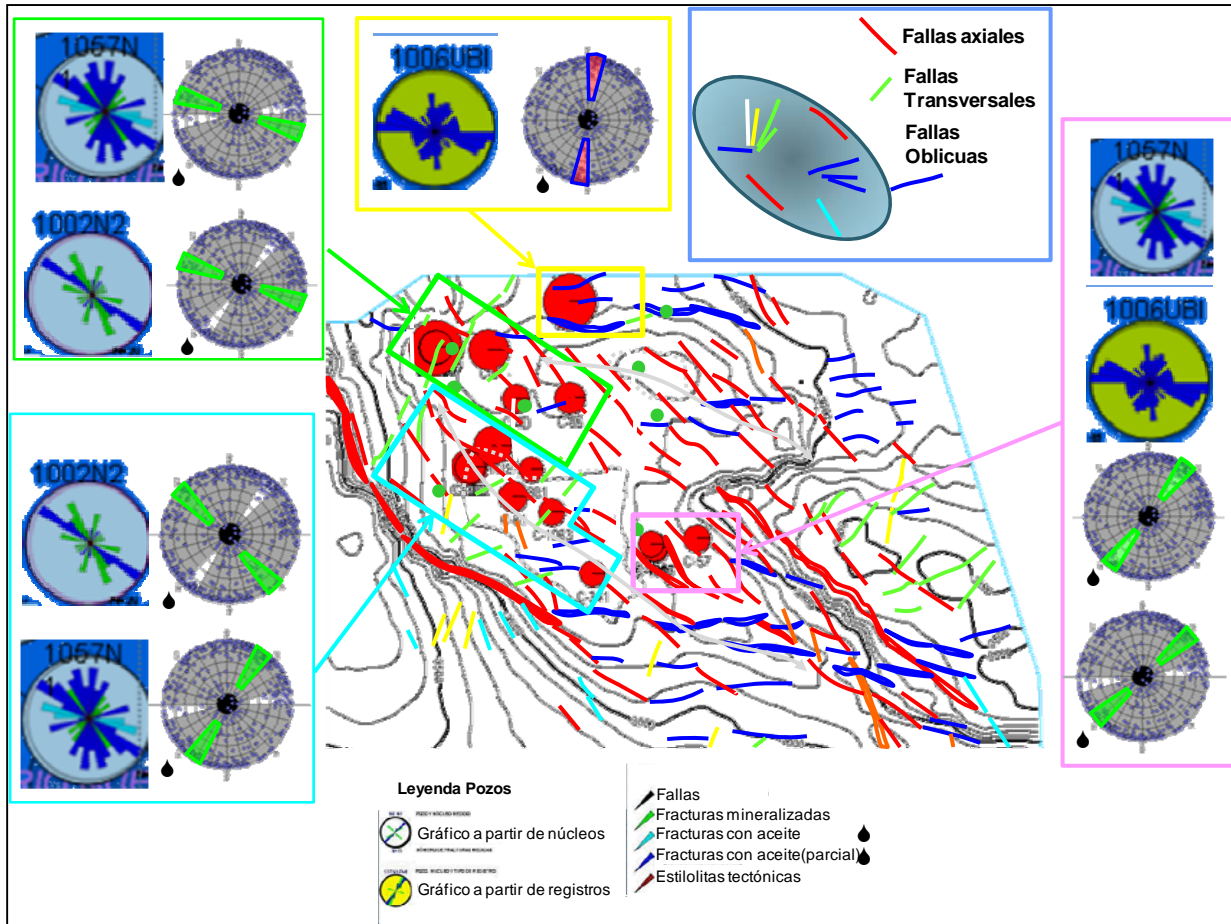


Fig. 4.30 Mapa estructural con los juegos de fallas interpretados a partir del mapa de atributos sísmicos, discretizando su orientación en colores, y comparación de gráficos de rosetas a partir de núcleos de pozos del Cretácico Medio (tomado de Chávez, 2008, rosetas en círculos azul y verde) discretizados por tipo de relleno en fracturas y gráficos-polares automatizados de fallas a partir de atributos sísmicos estructurales.

Los mapas estructurales integrados en ambos campos pueden ser considerados como el trabajo mínimo indispensable para el escalamiento de sistemas de fallas-fracturas obtenidos de datos de pozos y sísmicos de campos, con el objeto de identificar áreas no desarrolladas en los campos y decidir la perforación de pozos dirigidos a zonas con mayor contenido de enjambres de fracturas para recuperar aceite remanente de los campos.

4.6. Riesgo geológico del área

Con las diferentes técnicas de modelado estructural y estratigráfico es posible documentar y actualizar los riesgos de modelos geológicos de diferentes plays productores del área, para identificar áreas de menor riesgo, para dar explicación a los pozos exploratorios y de desarrollo no-exitosos en el área.



Consideraciones al riesgo de la roca almacén de los siguientes Plays:

- 1) Mapas de isocoras o isócronas del Cretácico Medio-Inferior son auxiliares al entendimiento de la distribución, forma y orientación de paquetes estratigráficos heterogéneos, al borde norte de la Plataforma de Artesa Mundo Nuevo, que no tienen respuesta con los atributos sísmicos.
- 2) Mapas integrados estructurales y de isocoras o isócronas del Cretácico Medio-Inferior, tienen un significado, para identificar posibles trampas combinadas. Sobre todo en zonas en donde la polaridad sedimentaria es paralela al *trend* estructural. La figura 4.31 muestra una distribución de posible abanicos/delantales distales de detritos de plataforma del Cretácico Medio-Inferior.
- 3) Mapas integrados estructurales y de isocoras del Tithoniano-Kimmeridgiano, tienen un significado, para identificar posibles trampas combinadas. Sobre todo en zonas en donde la polaridad sedimentaria es paralela al *trend* estructural. La figura 4.32 muestra una distribución de paquetes estratigráficos de carbonatos de plataforma, alrededor de altos, en línea rosa (Acordes con mapas de plays de estudios de Pemex), figura 4.3.

Consideraciones al riesgo de yacimientos fracturados y estructuras plegadas de bajo riesgo:

- 4) Mapas estructurales integrados para el escalamiento de sistemas de fallas-fracturas con el objeto de identificar áreas con mayor contenido de enjambres de fracturas rellenas de aceite asociadas a zonas altamente falladas.
- 5) Mapas estructurales que actualizan y cuantifican el desplazamiento de fallamiento lateral izquierdo de basamento y cobertura, (Figura 4.11.), identifican una zona de bajo riesgo al oriente del área estudiada, ubicada en el bloque sur de la Falla de Juspi, como prioritaria para adquisición sísmica para definir trampas de aceite plegadas, similares al campo de aceite A5, del bloque norte de la falla Juspi, desplazado 7 km, al Oeste.
- 6) Mapas estructurales que actualizan y cuantifican el desplazamiento de fallamiento lateral izquierdo de basamento y cobertura, (Figura 4.11.), identifican una zona de bajo riesgo al oriente del área estudiada, ubicada en el bloque sur de la Falla de Artesa, como prioritaria para adquisición sísmica para definir trampas de aceite plegadas, similares al campo de aceite A4, del bloque norte de la falla Artesa, desplazado 2 km, al Oeste.

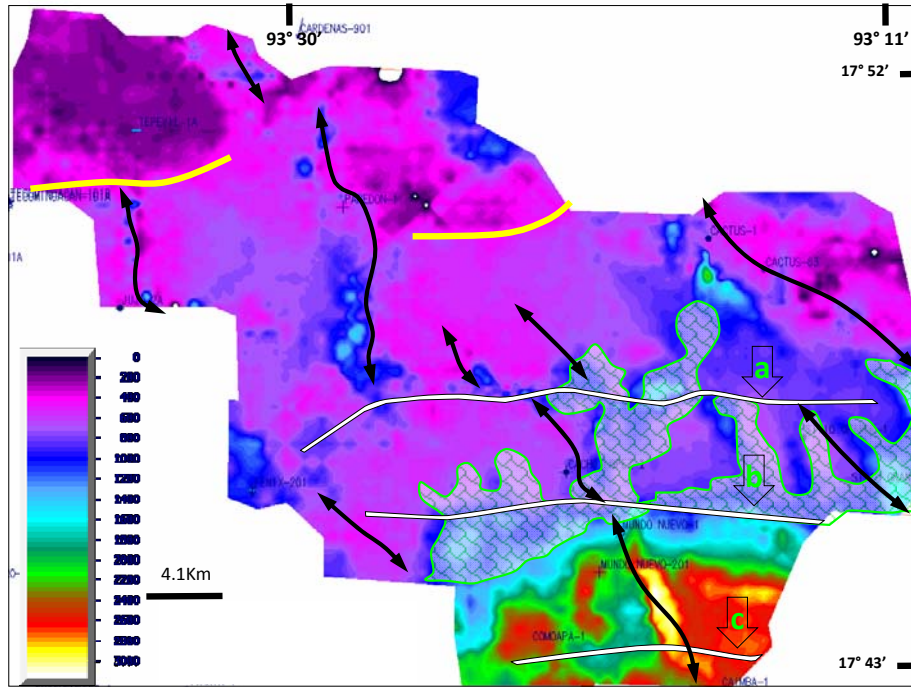


Fig. 4.31. Mapa de isocoras del Cretácico Medio-Inferior al borde norte de la Plataforma de Artesa-Mundo Nuevo son auxiliares al entendimiento de la distribución, forma y orientación de paquetes estratigráficos abanicos/delantales distales de detritos de plataforma.

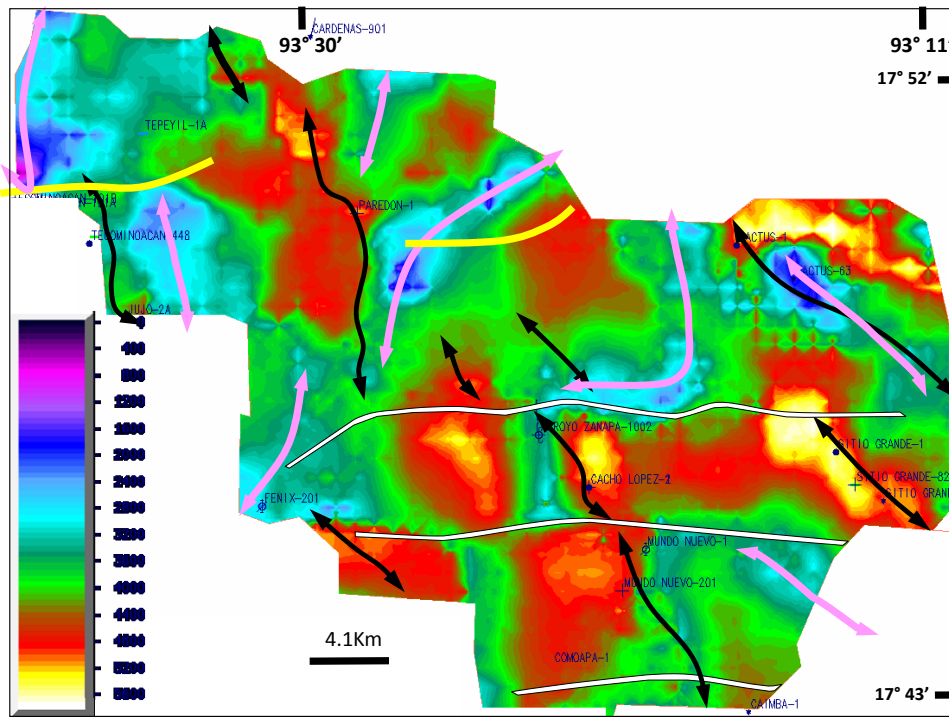


Fig. 4.32. Mapa de isocoras del Tithoniano-Kimmeridgiano son auxiliares al entendimiento de la distribución y orientación de paquetes estratigráficos carbonatos de plataforma, alrededor de altos, en línea rosa (Acordes con mapas de plays de estudios de Pemex). Ejes anticlinales en línea negra.



5. Conclusiones

De la Geología Regional:

1.- Las edades de las facies de plataforma del Kimmeridgiano-Oxfordiano documentadas por diversos autores de Pemex, debe ser revisada considerando los tipos de amonitas reportadas previamente por varios autores, en facies transgresivas intercaladas en diferentes ciclos de carbonatos de plataforma, de los pozos en la zona central y norte de la Sonda de Campeche y en la planicie costera de Tabasco estos fósiles tienen un rango del Tithoniano al Calloviano Medio, similar a lo reportado al norte del Golfo de México, en el estado de Lousiana.

2.- Las facies de la Plataforma Cretácica Inferior y Media se extienden en toda la Sierra de Chiapas y en su zona frontal, en el área de Juspi-Arroyo-Zanapa, pero para el Cenomaniano-Maestrichtiano, la plataforma retrograda, individualizándose el bloque de la Plataforma conocida como Artesa-Mundo Nuevo.

3.-El límite convergente de la Trinchera Meso-Americana principalmente la subducción entre 20 y 10 ma., y la subducción (moderna) de 4 ma., al presente, abarcan el lapso de la deformación de estructuras contraccionales en la Cuenca del Sureste. Pero el límite de placas transformante de las placas de Norteamérica y la Placa del Caribe, corresponde al Sistema de fallas laterales de Motagua-Polochic que trunca la paleogeografía del Mesozoico y Terciario de Chiapas y Guatemala, cuya evolución ha sido documentada por diversos autores, pero la presencia de sedimentos cenozoicos no deformados en el subsuelo de Tehuantepec aún no ha sido explicada en ningún modelo.

De la Geología Local:

4.-Las estructuras geológicas dominantes del área son pliegues de despegue nucleados por sal con fallas inversas tardías, con vergencia doble despegados en la cima o dentro de las evaporitas, con un acortamiento local de 1.5 km. Estructuras regionales profundas, representadas por fallamiento lateral sinistral cortan las anteriores transversalmente, desplazando sus ejes hasta 7 kms. Las estructuras extensionales salinas corresponden a un sistema de fallas lítricas, asociadas a roles de sal.

Se interpreta que un diapiro plegado y exprimido, es la estructura precursora del pliegue de Paredón y un rol de sal invertido, es la estructura precursora del anticlinal de Mundo Nuevo.



5.-El evento contraccional Chiapaneco tiene dos fases de contracción tectónica progresiva: 1) Fase temprana desarrollada durante el Oligoceno Tardío al Mioceno Medio y 2) Fase tardía del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano. Las dos fases mencionadas, tienen un origen en el límite convergente activo, entre la placa oceánica de Cocos y la Placa de Norteamérica. La fase temprana Chiapaneca ha sido correlacionada con la Orogenia Laramídica, pero su diferencia en edades, ubicación y origen diferente relacionado al límite convergente activo, entre la paleo-placa oceánica de Farallón, consumida en el Oligoceno y la Placa de Norteamérica, descartan esta idea.

La deformación del movimiento lateral izquierdo *thick-skin*, puede corresponder al acortamiento profundo en el basamento, durante o posterior al Mioceno Tardío-Plioceno Temprano.

Existen evidencias estratigráficas sin-cinemáticas de desalojo de evaporitas en rollers de sal durante el Oxfordiano y Kimmeridgiano y en el Mioceno Tardío al Plioceno.

6.- Se realizó un modelado inverso secuencial de una sección transversal, la cual tuvo un acortamiento contraccional de 1.5 km, (5%) causado por plegamiento Chiapaneco, en sus fases: *temprana* del Oligoceno Tardío al Mioceno Medio y *tardía* del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano. La sección se restauró en 38 estadios secuenciales, de los cuales 27 corresponden a restauración cinemática y paleobatimétrica y 11 corresponden a la decompactación mecánica por isostasia flexural-marina. El modelado secuencial de estructuras en la sección y las evidencias de la estratigrafía sin-cinemática permitió establecer una cronología de eventos de deformación que afectan la evolución de trampas de hidrocarburos. La sección también puede ser modelada para evaluar elementos y procesos del sistema petrolero, para confirmar los parámetros de riesgo en el área.

7.- Se elaboraron mapas detallados de horizontes clave, que permitieron evaluar la longitud y desplazamiento del sistema de fallas laterales sinestrales con una orientación casi E-W, arrojando los siguientes datos: la Falla de Teotleco cuya traza es de 14 km de largo se desplazó 0,9 km, la Falla de Juspi con una traza de 30 km, tuvo un desplazamiento promedio de 7.5 km y la Falla de Artesa con una traza de 28 km, se desplazó 2 km. Los desplazamientos consideraron marcadores clave sismoestratigráficos para su identificación.

8.- Se elaboraron mapas de isocoras del Kimmeridgiano y Cretácico Medio-Inferior que son elementales al entendimiento de la distribución, forma y orientación de paquetes estratigráficos heterogéneos para reducir el riesgo de la presencia de la roca almacén e identificar posibles trampas combinadas, como la distribución limitada de roca almacén en trampas plegadas.



Se elaboró el mapa de isocoras de las evaporitas jurásicas que es básico en el entendimiento de las estructuras salinas precursoras y de las estructuras despegadas en el área, así como para el entendimiento del efecto sobre la conductividad del flujo de calor e historia térmica de la cuenca.

9.- A partir de datos de pozos y sísmicos con una resolución de 100m para la profundidad de los objetivos mesozoico se obtuvieron mapas de atributos estructurales definiéndose para el Cretácico Superior, la geometría de los sistemas de fallas, que son típicamente enjambres de formas rómbicas, alineamientos oblicuos, ortogonales y paralelos, relacionados a los pliegues, fallas laterales o estructuras salinas precursoras.

10.-Se integraron mapas de distribución de rosetas de fallas a partir de atributos sísmicos, de distribución de rosetas de fracturas en láminas delgadas de núcleos y de registros eléctricos con mapas de burbujas de las producciones de aceite normalizadas de los campos Cactus y Sitio Grande, para obtener elementos del escalamiento de sistemas de fallas-fracturas. Los mapas ayudan a dar un sentido de la magnitud e importancia de las porosidades y permeabilidades de cada sector en la cresta de los pliegues, y correlacionar la densidad de los enjambres de fallas detectados por la herramienta sísmica con los tipos y rellenos de micro-fallas y fracturas identificados en núcleos y registros y que están fuera de la resolución sísmica, para detectar áreas de interés aún no drenadas por los pozos de desarrollo en cada campo y predecir las zonas mecánicamente favorables, con mayor cantidad de fracturas asociadas a las zonas con mayor presencia de fallas identificadas con los mapas de atributos.

Para el anticlinal de Sitio Grande, los pozos de mayor producción están localizados en/o adyacentes al sistema de fallas normales que afectan la cresta de la trampa de Sitio Grande. Los pozos con producción alta, están muy cerca de los sistemas de fallas normales oblicuas y está relacionado a los corredores de fracturas abiertas.

11.-Se detectaron áreas donde no solo el conocimiento de los patrones de fallas y/o fracturas es suficiente para tener un éxito geológico, es necesaria hacer la integración de modelos estratigráficos asociados a su evolución estructural ya que en la mayoría de los trabajos de plays, estas dos disciplinas tan importantes las abordan separadamente.



Bibliografía

- ✓ **Aguayo C. J. E., Araujo M. J., y Bello M. R.,** 1979, Evolución tectónica – sedimentaria y diagénesis en el Cretácico, área Reforma – Villahermosa SE de México, IMP, Proyecto C 1072. (Informe inédito).
- ✓ **Alcántara, G.J.R.,** 1991, Integración y evaluación petrolera regional de una porción de las provincias geológicas Sierra de Chiapas y Cuencas del Sureste, estados de Veracruz, Oaxaca, Tabasco y Chiapas”. DEPFI-UNAM. Tesis Profesional.
- ✓ **Anderson, T. H. & Schmidt,** 1983; the evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribe Sea region during Mesozoic time. Geological Society of America bull. V.94, p. 941-966.
- ✓ **Angeles-Aquino, F., and A. Cantú-Chapa,** 2001, Subsurface Upper Jurassic stratigraphy in the Campeche Shelf, Gulf of Mexico, *in* C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, p. 343-352.
- ✓ **Aranda-García, M.,** 1999, Evolution of Neogene contractional growth structures, southern Gulf of Mexico: Master’s thesis, University of Texas at Austin, 169 p.
- ✓ **Aranda-García, M., and R. Marrett,** 1999, Evolution of Neogene contractional growth structures, southern Gulf of Mexico: Thrust Tectonics 99 (abs.): Royal Holloway College, University of London, p. 125.
- ✓ **Barceló, D.J., Varela, S.M., Hernández, R.V. y Martínez, M.M.,** 1994, “Facies Sedimentarias de la porción oriental de la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo”. Proyecto de Investigación. Área de Exploración de Recursos Energéticos del Subsuelo. DEPFI-UNAM.
- ✓ **Biot, M. A., Od, E. & Roever, W. L.,** 1961, Experimental verification of the theory of folding of stratified viscoelastic media. Bull., Geol. Soc. Am. 72, 1621-1632.
- ✓ **Bose, E.,** 1905, Reseña acerca de la Geología de Chiapas y Tabasco: Mexico Inst. Geol. Bol. 20, p. 5-100.
- ✓ **Burckhardt, C. E.,** 1930, Etude synthetique sur le Mesozoique Mexicain: Soc. Paleont. Suisse, v. 1, p. 33.
- ✓ **Caballero H. G.,** 1990, Prospecto Tectapán,, Pemex, Informe Geológico, (Inédito).



- ✓ **Camerlo, R. H.**, 2000, Geometric and Kinematic Evolution of Detachment Folds, Monterrey Salient, Sierra Madre Oriental, Mexico: Austin, Texas, University of Texas, MsSc. Thesis.
- ✓ **Cantú-Chapa, A.**, 2001, Mexico as the western margin of Pangea based on biogeographic evidence from the Permian to the Lower Jurassic, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 75, p. 1-27.
- ✓ **Cantú-Chapa, A.**, 2009, Upper Jurassic stratigraphy (Oxfordian and Kimmeridgian) in petroleum wells of Campeche Shelf, Gulf of Mexico, in C. Bartolini and J. R. Roman Ramos, eds., Petroleum systems in the southern Gulf of Mexico: American Association of Petroleum Geologists Memoir 90, p. 79– 91.
- ✓ **Cartagena H. L.**, 1978, Prospecto Limar, Pemex, Informe Geológico, I. G. 755, (Inédito).
- ✓ **Castañón H. J. L.**, 1991, Prospecto Azufrito Potioja, Pemex, Informe Geológico, I. G. 956, (Inédito)
- ✓ **Castro Mora, J., Schalepfer, C. and Martinez, E.**, 1975, Estratigrafía y Microfacies del Mesozoico de la Sierra Madre del Sur, Chiapas. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín, XXVII (1, 3), pag. 1-103.
- ✓ **Chávez V., V. M., Cárdenas, L. C., Marín, S. C., Varela, S. M., Mata, J. M., Juárez, P. J., González, P. J., Villagrán, Y. R., Delgado, R. R., Beristain, S. C., Martínez, M. J., Barrios, C. E., Esquivel, G. O., Alor, O. I., Clara, V. L., Guerrero, T. M., y Del Ángel, G. E.**, 2004; Identificación, Definición y Delimitación de los Plays Terciarios presentes en el Activo de Exploración Reforma-Comalcalco. Pemex, Informe Geológico, 442 pp. (Inédito).
- ✓ **Chávez V., Víctor M., Mata J., Martha E., Moreno S., Arquímedes, De la Paz Juan M., Alejandro S., Eva L., Marín T., Amado, Luna S., Jorge E., Cobos F., Jaime, Ríos R., Ramiro, Guzzy A. , María E., F. López M., Rubén**, 2007. Análisis de Plays en el Área Cerro Nanchital – Artesa. Pemex, Informe Geológico, (Inédito).
- ✓ **Chávez V., Victor M, Marin, T., Amado, Castellanos C., Reynaldo, Hernandez, S., Lilia, Olaz A., Norma, Hernandez P., Miguel, Prieto U., Clotilde**, 2008. Análisis de los sistemas de fracturas en el cubo Juspi-Arroyo Zanapa 3-D. Pemex, Informe Geológico, informe interno



- ✓ **Chavez V., Victor M. H. Peña R., C. Macías O., R. Sandoval S., R. Ríos R., R. López A., V. M. Martínez M., N. E. Gómez V., M. E. Monroy A.,** 2010. Estudio de Plays jurásicos. Etapa II, Pemex, Informe Geológico, informe interno.
- ✓ **Chirinos P. G. F.,** 1976, Prospecto Ostuacan, Pemex, Informe Geológico, I. G. 719, (Inédito).
- ✓ **Contreras, H. V., y M. Castellón B.,** 1960, Morfología y origen de los domos salinos del Istmo de Tehuantepec: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Bol, V. 12, nos. 7, 8, p. 221-242.
- ✓ **Contreras, H. V., y M. Castillon B.,** 1968, Morphology and origin of salt domes of Isthmus of Tehuantepec: American Association of Petroleum Geologists,, Mem. 8, p. 244-260.
- ✓ **Cros, P., Michaud, F., Fourcade, E., y Fleury J.J.,** 1998, Sedimentological evolution of the Cretaceous carbonate platform of Chiapas (Mexico): Journal of South American Earth Sciences, Vol. 11, No. 4, pp. 311-332.
- ✓ **Cruz-Helú, P., Verdugo, V. R and Bárcenas, P. R.,** 1977. Origin and Distribution of Tertiary Conglomerates, Veracruz Basin, Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 61, p. 207-226.
- ✓ **Escalera, A. J.A. y Hernández, R. U.,** 2010. Provincias Petroleras de México, WEC México. Schlumberger., p. 33.
- ✓ **Fischer, M., N. Woodward and M. Mitchell,** (1992), The kinematics of break-thrust folds. Journal of Structural Geology, 14 (4), 451-460.
- ✓ **Flügel, E.,** 1985, Microfacies Analysis of Limestones, Springer-Verlag.
- ✓ **Garcia, M, G.,** 1994. Structural Evolution of SE Mexico (Chiapas-Tabasco-Campeche) Offshore and Onshore: Ph. D. Thesis, Rice University, 161 p.
- ✓ **González, A.J.,** 1963, Exploración geológica del área Tumbalá-Chilón, Chiapas. PEMEX. Zona Sur (inédito).
- ✓ **González, P. J. F.,** 2003, Evolución Geológica durante el Cenozoico en el área Chiapas-Tabasco, Cuenca del Sureste, México. Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- ✓ **Gutiérrez-Gil, R., y M. L. Thompson,** 1956, Geología del Mesozoico y Estratigrafía pérmica del Estado de Chiapas: 20th Internat. Geol. Cong., Mexico, Excursión C-15, p.82.
- ✓ **Hernández, G. R.,** 1973. Paleogeografía del Paleozoico de Chiapas, México, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Vol. XXV, núm. 1-3, p. 73-110.



- ✓ **Hudec, M. R., and Jackson M., P. A.**, 2006, Terra infirma: Understanding salt tectonics: Earth-Science Reviews 82, p. 1–28.
- ✓ **Imlay, R. W., and Hermann, G.**, 1984, Upper Jurassic ammonites from the subsurface of Texas, Louisiana and Mississippi: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Foundation, Third Annual Research Conference Proceedings, p. 149-170.
- ✓ **Johnson, C. A., and J. A. Barros**, 1993, Tertiary tectonics and margin truncation in southern Mexico: Gulf Coast Section, Society for Sedimentary Geology (SEPM) Foundation, 13th Annual Research Conference Proceedings, p. 181-191.
- ✓ **Keppie, J.D., Moran-Zenteno, D. J.**, 2005, Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block: International Geology Review, 47, 473-491.
- ✓ **López, R. E.**, 1973, Estudio Geológico de la Península de Yucatán: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Bol, Vol. XXV, no. 1-3, p. 24-76.
- ✓ **López, V. J.**, 1980, Estudio Geológico Regional, Prospecto Comitán-Pedregal, Pemex IG.ZS.0775-80.
- ✓ **Marshak, S.**, 2004, Salients, recesses, arcs, oroclins, and syntaxes-A review of ideas concerning the formation of map-view curves in fold-thrust belts, in K. R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 82, p. 131 – 156.,
- ✓ **Mata, J.M.E., Varela, S.M., Alejandre, S.E.L., Monroy, A.M.E., Luna, S.J., Hernandez, P.M., Rios, R.R.**, 2006, Estudio de Plays en la Cuenca Mesozoica del Sureste De México, PEMEX-PEP, informe interno
- ✓ **Meneses de Gyves, J.**, 1980. Geología de la Sonda de Campeche: Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Boletín, XVII, p. 101-163.
- ✓ **Meneses-Rocha, J.**, 1985, Tectonic evolution of the strike-slip fault province of Chiapas, Mexico: Master's thesis, University of Texas at Austin, 315 p.
- ✓ **Miillerried, F. K. G.**, 1936, Estratigrafía pre-Terciaria preliminar del Estado de Chiapas: Geol. Soc. Mexicana, v. 9, p. 31-41.
- ✓ **Moore G. W. & Del Castillo, L.**, 1974; Tectonic Evolution of Southeastern Gulf of Mexico. G. A., V. 85, No. 4.
- ✓ **Morán-Zenteno D., J., Keppie D. J., Martiny B., and González-Torres, E.**, 2009, Reassessment of the Paleogene position of the Chortis block relative to southern



- Mexico: hierarchical ranking of data and features; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, núm. 1, p. 177-188
- ✓ **Nicolás L., R., y San Román, M. E.**, 2005, Informe Final Prospectos Exploratorios, Pemex, Informe Técnico, (Inédito).
 - ✓ **Olvera-Barroso, I. S., and M. Aranda-García**, 2011, Tertiary progressive folding and faulting systems on evaporite terrains at the oil province of southern Mexico: Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, v. 61, p. 317–328
 - ✓ **Pantoja, A., K. Fries Jr., C. Rincón-Orta, L. T. Silver y J. Solorio-Munguía**, 1974, Contribución a La Geocronología del Estado De Chiapas, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Vol. XXVI, Nos. 4-6, p. 205-223.
 - ✓ **PEMEX-PEP**, 2003, Estudio de Plays Terciario (Reforma-Comalcalco), informe interno
 - ✓ **PEMEX-PEP**, 2007a, Análisis de Plays en el Área Cerro Nanchital - Artesa, informe interno.
 - ✓ **PEMEX-PEP**, 2007b, Estudio de Análisis Y Evaluación de Plays, Caracterización de Fracturas del Mesozoico del Área Chiapas-Tabasco, informe interno.
 - ✓ **Page, J. H.**, 1921, Report of geological reconnaissance in department of Tuxtla, Mezcalapa and Pichucalco, Chiapas, Mexico: Informe inédito de Pemex (unpub.).
 - ✓ **Poblet, J., K. McClay, F. Storti, and J. A. Munoz**, 1997, Geometries of syntectonic sediments associated with single-layer detachment folds: *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 369-381.
 - ✓ **Quezada M. J. M.**, 1975, Prospecto Caimba Lomas Tristes, Pemex, Informe Geológico, I. G. 707 (Inédito).
 - ✓ **Quezada M. J. M.**, 1981, Prospecto La Unión Chiapas, Pemex, Informe Geológico, I. G. 802 (Informe Inédito).
 - ✓ **Quezada, M.J.M.**, 1987, El Cretácico Medio-Superior y el límite Cretácico Superior Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas. AMGP. Vol. 39. (publicado en 1990), pag. 3-98.
 - ✓ **Ramberg, H.**, 1963. Fluid dynamics of viscous folding. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 47, 484-515.
 - ✓ **Riba**, 1976, Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: a genetic interpretation. *Sedimentary Geology* 15, p. 213-233.
 - ✓ **Rich, J.L.**, 1934, Mechanics of low angle overthrust faulting as illustrated by the Cumberland thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 18, p. 1584-1596.



- ✓ **Richards, H. G.**, 1963, Stratigraphy of earliest Mesozoic sediments in southeastern Mexico and western Guatemala: Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull, V. 47, no. 10, p. 1861-1870.
- ✓ **Rodríguez L. F.**, 1982, Prospecto Copano. Etapa Sunuapa, Pemex, Informe Geológico, I. G. VH-048 Z SE (Inédito).
- ✓ **Rodríguez L. F.**, 1982, Prospecto Copano Etapa Juspi, Pemex, Informe Geológico, I. G. VH-009 Z SE (Inédito).
- ✓ **Rodríguez L. F.**, 1983, Prospecto Copano Etapa Paredón Sunuapa, Pemex, Informe Geológico, I. G. VH-007 Z SE (Inédito).
- ✓ **Rodríguez L. F.**, 1984, Prospecto Artesa Mundo Nuevo, Pemex, Informe Geológico, I. G. VH-011 Z SE (Inédito).
- ✓ **Rogers, R. D., Kárason, H. and van der Hilst, R. D.**, 2010, Epeirogenic uplift above a detached slab in northern Central America, *Geology*; v. 30; no. 11. p. 1031-1034.
- ✓ **Rowan, M. G.**, 1997, Three-dimensional geometry and evolution of a segmented detachment fold, Mississippi Fan fold belt, Gulf of Mexico: *Journal of Structural Geology*, v. 19, p. 463–480.
- ✓ **Ruiz M. J. M.**, 1990, Prospecto Pedregal, Pemex, Informe Geológico, I. G. 1109, (Inédito).
- ✓ **Salvador, Amos**, 1980, Late Triassic-Jurassic Paleogeography and Origin of Mexico Basin; AAPG Bulletin, v. 71. n. 4 p. 419-451.
- ✓ **Salvini, F., and F. Storti**, 2004, Active-hinge-folding-related deformation and its role in hydrocarbon exploration and development—Insights from HCA modeling, in K. R. McClay, ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 82*, p. 453-472.
- ✓ **Sanchez-Barreda, L.A.**, 1981, Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southern Mexico: Austin, Texas, University of Texas, Ph.D. thesis, 192 pp.
- ✓ **Sanchez L. G.**, 1984, Prospecto Numuñil, Pemex, Informe Geológico, I. G. 903, (Inédito).
- ✓ **Sánchez M., R.**, 1979, Geología Petrolera de la Sierra de Chiapas. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Bol. Vol. XXXI1, p. 67-97.
- ✓ **Schaaf, P., Moran Z., D., Hernandez B., M., Solis P., G., Tolson, G., y Kohler, H.**, 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, p. 1339–1350.
- ✓ **Solís, M.T.H.**, 1997, Interpretación sismo-estructural de la Plataforma Artesa Mundo Nuevo porción oriental. DEPMI-UNAM. Tesis Profesional.






- ✓ **Suppe, J.**, 1983, Geometry and kinematics of fault-bend folding: American Journal of Science, v. 283, p. 684–721.
- ✓ **Sosa, P.A.A., Cárdenas, L.J.G., Cárdenas, L.C., Pinto, G.O., Castellanos, C.R., Marin, S.C., Guzzy, A.M.E.A., Clara, V.L., Villagrán, Y.R.**, 2006, Estudio de Plays en las Cuencas Terciarias del Sureste de México, PEMEX-PEP, informe interno
- ✓ **Soto, J.F. y Padilla, A.P.**, 1989, Estudio Bioestratigráfico de las rocas del Mesozoico del subsuelo en el Prospecto Carmena-Apompo. Proyecto C-5017, IMP, (Informe inédito).
- ✓ **Suppe, J., and D. Medwedeff**, 1990, Geometry and kinematics of fault-propagation folding: Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 83, p. 409–454.
- ✓ **Suppe, J., G. T. Chou, and S. C. Hook**, 1992, Rates of folding and faulting determined from growth strata, in K. R. McClay, ed., Thrust Tectonics: London, Chapman & Hall, p. 105–121.
- ✓ **Valencia, V., A., Ruiz, J., Gehrels G., and Ducea M.**, 1995, Tracking the position of Chortis through U-Pb geochronology of magmatic and detrital zircons: in *Symposium* Centro de Geociencias, U.N.A.M: La Conexión Chortis-Sur de México en el Tiempo y en el Espacio, eds. Marina Manea y J. Jesús Silva Corona.
- ✓ **Varela, S.M.**, 1987, “Prospecto Estratigráfico-Sedimentológico Agave-Gaucha”. Suptcia. Gral. Dttos. de Exploración. Z. SE., PEMEX.
- ✓ **Varela, S. M.**, 1995, Una Plataforma Aislada en el Sureste de México. Tesis de Maestría, DEPMI, Universidad Nacional Autónoma de México.
- ✓ **Vélez S. D.**, 1980, Prospecto Malpaso, Pemex, Informe Geológico,, I. G. 776, (Inédito).
- ✓ **Viniegra, O. F.**, 1971, Age and Evolution of Salt Basins of Southeastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists, Bull, V 55. No 3, P 478-494.
- ✓ **Wallace, W. K., and T. X. Homza**, 2004, Detachment folds versus fault-propagation folds, and their truncation by thrust faults, in K. R. McClay, ed., Thrust tectonics and hydrocarbon systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir 82, p. 324-355.
- ✓ **Weber, B., P. Schaaf, V. Valencia, A. Iriondo, F. Ortega-Gutiérrez**, 2006, Provenance ages of Late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico-implications on the tectonic evolution of western Pangea: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23, 262-276 p.
- ✓ **Willis, B.**, 1893, Mechanics of Appalachian structure: U.S. Geological Survey Annual Report 13, part 2, p. 217–281.



- ✓ **Woodcock, S. F.**, 1975, Crustal structure of the Tehuantepec ridge and adjacent continental margins of southwestern Mexico and western Guatemala, Master of Science Thesis, Oregon State University. 48 p.

Referencias de Internet

-  *1-<http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/prodyserv/atlas/pfisiog.cfm>
-  *2-<http://www.smis.org.mx/htm/sm2.htm>
-  *3- <http://www.uclm.es/users/higueras/yymm/fallas/FallasPrimeraParte.htm>