



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MEXICO

**PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN
INGENIERÍA**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“ANÁLISIS SISMO-ESTRUCTURAL EN LOS
PROYECTOS 3D: NAJUCAL Y JIMBA,
CUENCA Terciaria de Veracruz.”**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE

**MAESTRO EN INGENIERÍA
PETROLERA Y GAS NATURAL-EXPLORACIÓN**

PRESENTA

VÍCTOR MANUEL MARTÍNEZ RAMÍREZ

TUTOR:

DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO



2012

JURADO ASIGNADO

Presidente: Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez

Secretario: Dr. Martín Cárdenas

Vocal: Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo

Primer suplente: Dr. Guillermo Pérez Cruz

Segundo suplente: Dr. Gorgonio García Molina

Ciudad Universitaria, México D.F.

Tutor:

Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo

Firma



AGRADECIMIENTOS

Mi eterno agradecimiento a mi Alma Mater y en especial a mi querida Facultad de Ingeniería, que me han brindado la oportunidad de estudiar en sus instalaciones: la licenciatura en Geología, una Especialidad en Interpretación Sísmica y la Maestría en Ingeniería Petrolera y Gas Natural.

Agradezco a PEP de Petróleos Mexicanos, por su invaluable apoyo en la realización de la Maestría. Al Activo Integral Veracruz le agradezco las facilidades otorgadas para la obtención de la información requerida en la realización de este trabajo. Al Ingeniero Jaime Patiño y al Dr. Javier Meneses, gracias por el apoyo que siempre me brindaron.

A los catedráticos de la División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, por sus valiosas enseñanzas, en especial al Ingeniero Ricardo Castrejón Pineda.

A mis estimados compañeros y amigos de generación, así como al Ing. Roberto Peláez Salvador y el Biólogo Manuel del Jesús del Moral, integrantes del equipo, por su invaluable apoyo.



DEDICATORIA

A mis padres (†) a quienes debo todo lo que soy.

A mi esposa, por su gran amor, confianza y apoyo, para enfrentar y superar todos los retos que hemos emprendido juntos.

A mis hijos, todo mi amor, porque han sido el motor que ha impulsado mi vida, en especial a mi hijo Daniel Arturo quien me ha enseñado cuan frágiles somos en la vida, pero con su valentía y fortaleza me ha mostrado el camino a seguir y superar los momentos más difíciles de la vida.

A mis hermanos, por siempre, mi respeto y agradecimiento.



Contenido

Contenido.....	i
Lista de figuras.....	ii
Lista de tablas.....	v
Capítulo 1.....	1
Resumen.....	1
Introducción.....	3
Capítulo 2.....	6
2.- Generalidades.....	6
2.1. Objetivos del trabajo.....	6
2.2. Localización del área de estudio.....	6
2.3. Antecedentes de Exploración y Producción.....	7
2.3.1. Exploración geológica.....	7
2.3.2. Exploración geofísica.....	8
2.3.2.1. Estudio de métodos potenciales.....	8
2.3.2.2. Adquisición sísmica 2D.....	8
2.3.2.3. Adquisición Sísmica 3D.....	8
2.3.3. Perforación y Producción.....	10
2.4. Método de trabajo.....	13
Capítulo 3.....	15
3.- Marco Geológico Regional.....	15
3.1. Marco Estructural Regional.....	15
3.1.1. Evolución tectónica de la Cuenca de Veracruz.....	19
3.1.2. Marco Estructural local.....	35
3.1.2.1. Origen de las estructuras Paleógenas.....	42
3.1.2.2. Origen de las estructuras Neógenas.....	45
3.2. Marco estratigráfico.....	48
3.2.1. Cuenca terciaria de Veracruz.....	48
3.2.2. Evolución estratigráfica de la Cuenca terciaria de Veracruz.....	49



3.2.3. Modelo geológico.....	55
3.3. Sistema petrolero.....	55
3.3.1. Descripción de los sistemas petroleros.....	55
3.3.2. Sistemas petroleros en la Cuenca de Veracruz.....	59
Capítulo 4.....	66
4. Interpretación.....	66
4.1. Descripción de líneas sísmicas.....	67
4.2. Descripción de horizontes.....	83
Capítulo 5.....	91
Conclusiones.....	91
Citas referidas.....	95
Bibliografía consultada.....	98

Lista de figuras

Figura 1. Localización del área de estudio.

Figura 2. Mapa de geología superficial de la porción Sur de la Cuenca de Veracruz

Figura 3. Mapa con la localización de pozos y líneas sísmicas 2D.

Figura 4. Mapa Estructural de la Cuenca de Veracruz (CTV).

Figura 5. Mapa con los campos de aceite y gas en la Cuenca de Veracruz.

Figura 6. Mapa y líneas sísmicas con los principales elementos Estructurales de la Cuenca de Veracruz.

Figura 7. Limite de placas y elementos tectónicos volcánicos en la Cuenca terciaria de Veracruz.

Figura 8. Distribución de la sal del Jurásico Medio y de la corteza oceánica en la Cuenca del Golfo de México.

Figura 9. Falla transformante océano-continente, paralela a la costa oriental de México.



Figura 10. Mapa de Anomalías magnéticas de la República Mexicana.

Figura 11. Mapa de Anomalías de Bouguer de la porción oriental de México.

Figura 12. Mapa de Anomalía gravimétrica regional del Golfo de México.

Figura 13. Mapa batimétrico-topográfico del Golfo de México.

Figura 14. Modelado gravimétrico bidimensional en el Golfo de México.

Figura 15. Mapa con los límites: corteza continental-corteza oceánica (OCB) en el Golfo de México.

Figura 16. Expansión del piso marino en la apertura del Golfo de México.

Figura 17. Reconstrucción de la evolución del Golfo de México.

Figura 18. Sección estructural en la Cuenca de Veracruz.

Figura 19. Migración del bloque Chortis hacia el oriente durante el Paleógeno.

Figura 20. Posible aparato volcánico o crecimiento orgánico en la cima del horizonte del Mioceno Medio.

Figura 21. Diagrama que muestra el plegamiento por propagación de falla.

Figura 22. Diagrama que muestra la transferencia progresiva de un sistema de pliegues cabalgados.

Figura 23. Mapa Magnético Regional con reducción al polo.

Figura 24. Mapa de la Anomalía de Bouguer.

Figura 25. Mapa Gravimétrico Regional.

Figura 26. Mapa Gravimétrico Residual.

Figura 27. Sección estructural Este-Oeste con la formación de pliegues por propagación de fallas emergentes (fault propagation fold).

Figura 28. Mapa estructural local con el flexionamiento de las estructuras en el límite oriental del área de estudio.

Figura 29. Columna estratigráfica tipo de la porción Norte de la CTV.



- Figura 30. Evolución cronoestratigráfica de una línea al sureste del área de estudio.
- Figura 31. Distribución de litofacies del Paleoceno.
- Figura 32. Crecimiento de los estratos en el Pozo Caldera-1.
- Figura 33. Distribución de litofacies del Mioceno Inferior.
- Figura 34. Distribución de litofacies del Plioceno Inferior.
- Figura 35. Modelo geológico representativo para el área de estudio.
- Figura 36. Secuencia de estudio y análisis de una cuenca sedimentaria
- Figura 37. Componentes de una cuenca sedimentaria, sistema petrolero y sus elementos.
- Figura 38. Esquema mostrando los elementos de análisis del Play Fairway.
- Figura 39 Diagrama de eventos del sistema petrolero: Jurásico Superior-Terciario.
- Figura 40. Mapa base con la localización y estado de los pozos en los cubos sísmicos Najucal y Jimba.
- Figura 41. Mapa base con la ubicación de las líneas 2D utilizadas en este trabajo.
- Figura 42. Línea sísmica C-1.
- Figura 43. Línea sísmica C-2.
- Figura 44. Línea sísmica C-3.
- Figura 45. Línea sísmica C-4.
- Figura 46. Línea sísmica C-5.
- Figura 47. Línea sísmica C-6,
- Figura 48. Línea sísmica C-7.
- Figura 49. Línea sísmica C-8.
- Figura 50. Línea ssísmica C-9.
- Figura 51. Mapa de la cima del posible Horizonte del Cretácico Superior



Figura 52. Mapa de la Cima del Oligoceno (SD1).

Figura 53. Mapa de la Cima del Mioceno Medio.

Figura 54. Cima del Horizonte del Mioceno Medio

Figura 55. Cima Mioceno Medio,

Figura 56. Mapa en profundidad del horizonte SD4, dentro del Mioceno Superior,

Figura 57. Cima del Horizonte SD5_PI, dentro del Plioceno.

Figura 58. Mapa en profundidad del horizonte SD6, Dentro del Plioceno Inferior

Figura 59. Mapa y representación "3D" del Horizonte SD8, dentro del Plioceno medio.

Lista de tablas

Tabla I. Proyectos de adquisición sísmica 2D realizada en la región y el área de estudio.

Tabla II. Adquisición sísmica 3D.

Tabla III. Parámetros de adquisición en los cubos sísmicos Najucal y Jimba.

Tabla IV. Relación de pozos perforados dentro y en las cercanías del área de estudio.

Tabla V. Secuencias estratigráficas determinadas en el Proyecto Papaloapan "B".

Tabla VI. Horizontes interpretados en el área de estudio.



Resumen

En este trabajo se presentan los resultados de la interpretación de los cubos sísmicos Najucal y Jimba, localizados en la porción media de la Cuenca de Veracruz, aproximadamente a 80 Km. al sureste de la ciudad de Veracruz, donde cubren una superficie de 648 Km² y 416 Km², respectivamente.

El objetivo fue definir el modelo estructural-estratigráfico de la porción Sur de la Cuenca terciaria de Veracruz, para entender el sistema petrolero de la región. Para tal fin, se compiló y validó la información disponible geológica y geofísica, referente al área de estudio. Para la interpretación sismoestratigráfica de los cubos se consideraron 11 pozos exploratorios y dos de desarrollo; 15 líneas sísmicas 2D, así como dos pozos localizados al suroeste, fuera del área de estudio.

El estudio de la estratigrafía de secuencias estuvo a cargo de Peláez R., 2007, mismo que revisó la calidad del reproceso del cubo integrado, así como el análisis sísmico de las secuencias estratigráficas, a las que les aplicó algunos atributos sísmicos. Del Moral (2008) realizó el análisis paleontológico correspondiente.

De la interpretación de los cubos sísmicos, se determinó el sistema de fallas que afectan el área, así como el corrimiento y la configuración de ocho horizontes del Terciario y el correspondiente a la Cima del posible Cretácico Superior. Dicha interpretación se apoyó con la información gravimétrica y magnética, lo que confirmó la existencia de un alto estructural denominado Tecolapan, con dirección NE-SW, mismo que se localiza entre las poblaciones de Santiago Tuxtla y Lerdo de Tejada, Veracruz. En dicho alto, se observa que los reflectores presentan un cierto acuñamiento entre el Cretácico superior y el Paleógeno, lo que hace suponer que el mismo comenzó a levantarse en el Paleógeno, y culminó en el Plioceno.

En la parte superior del Mioceno Medio, el Alto de Tecolapan, actuó como contrafuerte a los esfuerzos compresivos provenientes del suroeste, debido a la subducción de la Placa del Pacífico abajo de la costa occidental de México, provocando que la columna sedimentaria terciaria se plegara y cabalgara por medio de un sistema de fallas de propagación (fault propagation fold), cuyos planos de falla convergen en un despegue común, aproximadamente a los 5 segundos de la imagen sísmica. Dichos esfuerzos, originaron los alineamientos



estructurales: Macuile, Muchite y Tesechoacán, separados por sus respectivos sinclinales, mismos que bordearon al alto Tecolapan, de tal manera que sus ejes estructurales cambian de una dirección NW-SE en su flanco poniente, a una dirección NE-SW en su parte sur.



Capítulo 1

Introducción

El área de los Proyectos sísmicos 3D Najucal y Jimba, se localiza en la parte media de la Cuenca de Veracruz, cuyo origen ha estado estrechamente vinculada con eventos estructurales ocurridos previos a la apertura del Golfo de México, cuando en el Triásico Superior-Jurásico Inferior, el adelgazamiento cortical y la deformación tensional originó un sistema complejo de grabens y mediograbens, donde se acumularon gruesas secuencias de capas rojas continentales, mismas que afloran aproximadamente a 70 Km al Sur del área de estudio, en donde la Formación Todos Santos bordea la margen oriental del Macizo de la Mixtequita (Meneses J., 1987). Posterior a este evento, la Cuenca de Veracruz ha estado sujeta a varios eventos deformacionales, los cuales le han dado una complejidad estructural, motivo por el cual se han postulado varias hipótesis tratando de explicar su origen.

Durante el Jurásico Medio-Calloviano (165 Ma) se produjo una invasión de aguas marinas provenientes del Pacífico, las cuales cubrieron una vasta extensión del Proto-Golfo de México, con poca circulación, somero y alta evaporación, lo que favoreció la acumulación de extensos y gruesos depósitos de sal.

En el Jurásico Superior (150 Ma) ocurrió la apertura del Golfo de México a través de una falla activa transformante paralela a la costa oriental de México (Salvador et al., 1991; Pindell, 1985, 1994); por medio de la cual, el Bloque Yucatán rotó; a la vez de que el batolito de Chiapas se desplazó desde las cercanías de Tuxpan hasta su posición actual (Pindell et al., 2002). Bird (2005) considera que la apertura del Golfo de México se produjo a través de una falla transformante, así como el inicio de un hot spot, el cual a su vez generó otros dos hot spots, actualmente extintos. Dichos rasgos se evidencian por tres prominentes anomalías gravimétricas positivas en la porción poniente del Golfo de México, las cuales no presentan relieve batimétrico; por lo que, considera que son originadas por contrastes de densidad que ocurren a profundidad.

Durante casi todo el Cretácico, el área se mantuvo en una etapa de margen pasiva, de tal manera que, al poniente se desarrolló la Plataforma de Córdoba, donde se depositó una secuencia carbonatada desde el Cretácico Inferior al Paleoceno y está limitada al oriente



por un margen de rampa simple, con la cima del Cretácico buzando suavemente hacia el oriente, donde se encuentra la Cuenca terciaria de Veracruz (Prost y Aranda-García, 2001). En el Cretácico tardío-Eoceno, los esfuerzos compresivos de la Orogenia Laramíde, originados por los esfuerzos provenientes del poniente, debidos a la subducción de la Placa del Pacífico bajo la margen oeste de México, plegaron y cabalgaron a la secuencia sedimentaria preexistente, originando La Sierra Madre Oriental; lo que cambió el régimen de depósito de facies carbonatadas a facies terrígenas de ambientes batial profundo, cuando comenzó a formarse la Cuenca de Veracruz en el Paleoceno-Oligoceno (Viniegra, 1956; en Prost G., 2001). Dicha actividad perduró desde el Oligoceno hasta la parte alta del Mioceno Medio, cuando los esfuerzos provenientes del Pacífico, causados por la convergencia en la parte del Istmo, de las placas de Norteamérica, del Caribe y de Cocos; provocaron estructuras de dirección NW-SE; como es el caso del trend Novillero-Víbora-Chachalacas, cuyo origen se le ha atribuido a la posible reactivación de la falla paleotransformante formada durante la apertura del Golfo de México (Jennette et al, 2003) o bien debido a esfuerzos transpresivos dextrales, causados por una falla de transcurrencia (Espinoza, 2005; Arreguín, 2003). Sin embargo, en la interpretación sísmica realizada en este trabajo, así como de la información gravimétrica y magnética de la región, no se visualizan dichas fallas transcurrentes.

No obstante que las rocas del campo volcánico de los Tuxtlas aportan edades del Mioceno Superior que van de +/- 7.9 Ma a 1 Ma (Jacobo-Albarrán, 1997), los datos de sísmica y pozos indican que el vulcanismo de los Tuxtlas ha influenciado la sedimentación de la Cuenca de Veracruz desde el Mioceno Medio (Jennette et al., 2003); por lo que la actividad volcánica inicial de los Tuxtlas parece coincidir con el primer episodio volcánico de carácter máfico-alcalino ocurrido entre 16 y 7 Ma en el Alto de Anegada y en el área de Palma Sola (localizados más al Norte) constituyendo la parte oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Ferrari et al., 2005) y cuyo origen se ha relacionado con la subducción de la placa de Cocos hacia el sureste (Nelson et al., 1995).

En el corrimiento del horizonte estratigráfico del Mioceno Medio, en esta tesis, se interpreta un posible aparato volcánico, coincidente con una falla Este-Oeste que afecta al Mesozoico, mismo que parece indicar el inicio de la actividad volcánica en la región de los Tuxtlas.



En base a los métodos potenciales, así como el crecimiento de los estratos del Mioceno Medio que se observan en la imagen sísmica, Martínez Víctor (1996) determinó la existencia de un alto estructural con dirección NNW-SSE, el cual denominó “Alto de Tecolapan”, cuya cima se localiza entre las poblaciones de Santiago Tuxtla y Lerdo de Tejada, Veracruz. Dicho alto estructural confirma que la actividad volcánica de los Tuxtlas se inició en el Mioceno Medio y en su parte alta, sirvió de contrafuerte a los esfuerzos compresivos provenientes del poniente, lo cual provocó una serie de pliegues que son mas jóvenes hacia el oriente, originados por fallas de propagación que afectan sus flancos orientales, convergentes en un plano común de despegue que se encuentra aproximadamente a 5 s-twt de la imagen sísmica. Dichas fallas fueron las causantes de las estructuras anticlinales del área, de las cuales dos de ellas buzan en su extremo Norte hasta casi desaparecer, mientras que en su extremo Sur presentan mayor cierre estructural, además de que sus ejes se flexionan de una dirección NW-SE a la dirección SW-NE, al parecer, bordeando los límites del Alto de Tecolapan. Lo anterior, hace suponer que desde el Mioceno Medio las subcuencas comenzaron a drenar de Sur a Norte, debido a que la única comunicación de estas subcuencas con el mar, era al noroeste del “Alto de Tecolapan”, donde se encuentra la ciudad de Lerdo de Tejada.

Capítulo 3

3. Marco geológico regional

3.1. Marco Estructural Regional.

La Cuenca de Veracruz (CTV), de dirección NW-SE, se localiza a lo largo de la margen suroeste del Golfo de México. Cubre una superficie terrestre de aproximadamente 8350 km², aunque también cuenta con una porción marina (Figuras 4 y 5). Al Norte se encuentra limitada por la Faja volcánica mexicana; al poniente, por el Frente Tectónico Sepultado; al oriente por los altos estructurales de Aneгада y Los Tuxtlas; al suroeste por el Batolito de la Mixtequita (fuera del mapa) y al Sureste por la Cuenca Salina del Istmo (CSI).

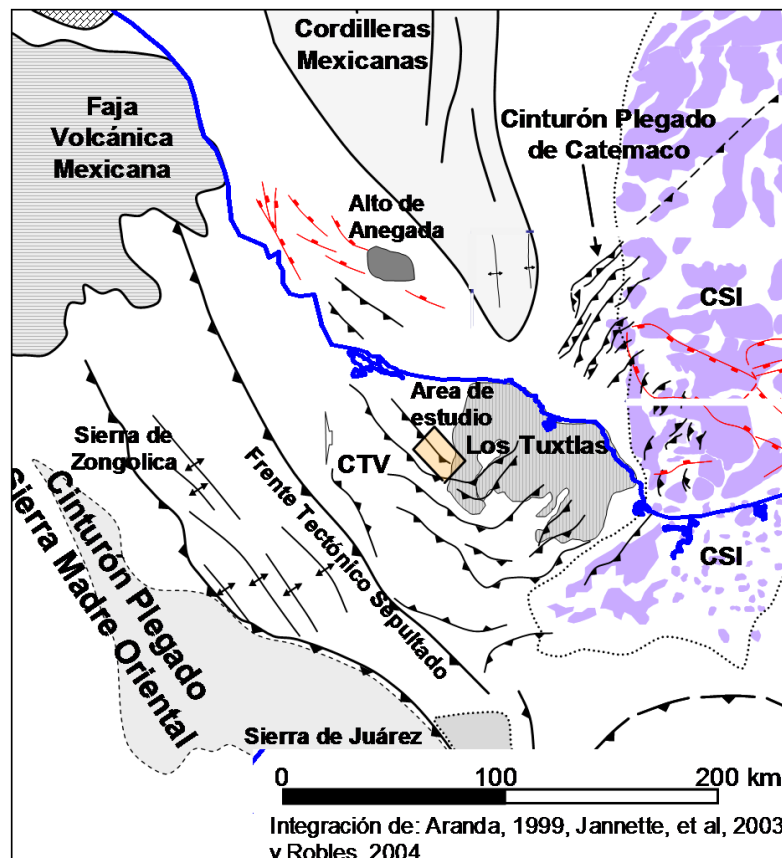


Figura 4. Mapa Estructural de la Cuenca de Veracruz (CTV); las estructuras fueron plegadas y cabalgadas en el Mioceno Medio, circundando un alto estructural que sirvió de contrafuerte a los esfuerzos provenientes del poniente. Integración de Aranda, 1999, Jannette, et al. 2003 y Robles, 2001.

La Cuenca Terciaria de Veracruz es un depocentro asimétrico formado durante el Paleoceno-Oligoceno, donde se depositaron más de 9000 m. de sedimentos siliciclásticos provenientes del poniente, donde se localiza la faja plegada y cabalgada de Zongolica; así

como también la Faja volcánica mexicana en su porción Norte. En el Neógeno, el Alto de Los Tuxtles-Anegada comenzó a suministrar materiales ígneos desde el oriente.

La cuenca de Veracruz es más somera y angosta hacia el Norte, entre los pozos Víbora y Antón Lizardo (Figura 5) y se hace más amplia y profunda a lo largo de su margen oeste, entre Tuxtepec y Cuitlhuac (Viniegra, 1956; en Prost G., 2001).

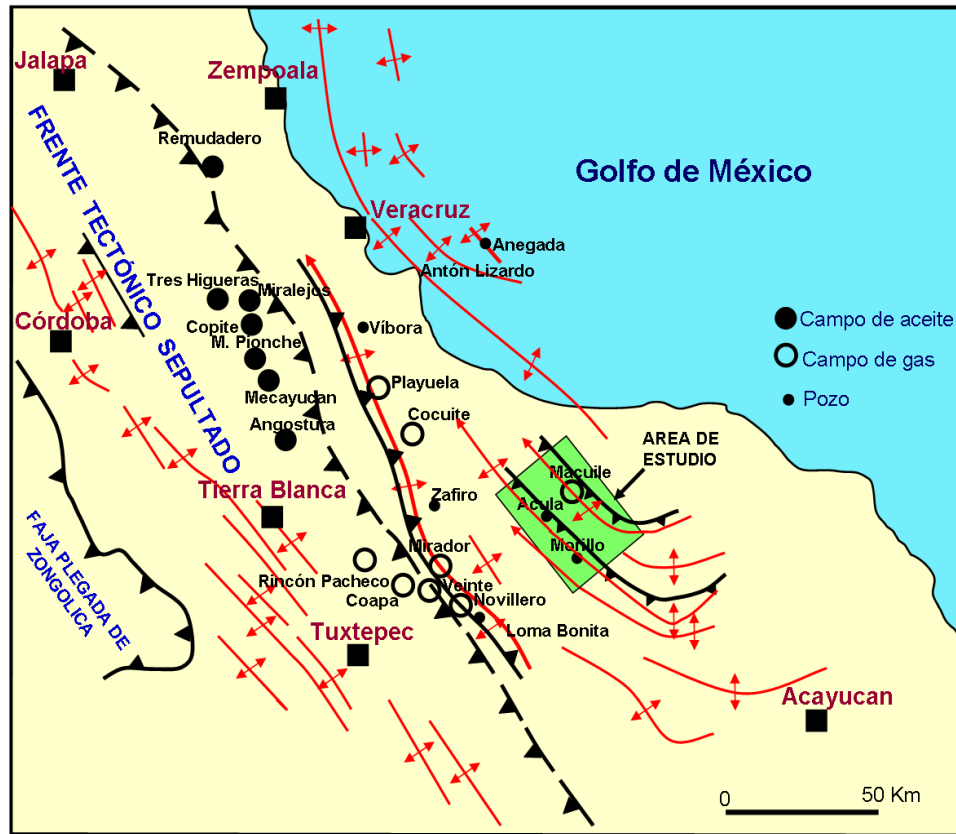


Figura 5. Mapa con los campos de aceite y gas en la Cuenca de Veracruz, así como la localización del área de estudio. Modificado de Gary Prost and Aranda (2001).

Jennette, et al. (2003) dividió a la Cuenca de Veracruz en seis dominios estructurales, cada uno de ellos caracterizado por un tiempo y estilo de deformación (Figura 6):

Homoclinal de la margen oeste. Comprende el frente tectónico sepultado de la faja plegada de Zongolica (Figuras 4 y 5); buza al oriente y los estratos del Mioceno y Plioceno traslapan a este trend estructural. Cruz Helú et al. (1977) reconoció que, los estratos a lo largo del frente tectónico sepultado fueron plegados en respuesta al cabalgamiento del basamento. Varias fallas de cabalgadura se encuentran contenidas en la columna sedimentaria, originadas en el



Mioceno Inferior, por la convergencia entre las placas de Norteamérica y del Pacífico a lo largo de la Trinchera meso-americana (Jennette D. et al., 2003).

Anticlinal de Loma bonita. Estructura continua con dirección Norte-Sur, que se extiende por casi 125 Km (Figura 6). Las fallas y pliegues de este anticlinal vergen al suroeste, opuestas a la vergencia noreste que presenta el frente tectónico sepultado y las estructuras terciarias de la parte Sur de la Cuenca de Veracruz. Presenta dos fases de deformación: una extensional, del Oligoceno- Mioceno temprano, atribuido a una fase transtensional lateral izquierdo y otra de inversión, la cual levantó y plegó a la secuencia del Terciario del bloque superior y atribuido a una transcurrancia dextral.

Jennette et al. (2003) considera que esta estructura fue deformada en toda su longitud por la posible reactivación de una estructura de basamento de alto ángulo, posiblemente una falla paleotransformante que se formó durante la apertura del Golfo de México (Figura 6). Arreguín (2003), considera que los levantamientos verticales de la Cuenca de Veracruz fueron causados por una falla de transcurrancia que separa al Frente Tectónico Sepultado de la Cuenca de Veracruz.

Espinoza (2005) menciona que los levantamientos estructurales de la Cuenca de Veracruz fueron originados por estructuras de flor asimétricas, provocadas por esfuerzos transpresivos dextrales, causados por una falla de transcurrancia que pasa por el alineamiento: Novillero-Víbora-Chachalacas (NVC).

Sinclinal de Tlacotalpan. Es la parte más profunda de la Cuenca, misma que se profundizó durante la sedimentación activa (Figura 6). Los estratos se expanden hacia el centro del sinclinal y se adelgazan hacia las márgenes levantadas. La profundización y expansión inició en el Oligoceno y continuó a través del Mioceno y Plioceno; los autores la relacionan con la disminución de los esfuerzos laramídicos.

Alto de Anegada. Es un alineamiento de dirección NE-SW que limita la margen oriental de la Cuenca de Veracruz; se extiende desde el Volcán de los Tuxtlas y termina frente a la Ciudad de Veracruz (Figura 6). Esta estructura se expresa como un suave flexionamiento

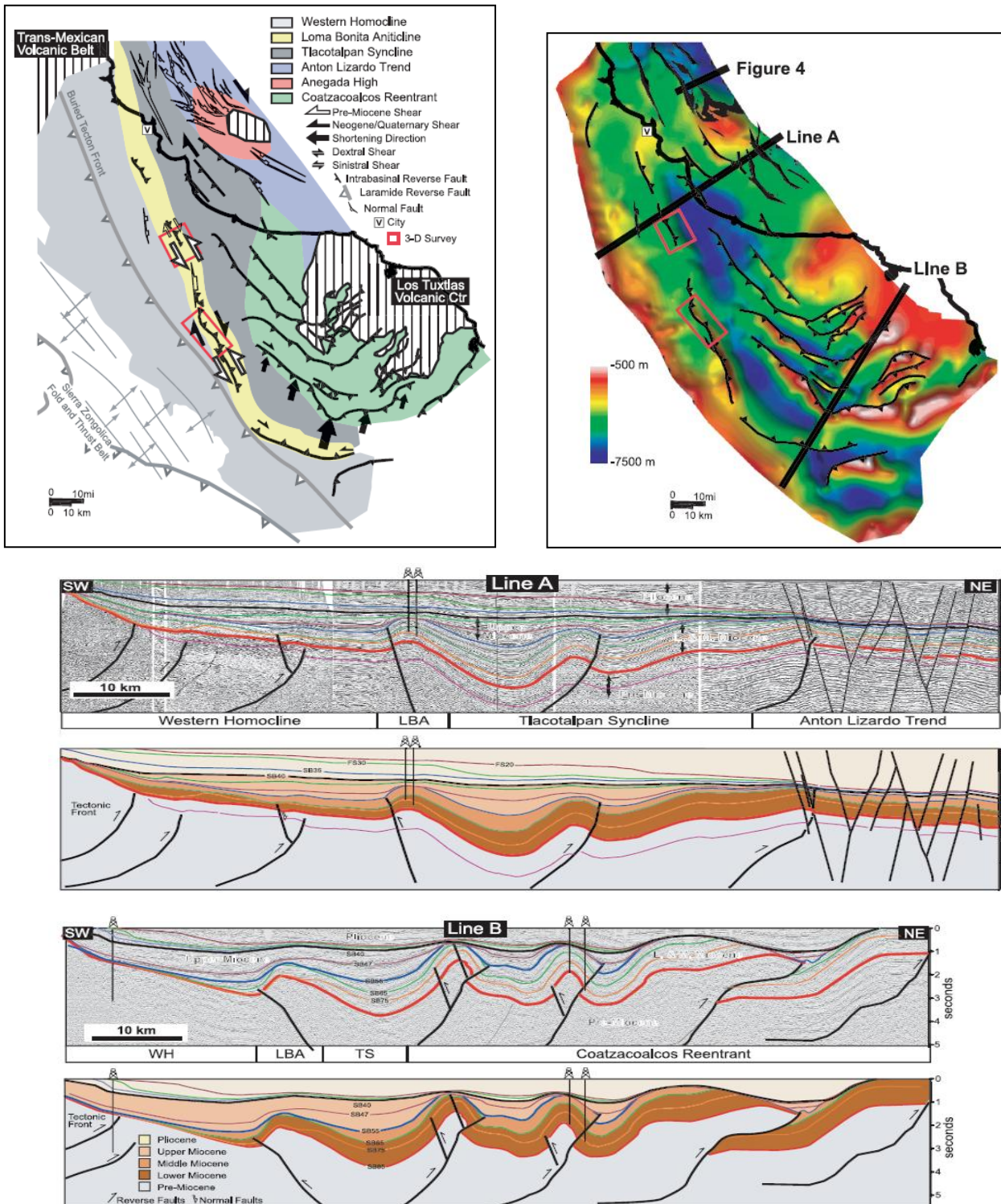


Figura 6. Mapa y líneas sísmicas con los principales elementos estructurales de la Cuenca de Veracruz, limitada al poniente por el frente tectónico sepultado y al oriente por los altos de Los Tuxtlas y Aneгада. El mapa superior derecho muestra la profundidad estructural del horizonte del Mioceno basal, marcado en rojo en las líneas sísmicas. Tomado de Jennette, et al. (2003).



hacia arriba donde los estratos del Paleógeno se adelgazan sobre dicho alto (Prost G. and Aranda M., 2001); aunque los estratos del Mioceno Inferior no parecen estar influenciados por la actividad previa del alto. Meneses-Rocha (2001, en Prost y Aranda, 2001) interpreta al alto de Anegada como un combamiento periférico, guiado por la subsidencia del foreland desde la carga por el frente tectónico.

El Trend de Antón Lizardo. Corre a lo largo de la margen oriental del Alto de Anegada y del volcán de los Tuxtlas (Figura 6); consiste de fallas normales lístricas escalonadas, en donde los estratos no presentan crecimiento. Su origen se asocia con fallas transcurrentes dextrales y de transtensión y ha estado activa desde el Mioceno Medio.

Reentrante de Coatzacoalcos. Es una faja de pliegues y cabalgaduras que comprende la parte sur de la Cuenca; las fallas parecen despegar a lo largo de una profundidad común (Figura 6). La asociación de estratos indica que la actividad tectónica comenzó en la parte superior del Mioceno Inferior y alcanzó su máximo en el Mioceno Superior. Actualmente los cabalgamientos están activos; como lo indica la ocurrencia de algunos eventos sísmicos someros en esta porción.

3.1.1. Evolución tectónica de la Cuenca de Veracruz.

Del Triásico al Cretácico Inferior, la estratigrafía y tectónica de la Cuenca de Veracruz y del área de estudio, estuvo estrechamente vinculada con la apertura del Golfo de México; mientras que, del Cretácico Superior hasta el Reciente, el desarrollo de la cuenca ha estado influenciada por la evolución tectónica de la margen activa del Pacífico, representada por la Trinchera Meso-Americana, donde la Placa de Cocos subduce debajo de la costa poniente de México y, en menor grado, por el límite transpresivo Caribe-Norteamericano, localizados al suroeste y sureste de la Cuenca, respectivamente (Figura 7).

El desarrollo post-paleozoico de la cuenca del Golfo de México ha pasado por varias etapas, mismas que a continuación se describen (modificado de Johnson, et al., 1999):

Etapas 1: Rifting del Triásico-Jurasico Inferior (230-158 Ma). En este periodo se inicio el rompimiento del bloque Yucatán de la Placa Norteamericana, lo cual causó la apertura de la Cuenca del Golfo de México. El predominio de deformación tensional en este periodo, originó

el adelgazamiento cortical y el desarrollo de sistemas complejos de grabens y mediograbens, donde se acumularon gruesas secuencias de capas rojas continentales; tal y como lo evidencia el medio graben que se localiza al Noroeste del Escarpe de Campeche, así como un pequeño graben en el SE del Golfo de México, rellenos con rocas sedimentarias del Triásico Superior-Jurásico temprano que detecta la sísmica de reflexión (Buffler and others, 1980; Schlager and others, 1984, en Salvador A., 1991).

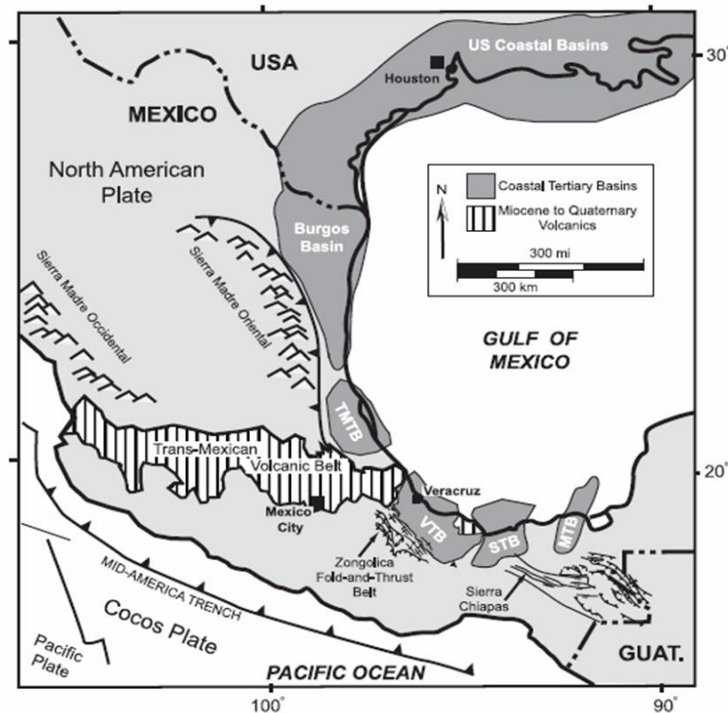


Figura 7. Límite de placas y elementos tectónicos volcánicos que tuvieron influencia en el desarrollo de la Cuenca terciaria de Veracruz. Tomado de Jennette et al. (2003).

Dentro del área de estudio ningún pozo ha cortado las capas rojas continentales; sin embargo, bordeando el margen oriental del Macizo de la Mixtequita, aproximadamente a 120 Km al sur del área de estudio, aflora la Formación Todos Santos en una banda que se extiende de Noroeste a Sureste; así como también en una amplia región que bordea el Norte del Macizo de Chiapas, desde la región de la Zacatera hasta el río Uxpanapa (Meneses, 1987). Otros afloramientos de esta formación están en la zona axial del Anticlinal de Cerro Pelón y en los alrededores de la población de Chinameca, Veracruz (Tschopp, 1931). En el subsuelo, el Pozo Sauzal-1 atravesó esta formación a una profundidad de 1580 metros.

Posterior al depósito de las capas rojas continentales, la región estuvo sujeta a una rápida subsidencia de la Cuenca del Golfo de México y a una transgresión marina, cuyas aguas provinieron del océano Pacífico a través de la parte central de México (Salvador, 1991) lo cual dio lugar a la acumulación de extensos y gruesos depósitos de sal del probable Jurásico Medio (Calloviano), formados en una vasta cuenca somera o en cuencas relativamente cercanas, posiblemente separadas entre sí, por una faja o alto ausente de sal, causado por la cordillera de expansión oceánica de dirección ENE-WSW (Humphris, 1978; Salvador A., 1987; en Salvador A., 1991) donde se emplazó corteza oceánica (Figura 8).

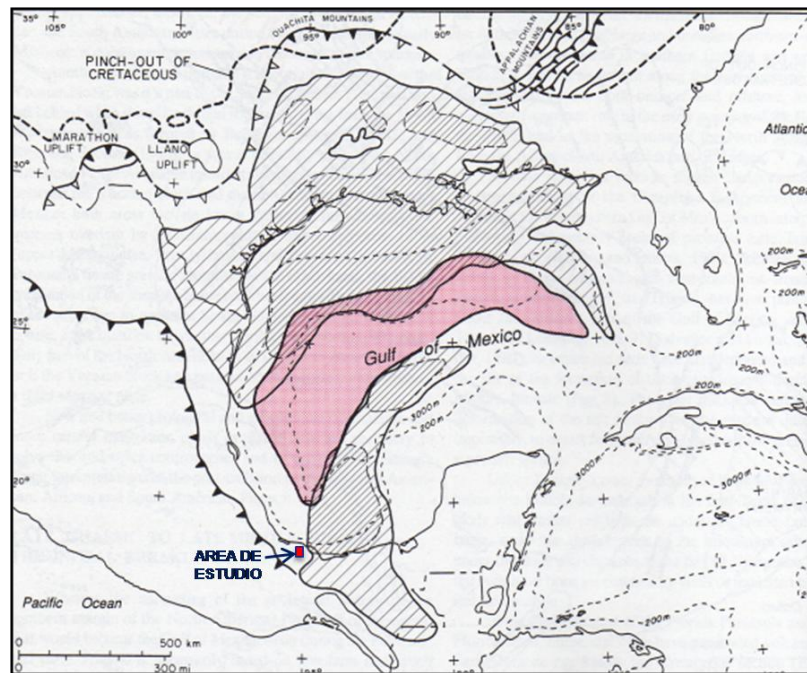


Figura 8. Distribución de los depósitos de sal del Jurásico Medio y de la corteza oceánica en la Cuenca del Golfo de México. Modificado de Amos Salvador, 1991.

Lo anterior explicaría que la sal de la Bahía de Campeche, depositada en la parte sur, es verticalmente intrusiva y aparentemente no muestra deformación lateral; mientras que, la sal Louann, depositada en el lado norte, está muy distorsionada y comprimida, en lenguas que intrusionan horizontalmente, lo que dificulta definir sus límites originales.



En el Sur de Veracruz, al oeste y centro de Tabasco, así como en los alrededores de Tuxtla Gutiérrez y noroeste de Guatemala, existen extensos depósitos de sal; mismos que se extienden al Norte, hacia la parte marina de Campeche. Hacia el occidente los depósitos salinos están limitados por una línea imaginaria NE-SW, que une a los poblados de Sayula y Jesús Carranza y que bordea las masas salinas: Colorado, Chinameca, Jáltipan, Texistepec, Almagres y Medias Aguas. Hacia el oriente, los depósitos están limitados por la Plataforma de Yucatán y al sureste, la sal fue cortada debajo de los lechos rojos de la Formación Todos Santos, en los pozos Trinitaria 1 y 2.

En la región de la presa Malpaso, Meneses (1987), considera que el límite sur de la sal coincide con la falla de transcurrencia La Venta-Grijalva, de dirección NW-SE, localizada al Norte del Macizo de Chiapas, misma que separa una región en donde las rocas mesozoicas y Cenozoicas están claramente plegadas, en una región en la que no hay deformación importante.

Etapa 2: Deriva pasiva y expansión del piso oceánico, Jurásico Tardío (158-134 Ma)

Se inicia la apertura y expansión del piso marino del Golfo de México debido al emplazamiento de nueva corteza oceánica. El Bloque Yucatán continuó su traslación hacia el Este-Sureste, rotando en sentido contrario a las manecillas del reloj, hasta alcanzar su posición actual.

El tiempo del emplazamiento de la corteza oceánica se estima que se realizó al final o poco después del depósito de la sal, durante el Calloviano tardío (159 Ma) u Oxfordiano temprano, en un periodo relativamente corto, no mas largo de 4 o 5 millones de años (Amos Salvador et al., 1991); tal y como lo evidencia la secuencia sedimentaria horizontal y continua del Jurásico Superior (Oxfordiano) de la parte central del Golfo de México, misma que sobreyace a la corteza oceánica, lo que indica que para ese tiempo existió un depósito con marcada estabilidad tectónica, además de que la expansión del piso oceánico ya había concluido y que el bloque de Yucatán había alcanzado su posición actual.

Algunos investigadores consideran que la apertura del Golfo de México ocurrió entre 158 Ma (límite Calloviano-Oxfordiano) y 134 Ma (Valanginiano) y que la rotación del bloque Yucatán se dio en contra de las manecillas del reloj, en un ángulo que varía, según varios autores, entre 20° y 50° con un polo localizado dentro de los 5° de Miami, Florida (Humphris,

1979; Shepard, 1983; Pindell, 1985; Salvador, 1987; en Salvador A., 1991) cuando éste se alejó de la Placa Norteamericana a lo largo de una falla transformante océano-continente denominada Western Main Transform (WMT), con dirección NW-SE, paralela a la línea de la costa oriental de México (Figura 9); misma que causò que el Macizo de Chiapas, que inicialmente se encontraba frente al Alto de Tuxpan-Santa Ana, se haya desplazado hasta su posición actual (Pindell et al., 2002). Evidencias indirectas indican que hacia el Sur esta gran falla podría pasar por el Istmo de Tehuantepec.

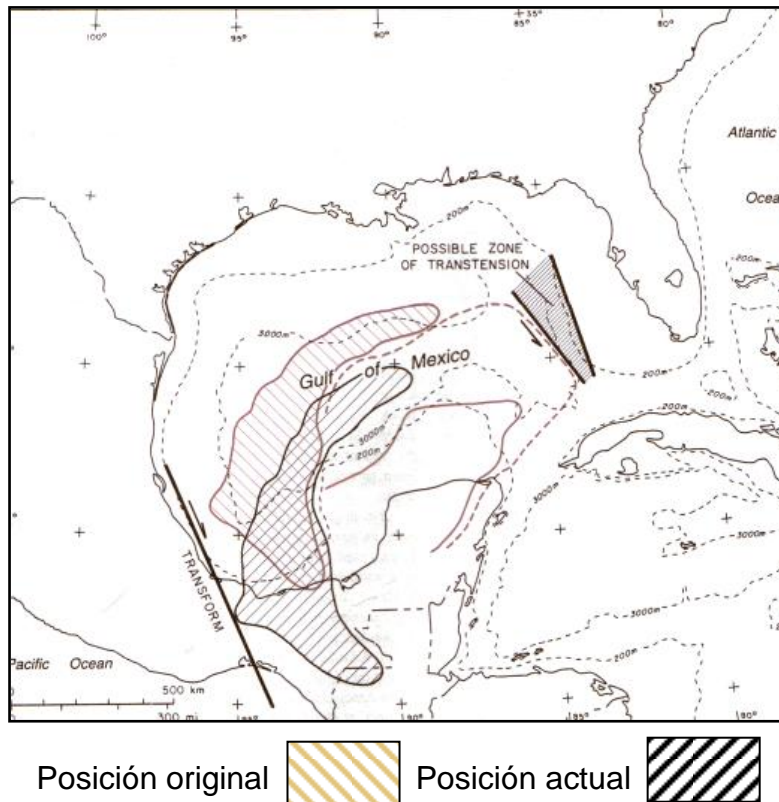


Figura 9. Falla transformante océano-continente, paralela a la costa oriental de México, a lo largo de la cual, la región de la sal del Jurásico Medio y el Bloque Yucatán fueron desplazados hacia el Sur hasta su posición actual. Modificado de Salvador, 1991.

Es posible que la deriva del Bloque Yucatán haya ocurrido a través de dos fallas transformantes paralelas: la Western Main Transform (WMT) y la otra localizada a lo largo del actual Escarpe de Florida (Salvador, 1987; en Salvador A., 1991).

La traza de la falla transformante pasa por la cuenca de Veracruz, pero se desconoce si la cuenca está encima de ella, ó si ésta se encuentra arriba de un pull-apart con piso constituido de corteza oceánica del Tithoniano ó Cretácico inferior (Pindell et al., 2008). Sin embargo, los afloramientos de la Caliza Chinameca (Kimmeridgiano- Valanginiano)

localizados en las cercanías de Minatitlán; así como los afloramientos de Cerro Pelón situado a 80 Km al sureste de Coatzacoalcos, en donde cubren a la Formación Todos Santos, hacen considerar que, el piso oceánico no se extiende en la porción sureste de la Cuenca de Veracruz.

El mapa de anomalías magnéticas (Figura 10) parece indicar que la traza de la falla transformante pasa al poniente de la Cuenca de Veracruz.

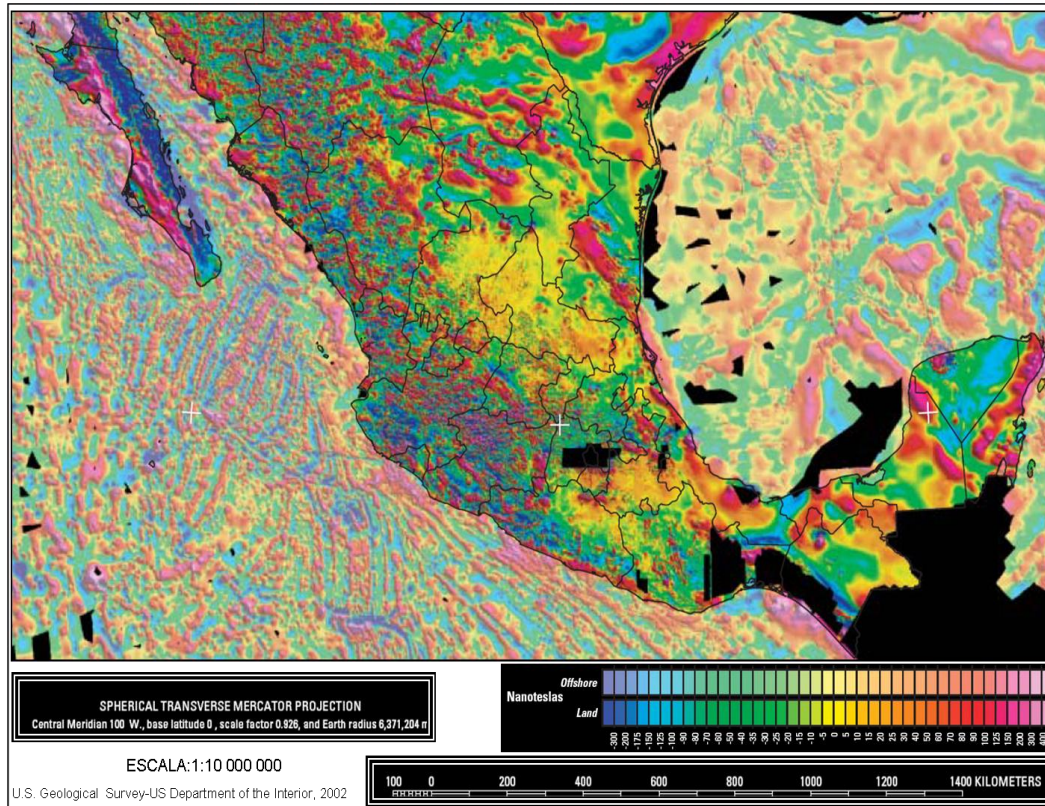


Figura 10. Mapa de Anomalías magnéticas de la República Mexicana. La falla transformante Western Gulf Transform (WMT) cuando la cuenca del Golfo de México se abrió, se extiende desde el delta del Río Bravo, corre paralelo a la Costa del Golfo de México y posiblemente pasa al poniente de la Cuenca de Veracruz. Tomado de Magnetic Anomaly Map of North America, U.S. Geological Survey, 2002.

Lo anterior, hace necesario entender los eventos mayores, como la WMT en la margen oriental del Golfo de México, para comprender mejor los procesos tectónicos y estructurales que ocurrieron tanto en la Cuenca de Veracruz como en el área de estudio.

Pindell (2008), en un mapa de anomalías magnéticas identificó tres anomalías primarias en la parte profunda del Golfo de México: dos de ellas corresponden con las anomalías Norte y Sur y, la tercera, localizada en el centro del golfo, parece corresponder con el eje de expansión del piso oceánico.



En el Mapa de Anomalía de Bouguer (Figuras 11 y 12), el cual manifiesta el efecto gravimétrico que producen los cambios laterales de densidad que ocurren en el subsuelo, tanto someros como profundos, se manifiesta un máximo gravimétrico; el cual inicia en las cercanías del Río Bravo, más al sur, corre paralelo a la margen oriental de la costa del Golfo de México, pasa por el Alto de Anegada frente a la ciudad de Veracruz y termina en el Alto de Los Tuxtlas, donde gravimétricamente se manifiesta el Máximo Tuxtlas, con dirección NW-SE (Figuras 24 y 25). Dicho máximo gravimétrico coincide con el alineamiento de la falla transformante WMT, originada cuando la cuenca del Golfo de México se abrió, hace unos 150 Ma (Pindell, 1985).

La rotación total que ha tenido el bloque Yucatán, desde el Paleozoico Superior hasta su posición actual ha sido uno de los temas sin resolver; sin embargo, varios investigadores han estimado que el Bloque Yucatán ha rotado entre 36° y 50° en contra de las manecillas del reloj (Dunbar and Sawyer (1987), Buffler and Sawyer (1985), Ross and Scotese (1988); Pindell and Dewey (1982); en Salvador A., 1991). La cantidad de la extensión cortical Norte-Sur ó NNW-SSE, se ha estimado en 500-520 Km (Pindell et al.), la cual representa el 50% ó 55% del desplazamiento total del Bloque Yucatán.

Bird D. (2005) considera que la apertura del Golfo de México en el Jurásico Superior (150 Ma), se produjo debido a una pluma del manto (inicio de un hot spot), que pudo haber generado dos hot spots, actualmente extintos y una falla transformante, evidenciados por tres prominentes anomalías gravimétricas positivas en la porción poniente del Golfo de México (Figura 12); las cuales no presentan relieve batimétrico (Figura 13), por lo que su origen se les atribuye a contrastes de densidad que ocurren a profundidad, estas son:

a) La primera, denominada Anomalía Keathley Canyon (KC), se extiende por 200 Km. en una dirección WNW-ESE y está centrada en el cañón del mismo nombre.

b) La segunda, denominada Anomalía Paralela de Yucatán (Yucatán Parallel [YP]), se extiende por 630 Km y es casi paralela con la costa de Yucatán. Estas anomalías evidencian unos 20° de rotación del Bloque Yucatán en el sentido de las manecillas del reloj. Anterior a esta rotación, la extensión de corteza continental, ocurrida en un intervalo de 10 a 12 Ma, dio como resultado aproximadamente 22° de rotación contrario a las manecillas del reloj y de adelgazamiento cortical. La sal autóctona parece confinarse a los flancos continentales de las huellas de los hot spots, confirmando que ésta se depositó durante la extensión

continental, en una etapa de proto Golfo-Oceánico y antes del emplazamiento del piso oceánico.

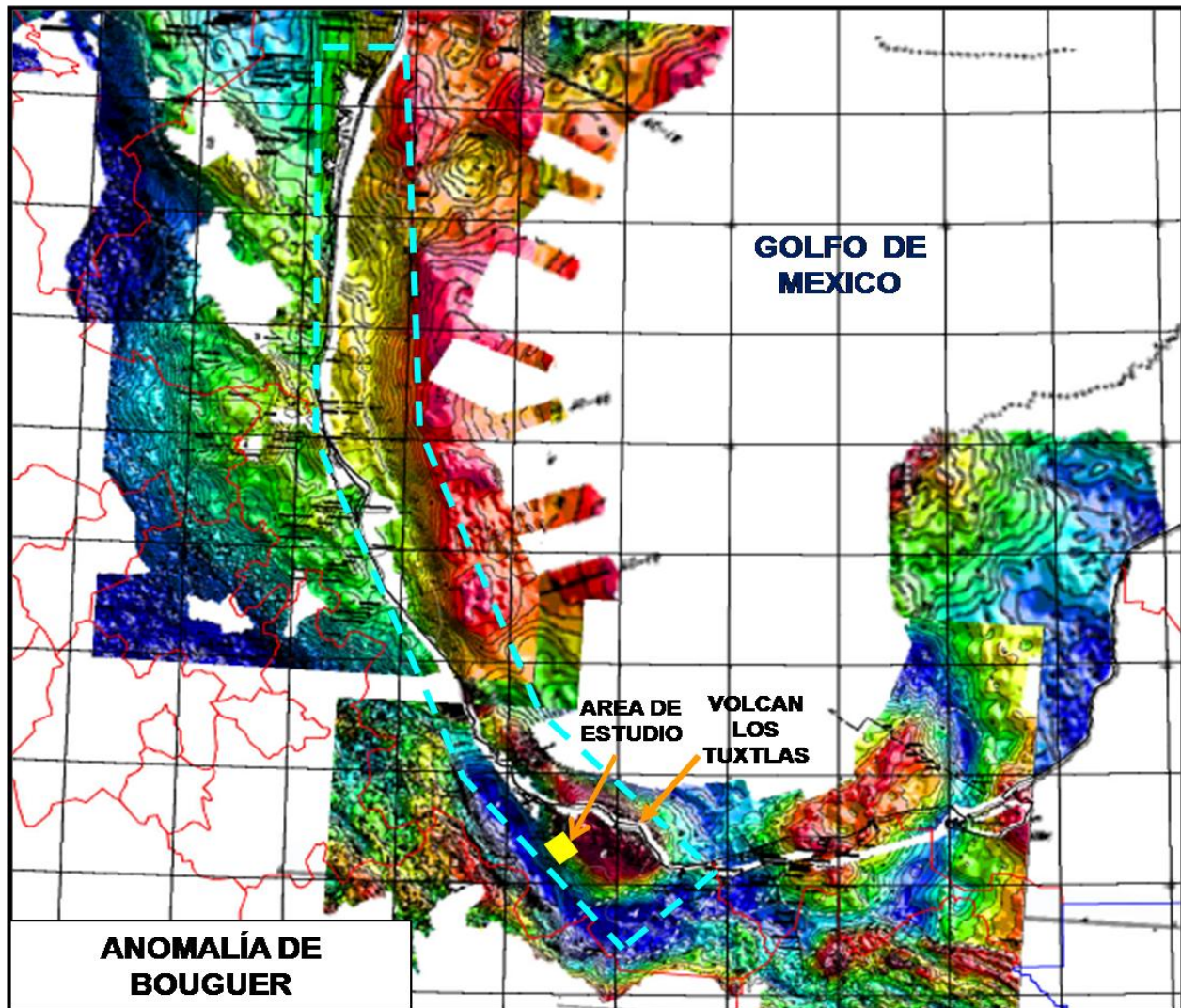


Figura 11. Mapa de Anomalías de Bouguer de la porción oriental de México. La falla transformante Western Gulf Transform (WMT) cuando la cuenca del Golfo de México se abrió, se extiende desde el delta del Río Bravo, corre paralelo a la Costa del Golfo de México y posiblemente termina en la región de los Tuxtlas. Modificado de PEMEX.

c) La tercera expresión gravimétrica, denominada Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas (TGLC, WGM de Pindell), es una anomalía posiblemente asociada a una cordillera marginal de dirección Norte-Sur, la cual se extiende desde el delta del Río Bravo en el Norte hasta la costa de Veracruz en el Sur (Figuras 11, 12 y 13). Dicha cordillera pudo haberse formado a lo largo de la falla TGLC cuando la cuenca del Golfo de México se abrió hace unos 158 Ma

(Jurásico Superior) en un lapso de 8 a 10 Ma, lo que representa casi la mitad del tiempo total requerido para formar el Golfo de México.

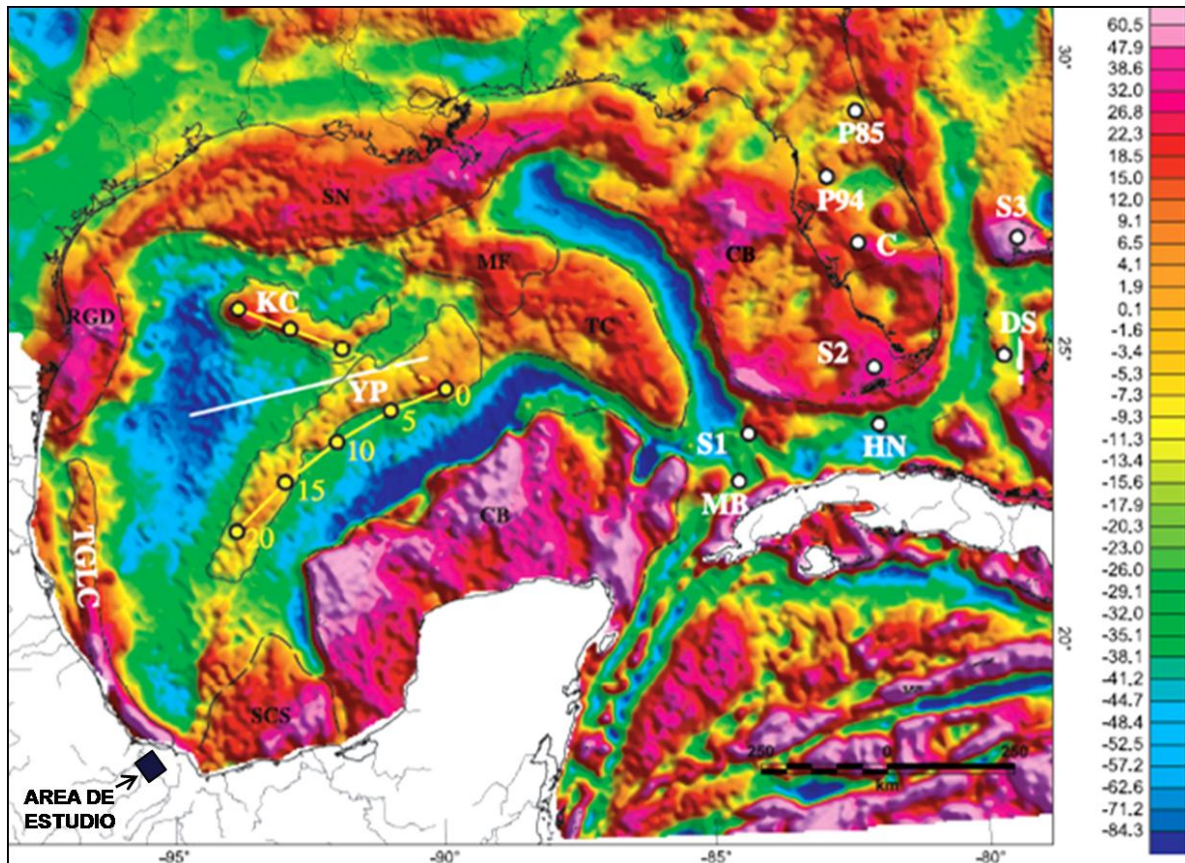


Figura 12. Mapa de Anomalia gravimétrica regional del Golfo de México. Los círculos amarillos representan las huellas de los hot spots calculados a cada 5° para un total de 20° de rotación en contra de las manecillas del reloj del bloque Yucatán, con polo de Euler aproximadamente en la Península de Florida. Un posible centro de expansión separa las huellas conjugadas de los hot spot entre la Placa Norteamericana y el bloque Yucatán. Tomado de Bird, 2005.

El flanco oriental de esta cordillera, así como las terminaciones: Norte, Sur y oriente de la trayectoria de los hot spots, coincide con el límite cortical continente-océano del Golfo de México (Figura 14). Lo anterior hace considerar que el Alineamiento Anegada-Los Tuxtlas constituye el extremo Sur de esta cordillera marginal transformante (TGLC de Bird y WGM de Pindell), por lo que su edad se remontaría hasta el Jurásico Superior, aunque esto no explicaría la traslación y rotación del Bloque Yucatán ya que dicha anomalía no continúa más allá de los Tuxtlas.

Prost and Aranda (2001), consideran que el Alto de los Tuxtlas-Anegada forma un trend

estructural, el cual pudiera representar la orientación de una paleotransformante relacionada con la apertura jurásica del Golfo de México.

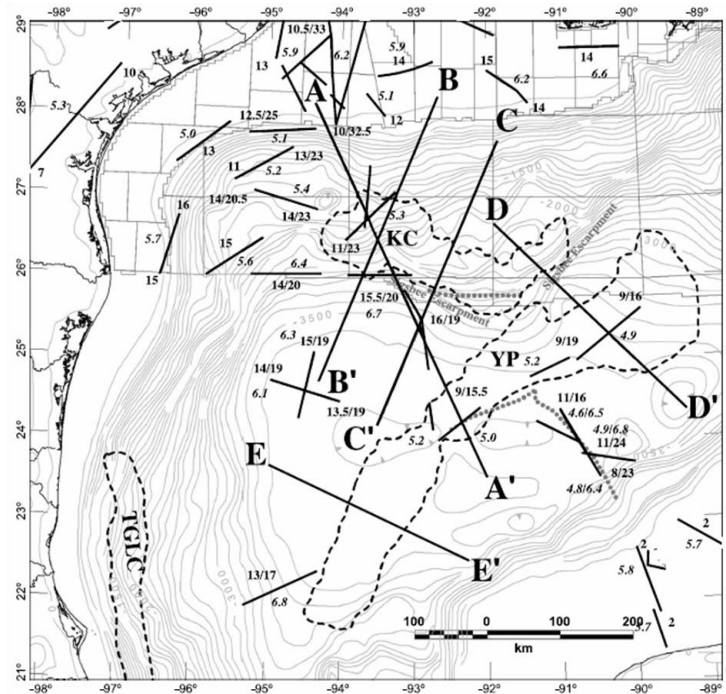


Figura 13. Mapa batimétrico-topográfico del Golfo de México. Intervalo de contornos= 200 m. Las anomalías gravimétricas (en líneas discontinuas): Keathley Canyon (KC), Yucatán Parallel (YP), y Tamaulipas-Golden Lane-Chiapas (TGLC), no presentan relieve batimétrico, por lo que se considera que son originadas por contrastes de densidad que ocurren a profundidad. Las fracciones representan profundidad de la cima y la base de la corteza. Tomado de Bird, 2005.

Varios ejemplos de fallas transformantes Continente-Océano revelan que el efecto de la conducción de calor, desde la litosfera oceánica caliente hacia la litosfera continental fría, forman cordilleras marginales a lo largo del lado continental de estas márgenes (Todd and Keen, 1989; Lorenzo, 1997; Bird E., 2001), mismas que emergen de 1 a 3 Km sobre el piso marino abisal, variando de 50 a 100 Km. de ancho durante la apertura del océano, y cuyo levantamiento decrece alejándose de la falla en distancias de 60 a 80 Km.

En las fallas transformantes también se genera calor por fricción, el cual se considera que es de baja intensidad y ocurre en la zona quebradiza, la cual se extiende desde la superficie hasta una profundidad de 20 Km (Turcotte *et al.*, 1980, en Todd and Keen, 1989).

En el perfil gravimétrico de la Figura 14, las anomalías KC y YP, se interpretan como montículos marinos y cadenas de islas, como lo muestra la Sección A-A', de dirección NW-SE, donde el espesor de la corteza total decrece de 16.7 a 9.5 Km. en el límite Continente-

Océano (OCB); se incrementa a 17 Km. en la cresta de la estructura KC, y decrece a 4 Km. en el centro de la cuenca, se incrementa otra vez a 12.5 Km. en la cresta de la estructura YP y finalmente decrece a 7.5 km.

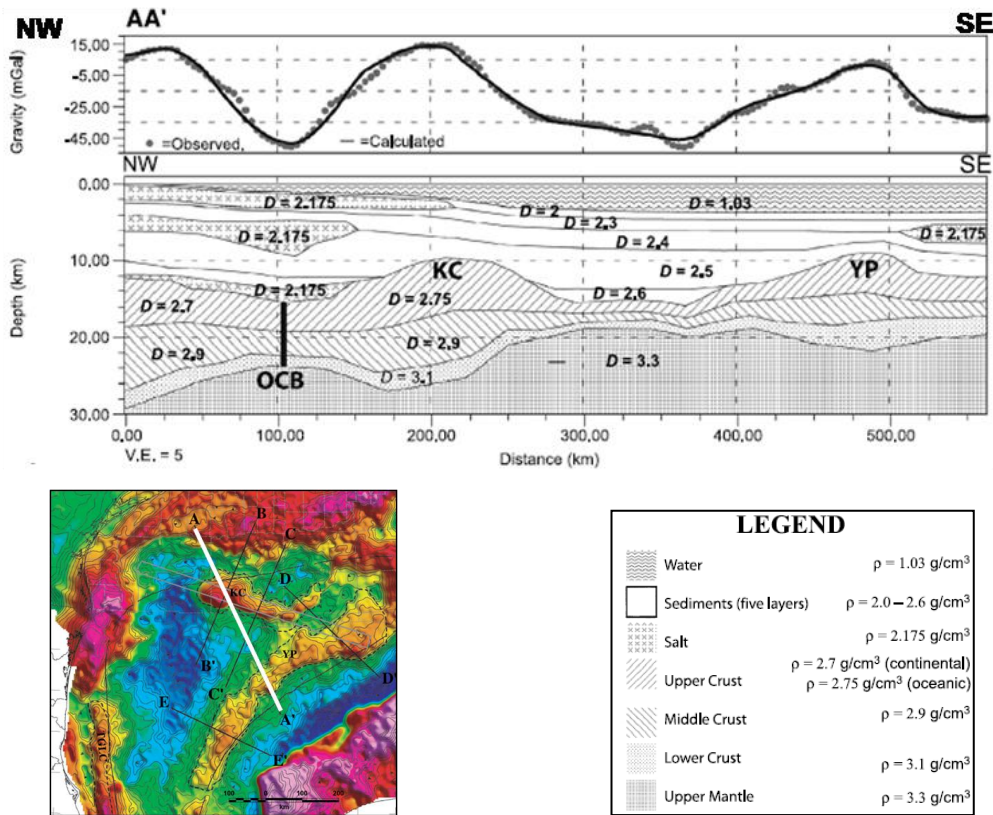


Figura 14. Modelado gravimétrico bidimensional, escala vertical: 5. El perfil de la anomalía observada está en línea continua y la anomalía gravimétrica calculada de aire libre en puntos. Las densidades usadas en el modelado se muestran en la leyenda. El límite océano-continente (OCB) se marca con línea vertical gruesa a través de la corteza superior e inferior. Tomado de Bird, 2005.

Entre las estructuras de KC y YP se interpreta corteza oceánica; sin embargo, presenta bajos valores gravimétricos, posiblemente debido a que el basamento en esta parte de la cuenca está a más de 14 Km de profundidad; al NW de la estructura KC y al Sureste de la estructura YP se interpreta que existe corteza transicional continente-oceano.

El límite entre la corteza oceánica y la corteza continental en el Golfo de México se ha interpretado de varias maneras: usando sísmica de reflexión y de refracción, utilizando datos gravimétricos, magnéticos, así como reconstrucciones cinemáticas. Algunos de los límites interpretados comprendan al área de estudio y a la región de los Tuxtlas (Figura 15).

Por lo anterior, se hace necesario conocer y entender los límites de la corteza continental y la corteza oceánica, debido a las consecuencias de tener una corteza

continental muy gruesa contra una corteza oceánica muy delgada. Es en estos límites donde se desarrollan estructuras profundas que afectan a las estructuras más someras, tanto para la porción continental como en el sector de la corteza oceánica y donde posiblemente el área de estudio haya participando de estos eventos.

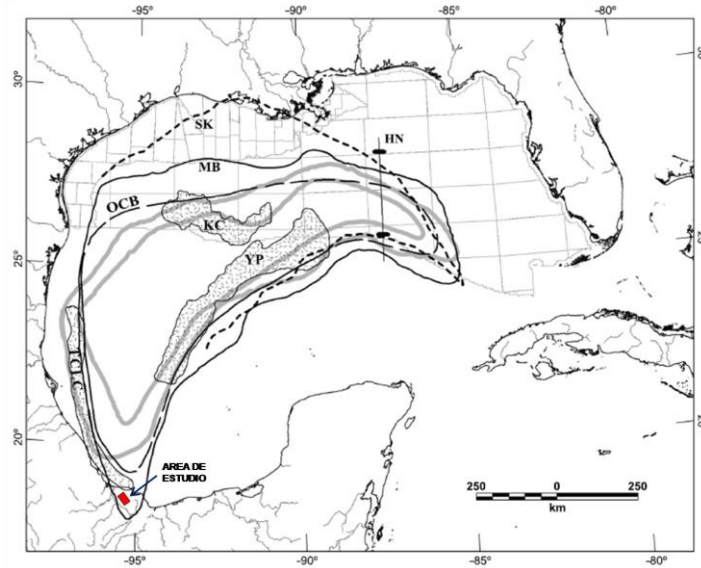


Figura 15. Mapa con los límites: corteza continental-corteza oceánica (OCB) en el Golfo de México, interpretados por varios autores. Modificado de Bird D., 2005.

Para la reconstrucción del movimiento relativo entre la placa norteamericana y el Bloque Yucatán, Bird D. (2005), considera un modelo de expansión del piso marino y pluma del manto, así como dos tipos de velocidades: la velocidad de expansión entre las dos placas, y la velocidad a la cual estas dos placas pasaron sobre la pluma del manto. En un principio, las velocidades del centro de expansión y el crecimiento de los hot spots fueron similares, así se formaron hot spots conjugados: la (KC) en la Placa Norteamericana y la (YP) en el Bloque Yucatán, de tal manera que la pluma permaneció cercana al centro de expansión por cerca de 5 Ma (Figura 16.b, c).

Posteriormente, la velocidad de crecimiento de los hot spots se incrementó en relación a la velocidad del centro de expansión y el crecimiento solo continuó en el Bloque Yucatán, por lo que, su huella registra la historia de la rotación total, durante la fase de expansión del piso marino de la evolución del Golfo de México (Figura 16.d, e). Las huellas fueron calculadas en incrementos a cada 5°, totalizando 20° de expansión de piso marino, pivotando en el polo de Euler de Hall y Nadjmuddin (1994; en Bird E., 2005) localizado a

100 Km al sur de Key West a 24° N, 81.5° W. La figura 17 resume la evolución de la Cuenca del Golfo de México.

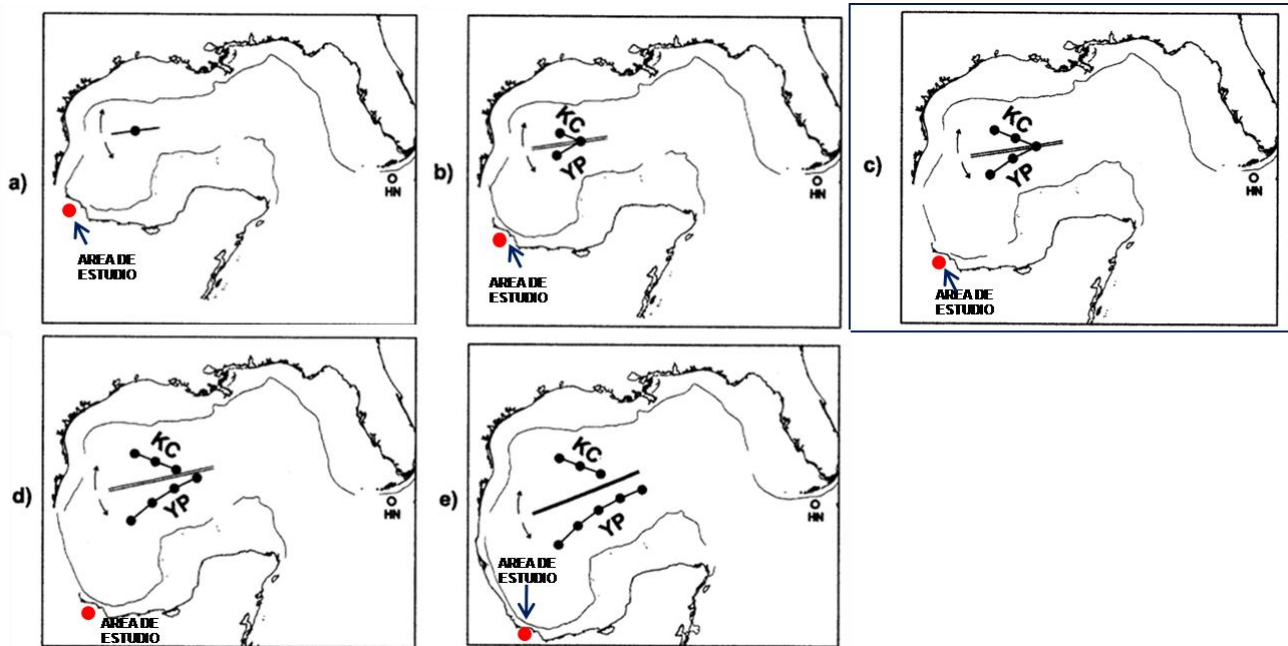


Figura 16. Expansión del piso marino en la apertura del Golfo de México con una pluma del manto. (a) Inicio de la expansión del piso marino sobre la pluma del manto y la formación temprana de los hot spots; (b,e) Geometría de los hot spots a cada 5 grados; (a,c), se producen los hot spots: The Keathley Canyon y el Yucatán Parallel (YP). Más tarde (d,e) la expansión del piso marino se hizo más lenta con respecto al crecimiento de los hot spots, y la pluma del manto finalizó cercano al Bloque Yucatán (otros 5 Ma). Modificado de Bird D., 2005.

Etapa 3.- Subsistencia Termal del Jurásico tardío al Cretácico tardío (134-98 Ma).

Después de la etapa de expansión del piso oceánico siguió una etapa de enfriamiento de la corteza, la cual provocó subsidencia termal y carga sedimentaria, misma que no fue uniforme ya que la cuenca de Burgos inició la etapa de subsidencia termal hace casi 156 Ma, mientras que, en la Cuenca de Veracruz se inició hace casi 134 Ma (Pindell, et al., 2008). En este tiempo se desarrollaron varias plataformas carbonatadas en los altos estructurales y secuencias arcillo-calcáreas en las fosas, las cuales constituyeron a las rocas generadoras y almacén más significativas en la región, respectivamente.

En la región de Veracruz, el marco estructural para el Cretácico quedó establecido por la Plataforma de Córdoba, sobre la cual se depositó una secuencia carbonatada que va desde el Cretácico Inferior al Paleoceno, así como depósitos de cuenca de margen pasiva a ambos lados de ella. Los datos sísmicos sugieren que esta plataforma estuvo limitada al oriente por un margen de rampa simple, sin desarrollo de arrecifes, con la cima del Cretácico

buzando suavemente al oriente, hacia la actual Cuenca Terciaria de Veracruz (CTV), como lo evidencian los carbonatos cretácicos de plataforma, cortados en los pozos que se localizan más al oriente, por lo que la plataforma se extendió a la mitad de la presente cuenca (Prost and Aranda, 2001).

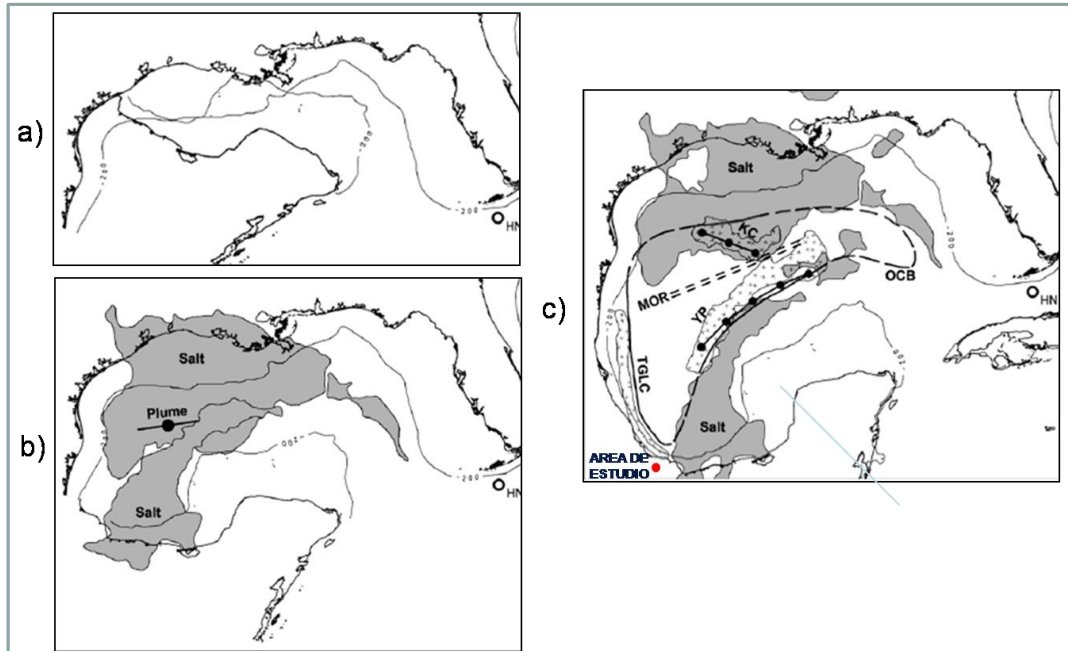


Figura 17. Reconstrucción de la evolución del Golfo de México: a) posición inicial hace 160 Ma; Yucatán ocupa lo que es la actual cuenca del Golfo de México. sin existir ningún rift entre el bloque Yucatán y el oeste de Florida. (b) hace casi 158-152 Ma. el bloque Yucatán había rotado 22° debido a la extensión de la corteza continental. La expansión del piso marino inició al final de este tiempo cuando una pluma del manto comenzó a estar activa. (c) transcurridos 20 Ma, Yucatán había rotado 42°, adicionados los 20° por la rotación de la expansión del piso marino; posición actual alcanzada (hace casi 140 Ma). Modificado de Bird, 2005.

Etap a 4. Fase Compresiva del Cretácico tardío al Paleógeno (98-49.5 Ma). En el Cretácico Superior y posiblemente desde el Turoniano, hace 90 Ma, la región de Veracruz comenzó a experimentar los primeros efectos de la Orogenia Laramíde, cuyos esfuerzos provenían del suroeste debido a la subducción de la Placa del Pacífico bajo la margen oeste de México; así como del sureste, debido al límite transpresivo de la placa del Caribe (Meneses-Rocha, 1991, 2001; Pindell, 1994; en Jennette, et al, 2003). Su proximidad originó que la Cuenca de Veracruz y el área de estudio se hayan mantenido bajo un marco de esfuerzos compresivos, mismos que plegaron y cabalgaron a las rocas con un nivel de despegue en la cima de la sal calloviana y una vergencia de las estructuras hacia el Norte (Figura 18). Es posible que estos esfuerzos hayan generado una zona triangular en forma de

cuña al poniente de Veracruz, misma que afectó a las rocas de la Plataforma de Córdoba, creando la faja de pliegues asimétricos e imbricados de la Sierra de Zongolica, con rumbo general NW 30° SE y vergencia al NE; así como el frente tectónico sepultado, cuya traza al oriente se desconoce debido a que se encuentra sepultada por miles de metros de sedimentos del Terciario en la margen poniente de la CTV (Figura 5). Una zona triangular se caracteriza por presentar dos fallas que se mueven simultáneamente pero con vergencias opuestas, con una superficie axial activa que se localiza en la punta de la zona triangular y cuyo desarrollo de pliegues en la cuña crean un relieve estructural.

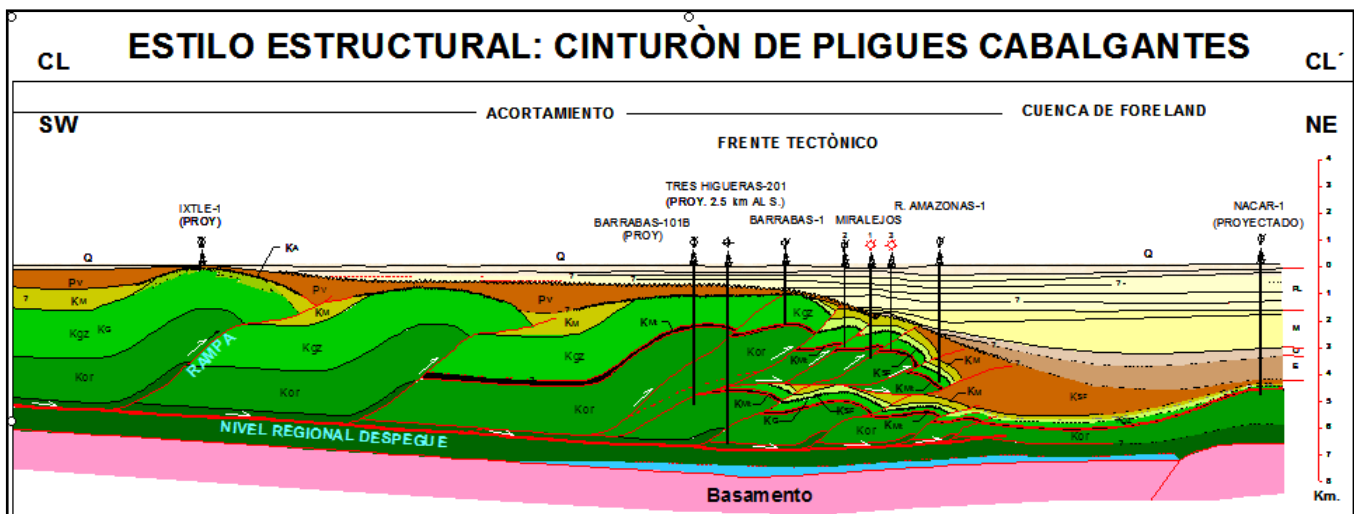


Figura 18. Sección estructural en la Cuenca de Veracruz, muestra los estilos estructurales y pliegues cabalgantes laramícos en la Plataforma de Córdoba. Tomado de Espinoza M. et al., 2005.

Etap 5. Orogénesis oblicua del Paleógeno-Neógeno (49.5 Ma-Presente). Después de la deformación del Cretácico Tardío y principios del Paleógeno, comenzó una etapa de fallas transcurrentes siniestras, las cuales causaron que el Bloque Chortis, incorporado en la Placa del Caribe, haya migrado hacia el oriente a lo largo de la margen de Acapulco y el sistema de fallas Motagua-Polochic, afectando y rejuveneciendo a su vez, a las estructuras originadas en el Cretácico Superior.

En el Mioceno Medio (13.8 Ma), la evolución en el sureste mexicano culminó con el Evento Chiapaneco, cuyos esfuerzos compresivos estuvieron controlados por la subducción de la placa de Cocos bajo la margen poniente de México (Nelson et al., 1995).

Otro elemento que pudo haber jugado un papel importante en la deformación de la carpeta sedimentaria fue el movimiento hacia el noreste del Macizo de Chiapas, como

resultado del traslado hacia el oriente de Chortis (Figura 19); provocando levantamientos e inversiones de los sedimentos que rellenaron a las Cuencas del Sur (Johnson Ch., 1999).

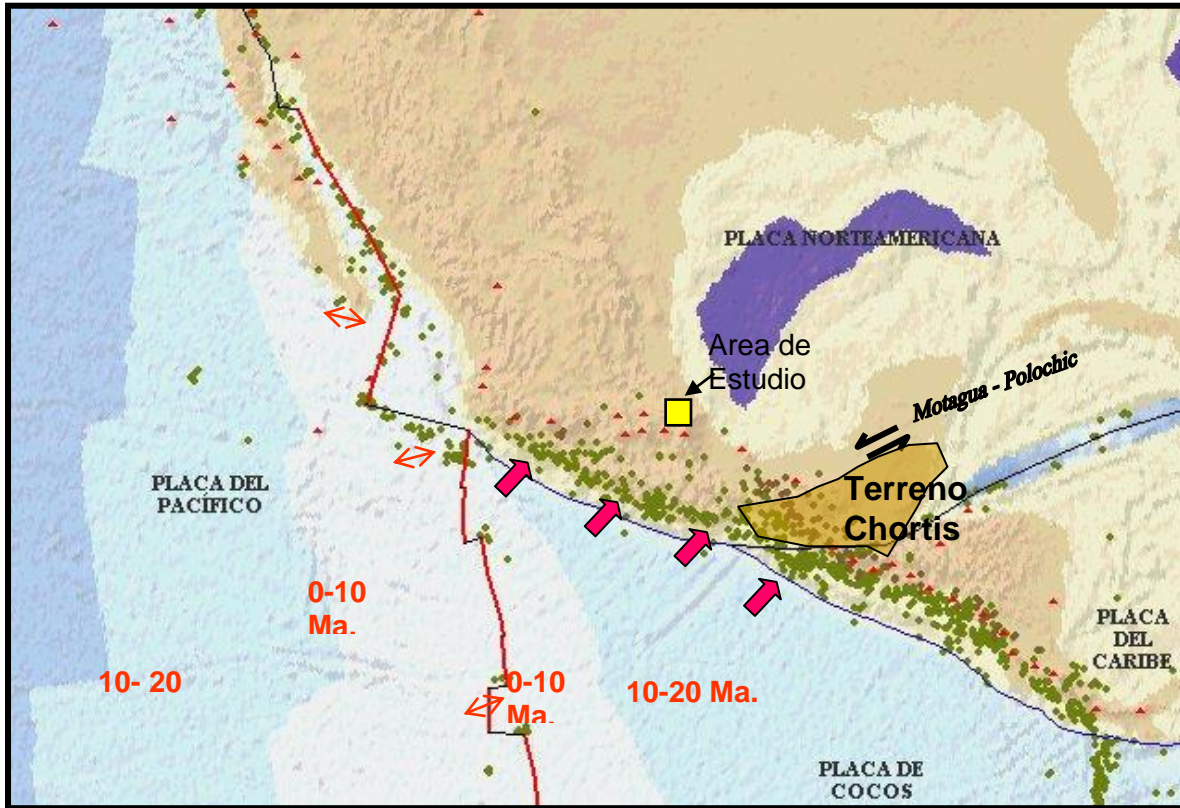


Figura 19. Migración del bloque Chortis hacia el oriente durante el Paleógeno. Tomado de Romero, 2001.

Dichos eventos también fueron responsables de la movilización de la sal en la Cuenca Salina del Istmo, cuyo diapirismo y niveles de despegue crearon trampas adicionales.

No obstante que las rocas del campo volcánico de los Tuxtlas, considerado como parte de la Provincia alcalina oriental, arrojan edades del Mioceno superior que van de +/- 7.9 Ma hasta hace 1 Ma (Jacobo-Albarrán, 1997); los datos de sísmica y pozos indican que el vulcanismo de los Tuxtlas ha influenciado la sedimentación de la Cuenca de Veracruz desde el Mioceno medio (Jennette et al., 2003), por lo que, la actividad volcánica inicial de los Tuxtlas parece coincidir con el primer episodio volcánico de carácter máfico-alcalino ocurrido entre 16 y 7 Ma en el Alto de Anegada y el área de Palma Sola, localizados más al Norte, constituyendo la parte oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Ferrari L., 2005), cuyo origen se ha relacionado con la subducción de la placa de Cocos hacia el sureste (Nelson et al., 1995).

En el corrimiento del horizonte del Mioceno Medio de ésta tesis, se observa un posible aparato volcánico (Figura 20), coincidente con una falla de dirección Este-Oeste que afecta al Mesozoico, mismo que parece indicar el inicio de la actividad volcánica en la región de los Tuxtlas. Otra explicación de este rasgo pudiera ser originado por un crecimiento orgánico, sin embargo las condiciones de ambientes batiales reducen su posibilidad.

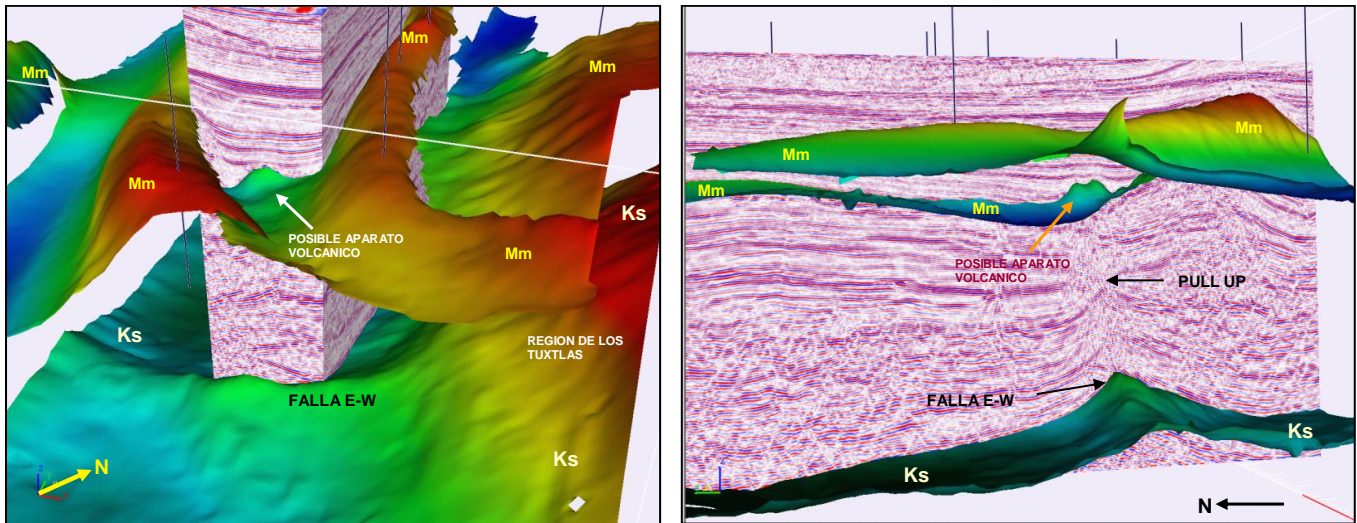


Figura 20. Posible aparato volcánico o crecimiento orgánico, en la cima del horizonte del Mioceno Medio; abajo de él se observa un pull up en los reflectores sísmicos, mismos que se alinean con una falla de dirección Este Oeste que afecta al Mesozoico y que pudiera ser provocado por el conducto de rocas ígneas de mayor velocidad. Este trabajo.

En las imágenes sísmicas se observan acuñamientos en el Paleógeno (Figura 44), lo que hace inferir que, al oriente del área de estudio, el área comenzó a levantarse y actuar como un elemento positivo, posiblemente debido al inicio de la actividad volcánica en el área.

3.1.2. Marco Estructural local.

Con base en la sísmica “2D”, gravimetría y magnetometría, Martínez Víctor (1996) determinó la existencia de un alto estructural al cual denominó Alto de Tecolapan, de dirección Este-Oeste; cuya cima se localiza entre las poblaciones de Santiago Tuxtla y Ángel R. Cabadas; su extremo oriental se relaciona con el máximo gravimétrico de los Tuxtlas, el cual es paralelo con la línea de costa y parece ser provocado por el alto del mismo nombre (Prost and Aranda, 2001). En la parte superior del Mioceno Medio y hasta el Plioceno Medio, el Alto de Tecolapan sirvió de contrafuerte a los esfuerzos compresivos provenientes del poniente, relacionados con la fase chiapaneca, lo que provocó una secuencia imbricada

de pliegues por propagación de falla (fault propagation fold); término propuesto por Suppe y Mendweleff (1990; en Mitra S., 2002). Dichas fallas (Figura 21), se caracterizan porque crecen sincrónicamente con el plegamiento y porque el desplazamiento no es constante a lo largo del plano de falla, debido a que disminuye progresivamente hacia arriba, hasta hacerse cero en el punto de terminación (fault tip). Las fallas de cabalgadura emergente (emergent thrust) se caracterizan por cortar la superficie de erosión sin-deformacional, mientras que las fallas ciegas (blind thrust) terminan antes de alcanzar la superficie de erosión.

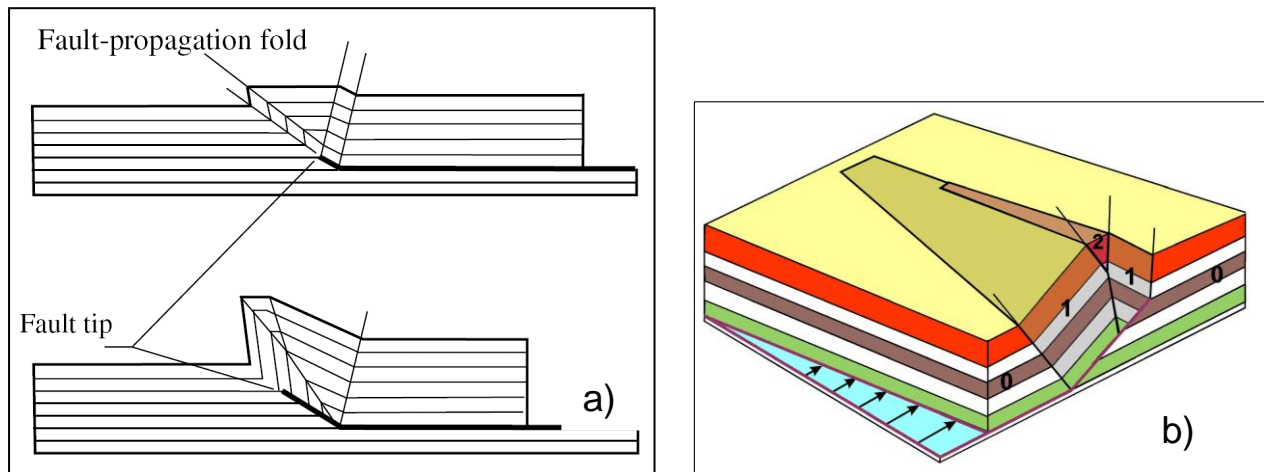


Figura 21. Diagrama que muestra el plegamiento por propagación de falla. a) Anticlinal que se forma sobre la falla de empuje al cambiar de nivel en una Rampa. b) Bloque diagramático que muestra el buzamiento del eje de un anticlinal originado por una falla de propagación. Tomado de Padilla R., F.I. UNAM, 2004.

Dentro del área de estudio, estas estructuras se evidencian en la secuencia de pliegues imbricados de los anticlinales: Macuile, Muchite y Tesechoacán, con vergencia al Noreste, los cuales bordean al alto de Tecolapan (Figura 27), con un plano de despegue común, al parecer contenido en la parte superior del Eoceno; tal y como lo evidencia la disarmonía estructural que se observa en la imagen sísmica, donde las rocas plegadas del Oligoceno y Mioceno Inferior y Medio, sobreyacen a las rocas relativamente poco deformadas del Mesozoico y Paleógeno, las cuales presentan casi el mismo grado de buzamiento hacia el poniente (Figuras 48 y 50). Los sinclinales fungieron como subcuencas alargadas, con comunicación al mar al NW del área de estudio, por el poblado de Lerdo de Tejada (Figuras 54 y 55). Según Mitra (1990), todos los pliegues y sistemas de pliegues y cabalgaduras

tienen una longitud finita y pierden desplazamiento y relieve a lo largo de su rumbo hasta finalmente desaparecer de manera continua; la terminación puede ser simple o puede involucrar la transferencia progresiva del desplazamiento de una estructura (pliegue o cabalgadura) a otra (Dahalstrom, 1970). Una serie de secciones transversales a través de una estructura, mostrará la disminución progresiva del pliegue o desplazamiento de una falla y en el incremento del pliegue o el desplazamiento de otra falla (Figura 22).

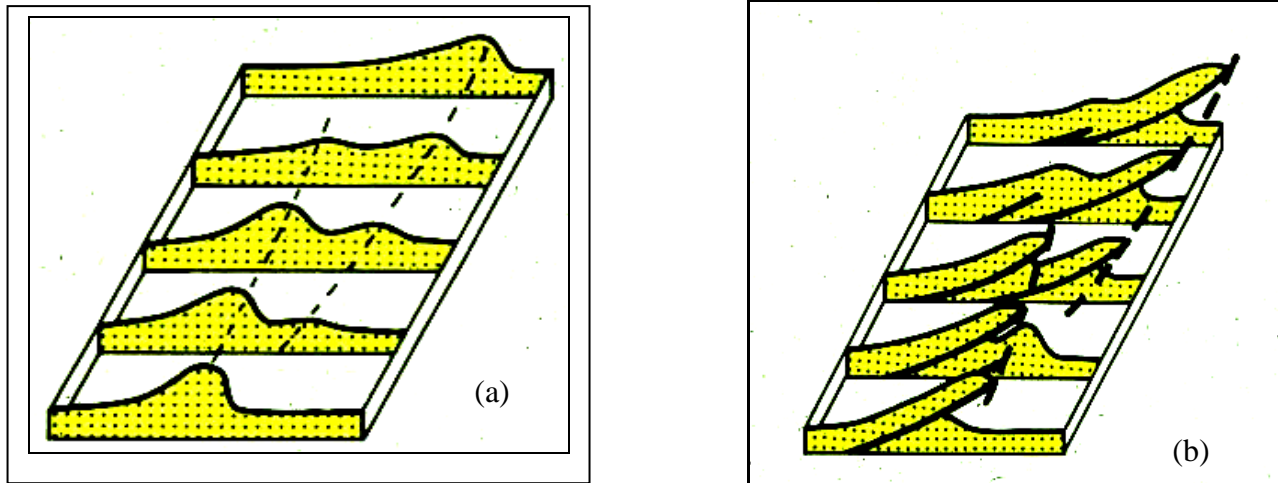


Figura 22. Diagrama que muestra la transferencia progresiva de (a) un sistema de pliegues y (b) un sistema de pliegues, cabalgados por el traslape en echelón de las fallas de empuje; mecanismo que parece ocurrir dentro y fuera del área de estudio. Tomado de Mitra, 1990.

Los pliegues por propagación de falla pueden originarse en zonas de transferencia de desplazamiento, donde éste es transferido de un empuje a otro y puede ocurrir por el traslape en echelón de las fallas de cabalgamientos; tal y como parece ocurrir con los anticlinales que se encuentran dentro del área de estudio, donde los pliegues y el traslape en echelón de las fallas de cabalgamiento se acentúan en su extremo Sur en donde bordean al Alto de Tecolapan y disminuyen, con sus ejes buzantes en su extremo Norte, hasta casi desaparecer (Figuras 22b, 28, 47 y 54).

Rojas, L., 1999 (en Prost & Aranda, 2001) sugiere que la compresión y acortamiento ocurrió simultáneamente con el levantamiento del alto de los Tuxtlas-Anegada y existió solo donde estos altos sirvieron como contrafuerte; donde no existió contrafuerte, los sedimentos se movieron libremente al oriente bajo la influencia de la gravedad.

El Mapa Magnético Regional con reducción al polo representa el relieve del basamento magnético (Figura 23), las anomalías magnéticas son provocadas por la alta susceptibilidad

magnética de las rocas del basamento que se encuentran a profundidad, debido a su alto contenido de minerales de hierro y magnesio. El área de estudio se localiza al poniente de un alto magnético semicircular, provocado posiblemente por el Alto de Tecolapan; su flanco oriental queda limitado por una depresión magnética angosta de dirección NW-SE, misma que pasa por San Andrés Tuxtla, separando al Alto de Tecolapan del Alto magnético de los Tuxtlas; al sureste limita el flanco SW del Alto de Los Tuxtlas y se amplía hacia el sur, en donde se localiza el Pozo Covarrubias-1, donde, según determinaciones de profundidad, el basamento se encuentra aproximadamente a 11,000 m.

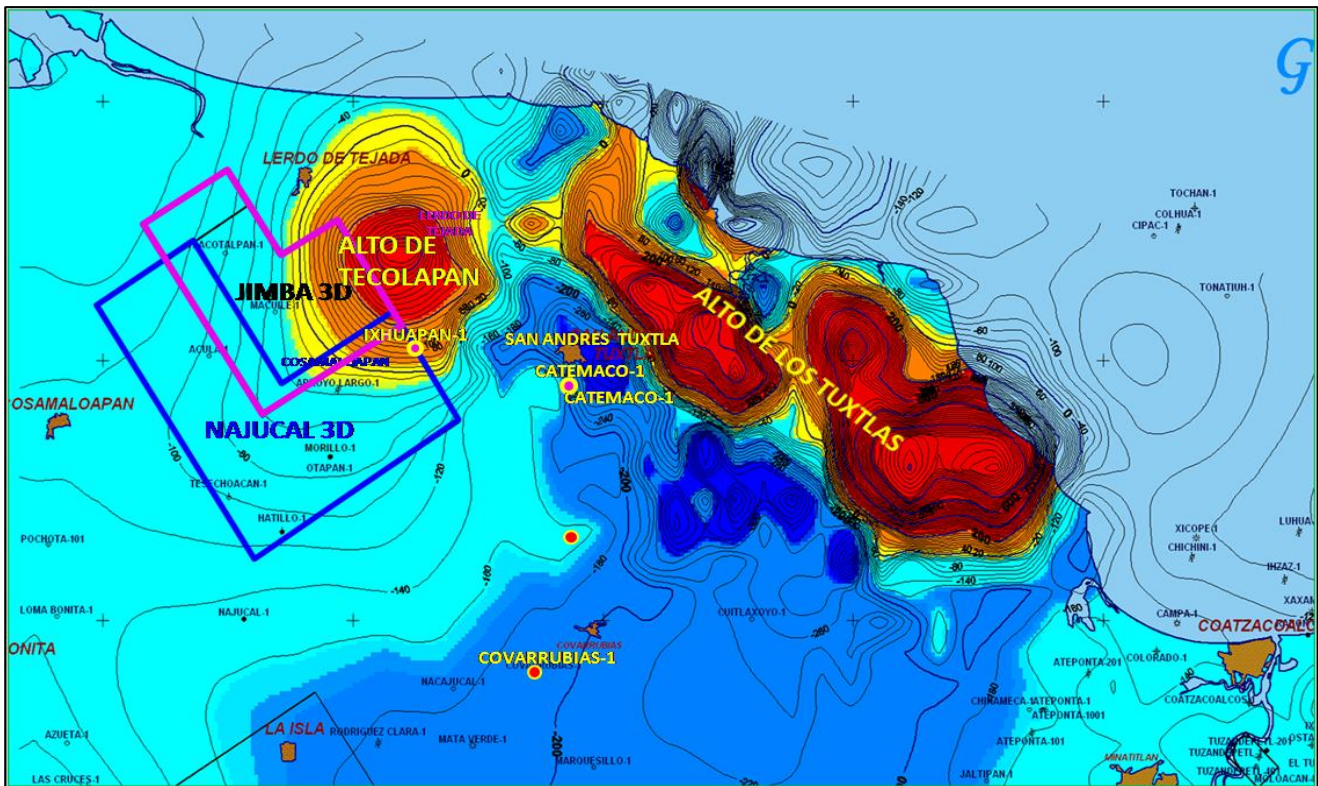


Figura 23. Mapa Magnético regional con reducción al polo, Intervalo: 20 gammas, PEMEX Región Sur, 2007.

En este mapa no se observan alineamientos magnéticos que pudieran relacionarse con la falla transformante que haya generado transtensión en la Cuenca de Veracruz, como varios investigadores lo proponen (Pindell et al., 2008; Prost G. et al. 2001; Bird D., 2005), sin embargo, no se descarta que dicha falla exista al poniente de la Cuenca.

En un estudio de magnetoteluria, realizado en la región de los Tuxtlas (comunicación personal, CMG, 1989), con objetivos al nivel del Cretácico Superior, donde existe un buen



contraste de resistividad, se interpretó que la raíz del Macizo de los Tuxtlas se limita a una franja alargada, ubicada al noreste de los volcanes; además existe la posibilidad de encontrar rocas calcáreas sanas a profundidad somera, alrededor del Macizo de los Tuxtlas. Dichas Rocas muestran una configuración de acuñamiento sobre un cuerpo denso y resistivo interpretado como un bloque de basamento. Estos datos abren nuevas oportunidades de alcanzar el Mesozoico, principalmente al oriente del área de estudio.

En la Figura 24, se muestra el mapa gravimétrico de la Anomalía de Bouguer del área, el cual se obtuvo de las mediciones gravimétricas de campo, después de hacerle las correcciones de: latitud, aire libre, Bouguer y topográfica. Representa la suma de todos los efectos gravimétricos (variaciones horizontales de densidad) que ocurren desde el nivel del suelo hasta teóricamente el centro de la tierra; por lo que, incluye anomalías de altas frecuencias (residuales) provocadas por estructuras someras y anomalías muy amplias (regionales) relacionadas con estructuras del basamento (Nettleton, 1971).

Al oriente del área de estudio, se manifiesta el Máximo gravimétrico Tecolapan de dirección Este-Oeste, cuyo extremo oriental es casi perpendicular con el extremo norte del Máximo Tuxtlas, de dirección NW-SE, mismo que en su punto culminante presenta +2650 U.G.; su flanco SW presenta un gradiente que decae en esa misma dirección hasta -1600 U.G, provocando el Mínimo Isla, el cual se esboza en la porción suroeste del mapa y que representa la parte más profunda de la Cuenca de Veracruz, donde se depositó un potente paquete de sedimentos del Mesozoico y del Terciario (posible foco de generación de hidrocarburos).

En el Plano de la Anomalía Regional Gravimétrica (Figura 25); el cual representa a las estructuras más profundas relacionadas con el basamento, persiste el Máximo Tecolapan, mismo que se considera provocado por un alto estructural; su extremo oriental se relaciona con el Máximo Tuxtlas, provocado, al parecer, por el Complejo volcánico de los Tuxtlas. Su parte culminante presenta +2450 U.G. y su flanco SW presenta un gradiente que decae aproximadamente a los -1700 U.G., en el Mínimo Isla que se manifiesta al oriente del Pozo Ixcatlán-1, donde se estiman las mayores profundidades de la cuenca y en donde su eje se flexiona de una dirección NW-SE, a una dirección Este-Oeste.

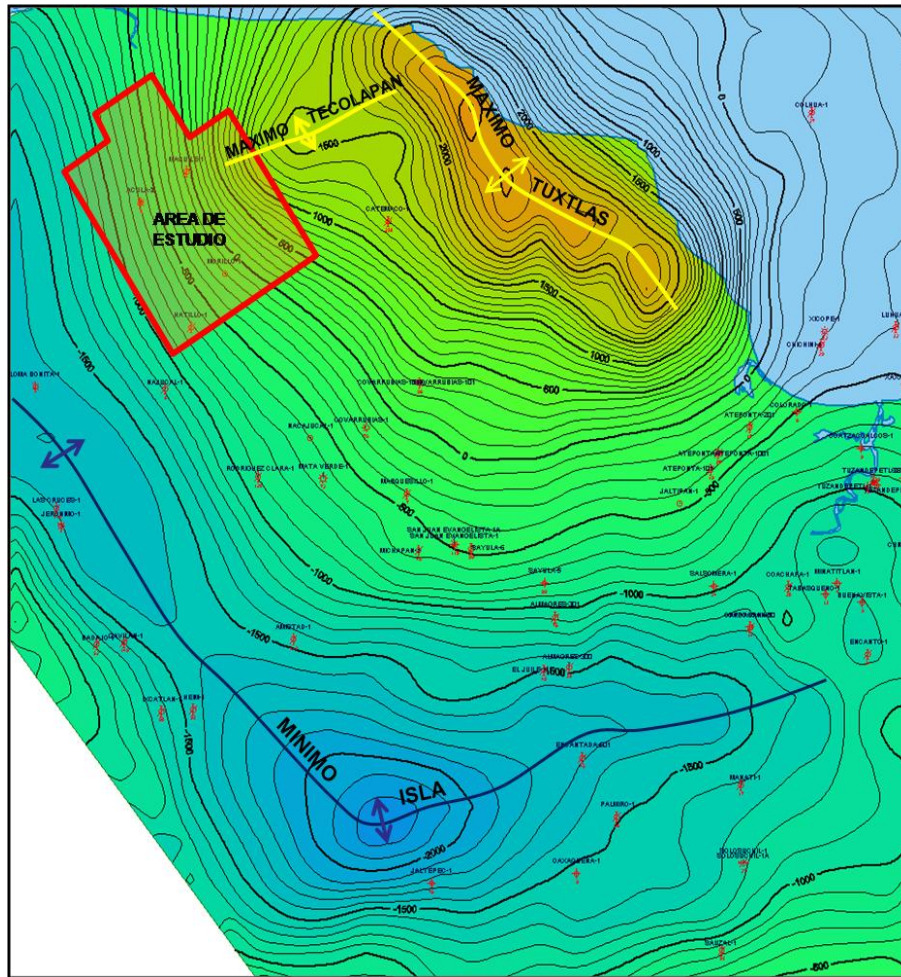


Figura 24. Mapa de Anomalia de Bouguer, Posiblemente El Máximo Tuxtlas esté provocado por los derrames volcánicos recientes. Intervalo: 100 U.G., PEMEX, ARES, 2008.

La coincidencia del extremo oriental del Mínimo Isla con la presencia de sal cortada en el Pozo Salsomera-1, hace suponer que la sal jurásica se haya movilizado debido a la carga litológica de miles de metros de sedimentos terciarios que se depositaron en la depresión que origina el Mínimo Isla, por lo que ésta también pudiera tener presencia al Noroeste, misma que parece haber influenciado algunas estructuras que presentan vergencia al poniente, opuesta a la vergencia que presentan las estructuras originadas por la Orogenia Laramíde del Cretácico Superior- Eoceno. Lo anterior parece quedar de manifiesto en la estructura donde se perforó el Pozo Heim-1, dentro del Cubo Sísmico Agua Fría; dicha estructura presenta una vergencia al poniente y tiene todas las características de haber sido originadas por deslizamiento por gravedad hacia el oriente, del paquete sedimentario terciario, posiblemente por la presencia de sal o arcilla que actuó como superficie de

despegue. No se descarta la hipótesis de que el Anticlinal Víbora-Cocuite-Loma Bonita, con vergencia al poniente, tenga también influencia salina.

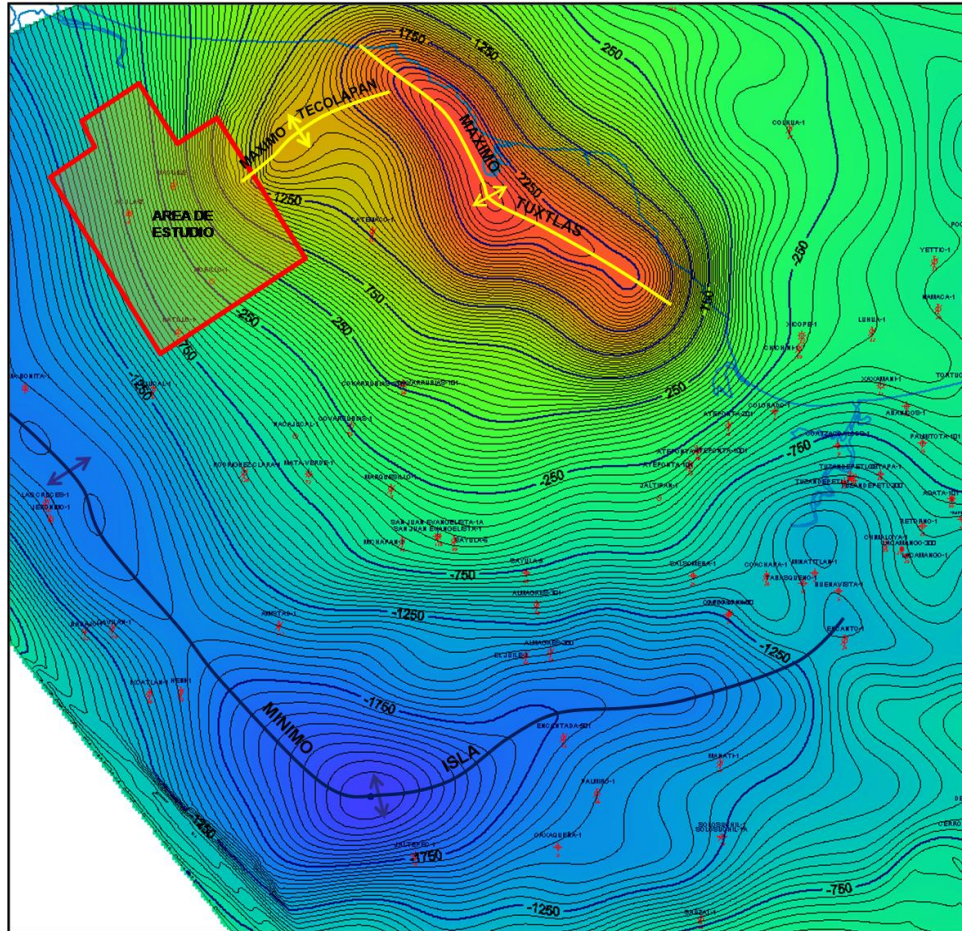


Figura 25. Mapa Gravimétrico Regional, La parte más profunda de la Cuenca de Veracruz esta donde se flexiona el Mínimo Isla. Intervalo: 50 U.G., PEMEX, ARES, 2008.

El Máximo Tecolapan, al parecer es provocado por un alto estructural sepultado, evidenciado en el Informe sismológico del Prospecto Los Tuxtlas (Martínez Víctor, 1996), mismo que se relaciona al oriente con el Alto de los Tuxtlas, el cual posiblemente sea el reflejo del extremo sureste de la cordillera marginal transformante relacionada con la WMT, sin embargo, su extremo SE no presenta continuidad, lo que haría difícil explicar la traslación y rotación del Bloque Yucatán en la apertura del Golfo de México. En el flanco oriental del Máximo Tuxtlas, los valores gravimétricos decaen hacia la cuenca del Golfo de México.

En el área de estudio, el mapa de la Anomalía Gravimétrica Residual, provocado por las estructuras someras (Figura 26), presenta una serie de máximos y mínimos estrechos y

alargados, originados por las estructuras anticlinales y sinclinales, mismos que circundan la zona de anomalías residuales de mayor amplitud que se localizan al oriente, posiblemente provocadas por irregularidades en el relieve del Alto de Tecolapan.

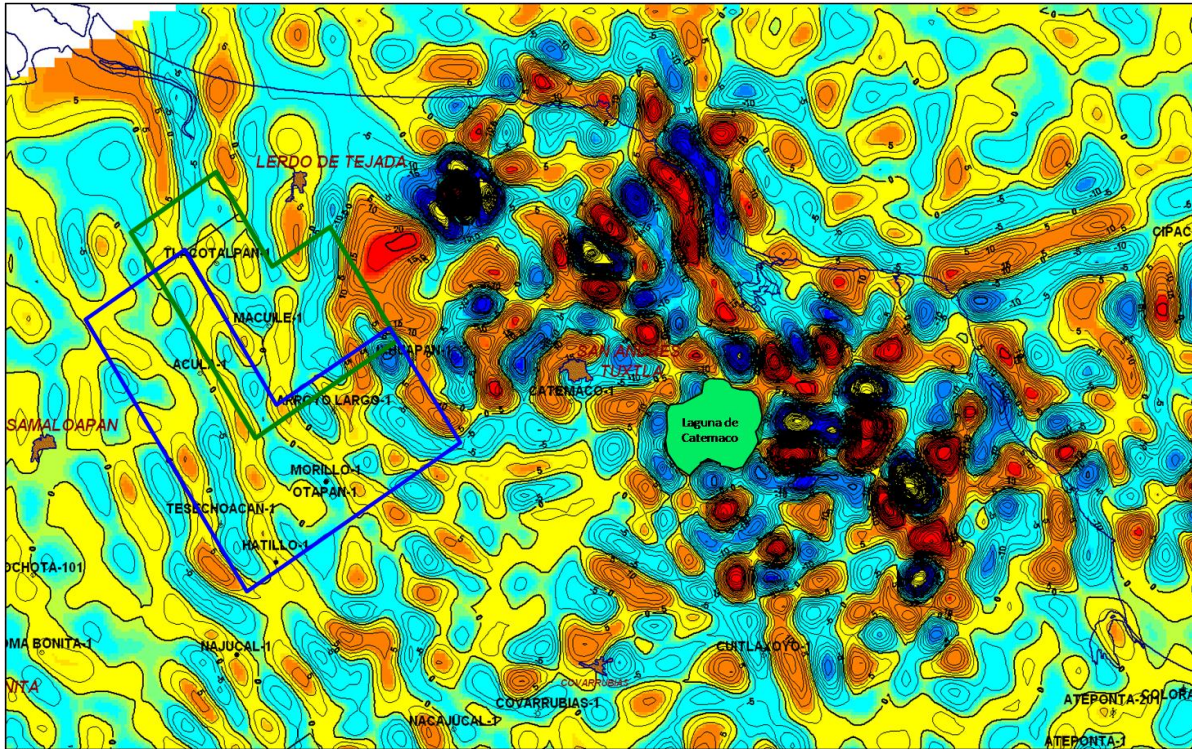


Figura 26. Mapa Gravimétrico Residual, Entre Las poblaciones de San Andres Tuxtla y Lerdo de Tejada se observan anomalías de mayor amplitud posiblemente causadas por el Alto de Tecolapan. Intervalo: 3 U.G., PEMEX, ARES, 2008.

Sobresale el cambio de dirección que sufren las estructuras de dirección NW-SE que se encuentran dentro del área de estudio, cuyo extremo sur se flexiona para tomar la dirección ENE-WSW al Sur de San Andrés Tuxtla, evento que varios investigadores, al parecer erróneamente, lo han atribuido con el posible paso de una falla transformante.

3.1.2.1. Origen de las estructuras paleógenas.

Con el fin de explicar el espacio de acomodo de 5 a 7 Km. de sedimentos del Eoceno-Oligoceno, a la Cuenca de Veracruz se le han atribuido varios orígenes:

- Combamiento hacia abajo;
- Pull apart;
- Expansión antearco.



Sin embargo, cada una de éstas interpretaciones han tenido varias objeciones debido a que, para el caso (a) el frente de cabalgadura también subsidió; en el caso (b) no se han encontrado fallas de desplazamiento lateral de gran magnitud en la cuenca; y para la expansión antearco (c) no se considera, debido a que no se conoce vulcanismo en el Oligoceno y los estudios de vitrinita indican que esta cuenca es relativamente fría.

Espinoza Miguel, et al. (2005) considera que, durante el Eoceno, el área se vio afectada por dos sistemas de fallas con desplazamiento lateral, debido al emplazamiento del Bloque Chortis en la región de Tehuantepec, mismo que generó esfuerzos de cizalla que, en el área de la Cuenca de Veracruz, se manifestó como transtensión siniestral a lo largo de la Falla Novillero-Víbora-Chachalacas (NVC) y el sistema de fallas Tuxtlas-Anegada-Santa Ana (Figura 5). La primera de ellas, con dirección N20°W, se localiza al poniente de la cuenca y se extiende desde el Pozo Chachalacas-1 en el Norte, hasta el Campo Novillero en el Sur. Es importante mencionar que la traza de dicha falla es inferida, debido a que no ha sido vista ni en superficie ni en sísmica, solo los mapas de isopacas muestran un abrupto incremento de espesor de la base del Mioceno al Mioceno Medio.

Andreani, et al. (2005), en base al análisis de imágenes de satélite y de secciones sísmicas de PEMEX, considera que el campo volcánico de los Tuxtlas, se encuentra afectado por al menos dos fallas regionales de desplazamiento lateral izquierdo y planos subverticales, las cuales se juntan a profundidad para formar una estructura en flor transpresiva.

La interpretación sísmica realizada en este trabajo, así como la información gravimétrica y magnetométrica de la región, no visualizan fallas de desplazamiento lateral en la porción Sur de la Cuenca de Veracruz; solo se observa un sistema de pliegues que son más jóvenes hacia el oriente y que fueron originados por fallas de propagación (fault propagation fold), las cuales convergen en un plano común de despegue que se encuentra aproximadamente a 5 segundos de la imagen sísmica (Figura 27). Dichas fallas fueron las causantes de los anticlinales: Macuile, Muchite, Tesechoacán y Loma Bonita, cuyas rocas se encuentran afectadas desde el Eoceno al Mioceno Medio; al parecer formadas durante el evento chiapaneco, en una zona de despegue contenido en el Eoceno

Las rocas del Paleógeno parecen participar del mismo estilo de deformación estructural que el Cretácico.

El Anticlinal de Loma Bonita, cuyo flanco occidental del eje presenta una vergencia al Oeste contraria a la vergencia general de las otras estructuras, posiblemente haya sido provocado por una zona triangular, lo cual provocó el emplazamiento de una cuña del Mesozoico y del Terciario Inferior, debido a los esfuerzos provenientes del oriente y suroeste, al parecer, debido al inicio del centro de expansión Cocos entre 15-12.5 Ma (Mioceno Medio), el cual cambió el sentido de la Placa de Cocos al noreste (Figura 7). Dicha actividad puso a la cuenca dentro de una zona de subducción y con ello al vulcanismo relacionado con ella.

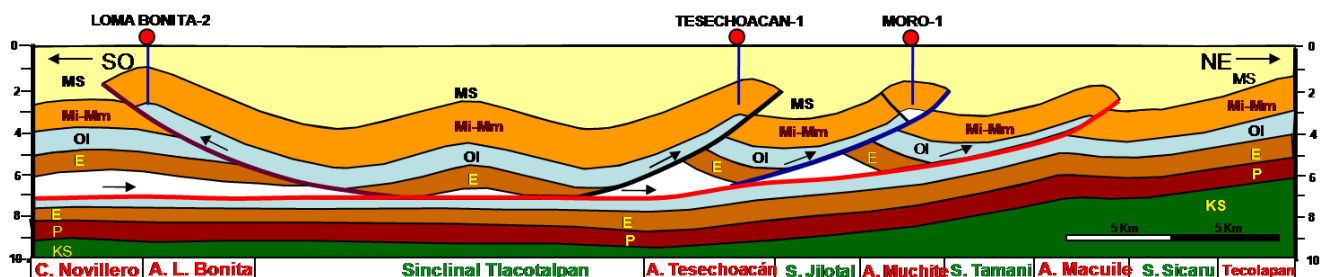


Figura 27. Sección estructural de dirección Este-Oeste que muestra la formación de pliegues por propagación de fallas emergentes (fault propagation fold), mismas que se hacen más jóvenes hacia el oriente. Escala aproximada 1:1. Este trabajo.

Un vestigio de la actividad volcánica de carácter máfico-alcalina es el Eje Neovolcánico, el Alto de Anegada y el complejo volcánico de los Tuxtlas, ocurrido entre 16 y 1 Ma. (Ferrari L., 2005), mismos que jugaron un papel importante en la evolución tectónica y estratigráfica de la Cuenca Terciaria de Veracruz.

En esta tesis se considera que la faja de pliegues y cabalgaduras se originó debido a que los esfuerzos provenientes de la trinchera Meso-Americana (Figura 7), chocaron contra un alto estructural semicircular denominado de Tecolapan, el cual actuó como contrafuerte y cuyo extremo oriental, según los estudios de gravimetría y magnetometría, se relaciona con el Alto de los Tuxtlas de dirección NW-SE (Figuras 23, 24 y 25). Lo anterior explica el flexionamiento que sufren los ejes estructurales en el área de estudio, mismos que cambian de dirección NW-SE a la dirección NE-SW, al haber seguido los límites del Alto Tecolapan (Figura 25).

El Sistema de Fallas del Trend de Antón Lizardo, con dirección aproximada NE50°SW, define el límite oriental de la Cuenca de Veracruz; se extiende desde el volcán de los Tuxtlas hasta la margen oriental del Alto de Anegada (Jacobo-Albarrán et al., 1992). Dicho sistema



de fallas ha sido mapeada en campo por sísmica y en imágenes de satélite; sin embargo, desde el punto de vista de esta tesis, el sistema de fallas solo afecta el flanco oriental del alineamiento del Alto Anegada-Los Tuxtles, comportándose como fallas de crecimiento post-sinsedimentarias, con caída hacia el oriente, al parecer, sin desplazamiento lateral.

El alineamiento Anegada-Los Tuxtles muestra levantamientos menores anteriores al Mioceno Medio (15 Ma), basado en el adelgazamiento de unidades vistas en la sísmica y por correlaciones paleontológicas (Prost and Aranda, 2001).

3.1.2.2. Origen de las estructuras Neógenas.

Como resultado de la compresión hacia el noreste, la Cuenca continuó subsidiendo, acompañada por el levantamiento termal de los altos de Anegada y los Tuxtles (Jacobo-Albarrán et al., 1992) evidenciado en los datos sísmicos como un levantamiento estructural que se tradujo en una discordancia en el Mioceno Medio, debido a los primeros pulsos compresivos del evento chiapaneco, así como la generación de una serie de pliegues por propagación de falla.

Burkart and Scotese (1990) y Burkart (1994) definieron la zona de falla Orizaba como un sistema de fallas laterales derechas que se extiende desde Orizaba hasta la zona de fallas Polochic-Motagua cercano a la frontera México- Guatemala; misma que ha tenido de 130 a 160 Km. de desplazamiento dextral y que se asocia con la extensión en la Cuenca de Veracruz. Prost and Aranda (2001) consideran que el trend NVC es parte de dicho sistema y observan evidencias de compresión desde el Mioceno Medio, sin tener bases para estimar el desplazamiento lateral; asimismo, consideran que los pliegues se desarrollaron en un patrón en echelón lateral derecho en el trend NVC, formando las estructuras Víbora, Cocuite, Mirador y Loma Bonita.

De acuerdo al mapa de geología superficial del Activo Integral de Veracruz (2005), en esta tesis, se considera que el trend NVC, es un alineamiento continuo de más de 180 Km. de longitud, con dirección NW-SE, el cual se inicia en las cercanías del Puerto de Veracruz y llega hasta el Cubo sísmico de Agua Fría, donde parece flexionarse hacia el NE-SW. A lo largo de toda su trayectoria presenta las mismas características; es decir, una falla inversa que afecta el flanco poniente del Anticlinal de Loma Bonita, paralelo a ella y con vergencia al



poniente. Su plano de falla parece converger con el plano de despegue común de las estructuras localizadas al oriente: Tesechoacán, Muchite y Macuile.

Dentro del área de estudio se desarrollaron al menos cuatro trends de pliegues cabalgados de rumbo aproximado NW-SE, y con estructuras más jóvenes al oriente (Figura 27). Dicho acortamiento probablemente también generó los pliegues WNW- ESE en el Sur de la Cuenca de Veracruz, alguno de los cuales se encuentran abiertos en rocas del Mioceno en el área de San Juan Evangelista.

En la porción sur del área de estudio, los ejes de los pliegues sufren un flexionamiento sin haber fallas de desgarre o laterales, ya que de una dirección NW-SE cambian de dirección al NE-SW (Figura 28). Esta área es considerada parte del limbo NW de un oroclinal regional (Aranda Mario, 1999; Aranda Mario and Marte, 1999; en Prost, 2001), que se extiende 400 Km, desde San Andrés Tuxtla a Tenosique, Tabasco. Sin embargo, de acuerdo a la información sísmica y de métodos potenciales, el alineamiento NW-SE Anegada-Los Tuxtlas termina a la altura de Coatzacoalcos, en donde se manifiesta el Mínimo Isla; por lo que, en esta tesis se considera que dicho alineamiento no tiene continuidad hacia el Sur.

Cruz Helú (1977) menciona que la secuencia sedimentaria de la Cuenca de Veracruz presenta varias discordancias significativas a lo largo de su margen poniente: la más inferior está contenida en las rocas del Eoceno Medio y el Eoceno Superior; debajo de ella se encuentran las rocas plegadas y cabalgadas, con rumbo NW-SE, del Cretácico y Terciario Inferior; la otra discordancia es más significativa, ya que el Mioceno Inferior sobreyace discordantemente al Eoceno Superior y el Oligoceno Inferior. La mayoría de los conglomerados del Mioceno Inferior fueron derivados de la faja plegada y cabalgada que se localiza al poniente, siendo estos conglomerados los que funcionan como rocas almacén y donde se obtiene la producción de gas. Los estratos del Mioceno truncan las rocas sedimentarias desde el Paleoceno al Cretácico Superior. El depósito sedimentario del Oligoceno al Mioceno provino desde el oeste y del Norte.

La asociación de estratos indica que en el Mioceno Medio el área se vio sujeta a una tectónica de tipo netamente compresivo (Martínez Víctor, 1996), cuyos esfuerzos, provenientes del poniente y suroeste, chocaron contra el Alto de Tecolapan (Figuras 23, 24, 25 y 26); el cual parece ser una prolongación local hacia el poniente del Alto de Los Tuxtlas, mismos que sirvieron de contrafuerte, levantando y provocando pliegues por propagación de

fallas emergentes en la columna sedimentaria terciaria, como es el caso de los anticlinales: Macuile, Muchite, Tesechoacán y Loma Bonita; las orientaciones iniciales son similares al evento de la deformación laramídica de fines del Cretácico Superior y Paleoceno.

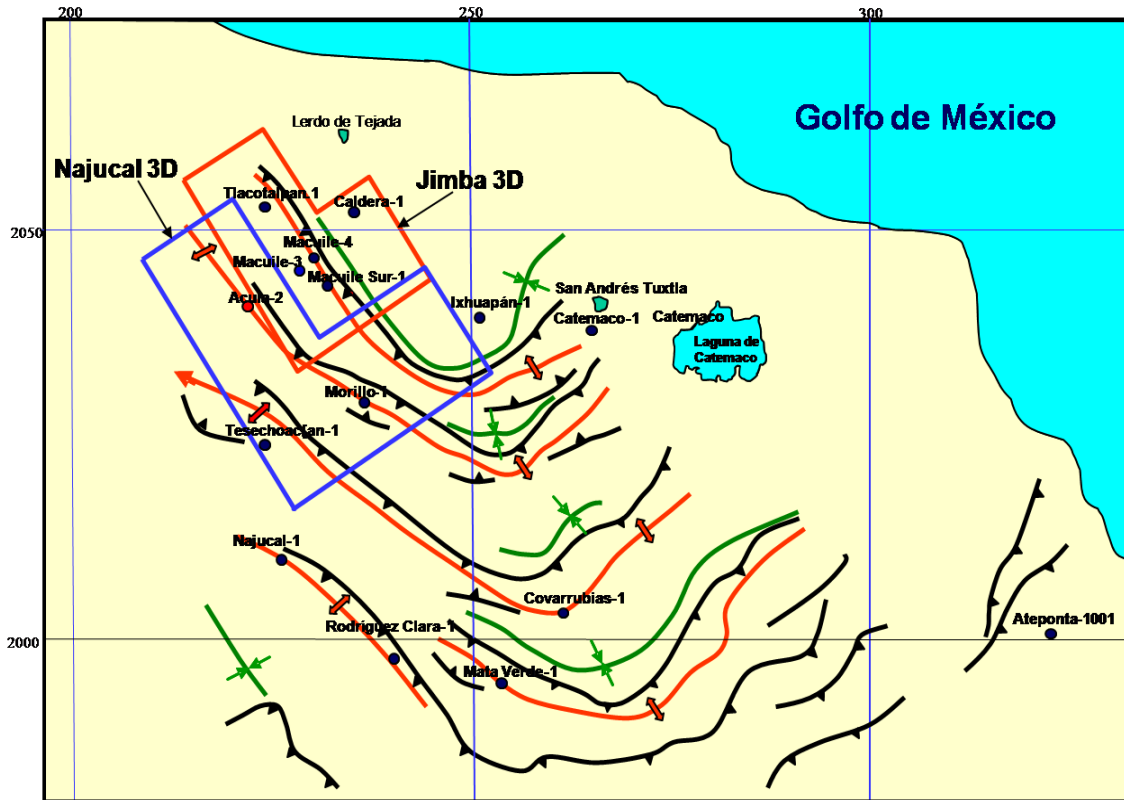


Figura 28. Mapa estructural local que muestra el flexionamiento que sufren las estructuras en el límite oriental del área de estudio, donde se postula el Alto de Tecolapan, el cual sirvió de contrafuerte a los esfuerzos provenientes del poniente. Este trabajo.

Al Sur del Alto de Tecolapan, la columna sedimentaria parece haber cabalgado y generado pliegues por flexión de falla (fault bend fold), de bajo ángulo, como lo evidencian los anticlinales de Catemaco, Tulipán y Covarrubias, en donde las estructuras circundan al alto de manera sobresaliente.

A principios del Mioceno Superior, la región experimentó una etapa transgresiva, la cual cubrió de nueva cuenta al área, como lo evidencia la discordancia erosional del Mioceno Medio, el cual se marca en donde los estratos plegados y cabalgados, son sobreyacidos por la secuencia de estratos relativamente horizontales del Mioceno Superior (Figuras 32 y 43).

Con base en líneas sísmicas de dirección Este-Oeste, la deformación estructural dentro de la Cuenca de Veracruz varía, de extensional en el Norte, a acortamiento en el Sur



(Aranda-García, 1999; en Prost G., 2001), el cual es de cerca del 13% al nivel del Mioceno Medio. El Anticlinal Sardinero muestra 15% de acortamiento durante el desarrollo del pliegue por curvatura de la falla. El acortamiento decrece a 3% en el centro de la cuenca y hay 2% de extensión en la parte Norte de la misma.

Algunos investigadores piensan que durante el Terciario, la Cuenca de Veracruz se comportó como una cuenca de foreland, pero que evolucionó como una cuenca pull-apart por los desplazamientos de rumbo a lo largo de las fallas mencionadas. Sin embargo, como se interpreta en este trabajo, el área parece haber estado sometida solo a los esfuerzos compresivos provenientes del suroeste, debidos a la subducción de la Placa del Pacífico debajo de la margen occidental de México, así como por el límite transpresivo Caribe-Norteamericano localizado al sureste de la cuenca (Figura 19).

3.2. Marco Estratigráfico

3.2.1. Cuenca terciaria de Veracruz

La Cuenca de Veracruz, donde hubo depósitos de margen pasiva, se localiza al oriente de La Plataforma de Córdoba; comprende un área de aproximadamente 64,000 Km², incluyendo una parte marina somera.

Los datos sísmicos sugieren que durante el Mesozoico la plataforma de Córdoba estuvo limitada al oriente, por un margen de rampa simple, sin desarrollo de arrecifes y con la cima del Cretácico buzando suavemente al oriente, hacia la actual Cuenca de Veracruz; tal y como lo evidencian los carbonatos de plataforma cretácicos cortados en los pozos que se localizan más al oriente, por lo que la plataforma se extendió a la mitad de la presente cuenca (Prost G. et al., 2001).

La columna sedimentaria de la región, descansa sobre un basamento metamórfico-granodiorítico del Paleozoico y se inicia con los depósitos continentales del Triásico-Jurásico Medio, los cuales se encuentran sobreyacidos, de manera discordante, por la secuencia de evaporitas y carbonatos del Jurásico Superior. En el Cretácico, de manera general, se tienen carbonatos y margas (Figura 29).

Rocas volcánicas post-Mioceno que van de +/- 7.9 Ma (Albarrán J., 1997) hasta hace 1 Ma; afloran en el campo volcánico de los Tuxtlas, en la porción sureste del área de estudio; sin embargo, los datos de sísmica y pozos indican que el vulcanismo de los Tuxtlas tuvo



influencia en la sedimentación de la Cuenca de Veracruz desde el Mioceno Medio (Jennette et al., 2003); por lo que, la actividad volcánica inicial de los Tuxtlas parece coincidir con el primer episodio volcánico de carácter máfico-alcalino ocurrido entre 16 y 7 Ma en el Alto de Anegada y el área de Palma Sola, localizados más al Norte, en donde constituyen la parte oriental de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (Luca Ferrari, 2005).

3.2.2. Evolución estratigráfica de la Cuenca terciaria de Veracruz

Con base en 40 líneas sísmicas regionales “2D”, el Activo Salina del Istmo (Proyecto Papaloapan “B”, 2005), se determinaron 10 secuencias estratigráficas, las cuales se muestran en la Tabla V. La mayor parte de ellas se depositaron en ambientes de aguas profundas en abanicos de piso de cuenca. Para determinar los límites de secuencias, se integró la información de pozos, paleontológica y sísmica. El modelo utilizado corresponde al propuesto en 1977 por Vail, et. al. (en Peláez R, 2008). Los límites de secuencia corresponden a los determinados por Haq, et al. (1987) en su tabla cronoestratigráfica.

Límite de Secuencia m.a.	Edad
3.8	Plioceno Inferior
5.5	Mioceno Superior
13.8	Mioceno Medio
16.5	Mioceno Inferior
21	Mioceno Inferior
25.5	Oligoceno Superior
28.5	Oligoceno Medio
33	Oligoceno Inferior
36	Eoceno Superior
66.5	Cretácico Superior

Tabla V. Secuencias estratigráficas determinadas en el Proyecto Papaloapan “B”.

La cima asociada a la discordancia L.S. 13.8 Ma. de la parte superior del Mioceno Medio, tuvo un papel importante dentro de la distribución de los flujos turbidíticos del Neógeno, debido a que permitió definir la existencia del alto estructural de Tecolapan, en la parte oriental del área de estudio, mismo que sirvió como fuente de sedimentos para algunas secuencias terciarias de esa porción; tal y como se muestra en la evolución

cronoestratigrafica de una línea de 40 Km., de dirección SO-NE (PEMEX, Proyecto Papaloapan "B", inédito, 2004), localizada al sureste del área de estudio (Figura 30).

COLUMNA CRONOESTRATIGRAFICA DE LA CUENCA DE VERACRUZ

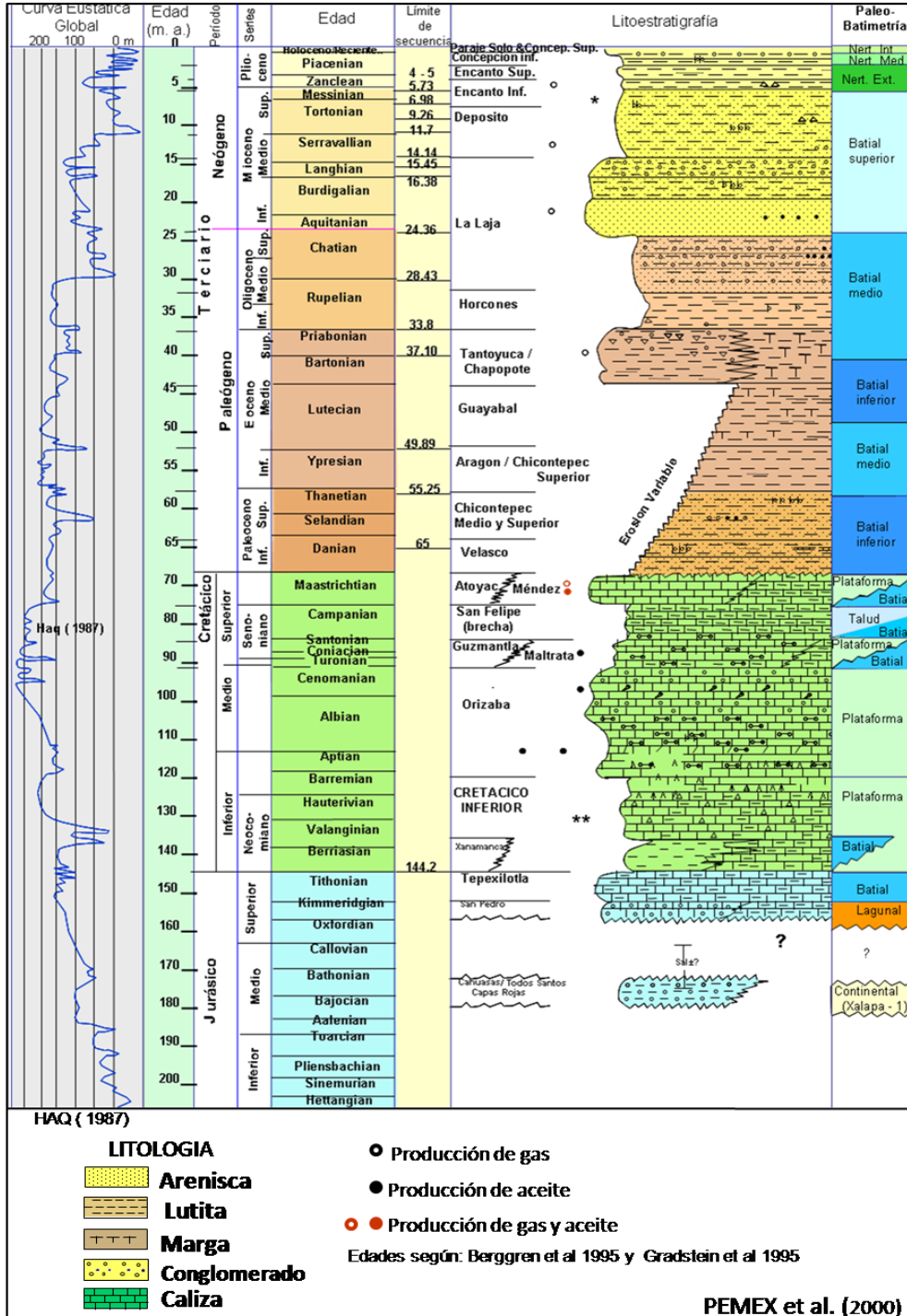


Figura 29. Columna estratigráfica tipo de la porción Norte de la CTV. El intervalo de interés en este trabajo es a nivel Mioceno – Plioceno. Simplificado de PEMEX, AIV, 2000, inédito.

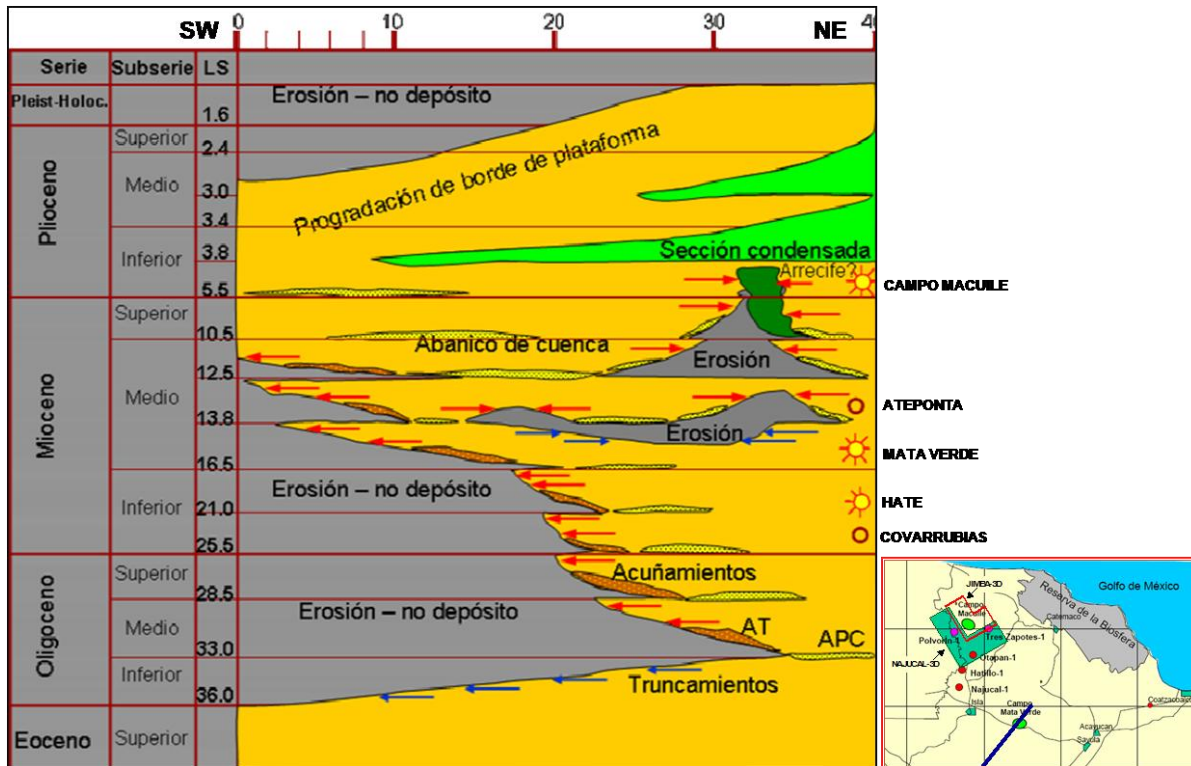


Figura 30. Evolución cronoestratigráfica de una línea localizada al sureste del área de estudio. Muestra la distribución en tiempo y espacio de las diferentes secuencias interpretadas en el Proyecto Papaloapan “B”. AT= Abanicos de talud, APC= Abanicos de piso de cuenca.

Las determinaciones paleontológicas de sismoestratigrafía y de petrofísica de los pozos Ixcatlán-1, Palmiro-1, Heim-1 y Oaxaqueña-1, localizados al Suroeste del área de estudio, han logrado definir dos discordancias, una que pone en contacto a las rocas del Cretácico Superior y Mioceno Superior; y la otra que pone en contacto a los sedimentos del Mioceno y del Eoceno (PEMEX, Proyecto Papaloapan “B”, inédito, 2004). Lo anterior hace suponer que durante el Cretácico Superior-Eoceno Medio, existió un primer evento compresivo de Oeste a Este, el cual originó la faja de pliegues y cabalgaduras de la Sierra de Zongolica, exponiéndola a un periodo de erosión o no depósito de, al menos 50 Ma. Dicho levantamiento proporcionó el suministro de sedimentos hacia el oriente durante el Paleoceno- Eoceno Inferior, cuya carga sedimentaria probablemente causó que la Cuenca de Veracruz comenzara a subsidir isostáticamente para compensar el incremento de carga (Figura 31). Esta subsidencia es lo que dificulta conocer la extensión del Frente Tectónico

Sepultado hacia el oriente, debido a que yace sepultado bajo miles de metros de sedimentos terciarios de la Cuenca de Veracruz.

Durante el Paleoceno, el Norte de la Cuenca de Veracruz estuvo limitado por los altos de basamento del Macizo de Teziutlán y de Santa Ana (Viniegra, 1966; en Gary P., et al., 2001). Mientras que, al oriente de ella, se produjeron taludes muy inestables, los cuales provocaron flujos intermitentes de escombros al pié de éstos. Es posible que durante el Paleoceno-Eoceno la región de los Tuxtlas haya comenzado a levantarse (Atlas del Proyecto Papaloapan, inédito, 2004), con algunas zonas de erosión, mismas que iniciaron el suministro de sedimentos hacia el poniente (Figura 31).

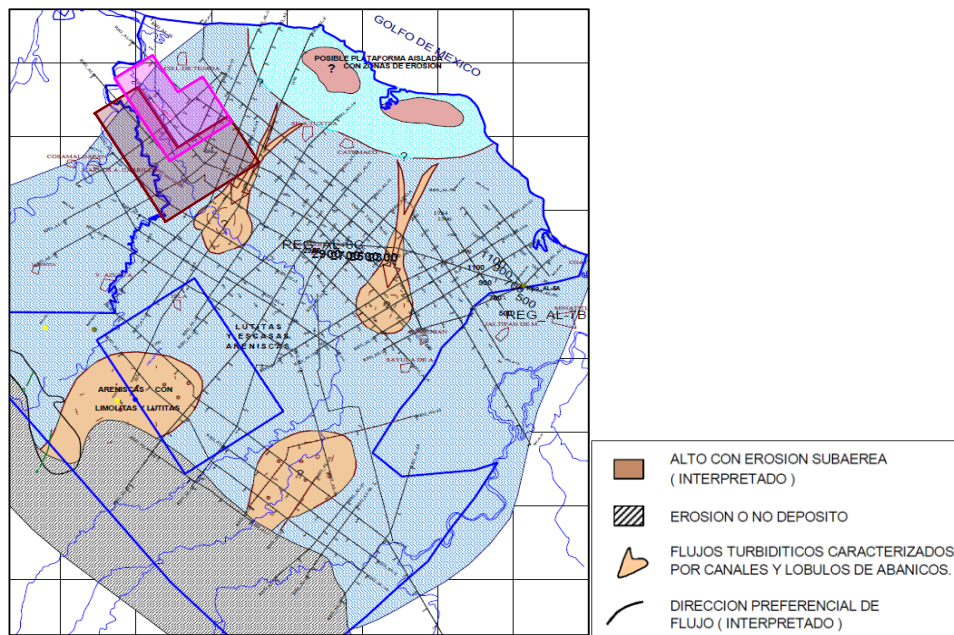


Fig. 31. Distribución de litofacies del Paleoceno (66-54 Ma). PEMEX, Atlas del Proyecto Papaloapan, inédito, 2004.

Durante el Mioceno Inferior y la parte baja del Mioceno Medio, las evidencias paleontológicas indican que, en la margen poniente de la Cuenca de Veracruz, la mayoría de las unidades se depositaron en ambientes neríticos de plataforma externa y de talud con fuertes pendientes, lo cual originó un sistema de paleocañones que transportaban y depositaban los sedimentos en abanicos de piso de Cuenca. Mientras tanto, al oriente de la cuenca, en la región de Santiago Tuxtla, el Alto de Tecolapan ya estaba formado, suministrando sedimentos ígneos y sedimentarios, hacia la Cuenca de Veracruz; tal y como lo evidencian los estratos del Mioceno Medio que se observan en la línea sísmica que pasa

por el pozo Caldera-1 (2003), cuyo núcleo, cortado en el intervalo 1849-1858 m, en la cima del Mioceno Medio, tiene conglomerados depositados en un ambiente batial inferior, constituidos de clastos de rocas volcánicas subangulosos a redondeados, de hasta 20 cm de diámetro, soportados por una matriz arenosa de grano medio a grueso también de origen volcánico y con cementante calcáreo (Figura 32).

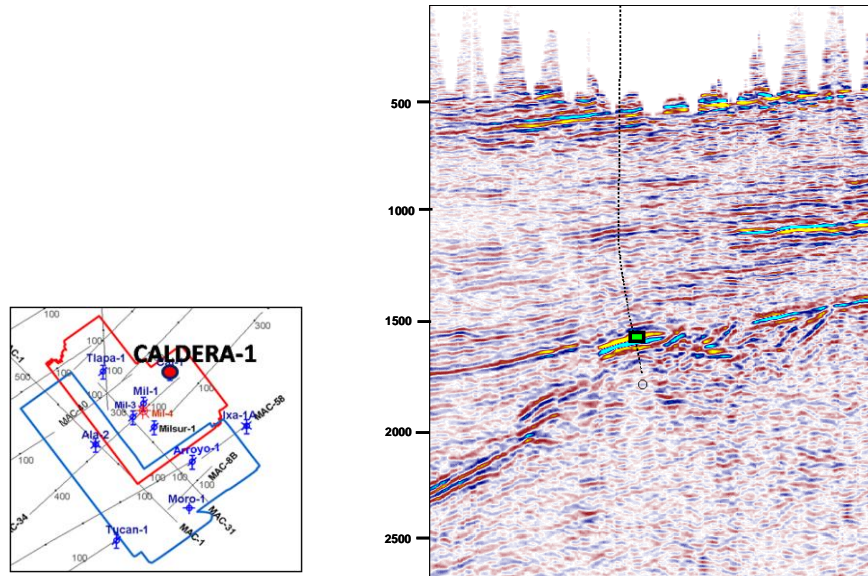


Figura 32. Crecimiento de los estratos en el Pozo Caldera-1

En la parte alta del Mioceno Medio, la deformación de la fase chiapaneca alcanzó su máximo desarrollo, lo que provocó la inversión de la cuenca debido a que, lo que fue una antigua cuenca, se seccionó en sinclinales separados por los anticlinales mencionados, algunos de los cuales funcionaron como zonas de erosión (Figura 33).

Posterior a la deformación chiapaneca, los esfuerzos compresivos han continuado con menor intensidad hasta el presente, como lo evidencian los datos de pozo, así como las imágenes sísmicas, donde se observan los onlaps (acuñamientos) de estratos jóvenes, sobre las estructuras cercanas a la superficie que se encuentran en el área de estudio (Figura 34).

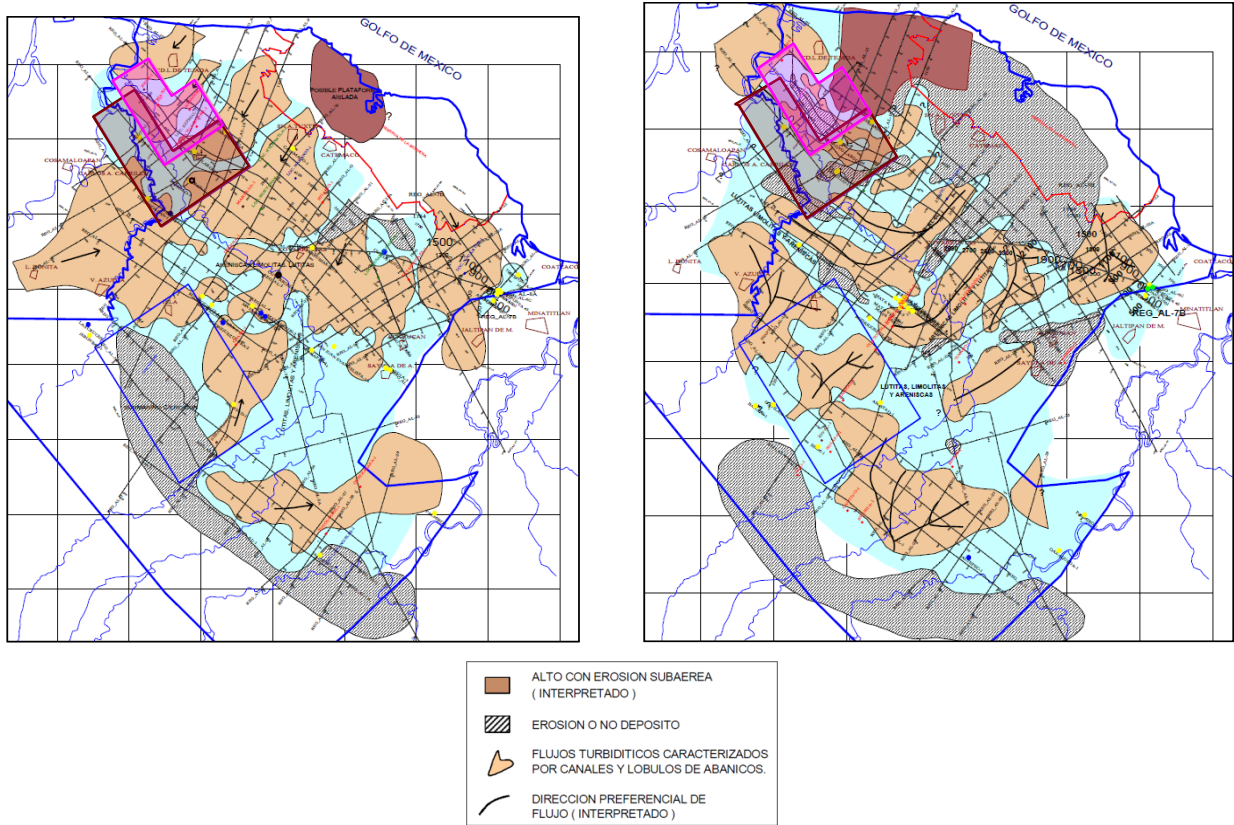


Figura 33. Distribución de litofacies del Mioceno Inferior (25.5-21 Ma.) y del Mioceno Medio (13.8-12.5 Ma). Atlas del Proyecto Papaloapan, PEMEX, 2004.

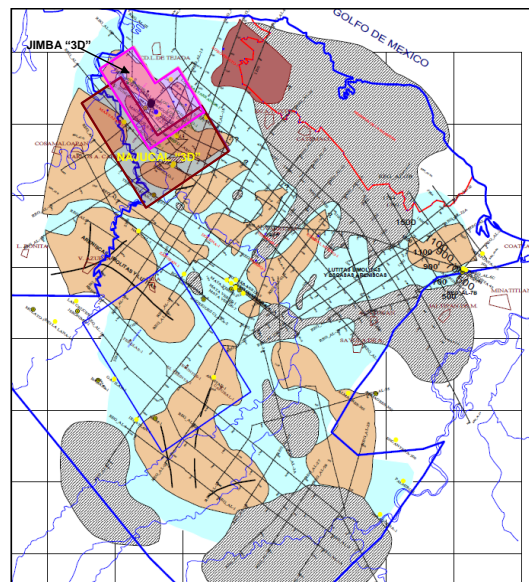


Figura 34. Distribución de litofacies del Plioceno Inferior (5.5-3.8 Ma). Atlas del Proyecto Papaloapan, PEMEX, 2004.

3.2.3. Modelo Geológico

En la figura 35, se muestra un modelo geológico conceptualizado para el área de estudio, que fungió hasta el Mioceno Medio, constituido por una parte continental, al poniente de la Cuenca de Veracruz, que aportaba sedimentos a la cuenca como abanicos de talud a través de un sistema de cañones, así como abanicos y canales de piso de cuenca de ambientes batiales. Mientras tanto, al oriente de la cuenca, el Alto de Tecolapan ya estaba formado, suministrando sedimentos ígneos y sedimentarios, hacia la Cuenca de Veracruz.

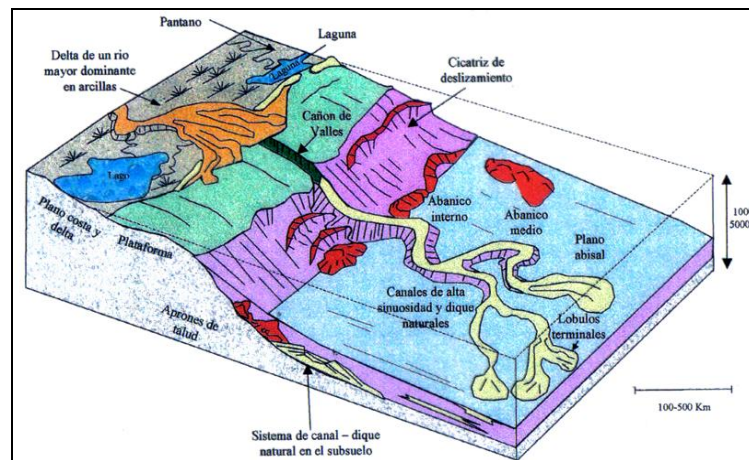


Figura 35. Modelo geológico representativo para el área de estudio, consiste en abanicos de talud, en la desembocadura del cañón, y canales de piso de cuenca (Reading y Richards, 1994; en Peláez R., 2007).

3.3. Sistema petrolero

3.3.1. Descripción de los sistemas petroleros

Desde el siglo XIX, la historia de la exploración petrolera ha pasado por tres estados evolutivos de búsqueda:

- 1) emanaciones superficiales,
- 2) trampas estructurales y estratigráficas y,
- 3) el uso sistemático de los conceptos de Sistema Petrolero y Play, dentro de los cuales, la geoquímica orgánica petrolera ha jugado un papel importante en su evolución, ya que ha permitido:
 - a) definir el origen orgánico de los hidrocarburos
 - b) establecer la importancia que tiene la temperatura y el tiempo para la transformación de la materia orgánica en hidrocarburo

- c) establecer la importancia que tienen los ambientes sedimentarios en la preservación de la materia orgánica al momento de su depósito
- d) definir herramientas geoquímicas para reconocer el origen y evolución de los hidrocarburos desde su formación hasta su entrapamiento en los yacimientos (Guzmán Vega, et al., 2001).

Lo anterior, es de particular relevancia para entender los conceptos de sistema petrolero y del play, debido a que actualmente se utilizan como una metodología en la exploración y evaluación de hidrocarburos, disminuyendo el riesgo en su prospección.

Generalmente, cuando estudiamos una cuenca se inicia con el proceso de conocer la cuenca sedimentaria, posteriormente se estudia el Sistema Petrolero, después el Play y al final el prospecto (Figura 36).

El lugar natural donde se originan los hidrocarburos son las cuencas sedimentarias, en donde existen uno o mas sistemas petroleros, los cuales requieren de la convergencia de cuatro elementos físicos como son: la roca generadora, roca almacén, roca sello y la trampa geológica; así como de otros procesos naturales necesarios como son: la formación de la trampa, la madurez de la roca generadora, la expulsión del aceite, la migración, así como la acumulación y retención de los hidrocarburos. La ausencia de uno solo de estos elementos o procesos, elimina la posibilidad de tener un yacimiento de hidrocarburos (Figura 37).

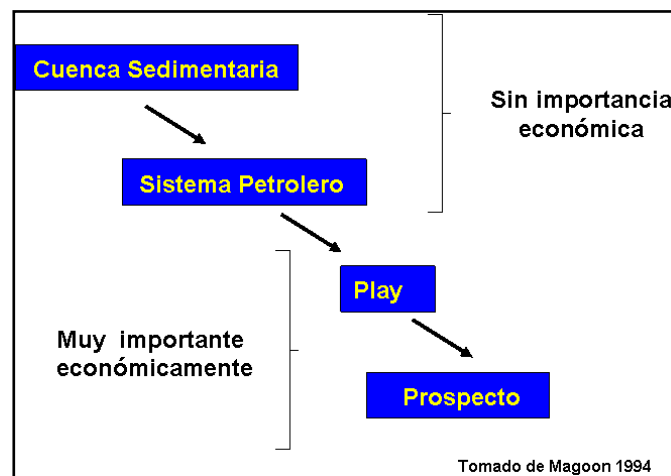


Figura 36. Secuencia de estudio y análisis una cuenca sedimentaria. Tomado de Delgado R., 2008.

Demaison y Huizinga, 1994 (en Delgado R., 2008) definen al sistema petrolero como un sistema natural físico-químico y dinámico que genera y concentra petróleo; funciona en una escala de tiempo y espacio geológico. Requiere de la convergencia de ciertos elementos

geológicos y eventos esenciales en la formación de depósitos de petróleo que incluye: madurez de la roca generadora, expulsión del aceite, migración secundaria, acumulación y retención.

Según la SCTER, 2004 (en Delgado R., 2008), el Sistema Petrolero es una metodología exploratoria que estudia y describe las relaciones genéticas existentes entre las rocas: generadoras, almacenadoras y sello de una cuenca sedimentaria y su relación con los procesos geológicos que intervienen en la formación de trampas, la generación, expulsión, migración, acumulación y preservación del petróleo.

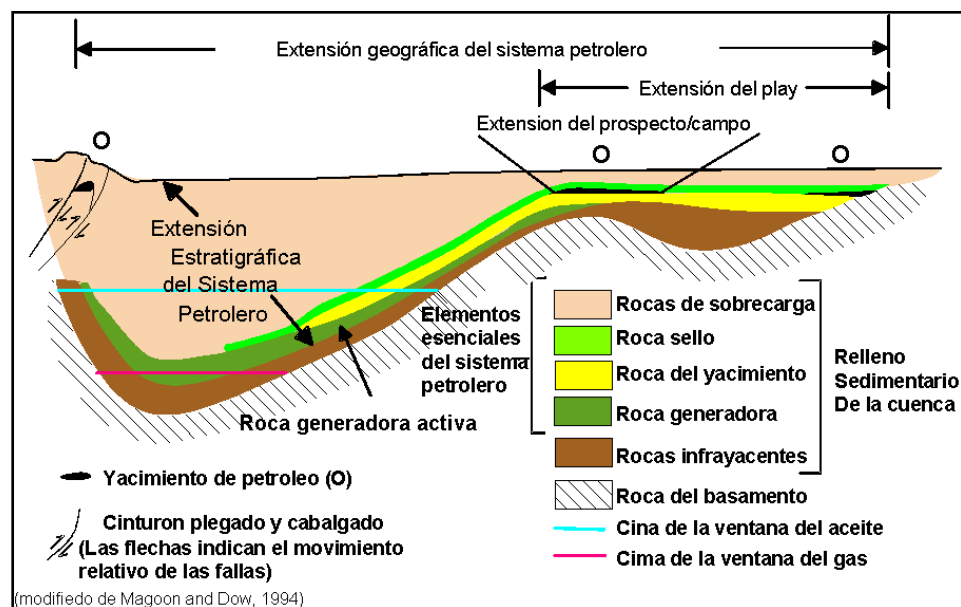


Figura 37. Componentes de una cuenca sedimentaria, enfatizando la extensión del Sistema Petrolero y sus elementos, así como el relleno de la cuenca. Tomado de Delgado R., 2008.

El Play es la parte fundamental del Sistema Petrolero y se reconoce porque posee una o más acumulaciones de hidrocarburos, identificados por un carácter geológico común de yacimiento, trampa y sello, sincronía y migración, preservación, un mismo carácter de ingeniería de la ubicación, medio ambiente y propiedades de los fluidos y su flujo; o por una combinación de ellos (Otis, R.M. and Schneidermann, N., 1997; en Delgado R., 2008).

Un Play Fairway es el área máxima actual donde se tiene presencia de roca potencialmente almacenadora (Figura 38), con la posibilidad de tener un sello regional y que haya sido cargada con petróleo (British Petroleum, 1993).

En resumen, un Play es un modelo, de cómo un yacimiento productor es cargado por un

sistema petrolero regional o, es un grupo de prospectos de campo con similitud geológica en roca generadora, yacimiento y trampa, que controlan la ocurrencia de gas y petróleo.

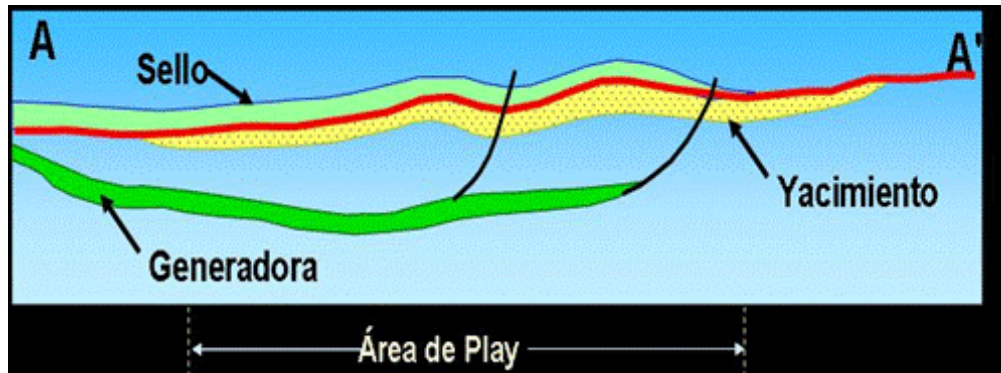


Figura 38. Esquema mostrando los elementos de análisis del Play Fairway. Tomado de Delgado R., 2008.

La fuente del petróleo y gas es el kerógeno; el cual es el tipo de materia orgánica más abundante en la Tierra, mismo que se encuentra diseminado en las rocas sedimentarias y se forma durante la diagénesis cuando los organismos mueren. Del tipo de kerógeno dependerá de donde, cuando y en que cantidad se generarán los hidrocarburos y, si estos serán líquidos o gaseosos.

Potonie (1980) clasifica la materia orgánica en:

- **Sapropélica.** Se obtiene de la descomposición y polimerización de la materia algácea y herbácea, depositada en condiciones acuáticas, con bajo contenido de oxígeno atmosférico. Los kerógenos sapropélicos generan principalmente aceite con una relación H/C de 1.3 a 1.7.
- **Húmica.** Se obtiene de la descomposición de plantas terrestres superiores, depositadas en medios terrígenos con abundante oxígeno atmosférico. Los kerógenos húmicos producen principalmente gas y tienen una relación H/C alrededor de 0.9. Dependiendo de su análisis visual, los kerógenos sapropélicos y húmicos se dividen en varios tipos:
 - Tipo I. Son poco comunes y se derivan de algas lacustres en ambientes anóxicos, raramente en ambientes marinos. Tienen gran capacidad para generar hidrocarburos líquidos.
 - Tipo II. Se derivan de varias fuentes: algas marinas, polen, esporas, ceras de hojas,



resinas fósiles y lípidos bacteriales. Se asocian a sedimentos marinos en ambientes reductores.

- Tipo III. Se componen de materia orgánica terrestre (celulosa y lignina), carente de compuestos grasos o cerosos. Tienen muy bajo potencial generador, principalmente de gas.
- Tipo IV. Consisten principalmente de material orgánico re TRABAJADO y de compuestos altamente oxidados de cualquier origen. Se les consideran como kerógenos sin potencial para generar hidrocarburos.

Según Demaison y Huizinga (1991), un sistema petrolero está formado por dos subsistemas:

- a) **Generador.** suministra el petróleo durante un lapso de tiempo. Esta controlado por procesos químicos que, posterior a la etapa del depósito de los sedimentos ricos en micro organismos, se transforman los organismos muertos en kerógeno y de éste a petróleo.
- b) **Migración-entrampamiento.** colecta el petróleo de las rocas generadoras maduras y lo conduce a concentraciones en acumulaciones económicas o también en la pérdida de petróleo debido a dispersión y destrucción. Es controlado por procesos físicos como la flotación del petróleo en el agua, la presión de poro, la presión de flujo del fluido en medios porosos y la relación presión-temperatura-composición.

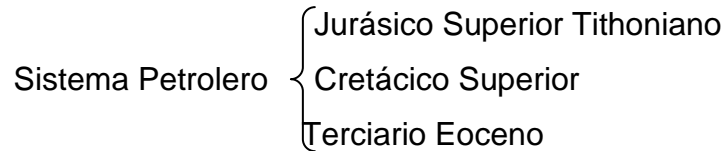
3.3.2. Sistemas petroleros en la Cuenca de Veracruz

Las rocas generadoras de hidrocarburos y sus ambientes de depósito han sido descritas por varios autores: Holguín, Q. N.; Guzmán Vega; Guzmán-Vega; Raúl González; Sosa P. A.

En la Cuenca de Veracruz se diferencian dos elementos geológicos conocidos: la Plataforma de Córdoba al poniente, donde los carbonatos del Mesozoico fueron fuertemente plegados y cabalgados durante el Eoceno, y la Cuenca terciaria de Veracruz al oriente, donde la tectónica es más tranquila y el espesor de la cubierta sedimentaria terciaria es muy potente (Figura 18).



Mediante la integración, análisis e interpretación de la información geológica, geofísica y geoquímica de la región (Proyecto Papaloapan “B”, 2004) se ha podido establecer la existencia de tres principales sistemas petroleros en la Cuenca de Veracruz:



Las rocas generadoras del Jurásico Superior Tithoniano y del Cretácico Superior fueron encontradas en los pozos Ixcatlán-1 y Ateponata-1001; mientras que las del Terciario Eoceno fueron identificadas en el pozo Covarrubias 101 A.

Las rocas almacenadoras son los carbonatos del Jurásico y Cretácico de ambientes de plataforma, borde de plataforma y flujos turbidíticos; así como los conglomerados, arenas y areniscas del Paleógeno de facies turbidíticas en complejos de canales y abanicos.

Al poniente del área de estudio, el subsistema de migración entrampamiento esta formado por los anticlinales asimétricos, con vergencia al NE y de dirección NO-SE, del Frente Tectónico Sepultado; originadas por la deformación compresiva del Cretácico Superior-Eoceno y re- deformadas en el Mioceno Medio.

Dentro del área de estudio las trampas estructurales fueron producidas por la compresión de la parte superior del Mioceno Medio, traducidos en los alineamientos estructurales:

- a) Tesechoacán
- b) Muchite
- c) Macuile-Arroyo Largo.

En estos alineamientos, las rocas almacenadoras son las arenas y areniscas del Mioceno, mismas que provinieron del Alto de Tecolapan y de Los Tuxtlas, posiblemente a través de canales y abanicos de flujos turbidíticos terciarios.

Aproximadamente a 30 Km. al poniente del área de estudio, se localiza el Campo Novillero–Veinte, donde se tienen conglomerados del Mioceno Inferior con muy baja porosidad y permeabilidad, aunque estos fueron derivados de la Sierra de Zongolica.



En Mayo de 1974, el Pozo Macuile-4 fue productor de gas y condensado en una trampa de tipo estratigráfico del Mioceno Medio; así como el Macuile- DL1, el cual fue productor no comercial de gas en el Plioceno Inferior.

El sello para los dos tipos de trampas anteriores se encuentra constituido por los paquetes de lutitas calcáreas y mudstone arcillosos del Mesozoico, y los cuerpos del Terciario de lutitas intercaladas en las secciones arenosas a través de todo el Mioceno y parte del Plioceno.

La generación de los hidrocarburos se interpreta que se inició en el Oligoceno Inferior y abarca hasta el Reciente, variando en tiempo y espacio a través de la cuenca, de acuerdo con la historia de sepultamiento en cada porción de la cuenca (Figura 39).

La migración ocurrió principalmente de forma vertical a través de las fallas inversas y lateralmente a través de las rocas permeables, de tal manera que los sistemas de fallas mesozoicas actuaron como vías primarias de migración desde los focos de generación jurásicos, algunas de las cuales se interconectan con las fallas inversas que fueron formadas durante la compresión que afectó el Mioceno Medio, cuyos hidrocarburos fueron entrampados en las estructuras anticlinales que caracterizan a esta cuenca.

a) Jurásico Superior Tithoniano:

Subsistema generador

Es la secuencia marina más importante como roca generadora de hidrocarburos. Lo conforman las rocas arcillo-calcáreas del Tithoniano (Jurásico Superior), resultado de una transgresión marina caracterizada por secuencias clásticas que cambian transicionalmente a depósitos carbonatados con alternancia de lutitas.

Con base en las características geoquímicas de riqueza orgánica, calidad de la roca y contenido de azufre en los aceites, se infiere que las rocas generadoras del Tithoniano se depositaron en condiciones marino-carbonatadas de tipo anóxico a subóxico, con una fuerte influencia arcillosa.

La riqueza orgánica en estas rocas generadoras varía de 0.3 a 1 %, con un potencial remanente de 0.5 a 3 mg de Hc/gr roca; mientras que al sur del proyecto, su contenido orgánico varía entre 0.3 a 2.6%, con un potencial remanente de 0.4 a 4.8 mg de Hc/gr de

roca y esporádicamente 9 mg Hc/gr de roca. La materia orgánica es de buena calidad y en muestras superficiales se presenta una predominancia de un kerógeno de tipo II.

Subsistema migración-entrapamiento

Para la porción central y sur de la Cuenca de Veracruz, el sistema petrolero Tithoniano se considera de sobrecargado a normalmente cargado en el Frente Tectónico Sepultado (FTS), en donde fue buena la sincronía de la generación-migración con las trampas formadas durante el Eoceno. La sincronía con las trampas del Mioceno Medio no fue apropiada en la mayor parte de la cuenca, ya que la relación de transformación de las rocas generadoras era muy alta cuando las trampas estuvieron en condiciones de ser selladas (durante el Mioceno Superior y Plioceno Inferior), excepto para la zona del FTS, en donde las trampas del Eoceno fueron re-deformadas (Figura 39).

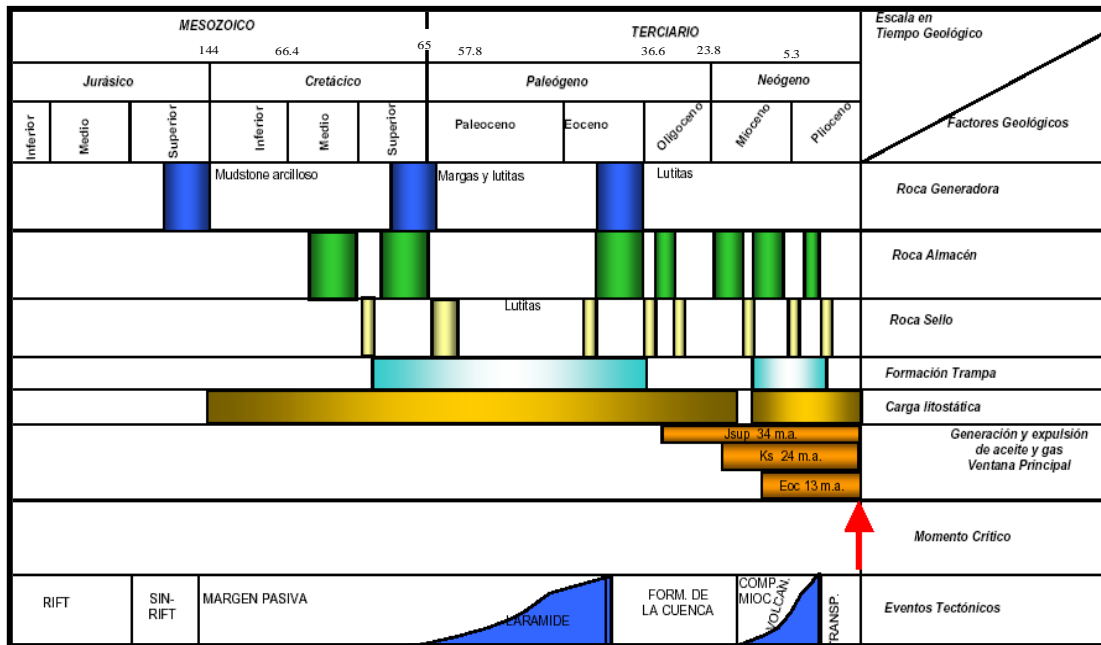


Figura 39. Diagrama de eventos que muestra el sistema petrolero: Jurásico Superior-Terciario. Proyecto Papaloapan “B”, PEMEX, inédito, 2004.

b) Cretácico Superior:

Las rocas del Cretácico Superior son generadoras de aceite, gas y condensados. En la provincia del cinturón plegado; solo el frente tectónico sepultado presenta condiciones de entrapamiento. Las rocas almacenadoras son las del Cretácico Medio y las brechas de talud del Cretácico Superior. Las trampas son los anticlinales y los sellos están constituidos



por las calizas arcillosas y margas del Cretácico Superior, así como los sedimentos arcillosos del Terciario. Las fallas inversas de bajo ángulo y las fracturas han funcionado como las vías de migración.

Subsistema generador

El Frente Tectónico Sepultado está formado por las trampas estructurales originadas por la deformación compresiva del Cretácico Superior- Eoceno, mismas que por su situación estructural por fallamiento, fueron cargadas por este subsistema generador, misma situación que pudo haber ocurrido con las rocas del Cretácico Superior del Alto de Tecolapan y de los Tuxtlas. Está conformado por las rocas arcillo-calcáreas del Cretácico Superior (probablemente Turoniano).

Subsistema migración-entrapamiento

El Sistema Petrolero Cretácico Superior, se considera normalmente cargado y verticalmente drenado. La capacidad de carga de este sistema fue grande y la migración vertical en el Frente Tectónico Sepultado (FTS) fue efectiva, a través de las fallas inversas en los períodos en que estas fueron abiertas. La sincronía de la generación-migración con las trampas formadas durante el Eoceno, fue buena en el FTS y estuvieron aparentemente ausentes en la mayor parte de la cuenca.

La deformación y erosión del Mioceno Medio afectó la integridad de las trampas del Eoceno, en una buena parte del Frente tectónico sepultado, ocurriendo su preservación sólo en algunas áreas donde la cubierta sedimentaria fue suficiente para garantizar la preservación de los hidrocarburos.

c) Terciario Eoceno:

Las condiciones geológicas, con depósito de facies turbidíticas, canales y abanicos de piso de cuenca, que se dieron en la Cuenca Terciaria de Veracruz, fueron determinantes para el rápido sepultamiento, con un espesor considerable de sedimentos terrígenos, favoreciendo así la generación, preservación y entrapamiento de gas biogénico. En el



Mioceno pudo haberse generado suficiente gas biogénico que se acumuló en las trampas someras de la CTV y que pudo haber migrado a horizontes estratigráficos del Plioceno y/o hasta la superficie.

Subsistema generador

Está conformado por los sedimentos arcillosos de ambiente de talud y cuenca, con una riqueza orgánica capaz de generar hidrocarburos. Los resultados geoquímicos de estas rocas, cortadas en el pozo Covarrubias-101 A, arrojaron un promedio de 0.928% de carbono orgánico y un kerógeno de tipo II de buena calidad de facies anóxicas.

Subsistema migración-entrampamiento

Dentro del área de estudio este subsistema está formado por las trampas producidas por la compresión durante el Mioceno Medio, como los alineamientos Macuile-Arroyo Largo-Catemaco, Muchite y Tesechoacán y más al poniente, por el anticlinal de Loma Bonita.

La generación de los hidrocarburos parece haber iniciado de forma incipiente en el Mioceno Inferior, comenzó a ser importante en el Mioceno Superior y comprende hasta el Reciente, variando en tiempo y espacio, a través de la cuenca de acuerdo con la historia de sepultamiento en cada porción de la misma (Figura 39). Para el área de estudio el Sistema Petrolero Eoceno se considera bajo-cargado y verticalmente drenado.

La capacidad de carga de este sistema no fue muy grande y la migración fue efectiva a través de las fallas inversas y normales en los períodos en que estas fueron abiertas. La sincronía de la generación-migración, con las trampas formadas durante el Mioceno Medio fue apropiada en la mayor parte de la cuenca, ya que la relación de transformación de las rocas generadoras era muy alta cuando las trampas estuvieron en condiciones de ser selladas (durante el Mioceno Superior y Plioceno Inferior), en una gran porción de la cuenca, excepto para la zona del FTS, en donde las trampas del Eoceno fueron re-deformadas y, a la vez, transformación de la materia orgánica hacia esa zona era baja. La deformación y la erosión del Mioceno Medio afectaron la integridad de las trampas del Eoceno en una buena parte del FTS, ocurriendo su preservación sólo hacia algunas áreas (en donde la cubierta sedimentaria fue suficiente para garantizar la preservación de los hidrocarburos), en donde existen aún áreas atractivas para la exploración.



En un estudio regional antecedente (Proyecto Papaloapan B, 2004) se hizo un modelado geoquímico regional, interpretado a partir de varias secciones 2D, una de las cuales atraviesa los pozos Tlacotalpan-1, Macuile-4, Macuile Sur-1, Arroyo Largo-1 y el Rodríguez Clara-2. La reconstrucción de la sección muestra que hace 34 Ma. (Oligoceno Inferior) se inició la generación de los hidrocarburos a partir de las rocas del Tithoniano (Jurásico Superior) y continuó hasta los 16 Ma (Figura 39). Para las rocas del Cretácico, posiblemente la generación se inició hasta los 24 Ma., lo que hace suponer que los hidrocarburos encontrados en horizontes más someros, tienen mezclas de rocas generadoras del Tithoniano, Cretácico y Terciario.

Áreas de interés y potencial petrolero

En el Alto Caldera-Ixhuapán, de acuerdo a la relación de transformación de la materia orgánica, existió sincronía sólo con las rocas generadoras del Eoceno. A este grupo de prospectos se les considera como de alto riesgo de carga debido a que se encuentran dentro del macizo volcánico de Los Tuxtlas y los altos flujos de calor que existieron, pudieron haber quemado los hidrocarburos. En ellos las rocas almacenadoras son del Cretácico Superior, Eoceno y Mioceno Inferior.

Capítulo 4

4. Interpretación

La Interpretación sísmica se hizo empleando la información sísmica de los cubos Jimba y Najucal (Figura 40). El primero de ellos cubre un área de 426 Km² y fue adquirido por la Compañía PGS Mexicana, en el año 2001; el Cubo Najucal fue adquirido por la Compañía Mexicana de Geofísica en el año 2003 y cubre un área de operación de 695 Km².

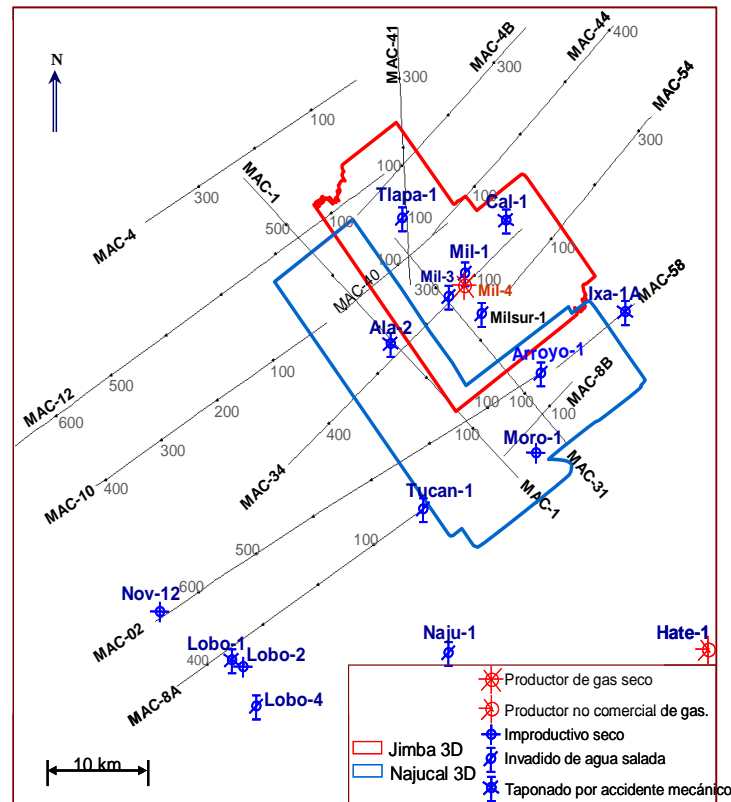


Figura 40. Mapa base que muestra la localización y estado de los pozos en los cubos sísmicos Najucal al Sur y Jimba al Norte, así como las líneas "2D" consideradas en este estudio (Peláez R., 2008).

Dentro del cubo Najucal se han perforado los pozos: Acula-2, Arroyo Largo-1, Morillo-1 y Otapan-1; mientras que, en el Cubo Jimba se encuentran los pozos Tlacotalpan-1, Macuile-1, Macuile-3, Macuile-4 y Macuile Sur-1. Con los registros sísmicos y de densidad de algunos de estos pozos se generaron sismogramas sintéticos, los cuales sirvieron para calibrar y colocar los marcadores en la sísmica de superficie en tiempo y a partir de ellos, se hizo la interpretación sísmica de los cubos Najucal y Jimba se correlacionó con varias líneas

sísmicas 2D (Figura 41); así mismo, se tomaron en consideración varios pozos cercanos al área de estudio, y la información gravimétrica y magnetométrica de la región.

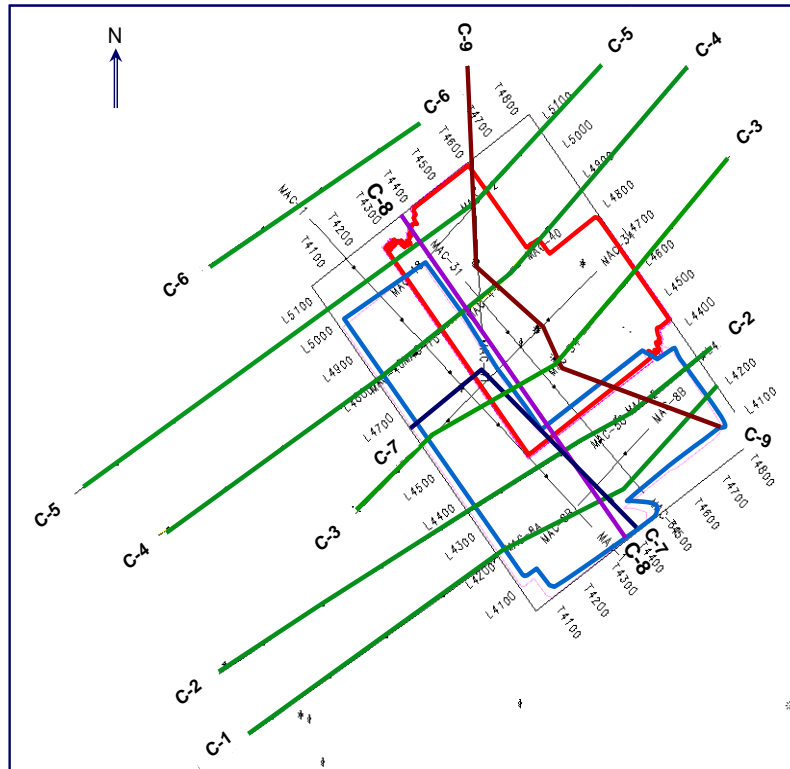


Figura 41. Mapa base que muestra la ubicación de las líneas sísmicas “2D” utilizadas en este trabajo para la interpretación regional (Este trabajo).

Dentro del área de estudio se corrieron, en toda su extensión, 9 límites de secuencias (discordancias): Cima del posible Cretácico Superior (KS), Cima del Oligoceno (SD1), Cima del Mioceno Medio (SD3), así como 5 horizontes contenidos en el Mioceno Superior y el Plioceno (Tabla VI)

4.1. Descripción de líneas sísmicas:

a) De dirección SW-NE

Los horizontes del Cretácico Superior y el Oligoceno se corrieron con información de buena calidad a partir del Pozo Ixhuapan-1 (PT= 4864 m), mismo que, aunque solo alcanzó al Eoceno, se estima que el Cretácico Superior se encuentra a 6500 m bnm (4.500 s-twt), considerando que en esta porción, el Paleoceno tiene aproximadamente 1600 m de espesor.



Horizonte trazado	Edad geológica referida	Límite de secuencia establecida
KS	Cima del Posible Cretácico Superior	LS_KS_66_5
SD1	Cima Oligoceno Superior	LS_OL_24_36
SD2	Cima Mioceno Inferior	LS_MI_16_38
SD3	Discordancia representativa en el Mioceno Medio	LS_MM_13_08
SD4	Horizonte dentro del Mioceno Superior	SD4_MS*
SD5	Dentro del Plioceno Inferior	SD5_PI*
SD6	Dentro del Plioceno Inferior	Posible MSI_PL_05
SD7	Cercano a la parte terminal del Plioceno Inferior.	SD7_PI*
SD8	Dentro del Plioceno Medio.	SD8_PM*

Tabla VI. Horizontes interpretados en el área de estudio (Este trabajo).

El horizonte discordante del Mioceno Medio se corrió, con información de buena calidad, a partir de los Pozos Macuile-4 y Macuile Sur-1, los cuales cortaron al Mioceno Medio, marcado en la imagen sísmica en donde los reflectores sub-horizontales del Mioceno Superior sobreyacen a los reflectores plegados y cabalgados del Mioceno Medio.

En la imagen sísmica se observa que los anticlinales que están dentro del área de estudio, fueron originados por un sistema de propagación de fallas emergentes con vergencia al noreste, a excepción del Anticlinal de Loma Bonita, el cual presenta una vergencia al poniente. Todas las fallas convergen en un plano común de despegue, el cual parece estar contenido en el Eoceno, aproximadamente a 5.0 Km. de profundidad (4 s-twt).

La descripción de las imágenes sísmicas se hizo de Sur a Norte, con base en líneas compuestas 2D y 3D.

Línea sísmica C-1.

Esta línea está compuesta en su extremo poniente por la línea 2D MAC-8 A y la línea 4200 del cubo Najucal en su extremo oriental (Figura 42). Pasa por los pozos Loma Bonita-2, Tesechoacán-1 y Morillo-1, desde los cuales se controló el corrimiento de los horizontes.

En la parte oriental de la imagen sísmica se observa que el Anticlinal Macuile, comienza a desarrollarse por medio de la propagación de la falla emergente F-1, con vergencia al oriente.



El Mioceno Medio se encuentra aproximadamente a 1.2 s-twt.

Los pliegues fueron formados por fallas de propagación, caracterizados por crecer sincrónicamente y porque el desplazamiento no es constante a lo largo de la falla debido a que disminuye progresivamente hacia arriba.

Al Oeste del Anticlinal Macuile y separados respectivamente por los sinclinales: Tamani, Jilotal y Tlacotalpan; se encuentran los anticlinales Muchite, Tesechoacán y Loma Bonita, los cuales se encuentran más desarrollados y desplazados por las fallas de propagación emergentes F-2 y F-3, respectivamente. El Anticlinal Tesechoacán es el que presenta mayor desplazamiento y desarrollo, ya que el Mioceno Medio (11.7 Ma), se encuentra a 990 m (0.8 s-twt), en ambientes de talud superior (Del Moral, 2009) y en el Anticlinal Muchite, a 1380 m (1.1 s-twt). El crecimiento de estratos sobre el Mioceno Medio, en ambos flancos del anticlinal Tesechoacán, evidencian que la actividad de la falla inversa FI-3, inició esta estructura en la base del Mioceno Superior (hace aproximadamente 10 Ma) y terminó en la cima del mismo (+/- 5 Ma); poco más tarde se inició el plegamiento del Anticlinal Muchite y posteriormente, el Anticlinal Macuile causado por la propagación de la falla inversa FI-1. Debajo de la falla F-1, los reflectores del Cretácico, Paleoceno y Eoceno se encuentran poco deformados y buzan al poniente.

En el extremo poniente, se encuentra el Anticlinal de Loma Bonita, originado por la propagación de la falla inversa F-4, con vergencia al poniente y contrario a las demás fallas; converge con el despegue principal, el cual parece estar contenido en el Eoceno.

Lo anterior evidencia que el Anticlinal Macuile es la estructura más joven que las anteriores, originados por los esfuerzos provenientes del suroeste, debido a la subducción de la Placa del Pacífico bajo la margen occidental de México, mismos que chocaron contra el flanco poniente del Alto de Tecolapan, el cual actuó como contrafuerte.

Línea sísmica compuesta C-2

Esta línea se encuentra compuesta por la línea 2D: MAC-2 en su extremo poniente, una línea arbitraria del Cubo Najucal-Jimba en su parte central y la línea 2D MAC-58 en su extremo oriental (Figura 43); pasa por los pozos Novillero-12, Arroyo Largo-1 e Ixhuapán-1A. En la imagen sísmica se observa que el Anticlinal Macuile se encuentra más desarrollado



que en la línea anterior y con poco desplazamiento sobre la falla de propagación F-1; constituyendo el frente de cabalgadura principal. El Anticlinal Muchite tiene un mayor desplazamiento sobre la Falla F-2, mientras que los anticlinales Tesechoacán y Loma Bonita disminuyen en su cierre estructural y su desplazamiento es menor sobre las fallas F-3 y F-4, respectivamente.

En el extremo derecho de esta sección, el Mioceno Medio se someriza ya que el Pozo Ixhuapán-1 lo cortó a 1035 m (0.8 s-twt), en ambiente de plataforma externa; a 1595 m en el Pozo Arroyo Largo-1 y a 2860 m en el Pozo Novillero-12, ambos en ambientes de talud medio (Del Moral, 2009).

El crecimiento de estratos en ambos flancos de las estructuras: Macuile, Muchite y Tesechoacán fué sincinemático del Mioceno Medio hasta el Mioceno Superior; mientras que, el Alto de Tecolapan continuó levantándose hasta el Plioceno.

El horizonte del posible Cretácico Superior se corrió en toda su extensión ligando el Pozo Ixhuapán-1, el cual cortó el Eoceno Superior a los 4864 mbnm, en ambientes batiales. Aunque no alcanzó el Cretácico Superior, se estima que éste se encuentra aproximadamente a 6500 mbnm (4.2 s-twt).

Línea sísmica compuesta C-3.

Esta sección se encuentra constituida por la línea "2D" MAC-34 en su extremo poniente, una línea aleatoria "3D" que pasa por los Pozos Acula-2 y Macuile Sur-1, y por la línea "2D" MAC-54 en su extremo oriental (Figura 44). En la imagen sísmica se observa que los anticlinales Macuile y Muchite son originados por la propagación de fallas emergentes, con vergencia al noreste, de las cuales la falla F-1, causante del Anticlinal Macuile, constituye el frente de la cabalgadura principal sobre la que convergen las fallas F-2 y F-3, en un plano común de despegue que se encuentra aproximadamente a 5 segundos. Las estructuras presentan su máximo desarrollo y mayor desplazamiento sobre las Fallas F-1 y F-2, respectivamente. El cierre estructural del Anticlinal Tesechoacán disminuye gradualmente y el desplazamiento de la falla F-3 se hace pequeño, de tal manera que, en este último, el Mioceno Medio se encuentra aproximadamente a 2 segundos. El flanco NE del Anticlinal Macuile se encuentra afectado por una falla normal, al parecer de poco desplazamiento;



misma que pudo haber sido la ruta de migración que alimentó a las arenas del Mioceno Medio en el Pozo Macuile.-4 y que cortó a los 1710 m, en ambiente de talud medio (Del Moral, 2009).

El crecimiento de estratos en ambos flancos de las estructuras evidencia que, en esta porción, el Anticlinal Macuile fue sincinemático hasta el Mioceno Superior, mientras que los anticlinales Tesechoacán y Muchite terminaron su levantamiento antes de culminar el Mioceno Superior. Su origen se les atribuye al choque de los esfuerzos compresivos provenientes del suroeste contra el Alto de Tecolapan, de tal manera que, las estructuras lo bordearon y circundaron (Figura 24).

En la porción oriental de la línea, donde se localiza el Alto de Tecolapan, la calidad de la información es mala, posiblemente debido a los derrames volcánicos de los Tuxtlas; sin embargo, se observa que los reflectores del Mesozoico y del Oligoceno presentan un cierto acuñaamiento, lo que nos podría indicar que éste inició su levantamiento en el Paleógeno y terminó en el Plioceno Inferior.

Línea sísmica compuesta C-4

Esta sección pasa por los pozos Tlacotalpan-1 (proyectado) y Caldera-1 (Figura 45). Se encuentra constituida por la línea sísmica "2D" MAC-10 en su extremo poniente, una línea arbitraria del cubo sísmico Najucal y por la línea "2D" MAC-44, en su extremo Noreste.

El Anticlinal Tesechoacán ya no tiene presencia, solo persiste el Anticlinal de Loma Bonita en el extremo poniente, donde el Mioceno Medio se cortó a 1060 m (1.0 s-twt). En el extremo noreste se manifiesta el Alto de Tecolapan donde la discordancia del Mioceno Medio se encuentra aproximadamente a 1.3 s-twt. Esta secuencia se profundiza hacia la parte intermedia de la sección y solo es interrumpida por la falla F-1, la cual constituye el frente de cabalgadura del sistema de fallas de propagación que convergen con ella y que forma los anticlinales de Macuile, Muchite y Loma Bonita. El Pozo Tlacotalpan-1 (proyectado) localizado en el extremo Norte del anticlinal Macuile, cortó al Mioceno Medio a los 2065 m; mientras que en el Caldera-1, lo cortó a 1830 m; ambos en ambientes de talud inferior (Del Moral, 2009). En el extremo NE, el Cretácico Superior se encuentra aproximadamente a 4.3 seg; mismo que se profundiza en su porción media hasta alcanzar los 7 segundos.



Línea sísmica compuesta C-5

Esta sección se encuentra compuesta por la línea “2D” MAC-12, una línea arbitraria del cubo Jimba y la línea “2D” MAC- 48; pasa cerca del Pozo Tlacotalpan-1 (Figura 46).

Persisten los anticlinales Macuile y Muchite, aunque este último se infiere, debido a que en esta porción no hay información sísmica. En el extremo noreste el Mioceno Medio se encuentra aproximadamente a 1.9 s y se va haciendo más profundo hacia el poniente, con bajo gradiente. En el extremo poniente, el Anticlinal de Loma Bonita con vergencia al poniente, tiene menor desplazamiento en la falla y su inclinación es menor.

Línea sísmica C-6

Esta línea “2D” se localiza en la parte NW del área de estudio (Figura 47). En la imagen sísmica se observa que los anticlinales Macuile y Muchite, casi no presentan cierre estructural y al parecer no se encuentran afectadas por las fallas F-1 y F-2, respectivamente. El Mioceno Medio se encuentra aproximadamente a los 3 s-twt.

Por lo anterior, es indudable que los anticlinales de Macuile y Muchite tienen su mayor desarrollo y cierre estructural de Sur a Norte, en donde el Alto de Tecolapan se hace más somero; mientras que, en donde el Alto de Tecolapan se profundiza, las estructuras pierden su cierre, como lo evidencian los anticlinales de Muchite y Macuile de esta línea.

b) De dirección aleatoria:

Línea sísmica compuesta C-7

Esta sección, se compone de la Línea 4644 de dirección NE-SW, que pasa por el Pozo Acula-2 en su extremo poniente y una línea aleatoria NW-SE, que pasa por el Pozo Morillo-1 (Figura 48). En el extremo izquierdo se observa que el anticlinal Acula es originado por la propagación de la falla emergente F-2, con vergencia al noreste; al igual que el Anticlinal Muchite localizado en el extremo derecho, evidenciando que ambos pertenecen al mismo alineamiento, solo que este último presenta un mayor cierre estructural. El Mioceno Medio se encontró en el Pozo Acula-2 a 1800 m, mientras que, en el Pozo Morillo-1 a 1380 m; ambos en ambientes de talud medio (Del Moral, 2009). Abajo de la Falla F-1 se observa que los reflectores presentan cierto paralelismo con el posible Cretácico Superior, lo que indica que



ésta secuencia tuvo poca deformación; a diferencia de la secuencia que sobreyace a la falla F-1, la cual se encuentra más deformada e incluso cabalgada.

Línea sísmica C-8

En esta sección de dirección NW-SE, se observa una expresión geomorfológica en forma de pináculo, que pudiera ser originado por un posible aparato volcánico, evidenciado por el pull-up que sufren los reflectores subyacentes a él y que pudiera ser causado por el material ígneo, de mayor velocidad; mismo que fluyó a través de una fisura de dirección Este-Oeste, que alimentó a dicho “volcán” (Figura 49). Lo anterior evidenciaría para este tiempo, el inicio de la actividad ígnea en la región. Otra hipótesis sobre su origen es que pudiera ser debido a un crecimiento orgánico; sin embargo, los depósitos terrígenos de facies batiales para el Mioceno Medio dificultan esta hipótesis.

En el extremo SW se observa el Anticlinal Muchite, el cual se encuentra afectado en su flanco NW, por la falla de propagación F-2. Su presencia en esta porción se debe a que el eje del anticlinal Muchite sufre un flexionamiento del NW-SE a WNW-ESE (Figura 48).

Línea sísmica compuesta C-9

Esta sección de dirección irregular Norte-SE, esta compuesta por la línea “2D” MAC-41 en su extremo norte, una línea arbitraria del cubo que pasa por los pozos Tlacotalpan-1 y Macuile-4, Macuile Sur-1 y termina en la porción SE del Cubo Najucal (Figura 50).

En la parte intermedia de la imagen sísmica se observa que la traza de la falla F-1, a la altura del Oligoceno, hizo cabalgar el bloque en donde se perforaron los pozos Tlacotalpan-1, Macuile 4 y Macuile Sur-1; el mayor desplazamiento del bloque ocurre en el extremo izquierdo. El Mioceno Medio se encontró en el Pozo Tlacotalpan a 2065 m., en ambientes de talud inferior; a 1710 m en el Pozo Macuile-4 y a 1970 m en el Pozo Macuile Sur-1; ambos en ambientes de talud (Del Moral, 2009).

En el extremo sureste se observa que la falla F-1 verge al NE, debido al flexionamiento que sufre la estructura de Macuile en su extremo sur. Abajo del Horizonte Oligoceno, los reflectores son paralelos a la cima del posible Cretácico Superior, posiblemente debido a que es una sección longitudinal a las estructuras.

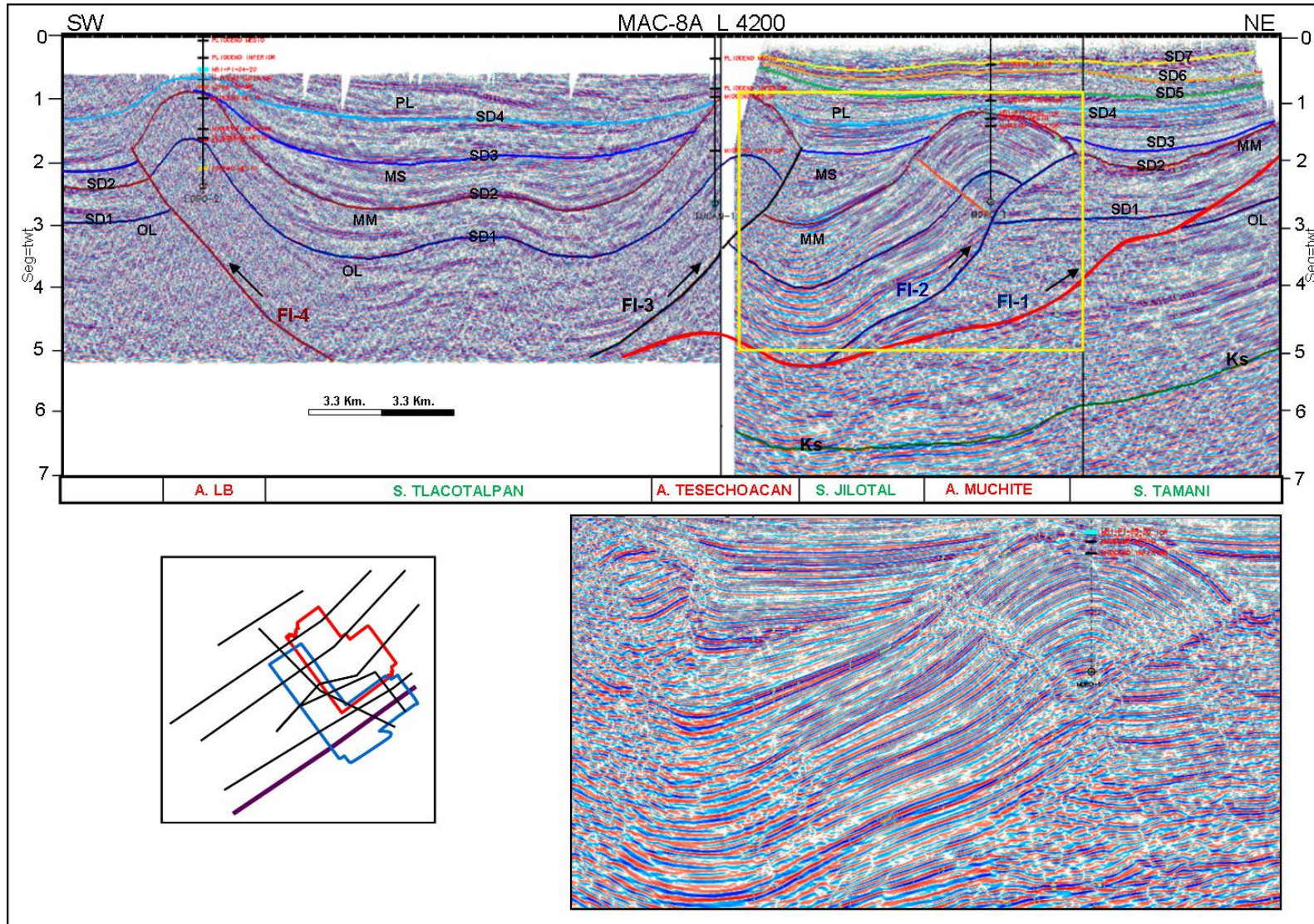


Figura 42. Línea sísmica compuesta C-1 ,de dirección SW-NE. Los anticlinales Loma Bonita y Tesechoacán, originadas por fallas de propagación con vergencias opuestas, presentan mayor cierre estructural; mientras que el anticlinal Muchite es más amplio. Este trabajo.

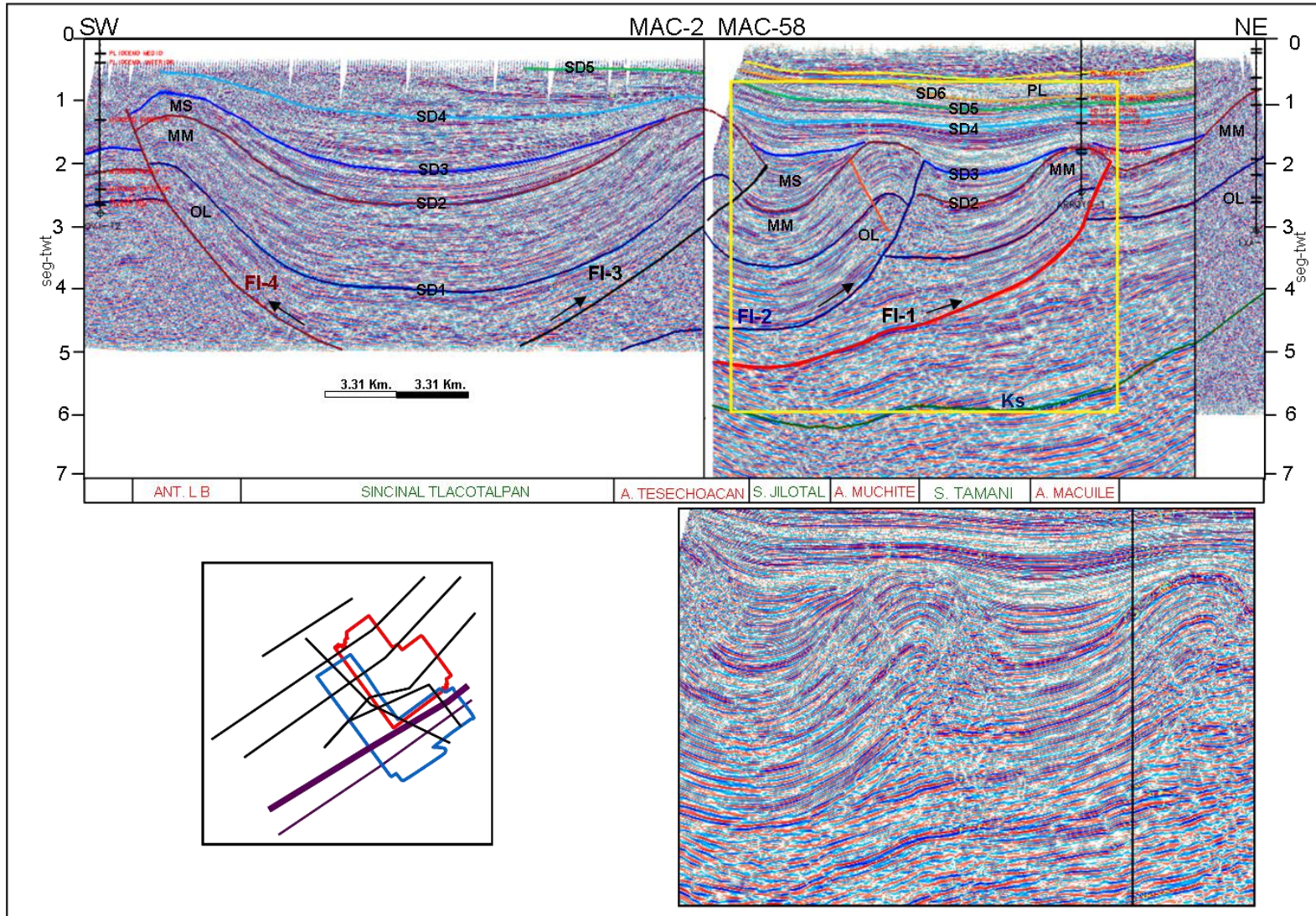


Figura 43. Línea sísmica C-2, de dirección SW-NE. El Anticlinal Macuile presenta mayor cierre estructural; mientras que, en los demás disminuye. El Alto estructural de Tecolapan se someriza a la derecha Este trabajo.

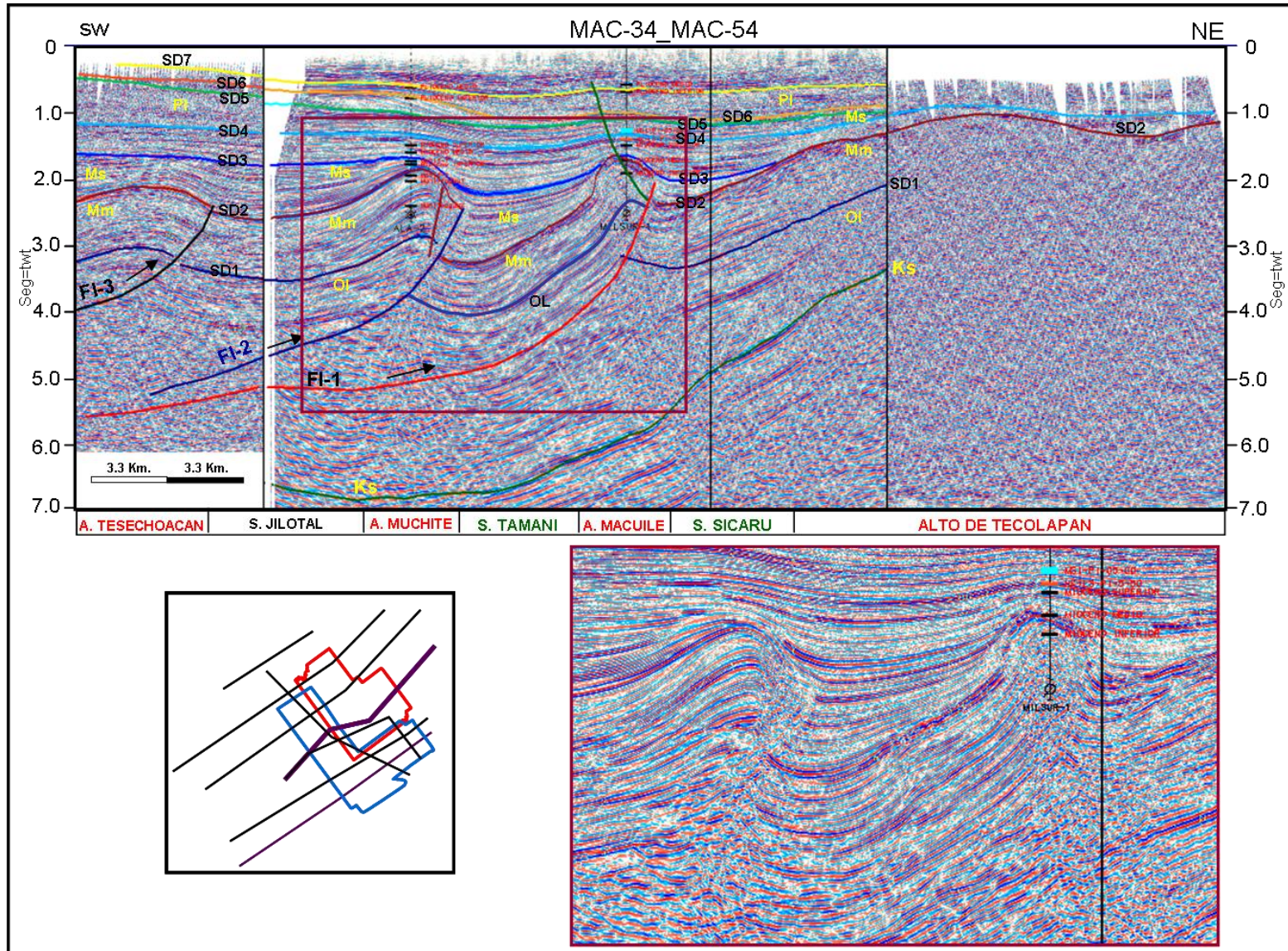


Figura 44. Línea sísmica compuesta C-3. El Anticlinal Tesechoacán casi pierde su cierre estructural y el Alto de Tecolapan se hace más somero. Este trabajo.

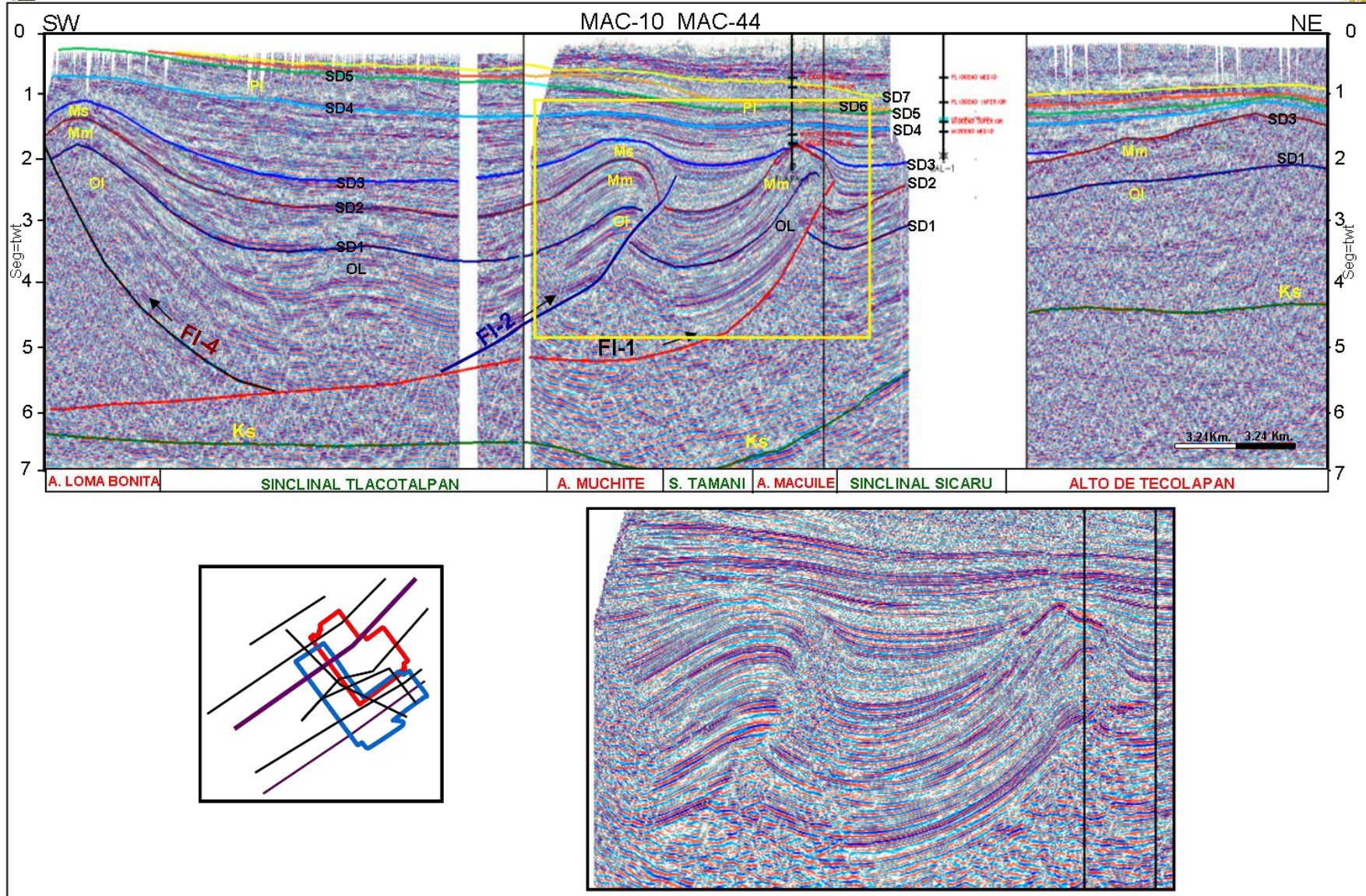


Figura 45. Línea sísmica C-4, de dirección SW-NE. El Anticlinal Tesechoacán desapareció y los demás reducen su cierre estructural. Este trabajo. La asociación de estratos indica que el Alto de Tecolapan terminó su levantamiento en el Plioceno.

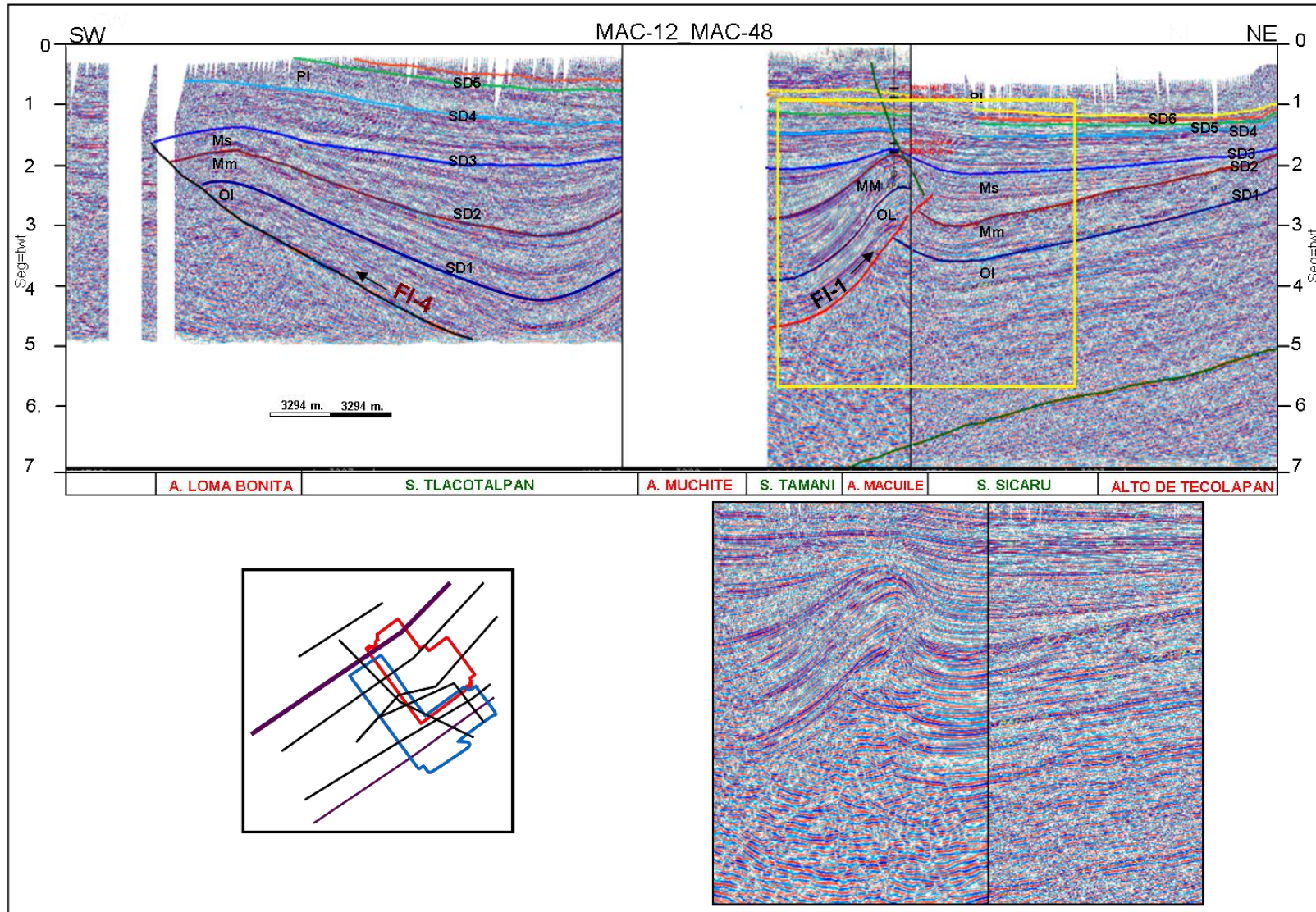


Figura 46. Línea sísmica C-5. Este trabajo. La asociación de estratos del Mioceno superior indica que el depósito de sedimentos fué sincinemático con el levantamiento de las estructuras hasta el Plioceno inferior.

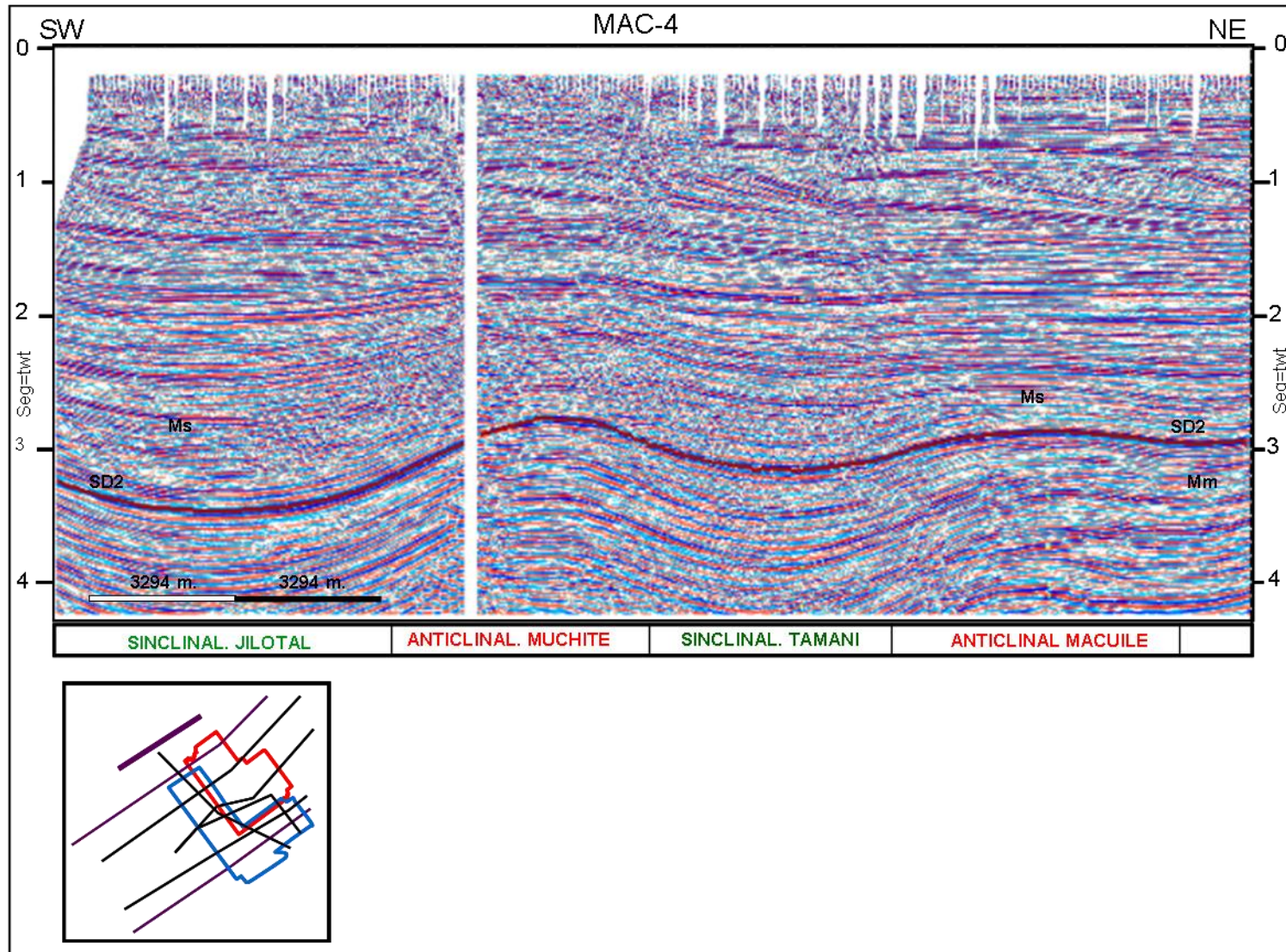


Figura 47. Línea sísmica C-6, 2D MAC-4, de dirección SW-NE; el cierre estructural de los anticlinales Muchite y Macuile casi desaparecen. Ver figura 41 para la localización de la sección. Este trabajo.

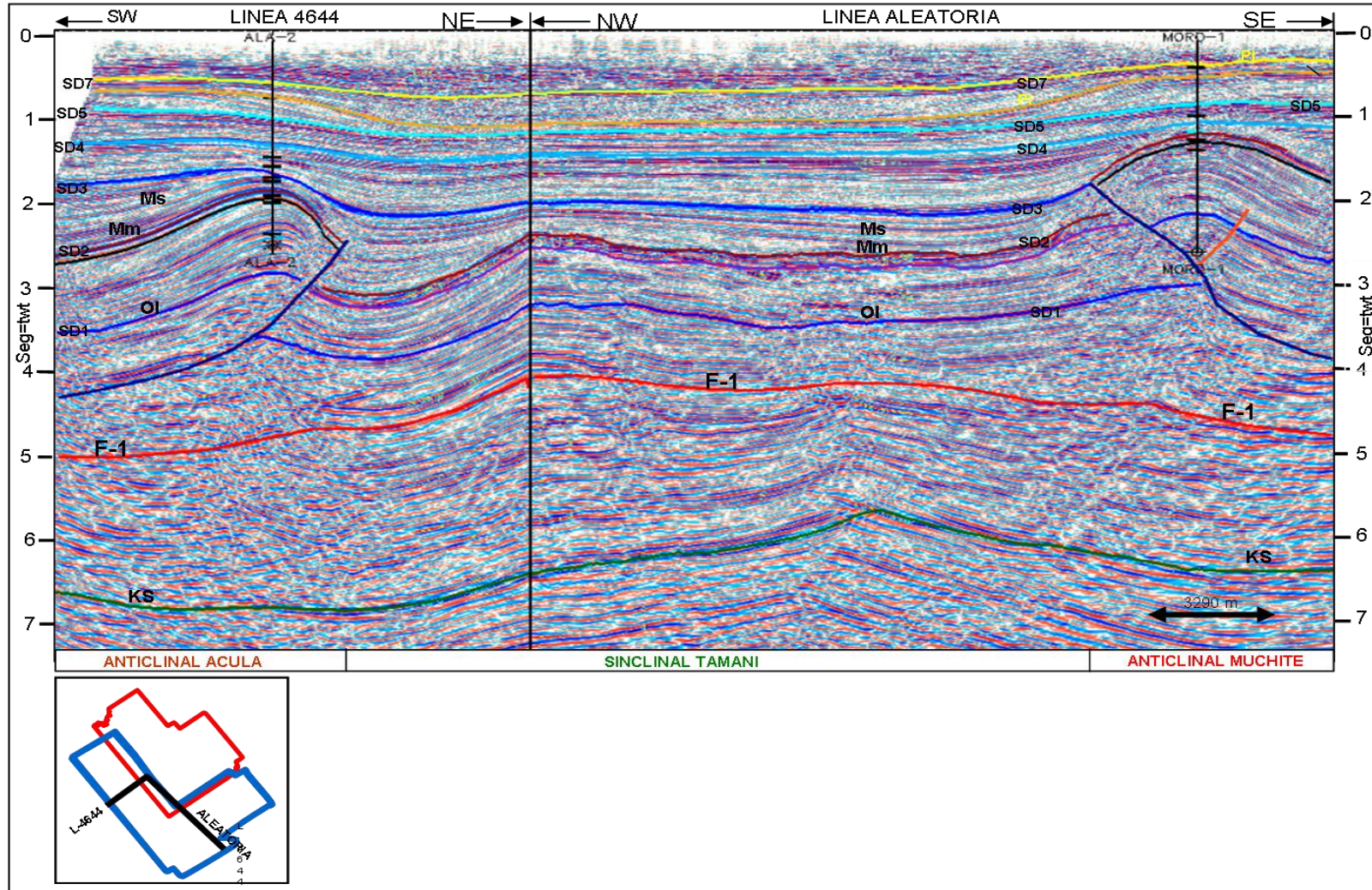


Figura 48. Línea sísmica C-7 aleatoria, que pasa por la Línea 4644 y una Línea aleatoria. Los anticlinales Acula y Muchite pertenecen al mismo alineamiento estructural. La falla F-1 hace cabalgar al paquete sedimentario superior. Este trabajo.

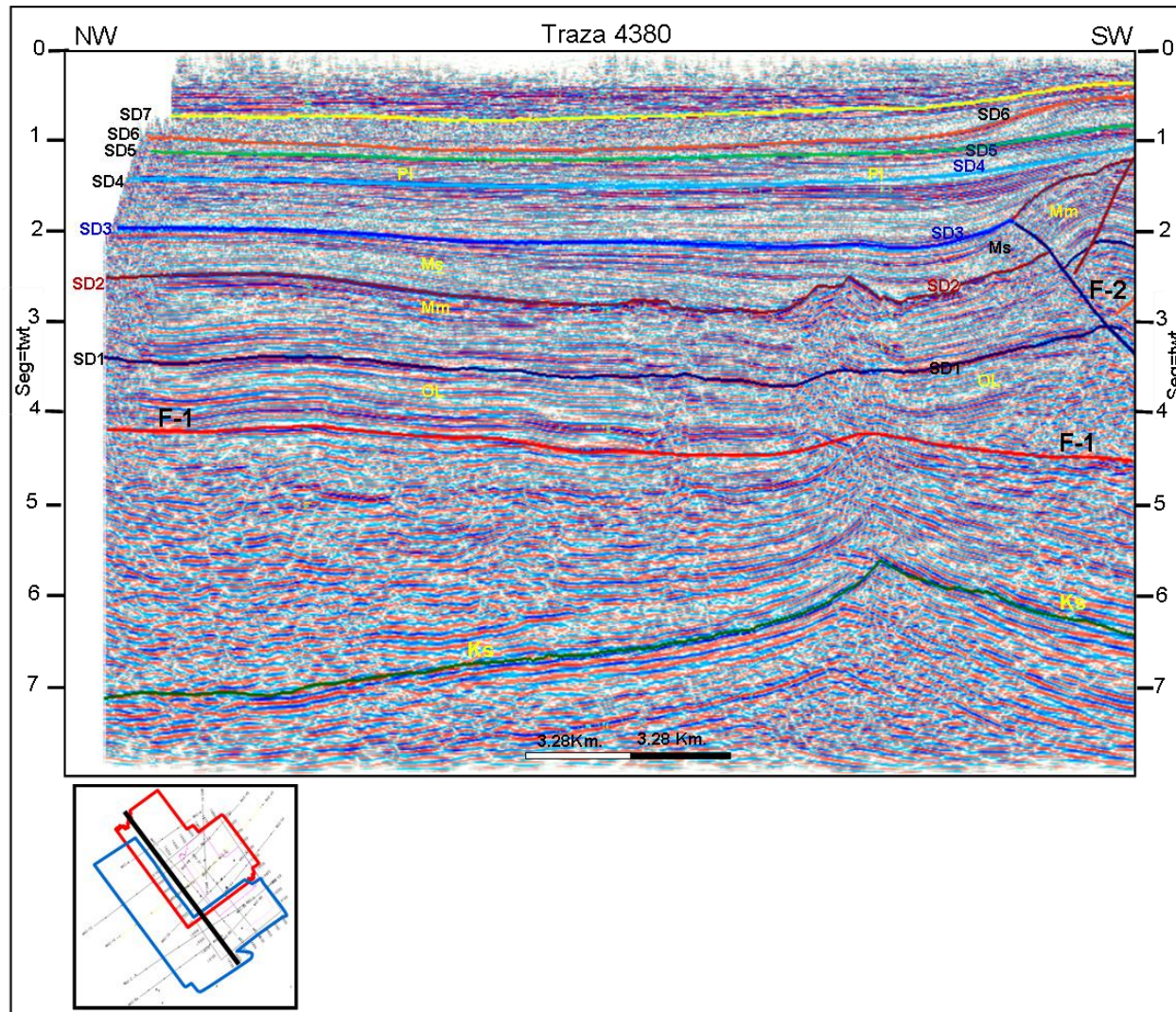


Figura 49. Línea sísmica C-8, de la Traza 4380, donde se manifiesta un pináculo posiblemente causado por un aparato volcánico en la cima del Mioceno Medio o bien un crecimiento orgánico. Ver figura 41 para la localización de la sección. Este trabajo.

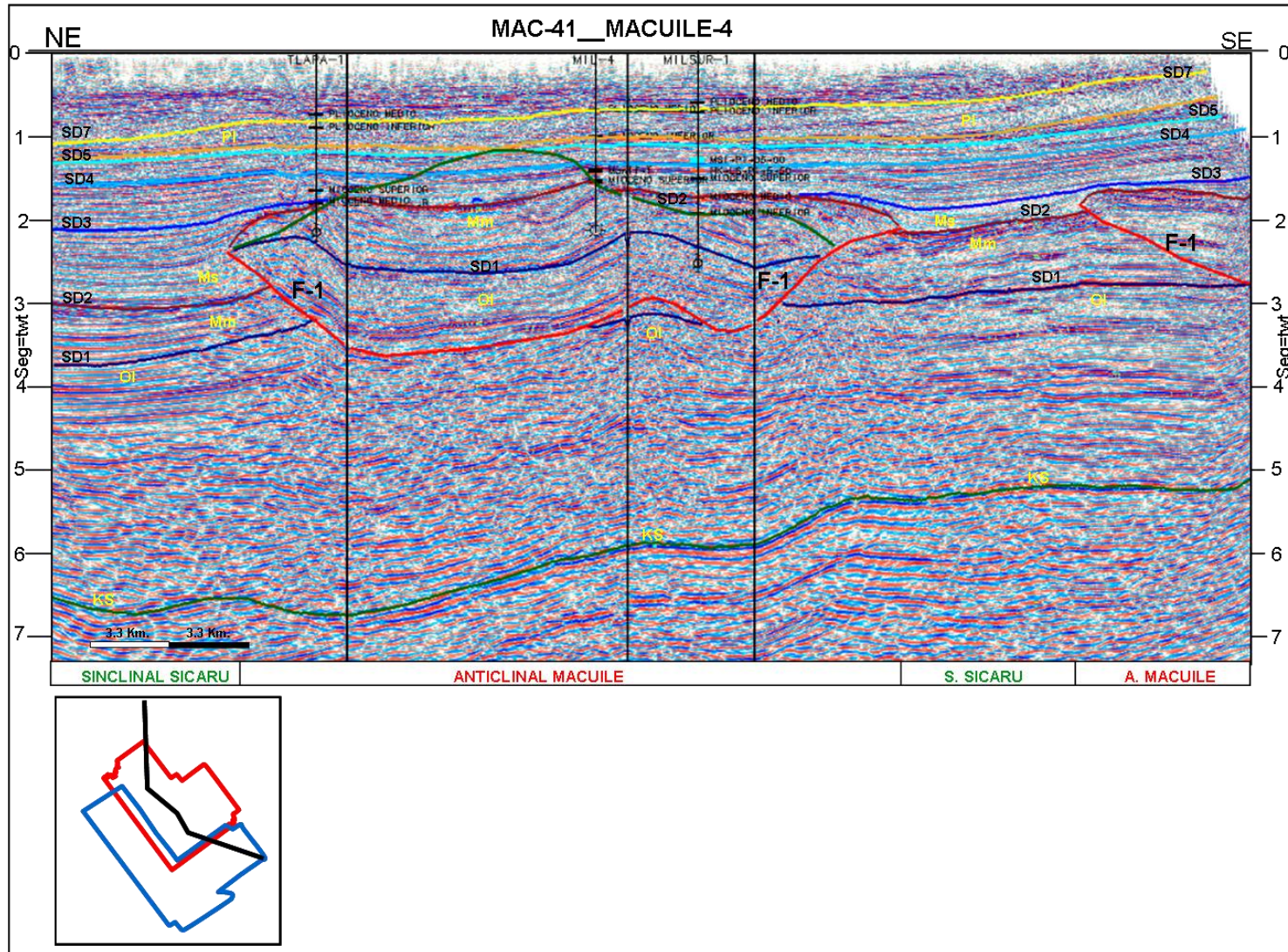


Figura 50. . Línea sísmica arbitraria C-9, longitudinal al Anticlinal Macuile; la falla inversa F-1 evidencia el cabalgamiento de dicha estructura. Pasa por los pozos Tlacotalpan-1, Macuile-4 y Macuile Sur-1 y termina en la porción SE del Cubo Najucal. Este trabajo.



4.2. Descripción de horizontes

Se configuraron los horizontes: Discordancia del Mioceno Medio, cima del posible Oligoceno, y cima del posible Cretácico Superior. Para la interpretación del Mioceno Medio se tomaron en consideración los Pozos Macuile-4 y Macuile Sur-1. El posible Cretácico Superior se infirió a partir del pozo Ixhuapán-1.

Con la interpretación realizada, se comprobó la existencia del Alto de Tecolapan, de dirección Este-Oeste, localizada entre las poblaciones de Santiago Tuxtla y Lerdo de Tejada, Veracruz; su extremo oriental, según la gravimetría y magnetometría, se relaciona con el Alto de Los Tuxtlas, de dirección Noroeste- Sureste (Figuras 23, 24 y 25). En la línea MAC-34 de la Figura 38, se observa que en el Alto de Tecolapan, los reflectores presentan un aparente acuñaamiento, lo que hace suponer que éste comenzó a levantarse en el Paleógeno, mismo que, en la parte superior del Mioceno Medio sirvió de contrafuerte a los esfuerzos compresivos provenientes del Suroeste, debido a la subducción de la Placa del Pacífico abajo de la costa occidental de México, provocando que la columna sedimentaria se plegara por medio de un sistema de fallas de propagación y originando los alineamientos estructurales de Macuile, Muchite, Tesechoacán y Loma Bonita. Es notorio el flexionamiento que sufren estas estructuras, siguiendo los bordes del alto de Tecolapan. Los conglomerados del Mioceno Medio cortados en los pozos perforados en el alineamiento Macuile, hacen suponer que durante este lapso, el Alto de Tecolapan estuvo suministrando el sedimento gravoso de los conglomerados en ambientes batiales.

Varios autores consideran que algunas estructuras de la Cuencas de Veracruz, así como el cambio de dirección que sufren las estructuras, de la dirección NO-SE a la dirección NE-SO, se debe a la presencia de fallas transcurrentes; sin embargo, con base en la interpretación hecha en este trabajo, éstas no son evidentes y solo se observa un acortamiento del Neógeno, debido a la generación de pliegues por la propagación de fallas emergentes.

4.1.1. Horizonte posible Cretácico Superior (66.5 Ma.)

Este horizonte (Figura 51), cubre la mayor parte del área, y se corrió a partir del pozo Ixhuapán-1, el cual, aunque solo alcanzó a las rocas del Eoceno, $PT = 4864$ m; se estima que el Cretácico Superior se encuentra a 6700 mbnm (4.5 s-twt).

Otros pozos perforados en la región, como el Ateponta-1001, alcanzó el Cretácico Superior a los 5520 m (3.52 s) y el Ixcatlán-1, a los 1980 m (1.540 s-twt).

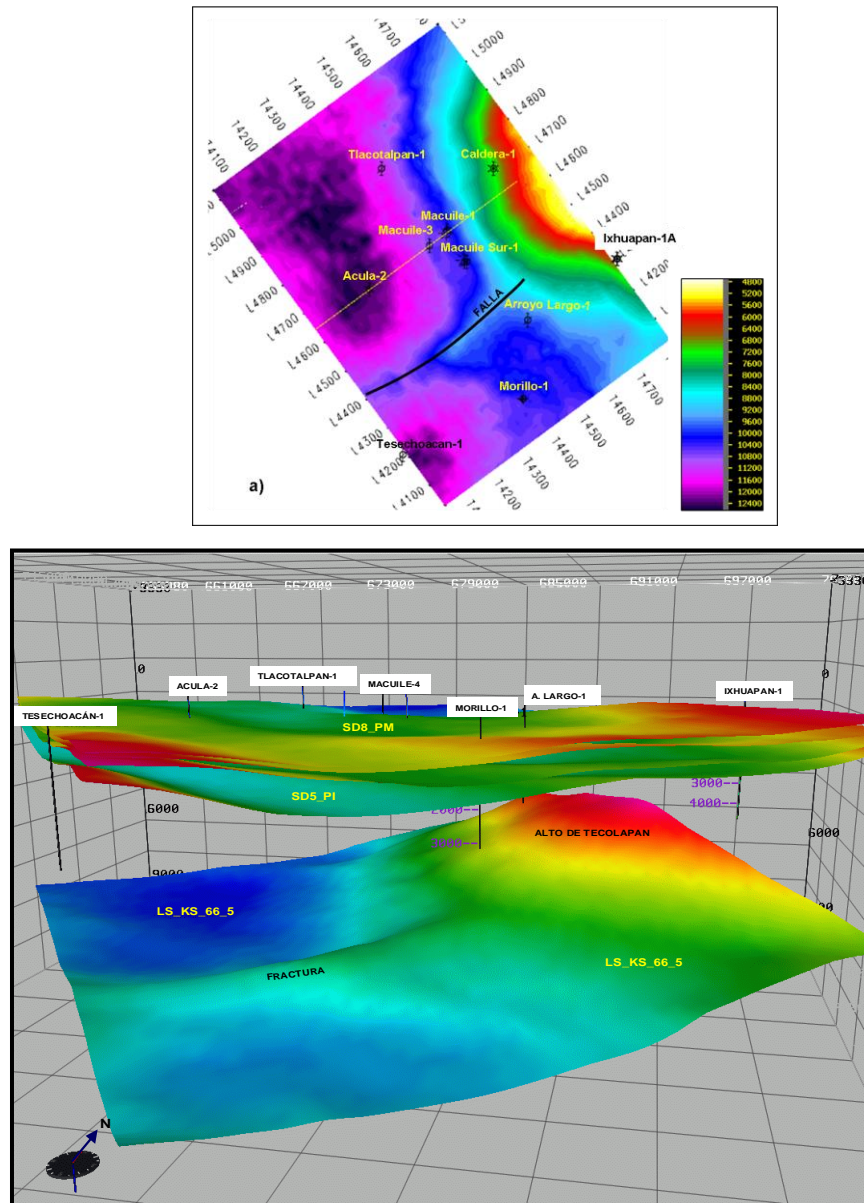


Figura 51. a) Mapa de la cima del posible Horizonte del Cretácico Superior (LS_KS_66_5); b) Despliegue 3D del Cretácico Superior. Este trabajo.

El Cretácico Superior se hace más somero hacia la porción oriental, aproximadamente a 5000 mbnm, donde se postula el Alto de Tecolapan. En la porción sur del área se observa un alineamiento estructural de dirección NE-SO, el cual se considera es causado por una fractura

por donde hubo emisión de lava a través de un posible aparato volcánico, el cual estuvo activo durante el Mioceno Medio (Figura 49). Dicho alineamiento separa la porción poniente en dos depresiones, siendo más profunda la que se localiza en la porción Noroeste del área, donde se estima una profundidad de aproximadamente 10,000 mbnm.

4.1.2. Horizonte SD1, Cima del Oligoceno (24.36 Ma.)

Este horizonte (Figura 52), nombrado en este trabajo como SD1, se corrió en toda el área del cubo, para su interpretación se consideró el Pozo Ixhuapán-1 A, el cual cortó al Oligoceno a los 3448 mbnm (2.4 s-twt) .

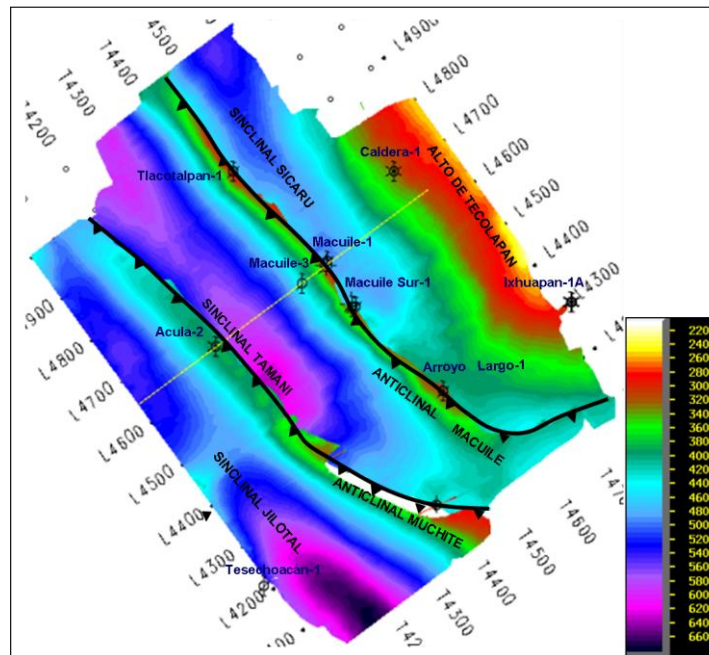


Figura 52. Mapa de la Cima del Oligoceno (SD1). Este trabajo.

En la porción oriental del área, este horizonte presenta echados relativamente suaves, en donde se manifiesta el Alto de Tecolapan; mismo que es bordeado al poniente por franjas alargadas de dirección NO-SE, correspondiente a los anticlinales Macuile y Muchite, separados entre sí, por el Sinclinal Tamani.

4.1.3. Horizonte SD2, discordancia Cima del Mioceno Medio (11.8 Ma.)

Este horizonte se corrió en toda el área; su control se hizo tomando como base los pozos Macuile-4 y Macuile Sur-1 (Figuras 53, 54 y 55).

En la porción oriental del área, se observa que este horizonte se hace más somero (0.6 s-twt) en el Alto de Tecolapan. Sobresalen los anticlinales con dirección Noroeste-Sureste: Macuile, Muchite y Tesechoacán, separados entre sí por los sinclinales: Tamani, Jilotal y Tlacotalpan, respectivamente.

Al Norte del Pozo Morillo-1 se localiza una expresión geomorfológica en forma de pináculo (Figuras 49 y 53), misma que pudiera ser originada por un posible aparato volcánico o un crecimiento orgánico; sin embargo, según las condiciones batiales que prevalecían en esta época, hace difícil explicar la última opción.

En la porción Sur del área, los anticlinales de Tesechoacán y Muchite, presentan un mayor cierre estructural, coincidente con el flexionamiento que sufren sus ejes, con dirección NW-SE y hacia SW-NE; al parecer, siguiendo los límites del Alto de Tecolapan, por lo que se infiere que a partir del Mioceno Medio, los arroyos drenaban de sureste a noroeste debido a que la única comunicación de estas subcuencas con el mar, era al noroeste del área de estudio.

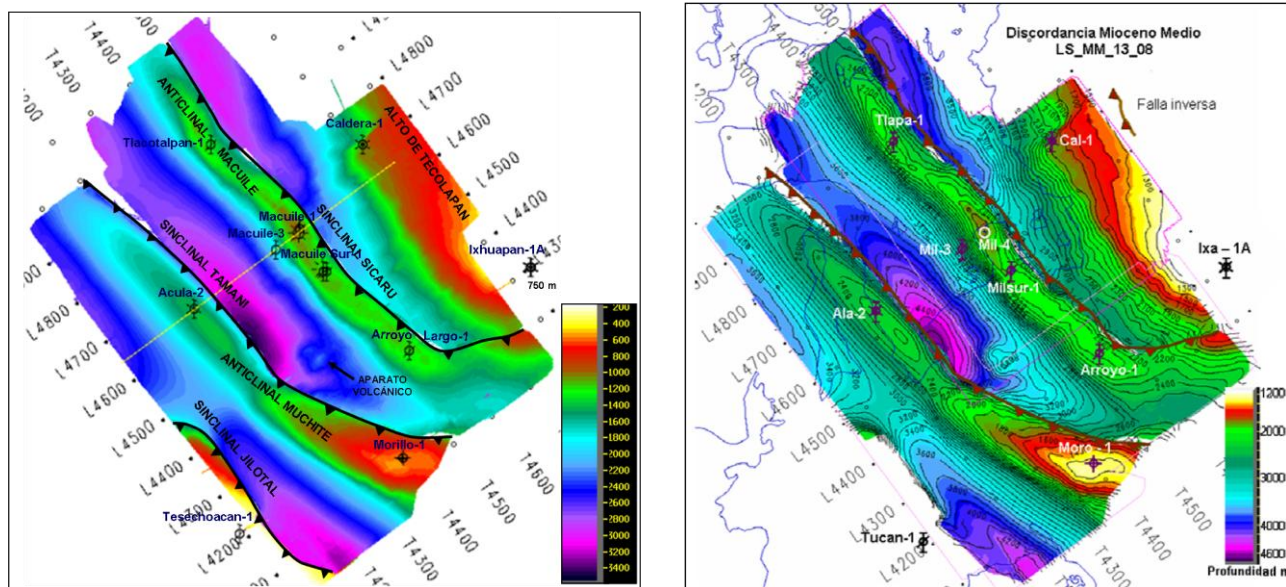


Figura 53. Mapa de la Cima del Mioceno Medio en tiempo y en profundidad (Peláez R., 2008)

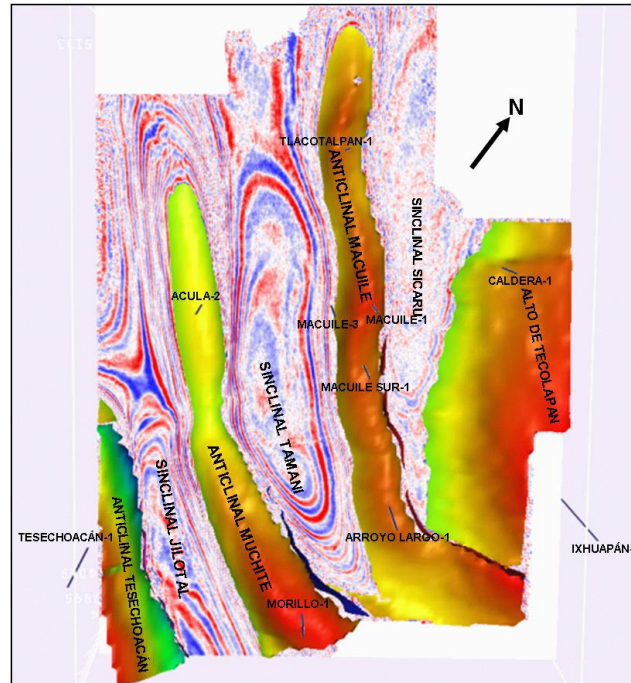


Figura 54. Cima del Horizonte del Mioceno Medio (SD3). Los anticlinales Muchite y Tesechoacán tienen mayor cierre estructural en su extremo Sur y sus ejes buzan en su extremo Norte hasta casi desaparecer. El drenaje era de Sur a Norte, donde las subcuencas comunicaban con el mar. Este trabajo.

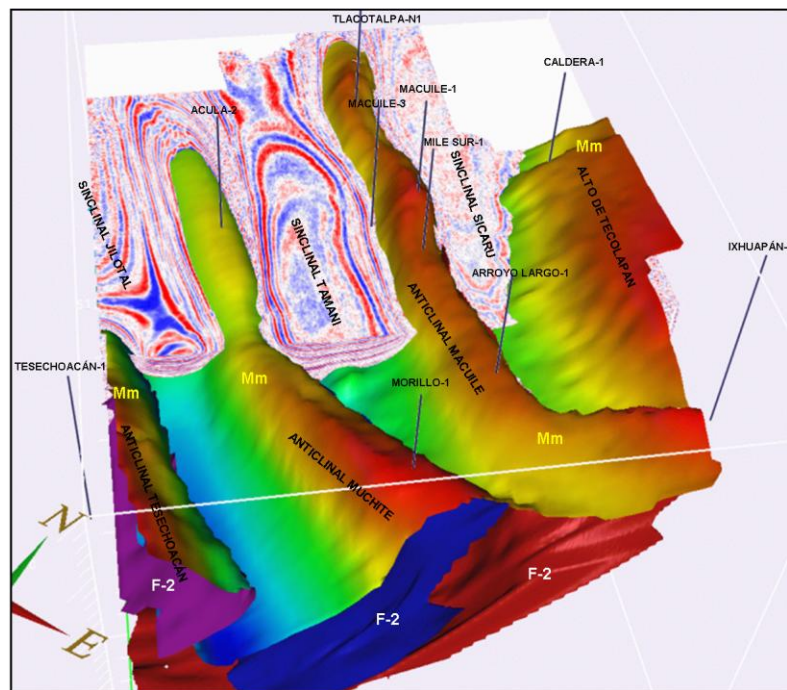


Figura 55. Cima Mioceno Medio, Las fallas de propagación: F-1, F-2 y F-3, originaron los anticlinales: Macuile, Muchite y Tesechoacán, respectivamente. Este trabajo.

4.1.4. Horizonte SD4, dentro del Mioceno Superior (sobreyace al Mioceno Medio)

Tanto en el mapa como en la representación “3D” del horizonte SD4_MS se observa que, tanto el Alto de Tecolapan, así como los anticlinales de Macuile, Muchite y Tesechoacán, actuaron como zonas altas, en donde hubo áreas de no depósito; sin embargo, siguieron prevaleciendo condiciones batiales y suministrando sedimentos hacia las depresiones (Figura 56). Para este tiempo, las cuencas solo drenaban hacia la porción Noreste debido a que en la porción Sur, en el área del flexionamiento de las estructuras, éstas fueron levantadas con mayor intensidad, además de que el ancestral “Volcán de los Tuxtlas” estaba activo, levantando el Alto de los Tuxtlas.

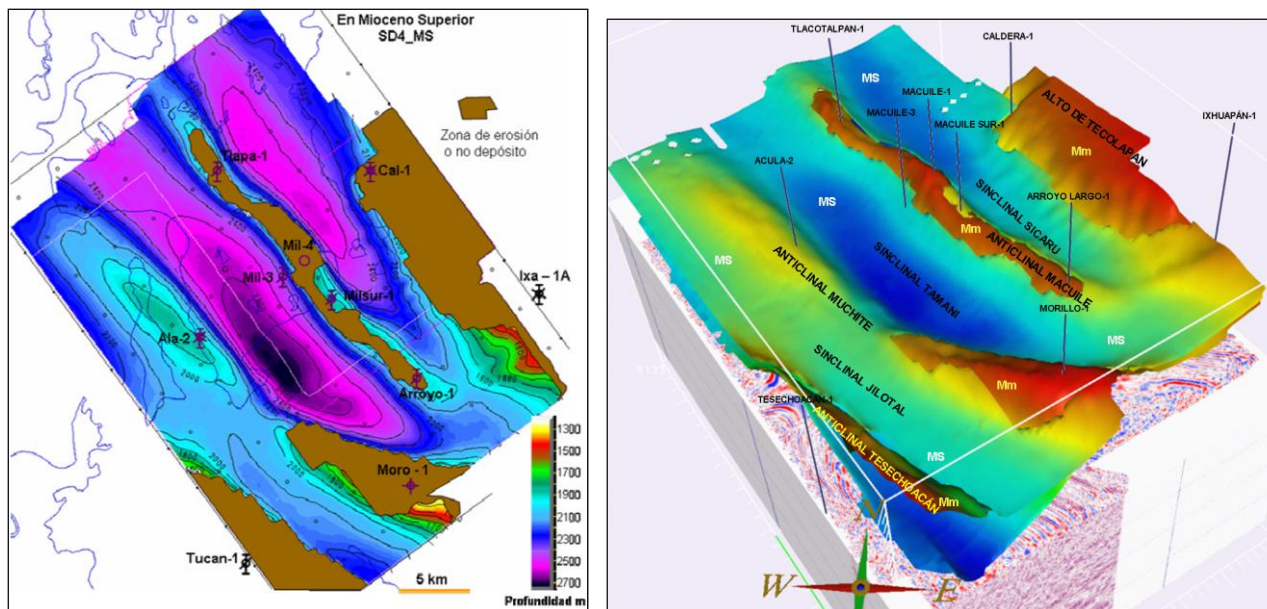


Figura 56. Mapa en profundidad (Peláez, 2008) y representación “3D” del horizonte SD4, dentro del Mioceno Superior, el cual sobreyace al Mioceno Medio. En la cima de los anticlinales, a pesar de haber prevalecido condiciones batiales, hubo áreas de erosión o no depósito (color café). Curvas de contornos a cada 100 m. Este trabajo.

4.1.5. Horizonte SD-5, dentro del Plioceno Inferior

En el mapa de este horizonte se observa que una transgresión marina ya había cubierto a las estructuras plegadas en el Mioceno Medio, prevaleciendo condiciones batiales (Figura 57); sin embargo, los esfuerzos generados al poniente del área, continuaron actuando; tal como lo demuestra la persistencia de los anticlinales de Muchite y Macuile; este último afectado por la falla normal FN1 con caída al oriente y que pudo haber servido de ruta

de migración a los hidrocarburos encontrados en el Mioceno Medio del Pozo Macuile-4.

4.1.6. Horizonte SD6, dentro del Plioceno Inferior

Para este tiempo, la parte central del área de estudio estaba constituida por una cuenca, cuya parte más profunda (+/-1300 m) se localizaba en las cercanías del Pozo Tlacotalpan-1, donde se comunicaba con el Golfo de México (Figura 58).

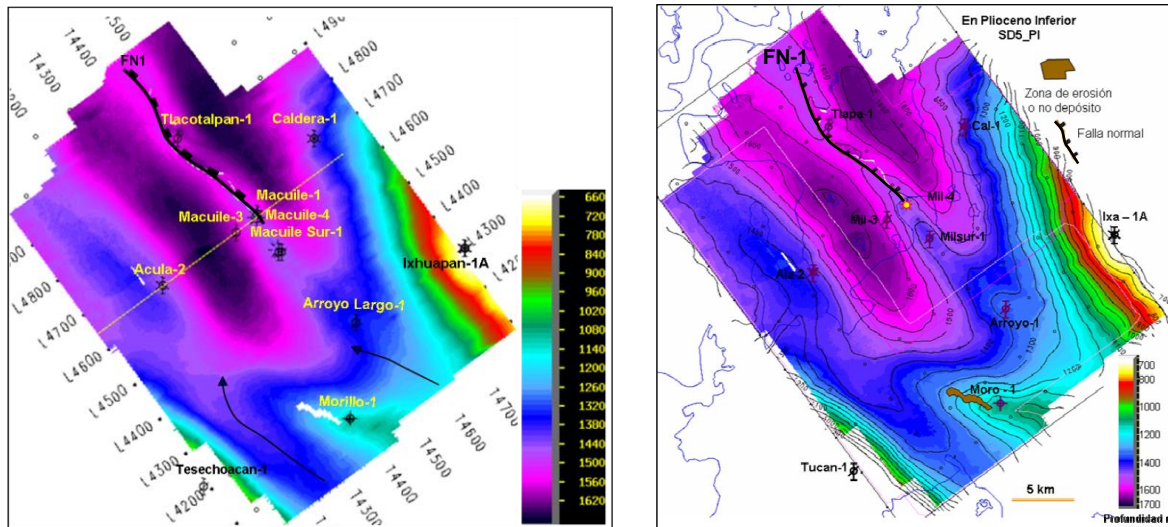


Figura 57. Cima del Horizonte SD5_PI, dentro del Plioceno, en tiempo y profundidad. Este trabajo.

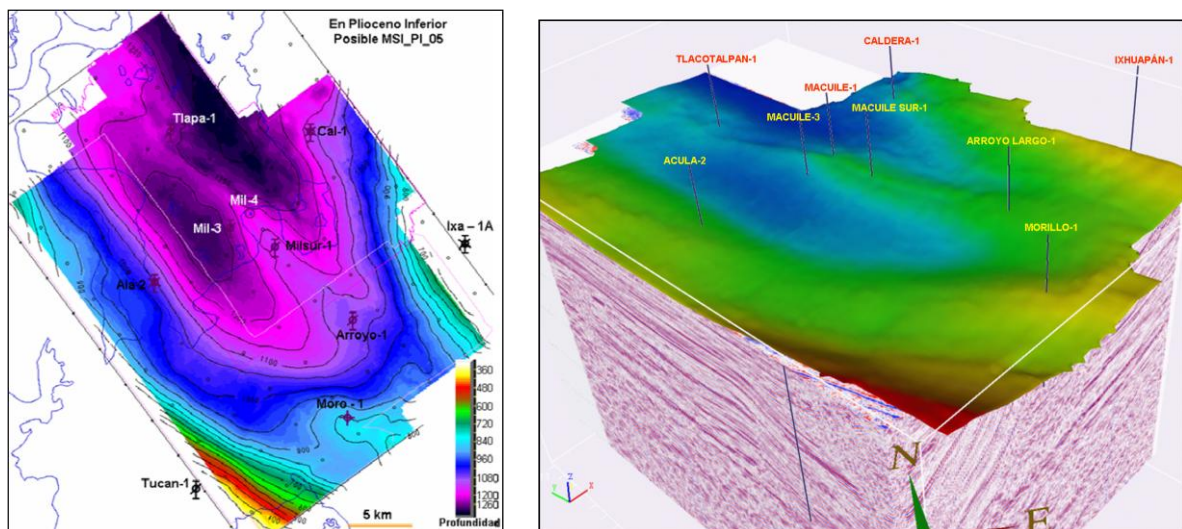


Figura 58. Mapa en profundidad (tomado de Peláez, 2008) y representación “3D” del horizonte SD6, Dentro del Plioceno Inferior (posible MSI_PI_05). Este trabajo.

Dicha cuenca se encuentra dividida por el Anticlinal Macuile en su parte media, lo que indica que los esfuerzos provenientes del poniente, de poca intensidad, aún estaban vigentes para esta edad.

4.1.7. Horizonte SD8, dentro del Plioceno medio

En el mapa de la cima de este horizonte, se observa que las aguas marinas estaban en una fase regresiva, con una cuenca somera (+/- 800 m) rodeada por altos estructurales de poco relieve, a excepción de la porción noreste, donde se localiza la parte más profunda de la cuenca (+/- 1000 m) y por donde se comunicaba con el Golfo de México (Figura 59).

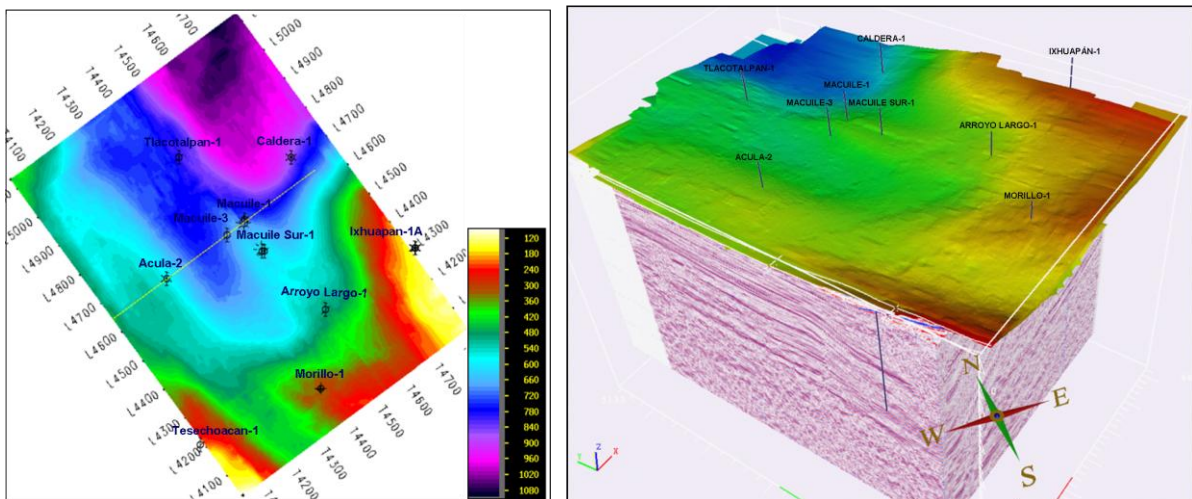


Figura 59. Mapa y representación “3D” del Horizonte SD8, dentro del Plioceno Medio. Este trabajo.



Capítulo 5

Conclusiones:

- Con la interpretación sísmica realizada, apoyada con los estudios de gravimetría y magnetometría, en esta tesis se postula la existencia de un alto estructural denominado Tecolapan, de dirección NE-SW, localizado entre las poblaciones de Santiago Tuxtla y Lerdo de Tejada, Veracruz; mismo que actuó de contrafuerte, en la parte baja del Mioceno Superior, a los esfuerzos provenientes del suroeste, causando que la columna sedimentaria terciaria se plegara y cabalgara por medio de un sistema de fallas de propagación (fault propagation fold). Lo anterior explica el flexionamiento que sufren los ejes estructurales en la parte sur del área de estudio, sin haber fallas de desgarre o laterales, ya que de una dirección NW-SE cambian de dirección al NE-SW, al haber seguido los límites del Alto Tecolapan. De acuerdo a la información sísmica y de métodos potenciales, el alineamiento Anegada-Los Tuxtlas termina a la altura de Coatzacoalcos, en donde se manifiesta el Mínimo Isla; por lo que, en esta tesis se considera que dicho alineamiento no tiene continuidad hacia el Sur.
- Dentro del área de estudio se corrieron 9 horizontes: uno correspondiente al posible Cretácico Superior y 8 contenidos dentro de la secuencia terciaria; la mayor parte de ellas fueron depositadas en ambientes batiales.
- Varios autores consideran que algunas estructuras de la Cuencas de Veracruz, así como el cambio de dirección que sufren las estructuras, de la dirección NW-SE a la dirección NE-SW, se debe a la presencia de fallas transcurrentes; sin embargo, con base en la interpretación hecha en este trabajo, así como en la información gravimétrica y magnética de la región, en la porción Sur de la Cuenca de Veracruz, no se visualizan fallas de desplazamiento lateral; solo se observa un sistema de pliegues que son más jóvenes hacia el oriente, en las cercanías de Santiago Tuxtla y que



fueron originados por fallas de propagación (*fault propagation fold*), las cuales convergen en un plano común de despegue que se encuentra aproximadamente a 5 s-twt de la imagen sísmica; su frente de cabalgadura lo constituye la Falla F-1. Dichas fallas fueron las causantes de las estructuras anticlinales: Macuile, Muchite, Tesechoacán y Loma Bonita, cuyos cierres estructurales son mayores en su extremo Sur; mientras que, en su extremo Norte buzan hasta casi desaparecer.

- El crecimiento de estratos (on-laps), en ambos flanco de las estructuras: Macuile, Muchite y Tesechoacán, evidencian que el depósito de sedimentos fué sincinemático desde la parte alta del Mioceno Medio hasta el Plioceno inferior.
- A principios del Mioceno Superior, la región experimentó una etapa transgresiva evidenciada por los estratos relativamente horizontales que sobreyacen a los estratos plegados y cabalgados del Mioceno Medio. Los sinclinales funcionaron como subcuencas, de tal manera que el drenaje del área fue de Sur a Norte, debido a que la única comunicación con el mar era al noroeste del Alto de Tecolapan.
- El Anticlinal Macuile se encuentra afectado por una falla normal con caída al oriente, misma que pudo haber servido de ruta de migración a los hidrocarburos encontrados en el Mioceno Medio del Pozo Macuile-4.
- Los reflectores del Mesozoico presentan paralelismo, lo que indica que estos sedimentos se depositaron en un ambiente precinemático; sin embargo, El acuñaamiento que se observa entre el Cretácico Superior y el Oligoceno, en el Alto de Tecolapan, parece indicar que dicho alto inició su levantamiento en el Paleógeno y continuó hasta el Plioceno Inferior.
- De acuerdo al mapa de geología superficial del Activo Integral de Veracruz (2005), en esta tesis, se considera que el trend Novillero-Vivora-Chachalacas, es un alineamiento continuo de más de 180 Km. de longitud, el cual se inicia en las cercanías del Puerto



de Veracruz y llega hasta el Cubo sísmico de Agua Fría, donde parece flexionarse hacia el NE-SW. A lo largo de toda su trayectoria presenta las mismas características; es decir, una falla inversa que afecta el flanco poniente del Anticlinal de Loma Bonita y que es paralelo a ella, ambas de dirección NW-SE y con vergencia al poniente. Su plano de falla parece converger con el plano de despegue común de las estructuras que se localizan más al oriente: Tesechoacán, Muchite y Macuile.

- Según los mapas de métodos potenciales, la parte más profunda de la cuenca de Veracruz se encuentra entre el Pozo Ixcatlán-1 y el Pozo Jaltepec-1, en donde, el eje del Mínimo gravimétrico Isla se flexiona de una dirección NW-SE, a una dirección Este-Oeste. El Pozo Salsomera-1, localizado al oriente de dicho flexionamiento, cortó un potente espesor de sal en el Terciario, lo que hace suponer que la sal jurásica migró hacia niveles estratigráfico superiores, debido a la carga litostática de miles de metros de sedimentos del Mesozóico y Terciario que se depositaron en la cuenca. Lo anterior hace suponer que la sal, aunque en menor cantidad, pudo haber tenido influencia en el extremo noroeste del mínimo Isla, donde algunas estructuras presentan vergencia al poniente, opuesta a la vergencia de las estructuras laramídicas. Tal y como queda de manifiesto en la estructura donde se perforó el Pozo Heim-1, dentro del Cubo Sísmico Agua Fría, misma que presenta una vergencia al poniente y tiene todas las características de haber sido originada por deslizamiento gravitacional, posiblemente influenciado por un cuerpo de sal o arcilla, el cual sirvió como superficie de despegue. No se descarta la hipótesis de que el Anticlinal Vívora-Cocuile-Loma Bonita, pudiera tener el mismo origen.
- Varios investigadores consideran que una falla paleotransformante, paralela a la costa oriental de México, hizo rotar el bloque Yucatán y participó en la apertura del Golfo de México (Js); misma que, pudiera pasar por debajo de la Cuenca de Veracruz, ó bien, ésta se encuentra arriba de un pull-apart con piso constituido de corteza oceánica del Tithoniano ó Cretácico inferior; sin embargo, los afloramientos de la Caliza Chinameca (Kimmeridgiano- Valanginiano) localizados en las cercanías de Minatitlán; así como



los afloramientos calcáreos de Cerro Pelón, situado a 80 Km al sureste de Coatzacoalcos, en donde cubren a la Formación Todos Santos, hacen considerar que, al menos en la parte sureste de la Cuenca de Veracruz, el piso oceánico no se extendió hacia esta porción. Otros consideran que la paleotransformante se relaciona con una anomalía gravimétrica asociada a una cordillera marginal de dirección Norte-Sur, que se extiende desde el delta del Río Bravo y podría alinearse con el Alto Anegada-Los Tuxtlas; sin embargo, esta anomalía no continua mas allá de los Tuxtlas, lo que no explicaría la rotación y desplazamiento del bloque Yucatán; además de que las rocas máfico-alcálicas del campo volcánico de los tuxtlas, cuya actividad volcánica posiblemente comenzó en el Mioceno Medio (+/- 15 Ma), se encuentran más relacionadas con la Faja volcánica-transmexicana, debido a la subducción de la Placa de Cocos, debajo de la Placa Americana, mucho más jóvenes que las emitidas en la Costa Norte de la República, las cuales son mas básicas y más antiguas..



Citas referidas

- Albarrán J. Jacobo, Garduño, V.H., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquare, G., Tonarini, S., 1992, Datos sobre el vulcanismo geogénico-reciente del complejo volcánico de los Tuxtles, Edo. De Veracruz, México. Evolución petrológica y geo-volcanológica, Proc. XI Convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana, Veracruz, México, pp. 97-98.
- Andreani L., Rangin C., Martínez-Reyes J., Le Roy C., Aranda-García M., Le Pichon X., Peterson-RR., submitted, Neogene left-lateral shearing along the Veracruz Fault: the eastern boundary of the Southern, Mexico Block. Bull. Soc. Geol. Fr.
- Arreguín López Marco A., 2003, Sequence stratigraphy of Miocene-pliocene sediments and 3-D interpretation of the deepwater turbidite systems of the Cocuite and Playuela fields, Veracruz basin, Mexico. Tesis de Posgrado, Universidad de Colorado.
- Cruz Helú Pablo, Rodolfo Verdugo V., and Rodolfo Bárcenas. Origin and Distribution of Tertiary conglomerates Veracruz Basin, México. AAPG Bulletin, v.61, No. 2 (February 1977), PP. 207-226.
- Bird E. Dale., Kevin Burke, Stuart A. Hall, and John F. Casey, 2005, Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. AAPG Bulletin, v.89, No. 3, PP. 311-328.
- Bird E. Dale, 2001, Shear margins: Continent-Ocean transform and fracture zone boundaries. The Leading Edge.
- Dahalstrom, C.D.A., 1970, Structural Geology in the Eastern margin of the Canadian Rocky Mountains; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 18, p. 332-406.
- Del Moral D.J.M., 2009, Análisis de estratigrafía de secuencias del Mioceno, en los cubos sísmicos Najucal y Jimba, Cuenca Terciaria de Veracruz, Tesis de Maestría en Ingeniería, UNAM (pendiente).
- Delgado Romero Refugio, 2008, Concepto geológico del Sistema Petrolero y concepto geológico del play, inédito.
- Espinoza Nava Miguel, Toriz Gama Juan, 2005, Estilos Estructurales en la Región de Veracruz. AMGE, No. 4.
- Ferrari L., Tagami T., Eguchi M., Orozco-Esquivel M.T., Petrone C., Jacobo-Albarrán J., López-Martínez M., 2005, Geology, geochronology and tectonic setting of late



Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the eastern alkaline province revisited. *Journal of vulcanology of geothermal research*. 146, p. 284-306.

- Gutiérrez G. Maria, Gutiérrez Acosta José, Brandy Purata Juan, 2003, Estudio de Factibilidad para la aplicación del Método AVO en el Cubo Sísmico Jimba. AMGE, Vol. 43, No. 2.
- Guzmán Vega Mario, Holguín Q. Noel, 2001, El Concepto de Sistema Petrolero y la Geoquímica Orgánica en México. Bol. AMGP Vol. XLIX, Núms. 1-2, p.p. 10-13.
- Haq Bilal U., 1991, Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment*. V12. pp3 – 39.
- Jennette David., Tim Wawrzyniec, Khaled Fouad, Dallas B. Dunlap, Javier Meneses-Rocha, Francisco Grimaldo, Rafael Muñoz, David Barrera, Carlos T Williams, and Arturo Escamilla-Herrera, 2003, Traps and Turbidite reservoir characteristics from a complex and evolving tectonic setting, Veracruz Basin, southeastern, Mexico. *AAPG Bulletin*, v.87, No. 10 PP. 1599-1622.
- Johnson Ch., Goldhammer R., Meneses J. Un resumen: Del desarrollo de los Sistemas de los Hidrocarburos, Tectónica y Estratigrafía de la Margen Sur del Golfo de México, 1999.
- Lorenzo Juan, Mutter J., Larson R., August 1991, Development of the continent-ocean transform boundary of the southern Exmouth plateau. *Geology*, v. 19, p. 843-846.
- Martínez Víctor, 1996, Informe Sismológico Final del Prospecto Los Tuxtlas, Estado de Veracruz. Inédito. Compañía Mexicana de Geofísica.
- Meneses Javier, 1987, Marco Tectónico y paleogeografía del Triásico tardío-Jurásico en el Sureste de México. Bol. AMGP, Vol. XXXIX, Num. 2.
- Mitra Shankar, 1990. Balanced cross sections in hydrocarbons exploration and production. *AAPG Short course*.
- Mitra Shankar, 2002, Structural models of faulted detachment folds, *AAPG Bulletin* v. 86 no. 9, p. 1673-1694.
- Nelson. S. A., and González-Caver E., 1992, Geology and K-Ar dating of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico: *Bulletin of vulcanology*, v.55, p. 85.96.
- Padilla y Sánchez Ricardo, 2007, Evolución geológica del sureste mexicano desde el Mesozoico al presente en el contexto regional del Golfo de México. *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*, Tomo LIX, Núm. 1, p. 19-42.



- Padilla y Sanchez R., 2004, Facultad de Ingeniería, UNAM. Peláez Roberto, 2007, El método sismoestratigráfico y su contribución al análisis de Plays del Mioceno-Plioceno, en el Proyecto Jimba-Najucal 3D, Cuenca Terciaria de Veracruz (Tesis de Maestría): Facultad de Ingeniería, UNAM.
- PEMEX Exploración Y Producción Región Sur, Informe inédito interno. Atlas del Proyecto Papaloapan "B". 2004. Inédito.
- PEMEX Exploración Y Producción Región Sur, Informe inédito interno, 2004. Estado Actual y resultados del Proyecto Papaloapan "B". inédito.
- PEMEX, 2002, Mapa de Anomalías de Bouguer de la porción oriental de México.
- Pindell, J.L., 1985, Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Proto Caribbean: Tectonics, v. 4, p.1-39.
- Pindell, J.L., and Dewey, J.F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/ Caribbean region : Tectonics, v. 1, p. 179-211.
- Pindell. Análisis paleogeográfico Mesozoico-Cenozoico y dinámica de Cuencas en el Golfo de México profundo y márgenes: La relación entre evolución tectónica sedimentaria y sistemas petroleros. PEP- Tectonic Analysis Inc. Inédito, 2002.
- Pindell James, Watts Anthony, Lorcan Kennan, 2008, Taller de actualización de la evolución tectónica e historia del flujo de calor en el Golfo de México.
- Prost Gary and Aranda Mario. Tectonics and Hidrocarbon Systems of the Veracruz Basin, Mexico. AAPG Memoir 75, 2001, p. 271-291. 2001.
- Salvador A., 1991, Origin and development of the Gulf of Mexico basin, in Salvador A., ed., The Gulf of Mexico Basin: Boulder, Colorado, The Geological Society of America, Geology of Norte America, v. J. p 389-444.
- Todd B.J., Keen C.E. 1989. Temperature effects and their geological consequences at transform margins.
- U.S. Geological Survey, 2002, Magnetic Anomaly Map of North America, scale 1: 10 000 000.

Bibliografía consultada



- Álvarez, Jr. Manuel. Tectonics of México . AAPG, august 1949. V. 33, No. 8.
- Delgado R. Refugio, 2008, Concepto geológico del Sistema Petrolero y Play. Inédito
- Eldridge M. Moores, Robert J. Twiss. Tectonics. W.H. Freeman and Company, New York.
- Holguín Quiñones Noel. Curso Evaluación genética de Cuencas Petroleras.2006–2. PEP–UNAM.
- Holguín, Q. N. 1985. Evaluación geoquímica del Sureste de México. Boletín AMGP, V. XXXVII, N.1, pp. 3-48.
- Honnorez J., Mascle J, Basile Ch., Tricart P., Villeneuve M., Bertrand Hervé. Mapping of a segment of the Romanche Fracture zone: A morphostructural analysis of a major transform fault of the equatorial Atlantic Ocean. GEOLOGY, v. 19, p.795-798, August, 1991)
- Lawton Timothy F. and James H. Trexler, Jr. Piggyback basin in the Sevier orogenic belt, Utha: Implications for development of the thrust wedge. GEOLOGY, v. 19, p 827-830, August 1991.
- Mitra, 1989 Balance Structural Interpretation in fold and thrust belts in Mitra and Fisher G. W., eds., Structural Geology of Fold and Thrust Belts, Johns Hopkins University Press, Baltimore.
- Mossman R. W. and Francisco Viniegra. Complex Fault structures in Veracruz Province of Mexico. AAPG Bulletin, v.60, no. 3 (March 1976), PP. 379-388.
- Namson, 2004 Balanced Cross Sections in Hydrocarbon Exploration and Production.
- Nettleton, 1971, Elementary Gravity and Magnetics, Society of Exploration Geophysicists, Geophysics 41, Tulsa, Oklahoma.
- Romero, *et al.*, 2001. Los Subsistemas Generadores de Hidrocarburos del Área Marina de Campeche, México. Boletín AMGP, V. XLIX, N.1-2. pp. 105-115.
- Peter Schwans. Control sobre una secuencia apilada y arquitectura fluvial a marino somera en una cuenca de foreland. Exxon production research company, Houston, Texas, U.S.A.
- Padilla y Sánchez José, Elementos de Geología Estructural. Apuntes Facultad de Ingeniería, UNAM. 1996.
- Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG. Memoir 26.



- Vail P. R. Mitchum R. M. and Tomson III. 1977a. Seismic stratigraphy and global.
- Vázquez C. E., Holguín Q. N., Serrano B. E., Roman R. J. R., Galindo H. J. A. Grass D. (1996) Subsistema Generador Mesozoico-Terciario de la cuenca de Veracruz. PEMEX Inédito.
- William R. Dickinson, Timothy F. Lawton. Carboniferus to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. GSA Bulletin, September 2001; v. 113; no. 9; p. 1142-1160.
- Woodward et al., 1985, An outline of balanced cross sections: University of Tennessee Department of Geological Sciences Studies in Geology 11, 2nd edition, pag. 170.