



Universidad Nacional Autónoma De México

FACULTAD DE INGENIERÍA

DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO

**MODELO SEDIMENTARIO DEL PLIO - PLEISTOCENO EN LA
PARTE MARINA DE LA CUENCA DE MACUSPANA, SUR DEL
GOLFO DE MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

MAESTRO EN INGENIERÍA

**(EXPLORACIÓN DE RECURSOS ENERGÉTICOS DEL
SUBSUELO)**

PRESENTA

RIGOBERTO CHANDOMÍ HERNÁNDEZ

**TUTOR. DR. JOAQUÍN EDUARDO AGUAYO CAMARGO
TUTOR EXTERNO: M. en C. NOEL HOLGUÍN QUIÑONES**



CIUDAD UNIVERSITARIA

Septiembre - 2007

DEDICATORIA

A mis padres Oscar Chandomí Cabrera (†) y Vicenta Hernández Sánchez, quienes forjaron para mi un proyecto de vida, cultivando el amor, respeto, lealtad y perseverancia en todas las cosas que permitan alcanzar las metas propuestas.

A mi esposa Isabel por su amor y apoyo incondicional.

A mis hijos José Francisco, Rigoberto y Andrés por su comprensión y apoyo para el logro de este proyecto.

A mis hermanos y hermanas por su apoyo y solidaridad.

AGRADECIMIENTOS

A PEMEX, Exploración y Producción, pilar para el desarrollo de México, que a través de sus estrategias de capacitación permite el desarrollo de su recurso humano.

A todos los funcionarios de Pemex Exploración y Producción que han apoyado al desarrollo de las geociencias, en especial a los ingenieros Rodolfo Juárez Gómez e Isidro de Luna Esquivel quienes me impulsaron a tomar este posgrado.

A mi director de tesis, el Dr. Joaquín Eduardo Aguayo Camargo, por su dedicación, ideas, comentarios y sugerencias para concluir este proyecto.

Al M. en C. Noel Holguín Quiñones, por sus valiosas ideas y revisiones durante el desarrollo de este trabajo.

Al Dr. Luís Antonio Aguilar Pérez, por sus valiosas ideas y acertadas sugerencias durante el desarrollo de este trabajo.

A todos mis maestros y condiscípulos por su apoyo y sugerencias.

A todos mis amigos y compañeros que laboran en Pemex Exploración y Producción por contribuir de alguna u otra manera en la realización de este trabajo.

CONTENIDO

	Pág.
AGRADECIMIENTOS	
RESUMEN.....	1
CAPITULO 1: INTRODUCCION	
1.1. Generalidades.....	2
1.2. Antecedentes.....	2
1.3. Objetivo del trabajo.....	4
1.4. Justificación.....	4
1.5. Localización del Área de estudio.....	4
1.6. Material y Metodología.....	6
CAPITULO 2: FUNDAMENTOS TEÓRICOS	
2.1. Margen de cuenca.....	14
2.2. Nivel relativo del mar.....	15
2.3: Acomodamiento.....	16
2.4. Secuencia.....	16
2.5. Systems Tracts.....	17

2.5.1. Lowstand Systems Tract	18
2.5.2. Transgressive Systems Tract.....	20
2.5.3. Highstand Systems Tract.....	21
2.6. Interpretación Sísmica.....	22
2.7. Resolución Sísmica.....	23
2.7.1. Resolución Vertical.....	23
2.7.2. Resolución Horizontal.....	25
2.8. Sistema Petrolero.....	27

CAPITULO 3: GEOLOGÍA REGIONAL

3.1. Marco Tectónico Regional.....	29
3.2. Estratigrafía Regional.....	40
3.2.1. Mesozoico.....	41
3.2.1.1. Jurásico.....	41
3.2.1.2. Cretácico.....	41
3.2.2. Cenozoico.....	42
3.2.2.1. Paleoceno.....	42

3.2.2.2.	Eoceno.....	43
3.2.2.3.	Oligoceno.....	43
3.2.2.4.	Mioceno.....	43
3.2.2.5.	Plioceno Inferior.....	44
3.2.2.6.	Plioceno Medio.....	44
3.2.2.7.	Reciente – Pleistoceno.....	44
3.3.	Marco Estructural.....	45
3.3.1.	Tipo de margen de cuenca.....	47
3.3.2.	Modelo Depositacional en las Minicuenas.....	48

CAPITULO 4 RESULTADOS

4.1.	Paleogeografía.....	50
4.2.	Columnas Litológicas.....	51
4.3.	Resolución Sísmica vertical.....	51
4.4.	División de Secuencias.....	52
4.5.	Análisis de Núcleos.....	55
4.6.	Interpretación Sísmica.....	56
4.7	Modelo Sedimentario.....	62

CAPITULO 5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1.	CONCLUSIONES.....	63
5.2.	RECOMENDACIONES.....	64
	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	65

RESUMEN

El área de estudio se encuentra ubicada en la planicie costera del Golfo de México y pertenece al proyecto Campeche Poniente Terciario, de la región marina suroeste de Petróleos Mexicanos. Para definir el modelo sedimentario de las arenas del Plio-Pleistoceno, se extrapoló información geológica y geofísica de pozos perforados en el área de estudio, se integró la información mas relevante relacionada con el tema, enmarcándola en un contexto petrolero, y a sus respectivos ambientes sedimentarios, con el objeto de definir áreas potenciales que contengan hidrocarburos y establecer un plan estratégico para su exploración y desarrollo que conlleve a la restitución de las reservas de hidrocarburos en la región marina.

Los resultados obtenidos en este trabajo permiten concluir que: a) los sedimentos del Terciario constituyen uno de los plays mas importantes para su exploración en la región marina; b) evaluaciones preliminares de reservas en los campos Hap, Akpul y Chukua, muestran que hay un gran potencial de hidrocarburos; c) por sus características geológicas, los sedimentos terciarios presentan una distribución regional, lo que los hace más atractivos para la exploración petrolera y d) de acuerdo al modelo de depósito interpretado para estos sedimentos, se considera que las áreas importantes de contener hidrocarburos se relacionan a canales subacuosos marinos someros debido a la prolongación de canales fluviales subaéreos y a depósitos deltaicos dominados por oleaje, dando como resultando barras paralelas a la costa.

De acuerdo a lo anterior se recomienda continuar con estudios geológicos detallados que permitan establecer el modelo sedimentario regional, identificar las principales facies almacenadoras, así como definir áreas potenciales de prospección futura y evaluar sus recursos potenciales.

CAPITULO 1.- INTRODUCCIÓN

1.1. GENERALIDADES:

Conforme a los objetivos establecidos dentro del Activo de Exploración de la Región Marina, Pemex Exploración y Producción, ha implementado una serie de estudios que le han permitido la perforación de pozos exploratorios con la finalidad de evaluar el potencial petrolero de las arenas del Terciario.

Este trabajo presenta la información más relevante obtenida en los últimos años en el área de estudio, al mismo tiempo, se aplica una metodología sistemática dentro de un marco de estratigrafía de secuencias que permite definir los modelos sedimentarios e identificar posibles áreas que presenten posibilidades de contener hidrocarburos.

Hasta el primero de enero del 2004, las reservas cuantificadas de gas seco en la región marina suroeste, corresponden a una reserva probada de 127 mmmpc, una reserva probable de 295.5 mmmpc y una reserva posible de 327.8 mmmpc, que suman una reserva total de 750.3 mmmpc (Pemex, 2004). Lo anterior, abre la posibilidad de incrementar estas reservas con un estudio del modelo de ambiente de depósito que defina la distribución de las rocas almacenadoras del Terciario.

1.2. ANTECEDENTES

En las décadas de los ochentas y noventas, durante la perforación de los pozos exploratorios Pol-1, Can-1, Kay-1, Chuc-101 y Che-1, se observaron manifestaciones de gas en los sedimentos del Terciario (Pemex, 1980, 1997), lo que abrió la posibilidad de una futura exploración y desarrollo. Debido a estas manifestaciones, en el año 2000 la Coordinación de Estrategias de Exploración

realizó un análisis de la información sísmica y geológica que permitió identificar oportunidades exploratorias en sedimentos terciarios.

En 2001, se inició la perforación de pozos con objetivos Terciarios, siendo el Pozo Kopo -1, el primer pozo descubridor de gas seco a una profundidad de 617 metros, y con una producción de seis millones de pies cúbicos diarios en sedimentos Terciarios, cercanos al área de estudio (Pemex, 2001).

En 2002, se perforó el pozo exploratorio Chukua-1, resultando productor de gas seco en sedimentos arenosos del Plio - Pleistoceno, a una profundidad de 2044-2049 y 2539-2547 metros, y con un gasto de 21.4 y 22.39 millones de pies cúbicos diarios, respectivamente (Pemex, 2002).

En ese mismo año se perforó el Pozo Uchak-1, resultando productor de gas seco a una profundidad de 690 metros, con un gasto de 9.0 MMpcd (Pemex, 2002).

En el año 2003 se perforó el Pozo Pixan-1, el cual se apoyó con la información del Pozo Chukua-1, sin embargo, a este pozo se le realizaron cuatro pruebas de producción en sedimentos del Reciente-Pleistoceno, resultando todos invadidos (Pemex, 2003).

En el año 2003, también se perforó el Pozo Ayaknak-1, el cual resultó improductivo al no cortar cuerpos arenosos porosos y permeables (Pemex, 2003).

Ese mismo año, se perforó el Pozo Isiw-1, éste resultó productor de gas seco a una profundidad de 2705 metros, dentro de los sedimentos del Reciente-Pleistoceno, teniendo un gasto de 28.5 MMpcd (Pemex, 2003).

En el año 2004, se perforó el Pozo Mots-1, resultando productor de gas seco a una profundidad de 475 metros en sedimentos arenosos del Reciente - Pleistoceno con un gasto de 2.06 millones de pies cúbicos diarios (Pemex, 2004).

Como se puede observar, el intervalo estratigráfico de interés en el área de estudio, es el Reciente - Pleistoceno. Cabe aclarar, que aunque los pozos resultaron productores, los resultados no fueron los deseados, debido a que las reservas que incorporaron no fueron significativas desde el punto de vista económico.

1.3. OBJETIVO DEL TRABAJO

Los objetivos considerados para el desarrollo de este trabajo consisten en:

1.- Hacer una interpretación integral con los datos sísmicos, de núcleos, bioestratigráficos, de cortes de canal y de registros geofísicos.

2.- Establecer el ambiente de depósito conceptual para los sedimentos del Plio – Cuaternario, dentro de un marco de la estratigrafía de secuencias.

1.4. JUSTIFICACIÓN

El análisis de ambientes de depósito y facies dentro de un contexto de estratigrafía de secuencias, son necesarios para definir los modelos geológicos y tener un mejor control para ubicar la localización de un pozo exploratorio, y para tener un mejor control del yacimiento durante el desarrollo de un campo petrolero.

1.5. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se ubica en la parte sureste de la Bahía de Campeche, que corresponde a la provincia fisiográfica del Golfo de México (Meneses-Rocha, 1991; Muehlberger, 1996; Jacobo-Albarran, 1997), y se encuentra dentro de la Región Marina Suroeste de PEP, entre la línea de costa y la isóbata de 50 metros; forma parte de la porción marina occidental de la fosa de Macuspana y

específicamente se encuentra entre las líneas 1350 – 1620 y entre los puntos de tiro 3200 - 5433 del cubo sísmico marino Chukua -3D. En promedio, el área de estudio cubre una superficie de 197 km² (Figura 1).

COORDENADAS

U.T.M.

Geográficas

X = 576,299 m Y = 2'082,628 m Lat: 18° 49' 48'' N y Lon: 92° 16' 12'' W

X = 591,528 m Y = 2'106,026 m Lat: 19° 02' 45'' N y Lon: 92° 07' 48'' W

X = 597,243 m Y = 2'102,328 m Lat: 19° 00' 43'' N y Lon: 92° 04' 33'' W

X = 581,981 m Y = 2'078,897 m Lat: 18° 48' 04'' N y Lon: 92° 13' 19'' W

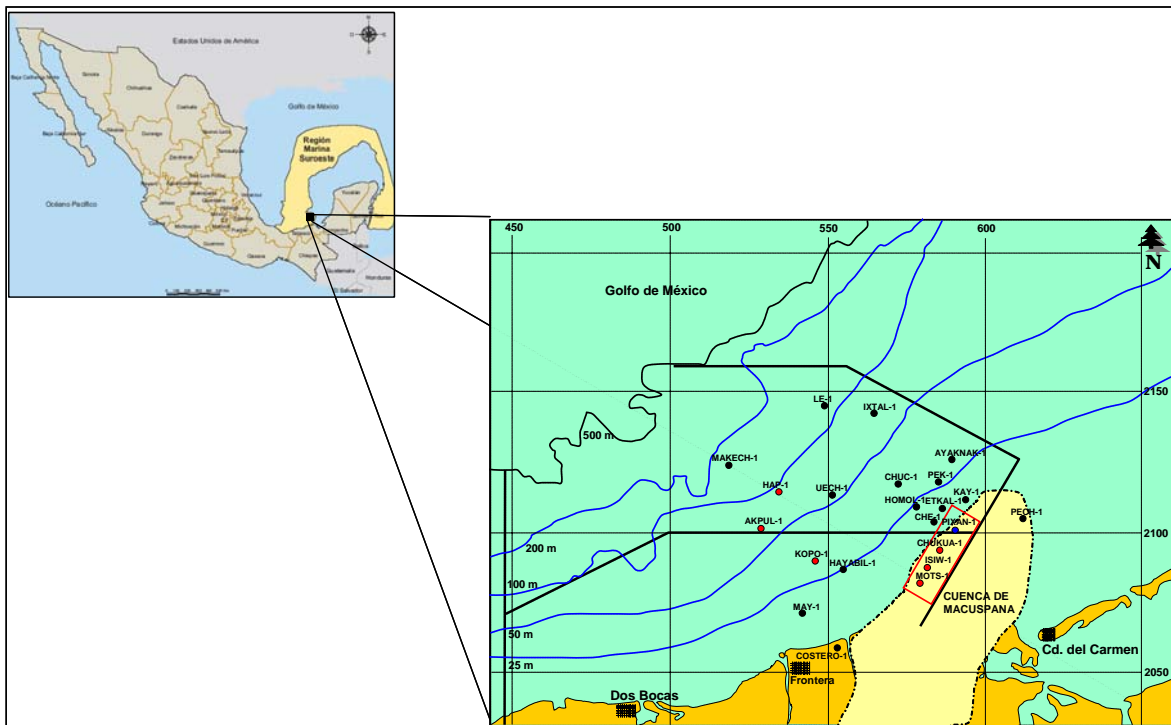


Figura 1.- Plano de localización del área de estudio.

1.6. MATERIAL Y METODOLOGÍA

Para la elaboración de este trabajo, se desarrolló la metodología de la estratigrafía de secuencias (Según Posamentier y Allen, 1999). El análisis presenta un enfoque integrado de la información sísmica, registros de pozos, núcleos, y bioestratigrafía. Las secuencias depositacionales fueron identificadas en el área de estudio utilizando información sísmica 3D. La arquitectura interna de las secuencias, así como la asociación de facies sedimentarias de cada secuencia se documentó basándose en el estudio de los pozos exploratorios.

A continuación se presenta una descripción de la metodología desarrollada:

1.- Se recopiló la información geológica y geofísica de cuatro pozos exploratorios, consistiendo ésta en: Apéndices paleontológicos, informes de núcleos, gráficas tiempo-profundidad, informes finales de pozos, y registros geofísicos. También, se contó con la información del cubo sísmico marino Chukua-3D.

2.- Se estableció la paleogeografía del área de estudio. Esto es fundamental para establecer las interpretaciones geológicas resultado de la interpretación sísmo – estratigráfica. Así como para la interpretación de la geometría de los estratos que rellenan a una cuenca sedimentaria. Para esta etapa se utilizaron: apéndices paleontológicos, cortes de canal y líneas sísmicas en papel.

Los apéndices paleontológicos se analizaron tomando como base la tabla paleobatimétrica de las áreas petroleras de México (Pemex-IMP, 2000), considerando la presencia de organismos bentónicos que son indicadores de la batimetría del ambiente de depósito (Tabla 1). Con los resultados se construyeron las columnas batimétricas de los pozos exploratorios y se compararon con la expresión de los reflectores sísmicos para definir la paleogeografía del área en estudio.

TRANSICIONAL Agua salobre, Bahías Manglares, Lagunas Estuarios	NERÍTICO INTERNO Plataforma Interna (0-30 metros)	NERÍTICO MEDIO Plataforma Media (30-100 metros)	NERÍTICO EXTERNO Plataforma Externa (100-200 m)	BATIAL SUPERIOR Talud Superior (200-500 m)
Ammonia beccarii Elphidium spp Quinqueloculina lamarckiana. Ostracodos Moluscos	Ammonia beccarii Amphistegina lessonii Textularia mayori Hanzawaia concentrica Eponides antillarum Quinqueloculina lamarckiana Ostracodos pelecipodos Nonion grateloupi Lenticulina americana	Astacolus cristi Amphistegina lessonii Lenticulina spp Uvigerina peregrina Cibicidoides floridanus Astacolus vaughani Brizalina subaenariensis	Gyroidinoides altiformis Planulina ariminensis Islandiella californica Bulimina striata Astacolus vaughani Uvigerina peregrina Cibicidoides floridanus Gaudryina atlantica Sigmoidopsis schlumbergeri Hoeglundina elegans Rectuvigerina transversa	Planulina mantaensis Melonis affinis Bulimina mexicana Sphaeroidina bulloides Melonis pompilioides Cyclammmina cancellata

Tabla 1.- Asociación de organismos bentónicos que se utilizaron para determinar la batimetría (PEMEX- IMP., 2000).

Los análisis de los cortes de canal se hicieron con el apoyo de los registros de rayos gamma, considerando los porcentajes de arcillas, arenas y carbonatos.

Para el análisis sísmico, se tomaron en cuenta las líneas y trazas sísmicas que pasan por los pozos exploratorios. Haciendo énfasis en la observación de los reflectores sísmicos, se realizó un análisis de la frecuencia dominante y de las velocidades de intervalo para calcular la resolución sísmica vertical en el intervalo de estudio.

3.- Se interpretaron los sistemas depositacionales y las facies. En esta etapa se analizaron los apéndices paleontológicos para ubicar la aparición de los organismos planctónicos y definir la cima y base de las tectonosecuencias, se

identificaron mineralógicamente los sedimentos de los núcleos analizados por la Cia. Corelab (2003), y se hizo un análisis cualitativo de los registros geofísicos.

Para determinar la cima y bases de las tectonosecuencias, se utilizaron las asociaciones faunísticas planctónicas de BOLLI 85 (Figuras 2).

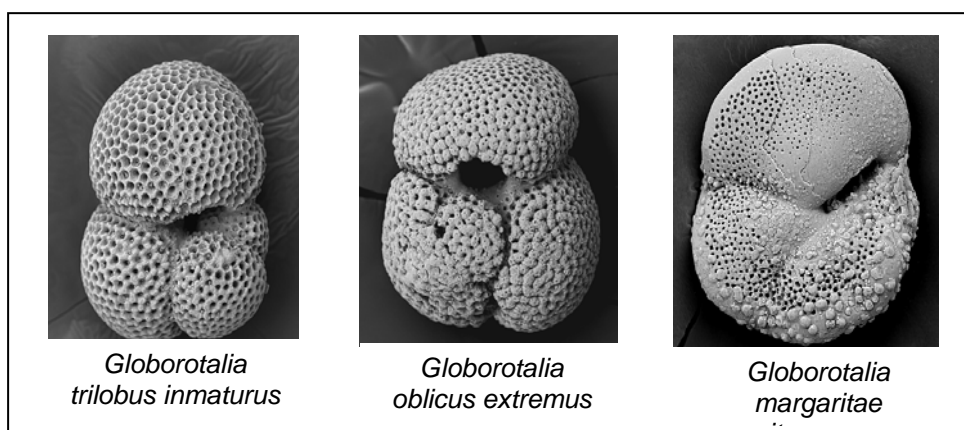


Figura 2.- Fauna planctónica tipo del Plioceno

La determinación de la cima y base de las tectonosecuencias para el intervalo de estudio, se hizo aplicando los alcances bioestratigráficos propuestos por BOLLI 85 (Tabla 2).

EDAD	M.A.	BIOHORIZONTES
Holoceno / Pleistoceno		Globorotalia truncatulinoides truncatuli
Plioceno Tardío	1.6	Globorotalia tosaensis
	2.0	Globigerinoides trilobus inmaturus
	2.2	Globorotalia miocénica
Plioceno Medio	2.4	Globigerinoides oblicus extremus
Plioceno Temprano	3.4	Globorotalia margaritae
	3.7	Globigerina nepenthes

Tabla 2.- Asociación faunística para el Plio-Pleistoceno, BOLLI 85

Para el análisis de los resultados de los núcleos hechos por Corelab, se contó con la información de cinco núcleos correspondientes al pozo Pixan-1. Los

resultados se analizaron tomando en cuenta el porcentaje de cuarzo, fragmentos de rocas y feldespatos, que se obtuvieron mediante el conteo de puntos (Corelab). La clasificación se hizo tomando como base el triángulo de rocas sedimentarias de Folk (1969). También se analizó la descripción de las estructuras sedimentarias hechas por Corelab (Tabla 3).

NUCLEO	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	FAUNA
UNO (1957-1966 M)	laminaciones no paralelas onduladas laminaciones horizontales paralelas estructuras de flama, bioturbación, contactos erosivos, contactos ondulatorios y contactos fallados, moldes de carga.	Moluscos indiferenciados y foraminíferos planctónicos distribuidos en el intervalo.
DOS (1996-2105 M)	Laminación planar horizontal, estratificación gradada, bioturbación, y galerías difíciles de reconocer debido a la naturaleza no consolidada del núcleo	icnofacies: <i>Planolites</i> , <i>Chondrites</i> y <i>Zoophycus</i> . Se observan fragmentos de pelecípodos.
TRES (2146-2155 M)	Laminación planar horizontal a masiva localmente bioturbadas, laminación planar horizontal y laminación con rizaduras asimétricas, presenta galerías difíciles de reconocer.	Icnofacies: <i>Planolites</i> , y posibles <i>Teichichnus</i> o <i>Zoophycus</i> . fragmentos de pelecípodos y capas de moluscos a lo largo de los contactos basales de las unidades de grano más grueso.
CUATRO (2155-2164 M)	Laminación planar horizontal, laminación con rizaduras asimétricas y laminación ondulada. Las capas de grano más grueso presentan estratificación gradada. presenta galerías difíciles de identificar.	Icnofacies: <i>Planolites</i> y <i>Zoophycus</i> . Los fragmentos de pelecípodos indiferenciados y moluscos más grandes se concentran como capas de concha a lo largo de los contactos basales.
CINCO (2317 - 2326 M)	Laminación planar horizontal, laminación con rizaduras asimétricas y laminación ondulada. Las capas delgadas de grano más grueso, presentan estratificación gradada. La bioturbación varía de ausente a moderada, la mayoría de las galerías son difíciles de identificar.	La bioturbación varía de ausente a moderada, la mayoría de las galerías son difíciles de identificar debido a la falta de litologías contrastantes.

Tabla 3.- Estructuras sedimentarias de los núcleos del Pozo Pixan-1 (Corelab, 2003)

De los registros geofísicos se analizaron los de rayos gamma y resistividad. Las electrofacies se identificaron en función de la geometría de las curvas, haciendo énfasis en las secuencias granocrecientes, granodecrescentes y de caja.

4.- Se hicieron correlaciones cronoestratigráficas para dividir a la columna geológica en tectonosecuencias, tomando como base los registros geofísicos, las graficas Tiempo – Profundidad, y la información sísmica (Figura 3).

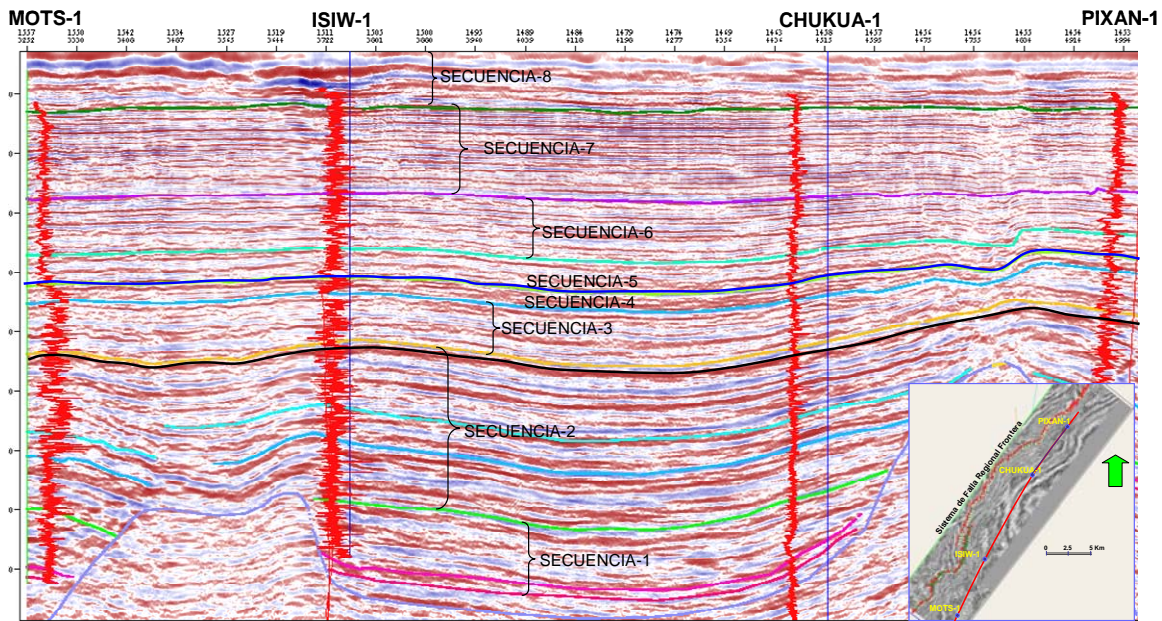


Figura 3.- Línea aleatoria que muestra la correlación cronoestratigráfica combinando la información sísmica con los registros de rayos gama.

En esta etapa del trabajo, se contó con el apoyo de la información sísmica y de registros geofísicos. En primera instancia, se seleccionó la curva de Rayos Gama y con el apoyo de las graficas Tiempo-Profundidad se seleccionaron los horizontes sísmicos, buscando que existiera una expresión sísmica que ajustara con una correlación cronoestratigráfica. Esta división se realizó utilizando los principios de estratigrafía sísmica (Vail and Mitchum, 1977), donde básicamente se consideró el carácter sísmico.

Este proceso, continuó con la identificación de las superficies más importantes como son: Superficie de máxima inundación, superficies transgresivas,

discordancias y límites de secuencias. Estas superficies importantes forman la base para subdividir a la secuencia estratigráfica en base a los horizontes índices o estratigráficos. Las Figuras 3 y 4 muestran las correlaciones cronoestratigráficas a través de la información sísmica y de los registros de rayos gama.

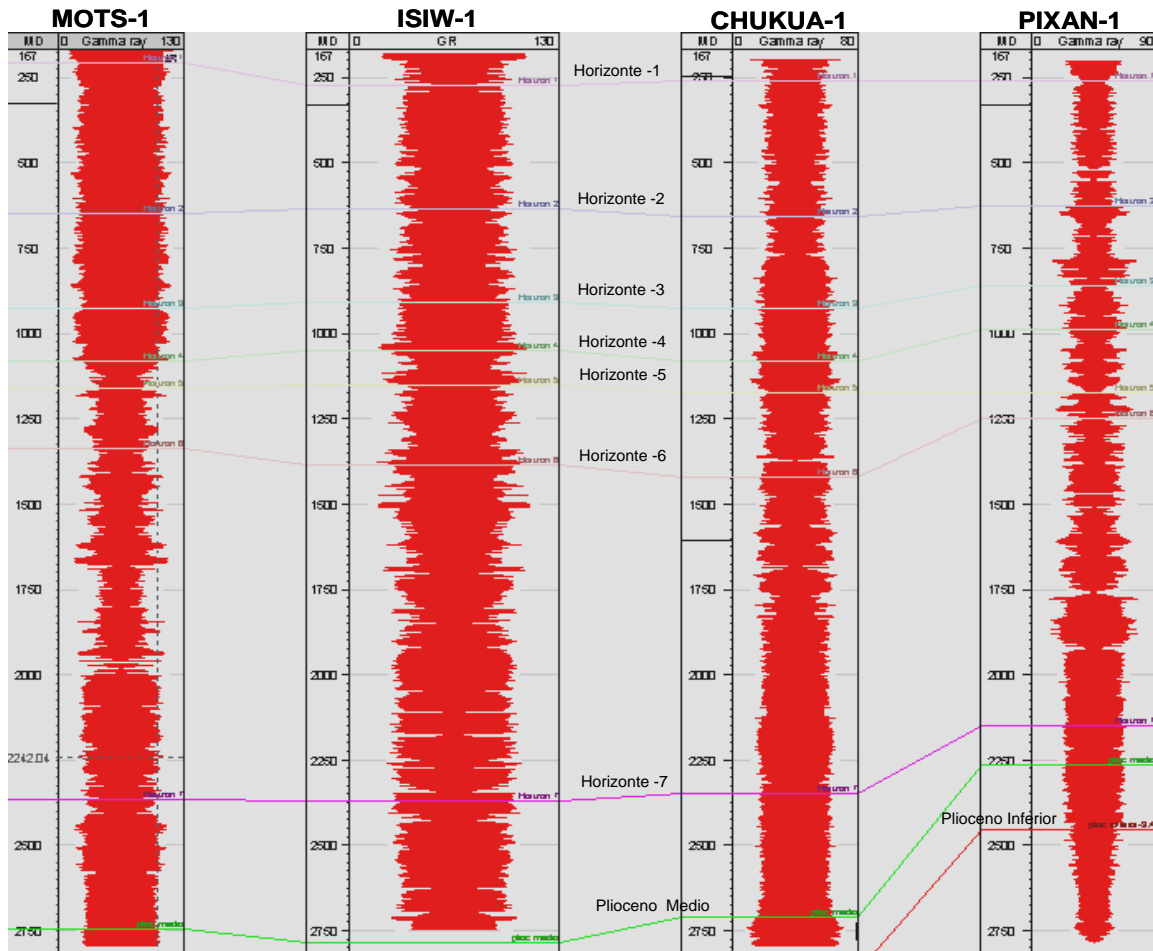


Figura 4.- correlación cronoestratigráfica del registro de rayos gama

5.- Con base en lo anterior, se determinó la interpretación de cuatro horizontes sísmicos que presentan buena expresión y continuidad. La figura 5, muestra los horizontes sísmicos que se interpretaron. Cabe aclarar, que esta interpretación se hizo a partir del sistema de fallas regionales conocido como Falla Frontera, hacia el centro de la Fosa de Macuspana.

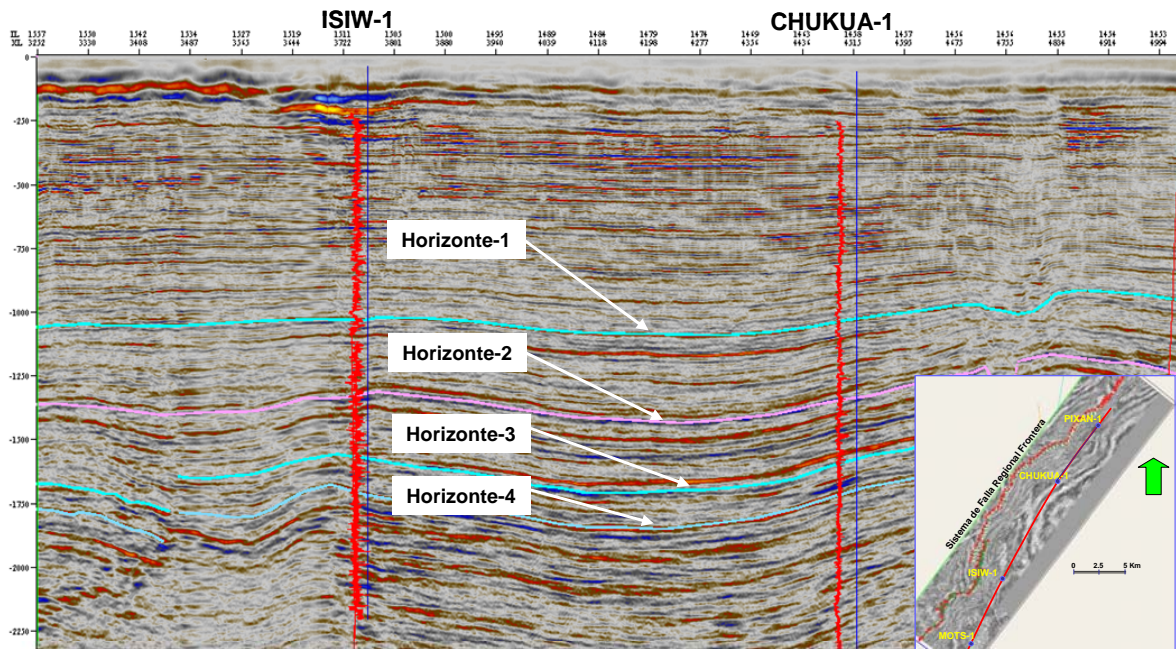


Figura 5.- Línea sísmica aleatoria que presenta los horizontes interpretados

La interpretación sísmica se realizó con el software PETREL de la compañía Slumberger utilizando la información tridimensional del cubo sísmico marino Chukua-3D (Figura 6), adquirida en 1995. El espaciamiento entre líneas longitudinales (“inlines”) es de 25 m y entre las secciones transversales (“crosslines”) es de 12.5 m.

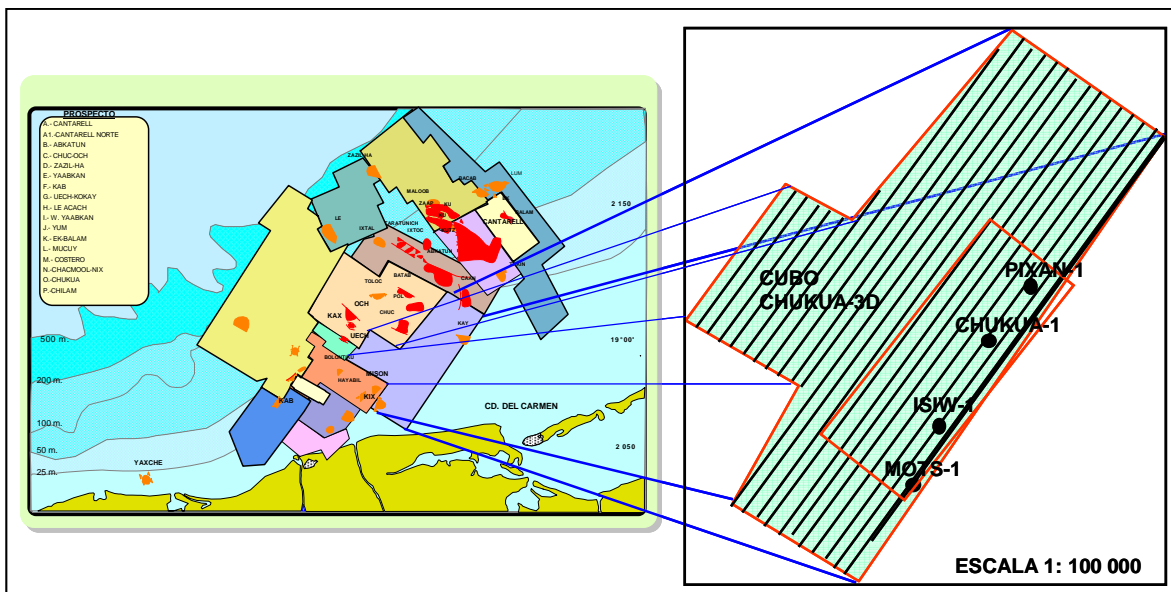


Figura 6.- Presentación del cubo sísmico Chukua-3D

6.- Se construyeron superficies en tiempo y en profundidad, así como mapas de atributos sísmicos, para observar las características que puedan indicar posibles acumulaciones de hidrocarburos.

Las conversiones de tiempo a profundidad se hicieron utilizando las leyes de velocidades de los pozos exploratorios.

Los atributos que se utilizaron son: la amplitud y la raíz cuadrática media.

7.- Finalmente, se estableció un ambiente de depósito conceptual para el intervalo estratigráfico en estudio.

CAPITULO 2.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Las características estratigráficas en el desarrollo de las rocas sedimentarias resultan de la interacción del tectonismo, eustacia y del clima. El tectonismo y el clima controlan la cantidad de espacio disponible para la acomodación de sedimentos, y el tectonismo, clima y eustacia interactúan para controlar el aporte de sedimentos y el relleno del espacio de acomodación. Los procesos sedimentarios autocíclicos controlan con detalle tanto a la arquitectura de las facies como al relleno del espacio disponible.

El propósito de este capítulo es introducir los principios y conceptos que controlan la creación, el relleno, y la destrucción del espacio disponible. (Vail et al., 1991, Posamentier y Allen, 1999) También se describen los conceptos básicos de sismoestratigrafía, que marcan la pauta para el desarrollo de este trabajo. (Vail, et al 1977).

2.1. MARGEN DE CUENCA

Muchos de los principios y conceptos de la estratigrafía de secuencias se basan en la observación de los datos sísmicos que progradan en los márgenes de las cuencas, los cuales, con frecuencia tienen una geometría depositacional consistente (figura 7). *Topset* es un término que describe la porción proximal del perfil de un margen de cuenca caracterizado por gradientes bajos ($< 0.1^\circ$), el cual, aparece plano en los datos sísmicos y generalmente contiene sistemas depositacionales aluviales, deltaicos y marinos de aguas someras.

La línea de costa puede estar localizada en cualquier punto dentro del *Topset*, aunque, puede coincidir con el *offlap break* o puede estar a cientos de kilómetros tierra adentro. La terminación proximal del *Topset* normalmente indica el punto donde termina el *onlap* costero, señalando el límite más alto de la planicie costera o facies parálicas. Cliniformo, es un término que describe el paso a la porción

mas profunda del perfil de una cuenca (comúnmente $>1.0^\circ$), desarrollado en el lado del *Topset* que apunta hacia la cuenca.

El quiebre principal del declive en el perfil depositacional ocurre entre el *Topset* y el clinoformo y es llamado *offlap break* (Vail et al., 1991).

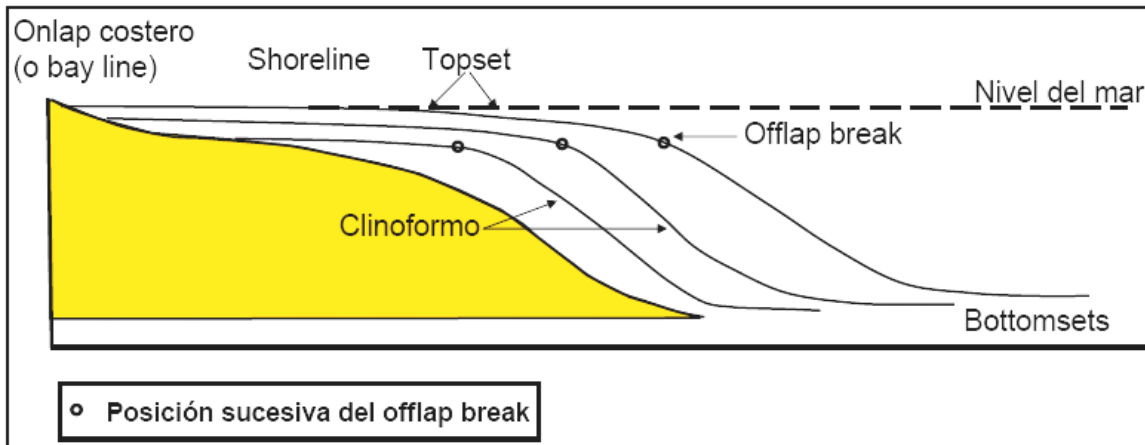


Figura 7.- Perfil típico de un margen de cuenca progradante, consiste de *Topset* y clinoformos separados por un quiebre en una pendiente; el *offlap break*. También se puede observar el *Bottomsets* (Vail et al. 1991).

2.2. NIVEL RELATIVO DEL MAR

Es la posición del nivel del mar con respecto a un datum no fijo, que puede ser el basamento o el piso marino (Posamentier et al., 1988). La subsidencia tectónica o el levantamiento de un datum basamental, la compactación de sedimentos involucrando la subsidencia de un datum dentro del paquete sedimentario, y el movimiento vertical eustático de la superficie del mar contribuyen al cambio relativo del nivel del mar.

El ascenso del nivel relativo del mar se debe a la subsidencia basamental, a la compactación sedimentaria y/o al ascenso eustático del nivel del mar. En tanto, la caída del nivel relativo del mar se debe al levantamiento tectónico y/o a la caída eustática del nivel del mar. El nivel relativo del mar no debe ser confundido con la profundidad del agua, la cual, es la medida entre la superficie del mar y el piso

marino en cualquier punto geográfico en un momento del tiempo. El término punto de equilibrio algunas veces se utiliza para distinguir el punto de un perfil deposicional donde el rango de cambio del nivel del mar es igual a cero.

2.3. ACOMODAMIENTO

El acomodamiento es uno de los factores de mayor importancia que controlan el relleno de una cuenca sedimentaria, el cual, está controlado por la eustacia y el rango de subsidencia. El acomodamiento es definido como el espacio disponible para el depósito de los sedimentos en cualquier punto del tiempo (Jervy, 1988). El espacio de acomodación está controlado por el nivel base, debido al orden en que los sedimentos se acumulan, por lo consiguiente, el espacio disponible debe estar debajo del nivel base. El datum del nivel base varía según el punto de depósito.

En un ambiente fluvial el nivel base está controlado por la pendiente del río, el cual, coincide con el nivel del mar o con el nivel de un lago (Mackin, 1948). En un sistema deltaico y de línea de costa, el nivel base es equivalente al nivel del mar. En un medio ambiente marino somero, el nivel base también es el nivel del mar.

2.4. SECUENCIA

El término secuencia tal como se aplica en estratigrafía de secuencias fue definido originalmente por Mitchum et al. (1977) como: Una unidad estratigráfica compuesta de una sucesión relativamente concordante de estratos relacionados genéticamente, limitados en su base y en su cima, por discordancias o sus conformidades correlativas. En un adendum posterior a esta definición, Posamentier et al. (1988) estableció que una secuencia está compuesta por una

sucesión de “systems tracts” depositados entre los puntos de inflexión de la caída eustática (figura 8).

El término discordancia en esta definición fue inicialmente motivo de confusión debido a que el uso preciso del término puede variar. Para el propósito de definición de secuencia, el término discordancia queda restringido a una superficie que separa estratos más jóvenes de estratos más viejos a lo largo de la cual existe evidencia de erosión subaerea.

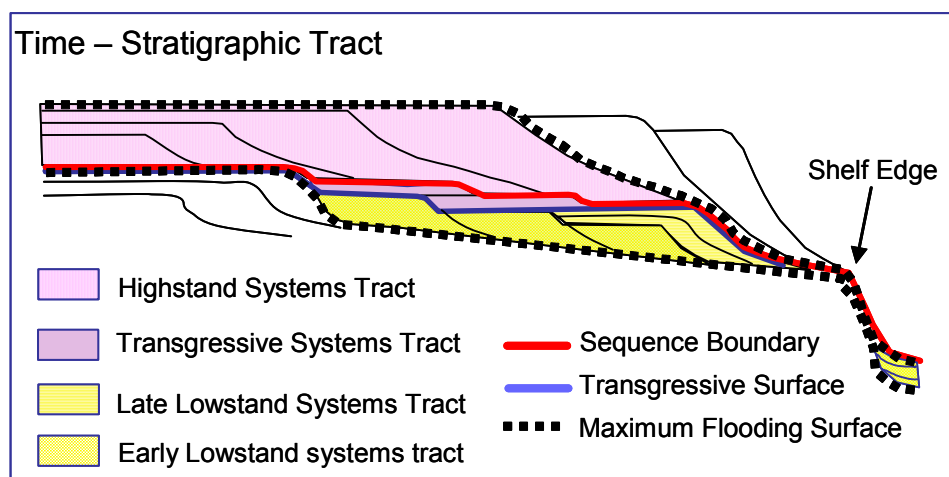


Figura 8.- Fases de formación de una secuencia depositacional en una plataforma en respuesta a un cambio de ciclo del nivel del mar. Unidades cronoestratigráficas: Lowstand temprano, lowstand tardío, transgresivo, y Highstand systems tracts. (Posamentier y Allen, 1999).

2.5. SYSTEMS TRACTS

La secuencia idealizada tipo 1 que se presenta en la figura 9, es representativa del quiebre del margen de plataforma, la cual está compuesta por un número significativo de unidades depositacionales distintas. Estos depósitos en una cuenca no son uniformes y continuos, pero ocurren en una serie de paquetes distintos limitados por terminaciones de reflectores sísmicos. Investigadores de la Exxon, encontraron que esos paquetes estaban colocados de una manera predecible en la mayoría de las secuencias que observaron.

Estas unidades depositadas durante fases específicas del nivel relativo del mar fueron originalmente definidas por Brown y Fisher (1977) como “*systems tract*”. La estratigrafía de secuencias ha extendido este término para comprender la asociación genética de los depósitos (Posamentier et al., 1988). Los límites entre los *systems tract* forman superficies estratigráficas claves (incluyendo a la superficie transgresiva y a la superficie de máxima inundación como límites de secuencias) que representan rupturas en la continuidad de la sedimentación.

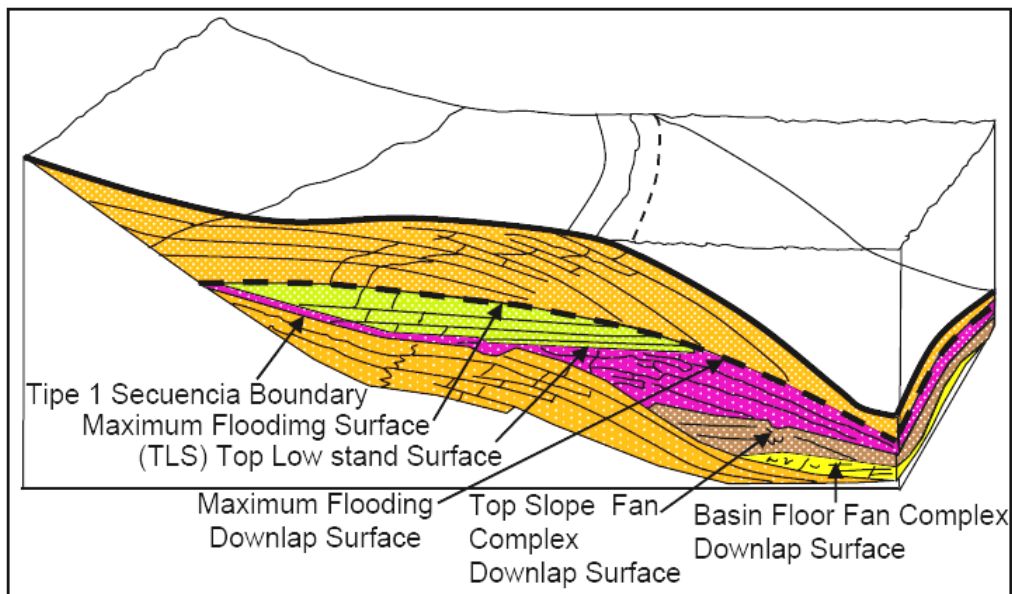


Figura 9.- Secuencia tipo 1 que muestra el quiebre del margen de plataforma, la cual está compuesta por un número significativo de unidades depositacionales distintas (modificado después de Vail, 1988).

2.5.1. Lowstand systems tract

A la sucesión de sedimentos depositados durante periodos de caída del nivel relativo del mar, la estadía de nivel bajo y durante un suave ascenso inicial del nivel relativo del mar constituye el lowstand systems tract. En términos prácticos, el lowstand systems tract incluye todos los depósitos acumulados después de la

caída relativa del nivel del mar abajo del borde de plataforma. Consecuentemente, esto incluye un periodo completo de la caída del nivel del mar, así como el ascenso inicial, hasta que la tasa de ascenso excede a la tasa de acomodación de sedimentos.

Complejo Progradante.- Es la parte superior de los depósitos de lowstand systems tract cuando la línea de costa llega hasta el offlap brake. Este complejo, también llamado cuña de lowstand, está compuesto por la parte superior de los deltas de lowstand o terrazas, que progradan y se acuñan hacia tierra en los depósitos que preceden al quiebre de la línea de costa. Se caracterizan por agradacional progradacional. Los depósitos de lowstand en los valles de incisión son sedimentos previamente cortados por la incisión, contemporáneos a los sedimentos de la cuña de lowstand.

El complejo progradante se divide en cuatro partes relacionado con la profundidad que son: **a)** rellenos no marinos a estuarinos entre los primeros 30 metros de profundidad correspondientes a depósitos del frente deltaico dentro de una batimetría que va de nerítico interno a medio (relleno de valle de incisión), **b)** unidad progradante de una batimetría que va de nerítico externo a batial superior (100-500m), **c)** depósitos arenosos transportados por gravedad a la parte media y parte inferior del talud que ya son considerados turbiditas de midslope y **d)** depósitos de pie de talud, donde tenemos desarrollos de turbiditas en teja. La expresión en los registros geofísicos la tenemos en la figura 10.

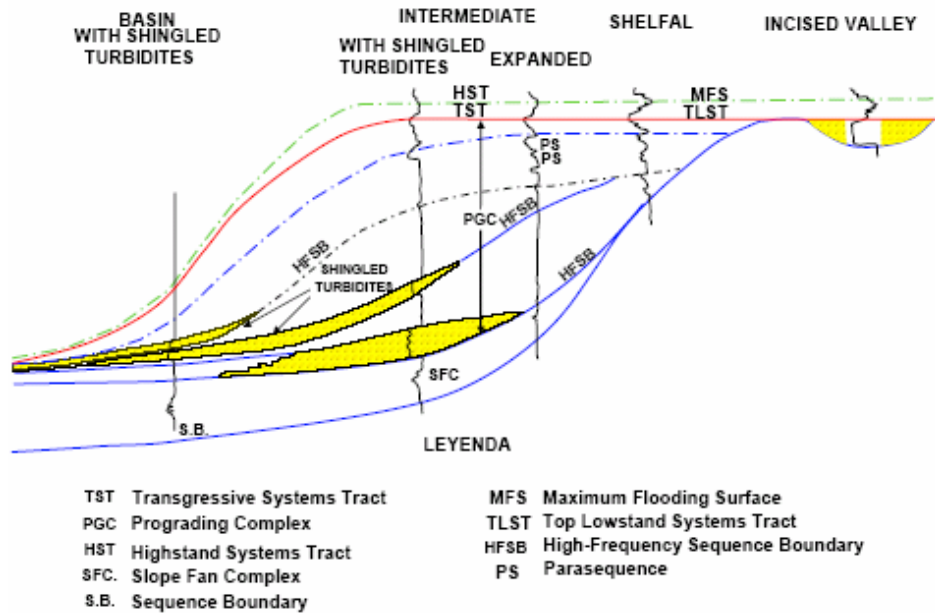


Figura 10.- Respuesta de un complejo progradante, la respuesta depende del contenido de arena y del paleoambiente. (Vail, 1987).

2.5.2. Transgressive systems tract

Cuando la tasa de ascenso relativo del nivel del mar se incrementa, la tasa del espacio de acomodamiento eventualmente excede a la tasa del aporte de sedimentos, tal que, la trasgresión de la línea de costa inicia y el *Transgressive systems tract* es depositado (Figura 8). El *Transgressive systems tract* comprende los depósitos acumulados desde que da inicio la transgresión de la costa, hasta que se tiene la transgresión máxima de la costa, justamente antes de dar inicio a la nueva regresión. Es la parte media de una secuencia, caracterizada por un conjunto de parasecuencias retrogradantes de cuarto orden. La base se compone de los primeros depósitos marinos sobre depósitos de *lowstand*, y la cima es la superficie de máxima inundación (Van Wagoner et al., 1987). El retrabajo de las arenas del *Highstand* anterior o del complejo progradante por la erosión transgresiva (ravinement), puede producir arenas transgresivas de buena calidad de yacimientos. En contraste con las parasecuencias de la parte superior del sistema que llegan a ser arcillosas con buenas propiedades de roca sello.

La superficie de máxima inundación en la cima del sistema transgresivo, se relaciona con la sección condensada que puede ser trazada desde nerítico somero hasta un ambiente batial inferior. Esta unidad, también proporciona una correlación a través de las superficies de fallas donde la correlación física es difícil, o casi imposible. Después de la formación de la superficie de máxima inundación, la primer parasecuencia del *Highstand systems tract* empieza a *forestep* o a progradar hacia el mar y en forma de *downlap* sobre la superficie de máxima inundación (Vail, 1987).

El desarrollo de los registros en este sistema en un ambiente nerítico presenta un juego de parasecuencias de cuarto orden que presentan un desarrollo granodecreciente que persiste verticalmente hasta el máximo desarrollo de la superficie de máxima inundación.

2.5.3. Highstand systems tract

Es el sistema superior de una secuencia tipo 1 o tipo 2 (Figura 9). Este sistema se expande ampliamente en la plataforma y se caracteriza por una agradación temprana y por un conjunto de parasecuencias progradacionales tardías. Este sistema se forma durante la parte tardía del ascenso relativo del nivel del mar, cuando la tasa del ascenso relativo decrece. El desarrollo de los estratos en este sistema varía de agradacional progradante en una etapa temprana a *toplap* progradante en una etapa tardía.

Los registros geofísicos presentan una serie de parasecuencias granocrecientes con una línea de costa progradante (Van Wagoner 1990). El *Highstand* en la cuenca, está marcado por una sección condensada rica en arcilla.

2.6. INTERPRETACIÓN SÍSMICA

Es necesario considerar que la estratigrafía sísmica es una aproximación a la interpretación estratigráfica de los datos sísmicos. Las propiedades únicas de los reflectores sísmicos permiten la aplicación directa de los conceptos geológicos basados en la estratigrafía física (Vail, et al 1977).

Las reflexiones sísmicas, están generadas por superficies físicas en las rocas, consistentes principalmente de superficies de estratos y disconformidades con densidades y velocidades contrastantes, principalmente de estratos paralelos. Además, todas las rocas que se encuentran sobre un estrato o sobre una superficie de disconformidad son más jóvenes que las de abajo. Por lo tanto, el resultado de una sección sísmica es un registro cronoestratigráfico y estructural, y no un registro litoestratigráfico.

Debido a que la reflexión sísmica permite hacer correlaciones cronoestratigráficas, no solo es posible interpretar la deformación estructural postdeposicional, también, se puede hacer los siguientes tipos de interpretación estratigráfica de los desarrollos de los reflectores sísmicos: (1) correlación del tiempo geológico,(2) definición genética de unidades depositacionales, (3) espesor y ambiente de depósito de unidades genéticas, (4) batimetría, (5) historia de sepultamiento,(6) relieve y topografía de discordancias y (7) paleogeografía e historia geológica.

La figura 11, ilustra las relaciones concordantes y discordantes de los estratos con los límites de secuencias depositacionales. Esta relación se basa en el paralelismo o la pérdida de éste, entre los estratos y las superficies limitantes.

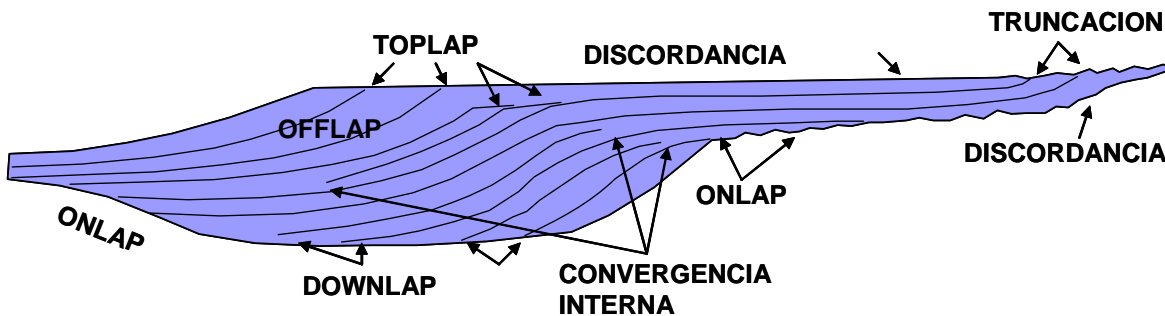


Figura 11.-Terminología propuesta por Exxon para las terminaciones de las reflexiones que definen los límites discordantes de una secuencia de depósito.

2.7. Resolución Sísmica

Sheriff & Geldart (1995) definen la resolución a la separación mínima entre dos rasgos característicos, de modo que se pueda decir que hay dos características separadas en vez de una. Por lo que, en sismología, nos podríamos preguntar: a) ¿Qué tan alejadas en espacio o en tiempo deben estar dos interfases para mostrarse como reflectores separados?, o b) ¿Qué tanta separación debe haber entre dos características de una sola interfase para que aparezcan como características separadas?

A continuación se hace una breve descripción de los conceptos principales de la resolución sísmica.

2.7.1. Resolución Vertical

La resolución vertical puede definirse como la mínima separación entre dos reflectores, necesaria para poder observarlos como eventos separados, antes de que se traslapen las ondículas y los efectos se superpongan formando un solo evento de reflexión. Esta resolución depende de la cantidad de ruido existente en el dato, así como de la sensibilidad del intérprete a los cambios de la forma de la ondícula.

Sheriff (1977), Kallwait y Word (1982), han demostrado que la resolución en la sismología es proporcional al contenido de frecuencias de la ondícula reflejada. La

mayor parte de la energía está contenida en la banda de frecuencias centrada en la frecuencia dominante.

La longitud de onda dominante de la información sísmica está dada por:

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

Donde v es la velocidad de intervalo del subsuelo en la posición de análisis y f es la frecuencia dominante.

Las velocidades de propagación de las ondas sísmicas en el subsuelo están en un rango entre 2000 y 5000 m/s y generalmente aumentan con la profundidad. Por otro lado, la frecuencia dominante de la señal sísmica varía entre 20 y 50 Hz, disminuyendo con la profundidad. Por lo tanto, el rango de las longitudes de onda en la exploración sísmica petrolera es del orden de 40 a 250 m. puesto que la longitud de onda determina la resolución, los rasgos mas profundos tienen que ser de mayor espesor que los rasgos someros para que puedan resolverse.

El valor aceptable para la resolución sísmica vertical varía de 1/8 a 1/4 de la longitud de onda dominante (Sheriff, 1977). Esto es subjetivo, ya que depende del nivel de ruido de los datos. Algunas veces, el criterio de 1/8 a 1/4 de la longitud de onda es muy generoso, particularmente cuando el coeficiente de reflexión es muy pequeño y no se puede obtener un evento de reflexión claro. Algunas veces, el criterio puede llegar a ser verdadero, particularmente cuando los eventos tienen un contraste acústico adecuado y la amplitud puede ser observada favorablemente.

2.7.2. Resolución Horizontal

La resolución horizontal, se refiere a la distancia mínima de separación entre características para que se puedan distinguir; esta distancia se aproxima al ancho de la primera zona de Fresnel.

Sheriff (1977) citó lo siguiente: Las ondas sísmicas son vistas frecuentemente como análogas a un haz de luz de energía, que viaja desde la fuente al reflector a lo largo de una trayectoria de rayo y se conduce sin tener en cuenta haces de luz de energía adyacente. Siguiendo este punto de vista, la reflexión involucra solamente un punto en el reflector.

Un frente de onda tiene sentido físico y se desplaza con el tiempo, de tal forma que cuando el frente de onda alcanza una interfase reflejante, parte de esta será reflejada, y la perturbación puede continuar para una región detrás del frente de onda. La Figura 12a, muestra la región de $\frac{1}{4}$ de longitud de onda atrás del frente de onda, tangente al reflector. La porción del reflector entre los puntos de contacto con el frente de onda es el área en la cual se produce efectivamente la reflexión, ésta es llamada la primera zona de Fresnel. La energía de la periferia de la primera zona de Fresnel, puede alcanzar un detector en la localización de la superficie de $\frac{1}{2}$ de longitud de onda más tarde que la primera energía reflejada, permitiendo una trayectoria de tiempo de viaje doble. Toda la energía reflejada desde la primera zona de Fresnel puede arribar dentro de $\frac{1}{2}$ de longitud de onda y por lo tanto interferir constructivamente. El concepto de un área más que de un punto en un reflector involucrado en la reflexión, es la esencia de la resolución horizontal.

El radio de la zona de Fresnel está dado por:

$$RF \approx \frac{1}{2} Vave (t_0/f_{dom})^{1/2} \quad (II.1)$$

Donde t_0 es el tiempo de reflexión doble y f_{dom} es la frecuencia dominante.

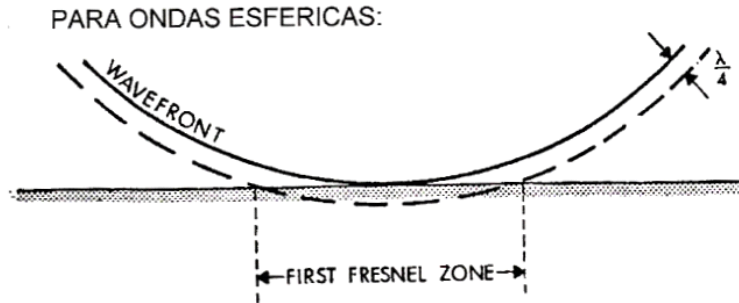


Figura 12a.- Primer zona de Fresnel. Ondas esféricas reflejadas de una interfase plana. (Sheriff, 1977).

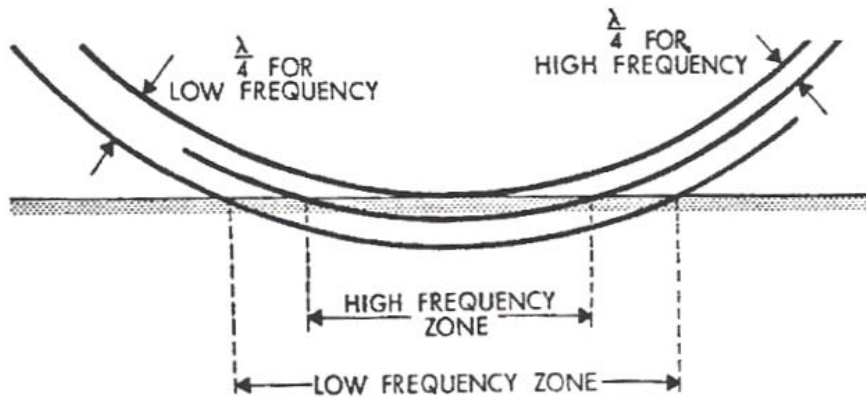


Figura 12b.- Primer zona de Fresnel. Aquí se muestra como el tamaño de la zona de Fresnel depende de la frecuencia. (Sheriff, 1977).

El concepto de zona de Fresnel se extiende a altos órdenes pero las contribuciones netas de las sucesivas zonas son pequeñas y normalmente sólo se considera la primera zona de Fresnel. Las zonas de Fresnel son entonces definidas en términos del criterio de $\frac{1}{2}$ de la longitud de onda y del de $\frac{1}{4} \lambda$. Dado que la longitud de onda depende de la frecuencia, las dimensiones de la zona de Fresnel dependen también de la frecuencia dominante (Figura 12b).

2.8. Sistema Petrolero

Debido a la diversidad de facies que se desarrollan durante el depósito de una secuencia depositacional clástica, estas pueden tener su propio subsistema generador. A continuación se hará una breve descripción de las características petroleras que pueden presentar los diferentes systems tracts dentro de una secuencia.

Lowstand Systems tract.- debido al desarrollo de facies y la secuencia vertical, este sistema tiene un alto potencial en la exploración petrolera como roca de yacimiento. En este sistema, las facies clásticas pueden estar depositadas en un ambiente de plataforma principalmente (Posamentier y Allen, 1993).

Las facies con características de yacimiento en este sistema son principalmente: Deltas de borde de plataforma, depósitos fluviales que rellenan a los valles de incisión, depósitos deltaicos de cara de costa resultantes de una regresión forzada, depósitos de abanico de pie de talud y abanicos submarinos transportados por cañones submarinos (Posamentier y Allen, 1993).

Transgressive Systems tract.- Este sistema tiene un excelente potencial como roca generadora de hidrocarburos y roca sello. Las rocas de yacimiento, pueden desarrollarse como depósitos costeros transgresivos re TRABAJADOS por mareas, depósitos de planicies aluviales y depósitos de cara de costa re TRABAJADOS por oleaje.

No menos importante es el desarrollo de roca generadora y roca sello que constituyen las facies de este sistema dentro de un sistema petrolero. Con depocentros clásticos que cambian hacia el continente durante el desarrollo de este sistema, las zonas más distales de una cuenca sedimentaria se caracterizan por tener bajo aporte de sedimentos clásticos, permitiendo esto que con frecuencia presenten un alto contenido de carbono orgánico (Cross, 1988; Creaney and Passey, 1993). Estos depósitos arcillosos, tales como las sabanas

de plataforma, pueden tener tanto características de roca sello como de roca generadora.

Highstand Systems Tract.- desde el punto de vista petrolero, los depósitos de este sistema en la planicie aluvial y en la planicie costera contienen facies con características de roca almacén. Sin embargo, el sello puede ser problemático a menos que la superficie de máxima inundación del sistema transgresivo posterior se extienda lo suficiente tierra adentro. Aunque, en algunos casos las arcillas de la planicie de inundación pueden provocar un sello adecuado, los abundantes canales que cortan a las areniscas depositadas durante el *Highstand* tardío puede fragmentar y perforar esos sellos.

En áreas más distales del *Highstand*, las zonas de yacimientos disminuyen; sin embargo, las facies de rocas sello son más amplias. Durante los depósitos del *Highstand* temprano, las partes amplias, aun más allá de la plataforma media y externa pueden ser sitios de bajas tasas de sedimentación. Estas facies constituyen una continuación de la sección condensada que fue inicialmente durante cierto tiempo, parte de la sección condensada.

CAPITULO 3.- GEOLOGIA REGIONAL

3.1. MARCO TECTÓNICO REGIONAL

Aunque este trabajo está enfocado al Plio-Pleistoceno, es necesario mencionar la evolución tectónica regional, tomando como punto de partida la apertura del Golfo de México. Este se originó a fines del Triásico y principios del Jurásico, en un margen de tipo divergente, posiblemente en respuesta a la actividad de las plumas del manto.

La margen pasiva bajo tectónica extensional, es hipotéticamente producto del desarrollo de corrientes calientes ascendentes del manto, conocidos como plumas o puntos calientes (Burke, et al. 1973), provocando dilatación y levantamiento de la litosfera (Figura 13a); forma un sistema radial de fallas asociadas a la actividad ígnea de tipo alcalino (Figura 13b, estado de Arco Pre-Rift); posteriormente presenta un adelgazamiento de la corteza por asimilación del manto, originando en el basamento fallas normales escalonadas descendentes hacia el centro con inclinaciones entre 40° y 80°, iniciando así la sedimentación continental, con abanicos aluviales, lacustres y fluviales (Figura 13c, estado de Valle de Apertura). En algún tiempo se formó corteza mixta en el golfo (Figura 13d, estado Golfo Proto- Oceánico), dando inicio a la invasión somera del mar formando lagunas, canales y deltas de marea. Estos estados involucran una tectónica extensional, donde la apertura o rifting fracturó el continente con desarrollos de cuencas.

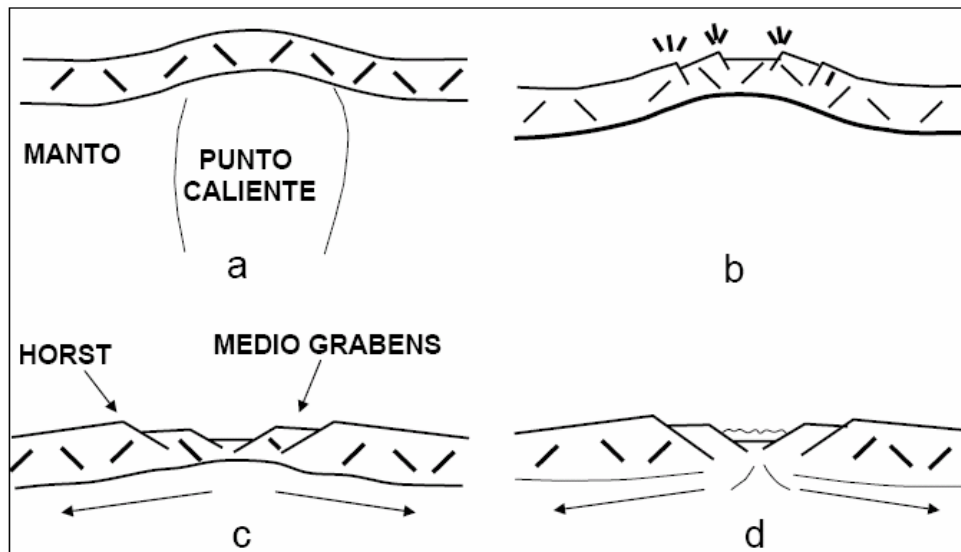


Figura 13.- Evolución de un margen continental bajo tectónica extensional, (modificado de Solís, 1996)

La historia tectónica del sureste de México para el Mesozoico y Terciario puede ser dividida en tres fases distintas:

- Un *Rifting* durante el Triásico-Jurásico Medio.
- Un periodo tectónicamente pasivo del Jurásico Tardío al Cretácico Tardío.
- Una compresión desde finales del Cretácico hasta el Reciente.

Rifting del Triásico - Jurásico Medio (240-145 m.a.)

La etapa de rifting en la región del Golfo de México probablemente ocurrió en un número distinto de fases relacionadas con la apertura del Tethys durante el Triásico y la apertura del Atlántico y el Golfo de México durante el Jurásico (Van der Voo et. al., 1976, Quezada y Sarmiento, 1987).

En algunas regiones de México y Estados Unidos existen cuencas de rifts de edad triásica bien conocidas, como por ejemplo la Cuenca de Huayacocotla (Schmidt y Effing, 1980, Quezada y Sarmiento, 1987), Figura 14. El rift triásico fue completamente intracontinental, sin formación de corteza oceánica en el Golfo de México.

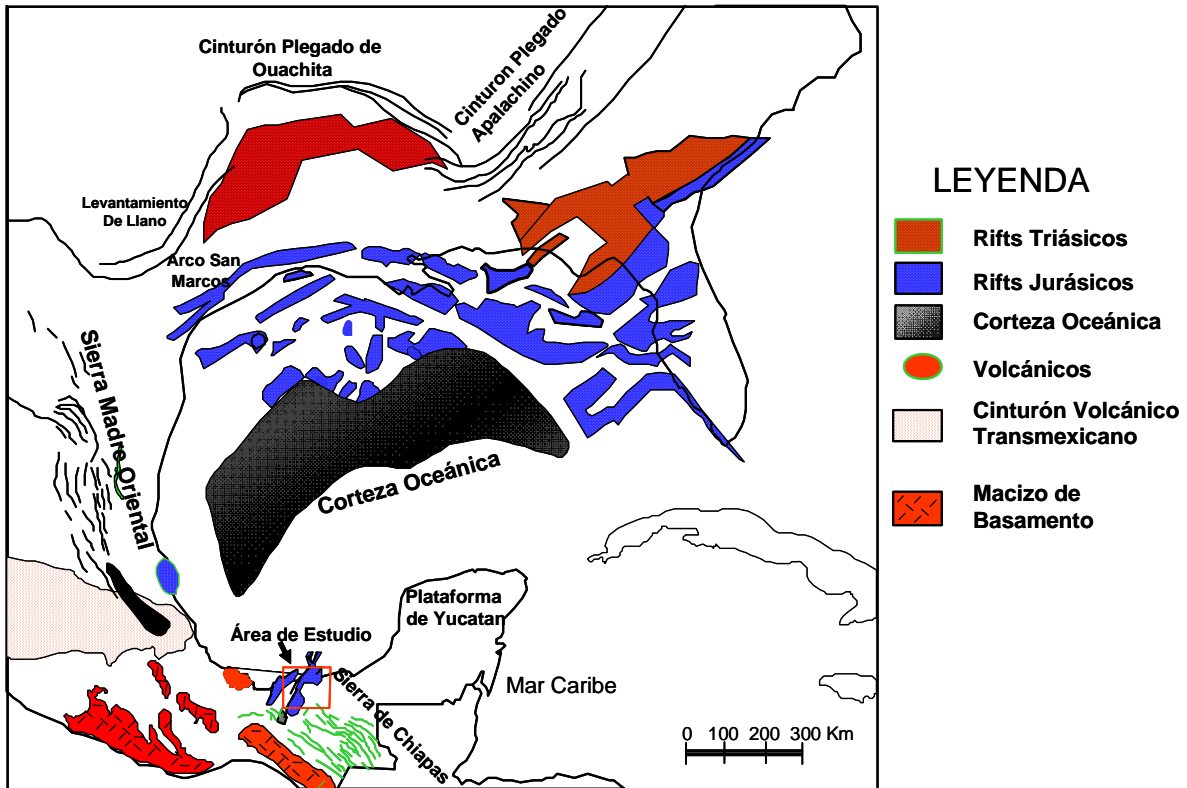


Figura 14. Elementos tectónicos del Golfo de México (Pemex, BP, 1994).

Rifting del Jurásico Medio

El principal evento de rifting en el Golfo de México ocurrió en este tiempo. El mecanismo para la apertura del Golfo fue el desprendimiento de la microplaca de Yucatán desde la margen noroccidental de la costa del Golfo hacia el sur (Figura 15), con la expansión y creación de corteza oceánica en la parte central del Golfo

(Pilger, 1981; Pindell, 1985; Quezada y Sarmiento, 1987, Meneses, 1990; Salvador, 1991 y Molina et al., 1992).

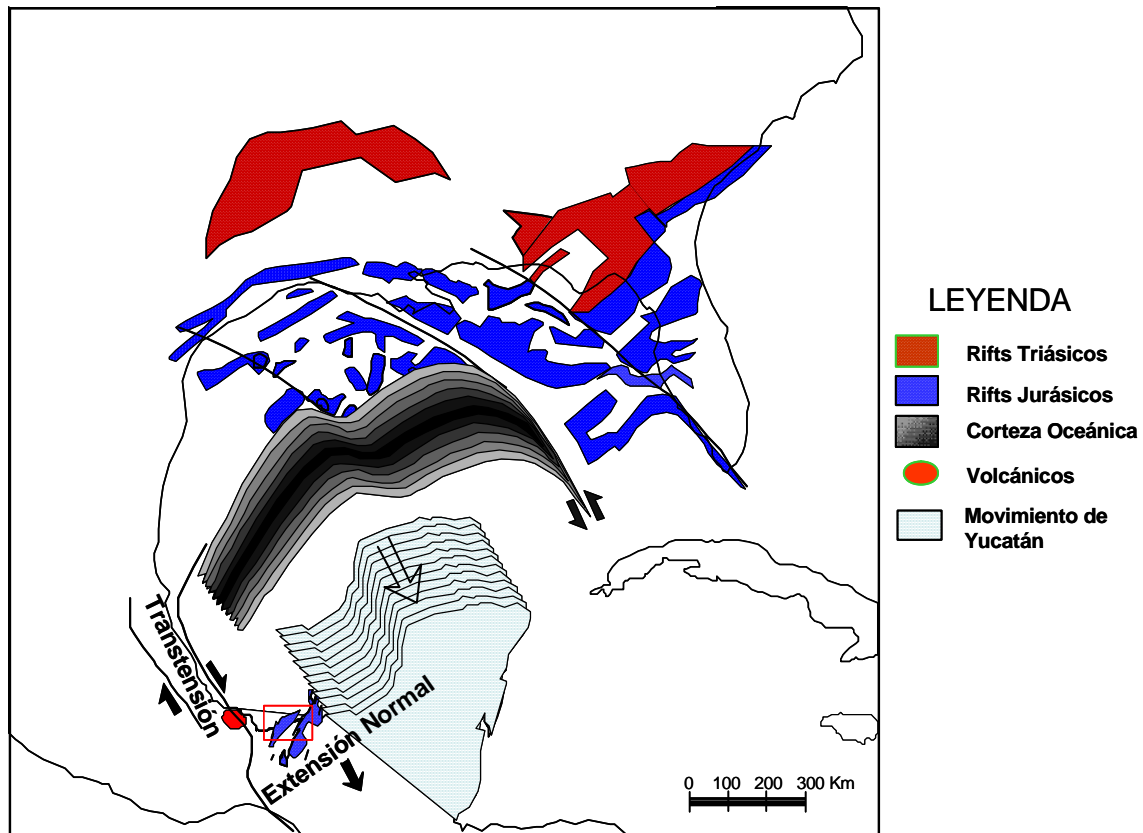


Figura 15. Apertura del Golfo de México en el Jurásico Tardío (Pemex, BP, 1994).

La mayoría de los autores consideran al bloque Yucatán desprendido de la porción suroriental de los Estados Unidos; Sin embargo, Quezada y Sarmiento (1987) y Quezada (1990), de acuerdo a datos de pozos que han cortado el basamento a lo largo de la costa del Golfo de México y por la similitud de los bordes del bloque Yucatán y de la paleopenínsula de Tamaulipas, consideran que el bloque Yucatán evolucionó durante el Paleozoico Tardío en el oriente de México, mencionando que el inicio de su desprendimiento con rotación hacia el

sureste hasta su posición actual, dio origen al aulacógeno de Huayacocotla en el Triásico-Jurásico Temprano y posteriormente al de Sabina-Coahuila en el Jurásico Tardío (Quezada 1995).

Se han publicado muchos modelos para explicar la ruta del movimiento del bloque Yucatán. El modelo que se seleccionó para este trabajo involucra la rotación del bloque Yucatán en sentido de las manecillas del reloj, como se muestra en la figura 15, lo cual es compatible con la curvatura de las fallas transformantes del margen costero de los EUA (Salvador, 1991; Pilger, 1985 y Meneses, 1990).

A lo largo de las márgenes del sistema, como es el caso del área Tampico-Misantla, el movimiento fue predominantemente de transcurrencia, con una componente transtensional significativa.

El evento de rifting dio lugar a la formación de una topografía regional de grabens y horsts, la cual no fue completamente sepultada por los lechos rojos de la secuencia del sin-rift. En el área no existen evidencias para pensar en un fallamiento del basamento posterior al Jurásico Tardío, sin embargo, la estructura del basamento es un rasgo notable porque la topografía remanente ejerció un fuerte control en el depósito de los sedimentos post-rift.

Margen pasivo del Jurásico Medio al Cretácico Tardío

Durante la primera parte del Jurásico Tardío se tenía expansión oceánica en la parte central del Golfo de México. Durante esta fase de apertura hubo movimiento transcurrente en el margen lateral del sistema (Tampico-Misantla y Sur de Florida), como se muestra en la figura 15. Interpretaciones sísmicas en la parte central del Golfo de México muestran que el rifting y la expansión cesaron en el Jurásico Tardío y después de este tiempo todos los márgenes fueron pasivos.

En el norte del Golfo hay evidencia directa de que la depositación evaporítica de la sal Louann-Campeche ocurrió en los inicios del periodo del post-rift.

La topografía remanente de grabens y horst, como resultado de una fase temprana de rifting, controló el espesor y depósito de la sal. En algunas áreas, esta topografía remanente del basamento se preservó hasta el Jurásico Tardío y Cretácico, controlando el desarrollo de plataformas carbonatadas (el horst de Tuxpan controlando la plataforma de la Faja de Oro). El remanente de esta topografía finalmente se destruyó por el aporte de grandes volúmenes de clásticos durante el Terciario.

Al inicio del Cretácico, el bloque Yucatán alcanzó su posición actual (Ángeles et al., 1994).

Durante todo este tiempo, la subducción fue activa en el margen Pacífico de México, aunque parece que no transmitió ninguna compresión considerable hacia el área de estudio.

Compresión de fines del Cretácico al Reciente

Hacia la parte final del Cretácico ocurrió un cambio en la geometría de las placas y en la dirección del movimiento en el margen Pacífico, dando como resultado que los primeros efectos compresivos se manifestaran en el área de estudio. El margen Pacífico estaba probablemente bordeado por un gran número de microplacas móviles e independientes (Sedlock *et. al.*, 1993). La evolución en el área de estudio fue controlada por una de estas microplacas, conocida como el Bloque Chortis. En las Figuras 16, 17, y 18 se muestran las reconstrucciones preelminares para el Paleógeno, Mioceno y Plio-Pleistoceno y en la figura 19, se muestra la evolución mediante una sección esquemática a través del área.

Esta evolución ocurre en tres etapas: en la primera se presenta una colisión inicial débil en el Cretácico Tardío; en la segunda, una colisión más fuerte con carga isostática en el Mioceno; y en la tercera, una erosión y rebote isostático en el Plio-Pleistoceno.

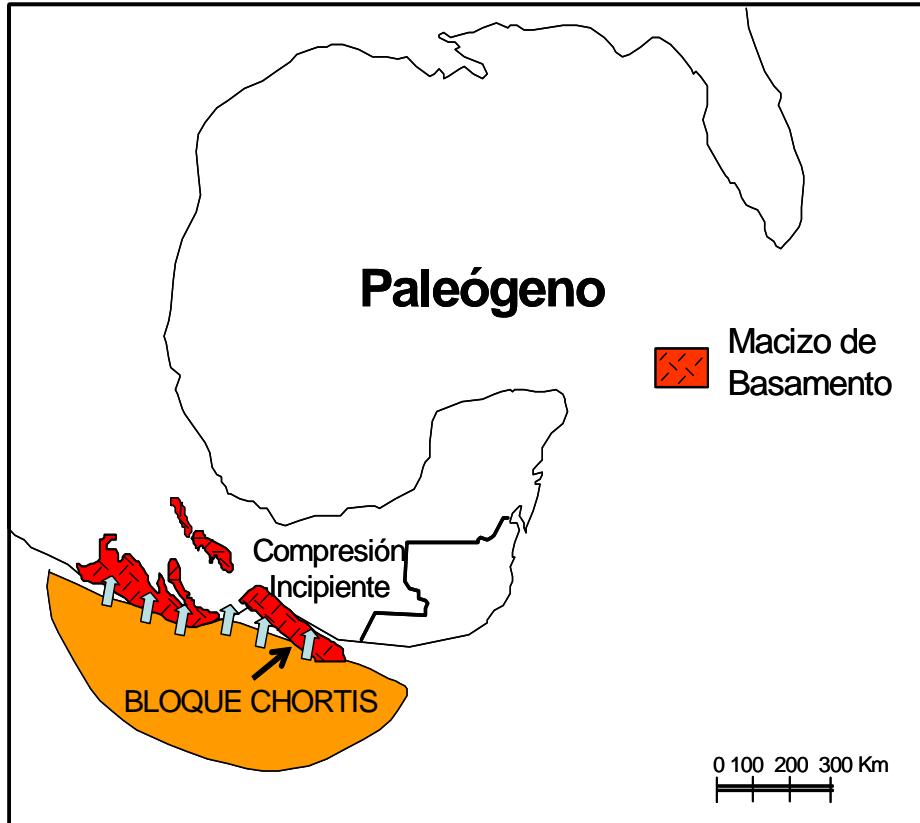


Figura 16.- Colisión Cretácico Tardío-Paleoceno sobre el margen Pacífico (pemex, BP, 1994).

Cretácico Tardío - Paleógeno

Durante el Cretácico Tardío, la primera colisión entre Chortis y Chiapas, dio como resultado el primer cabalgamiento y levantamiento del Macizo de Chiapas (Carfantan, 1981). La colisión en esta etapa fue relativamente suave y episódica durante el Paleógeno. Evidencias en el cambio del régimen se tienen en la sierra de Chiapas, donde la Formación Ocozocuautila representa, localmente frente al macizo de Chiapas, un cambio brusco en las condiciones de plataforma del Cretácico Tardío. También en los alrededores de la Presa de Chicoasen, pueden observarse conglomerados del Paleoceno que traslapan a calizas de plataforma del Campaniano- Maestrichtiano de la Formación Angostura.

Durante este tiempo, la compresión incipiente y el peso litostático de la columna sedimentaria ya depositada, provocaron el primer emplazamiento de masas salinas alóctonas. Cabe destacar que la sal ya se había movido en una etapa autóctona durante el Oxfordiano, dando origen a almohadillas y rodillos (Camargo, Zanoguera y Quezada Muñetón, 1991 y Basurto Borbolla, 1992), lo que aparentemente influenció la distribución de las facies oolíticas del Kimmeridgiano, en combinación con la geometría del rift y sus altos de basamento asociados.

Para fines del Eoceno (Dickinson, 1980 y Money, 1993, Quezada, 1990) el arco submarino que se instaló entre Norteamérica y Sudamérica, formando las Antillas Mayores, cambió su polaridad, chocando contra Florida; colisión que es el fin de la Orogenia Laramide. Este evento dio origen a la Placa del Caribe, que aunque, no se muestra en este trabajo, es un elemento tectónico que interactuando con la Placa de Norteamérica imprime una rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj de sureste a noreste al bloque Chortis (figura17), controlando la evolución geológica del sureste de México a partir de este tiempo.

Mioceno

Para el Mioceno, Chortis empujó con mayor fuerza al Macizo de Chiapas (Figura 17), lo cual dio origen a la fase principal de estructuración y cabalgamiento en la Sierra de Chiapas. En este tiempo, Chortis formaba parte de la margen del Pacífico. El efecto isostático de este peso inclinó hacia abajo y al suroeste el margen continental (Figura 19 parte media de la sección). Hacia el norte, en la porción marina, este basculamiento sólo provocó un ligero levantamiento (Graham, 1994).

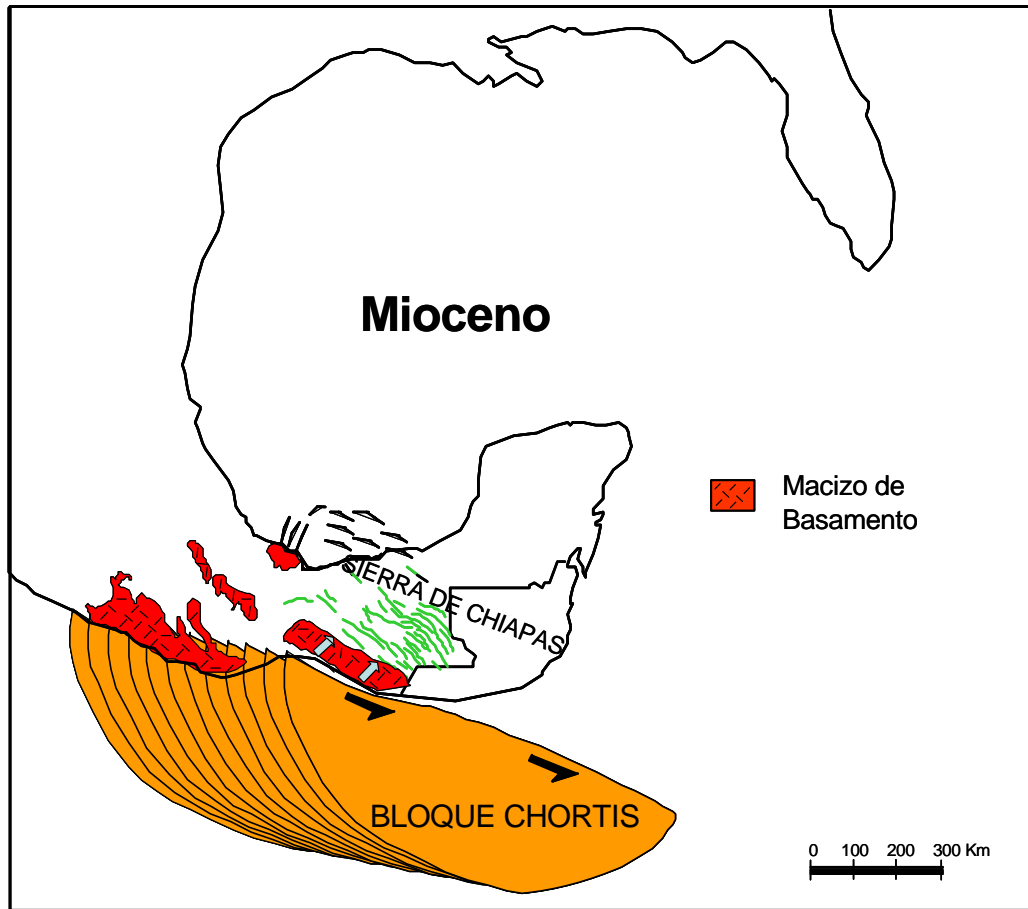


Figura 17. Colisión oblicua en el margen pacífico (pemex, BP, 1994).

La subducción pacífica y la colisión entre Chortis y el sureste de México fue oblicua, este movimiento relativo estuvo acompañado por una combinación de cabalgamiento hacia el noreste en la Sierra de Chiapas y fallamiento transcurrente a lo largo del borde sur del Macizo de Chiapas, lo que provocó una reactivación magmática y el desarrollo de extensas zonas de rocas miloníticas dentro del macizo.

Plio-Pleistoceno

En el Plio-Pleistoceno, el bloque de Chortis continuó su movimiento hacia el este (Figura 18), alejándose del Macizo de Chiapas. La carga isostática que flexionaba hacia abajo el margen Pacífico ya no existía y el margen rebotó hacia arriba al

verse liberado del peso que lo hundía (Figura 19), parte inferior de la sección). Esto dio como resultado un gran levantamiento y erosión en la parte sur del área de estudio combinado con una gran subsidencia y aporte de sedimentos hacia la parte norte, lo que provocó la fase principal de la evacuación salina.

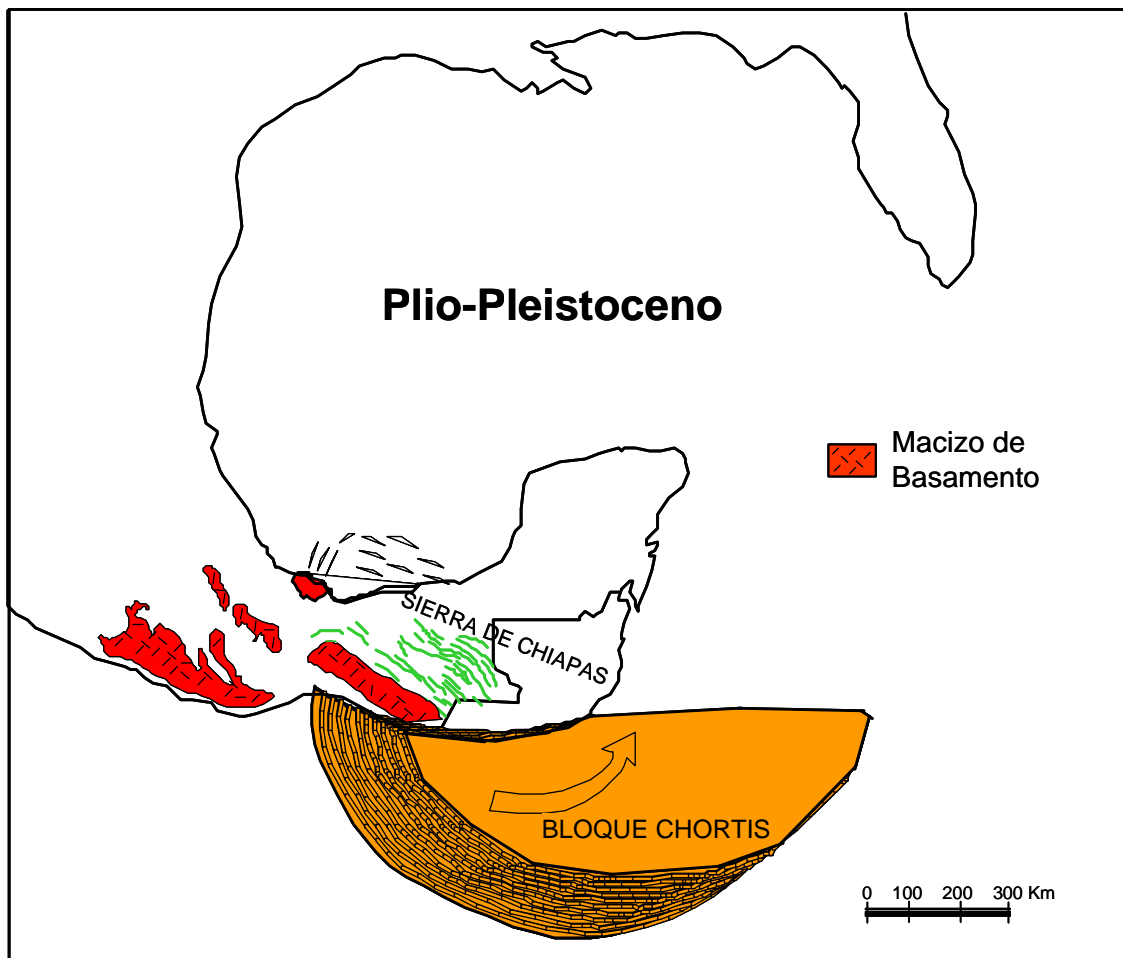


Figura 18. Levantamiento del margen pacífico en el Plio-Pleistoceno, seguido por el desprendimiento del Bloque Chortis (pemex, BP, 1994).

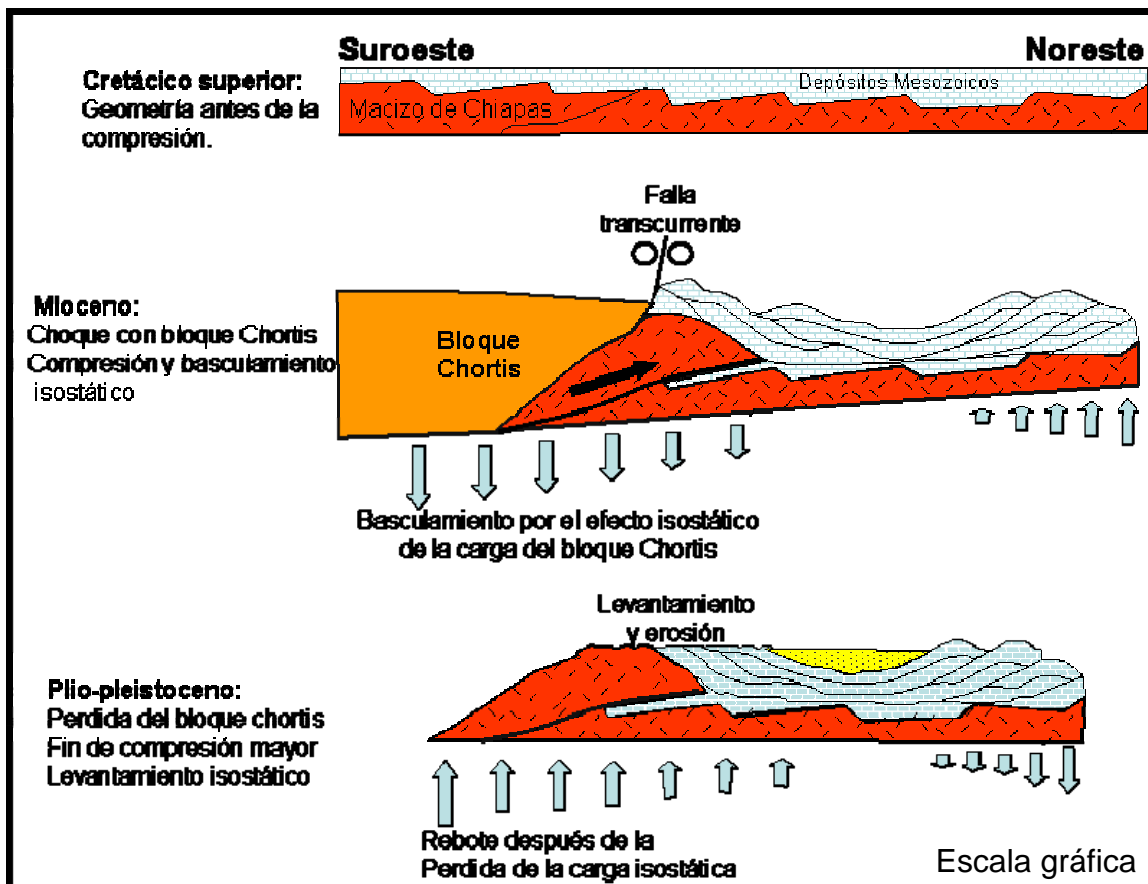


Figura 19. Efecto de la colisión y el posterior desprendimiento del bloque Chortis (pemex, BP, 1994).

3.2. Estratigrafía Regional

La columna estratigráfica para el área de estudio, comprende los sistemas que abarcan desde el Jurásico Medio y/o Superior, el Cretácico y el Terciario (Figura 20), mismos que se describen a continuación en su orden cronológico de depósito.

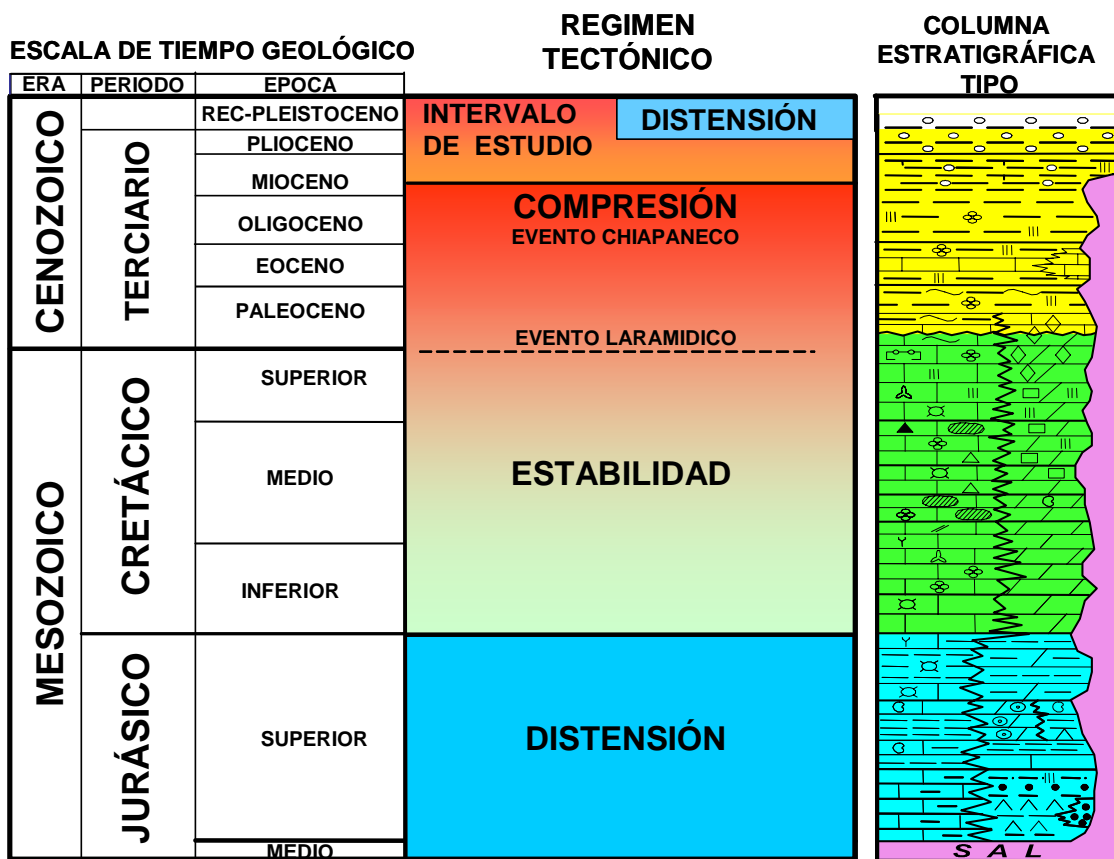


FIGURA 20.- COLUMNA GEOLÓGICA REGIONAL

3.2.1. MESOZOICO

3.2.1.1 Jurásico

En el área de estudio ningún pozo ha cortado el basamento, llegando solamente dentro de la columna estratigráfica hasta el Jurásico Superior, el cual está constituido en su base por sal cubierta por rocas carbonatadas y terrígenas, compuestas de mudstone dolomítico, wackestone de intraclastos y bioclastos., con delgadas intercalaciones de Wackestone a Packstone de Oolitas y Pisolitas, dolomía gris compacta, arcillosa y en partes arenosa y con laminaciones arcillosas. Estos depósitos ocurrieron principalmente durante una fase transgresiva con desarrollos de ambientes transicionales y de plataforma. En esta secuencia se tienen identificados los pisos Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano.

3.2.1.2. Cretácico

La parte inferior está compuesta de dolomía café, café claro y café oscuro, mesocristalina y en partes microcristalina, trazas de mudstone café claro y café oscuro, dolomitizado, con escasas micro fracturas con calcita, trazas de lutita gris oscura a negra, ligeramente calcárea.

La parte media consiste en proporción por dolomía café oscuro, esporádicos fragmentos café claro, blanca y crema claro, micro y mesocristalina con algunos fragmentos de aspecto sacaroide, fragmentos con impregnación de aceite pesado y pirita diseminada; mudstone gris oscuro y café, dolomitizado y ligeramente arcilloso; lutita gris oscuro a negro, de aspecto carbonoso, semidura, calcárea; trazas de pedernal gris claro y ámbar.

En la cima está constituido por dolomía crema, gris claro, gris oscuro y blanca microcristalina a mesocristalina, mudstone a wackestone de bioclastos y

litoclastos; mudstone - wackestone crema, café claro parcialmente dolomitizado, en partes gris verdoso, ocasionalmente cretoso; calcarenita café claro dolomitizada; bentonita azulosa; trazas de dolomía crema, café claro, microcristalina a mesocristalina en partes criptocristalina compacta; trazas de lutita gris claro y gris verdoso, semidura calcárea; trazas de pedernal gris claro y ámbar.

3.2.2. CENOZOICO

La columna estratigráfica del Cenozoico para el área de estudio comprende desde el Paleoceno al Reciente y los ambientes de depósito varían desde ambientes de cuencas profundas hasta ambientes transicionales. Esta era geológica se caracteriza por un cambio en la sedimentación, la cual tuvo una variación de una predominancia de sedimentos carbonatados que se tenía desde el Cretácico a sedimentos principalmente de carbonatos y siliciclásticos, en lo que corresponde al Neógeno.

3.2.2.1. Paleoceno

La parte inferior está constituida por lutita café rojizo y gris verdoso, suave y semidura, ligeramente calcárea; trazas de mudstone y wackestone de intraclastos y bioclastos, café claro, gris claro, gris verdoso y crema, compacto, semiduro a duro, hacia la base encontramos dolomía café claro a crema microcristalina, de aspecto sacaroide y brechoide.

La parte superior consiste de lutita gris verdoso y gris claro, suave y semidura, ligeramente calcárea; 30% mudstone-wackestone de intraclastos y bioclastos café claro a gris claro, gris verdoso y crema, compacto, semiduro a duro; algunos fragmentos con pirita diseminada; 10% bentonita gris claro y gris verdoso, en algunos fragmentos se encuentra pirita diseminada.

3.2.2.2. Eoceno

La parte inferior está constituida por lutita gris claro a gris verdoso y gris oscuro a café oscuro, suave a semidura, en ocasiones de aspecto bentonítico; trazas de arenisca gris claro, de grano fino, subredondeado, mal cementada en matriz arcillo-calcáreo; trazas de bentonita verde claro, semidura, con esporádicos fragmentos de mudstone blanco a crema de aspecto cretoso y esporádicos fragmentos de pirita.

La parte media y superior está constituida por lutita gris claro a gris verdoso y gris oscuro a café oscuro, suave a semidura, en ocasiones de aspecto bentonítico, calcárea y arenosa; trazas de mudstone blanco a crema de aspecto cretoso, esporádicos fragmentos de mudstone dolomítico, café claro, compacto.

3.2.2.3. Oligoceno

Está constituido por lutita gris claro a gris verdoso y gris oscuro a café oscuro, suave a semidura, en ocasiones de aspecto bentonítico, calcárea y arenosa; trazas de mudstone blanco a crema de aspecto cretoso; esporádicos fragmentos de mudstone dolomítico, café claro, compacto.

3.2.2.4. Mioceno.

La parte inferior consiste de lutita gris claro a gris verdoso y gris oscuro a café oscuro, suave a semidura, en ocasiones de aspecto bentonítico, calcárea y arenosa; esporádicos fragmentos de mudstone dolomítico, café claro y compacto. El mioceno está constituido en su parte media y superior por lutita gris claro y gris verdoso, suave, plástica, ligeramente calcárea; trazas de mudstone café claro, compacto de aspecto dolomítico; trazas a lutita arenosa gris claro, suave,

ligeramente calcárea; trazas de arenisca gris claro de grano fino de cuarzo, subredondeado, mal cementada en matriz arcillo calcáreo.

3.2.2.5. Plioceno Inferior

Constituido por lutita gris claro, suave, plástica y calcárea; trazas de mudstone café claro, compacto de aspecto dolomítico; trazas de lutita arenosa gris claro, suave, ligeramente calcárea.

3.2.2.6. Plioceno Medio

Constituido por lutita gris claro, suave plástica y calcárea; trazas de lutita arenosa gris claro, suave, ligeramente calcárea; trazas de mudstone café claro compacto de aspecto dolomítico, con intercalaciones de arenisca gris claro, de grano fino a medio de cuarzo, cementada en material calcáreo.

3.2.2.7. Reciente – Pleistoceno

Las partes superior y media, están compuestas por arena de cuarzo gris claro, de grano medio a grueso, subredondeado, de regular a bien clasificados; lutita gris claro a gris verdoso, suave y plástica ligeramente calcárea, en partes arenosa; arenisca gris verdoso y gris claro de grano fino a medio, compacta, cementada por material calcáreo. En la parte inferior se encuentran lutita gris a gris claro, suave y plástica, ligeramente calcárea; arenisca gris claro de grano fino a medio, anguloso a subanguloso, cementada en material calcáreo; lutita arenosa gris claro a gris verdosa, suave a semidura, ligeramente calcárea; trazas de arena de cuarzo gris claro y translucido, de grano fino, redondeado a subredondeado; con escasas intercalaciones de mudstone gris claro y café claro de aspecto dolomítico.

3.3. Marco Estructural

El marco estructural en el área de estudio es el de un sistema de tipo extensional regional dirigida hacia la cuenca, que tiene influencia directa sobre los sistemas petroleros en la cuenca de Macuspana, y diapirismo de arcilla, que ha dado origen a una serie de minicuenas con grandes espesores de sedimentos siliciclásticos (Figura 21).

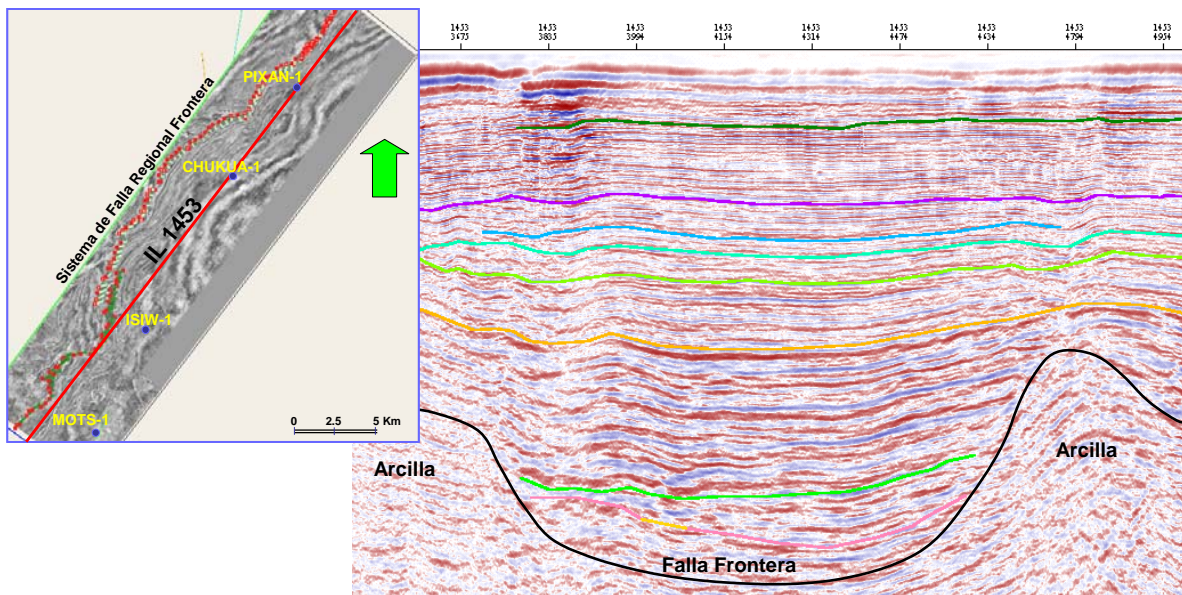


Figura 21.- línea sísmica 1453 del área de estudio que muestra el desarrollo de una minicuenca por evacuación de arcilla asociada a la falla regional frontera.

En su definición de estilos estructurales para la Cuenca de Macuspana, Ambrose et al. 2001 mencionan la presencia de fallas lítricas normales de escala regional que despegan sobre niveles con pendientes suaves, ya sea dentro del basamento mesozoico o sobre arcilla móvil del Terciario Inferior, alcanzando profundidades de 1 a 5 km. (Figura 22).

La geometría de las estructuras en estos sistemas está gobernada principalmente por la acción de la gravedad y es una deformación común en regiones con deltas situados a lo largo de márgenes pasivos y en presencia de sal o arcilla

sobrepesurizada. Algunos ejemplos de este sistema han sido estudiados en la zona Franja Distensiva - Cordilleras Mexicanas en aguas nacionales del Golfo de México, en los deltas del Mississippi, en el oriente de la India y en el delta del Baram en Brunei (Damte, 2002).

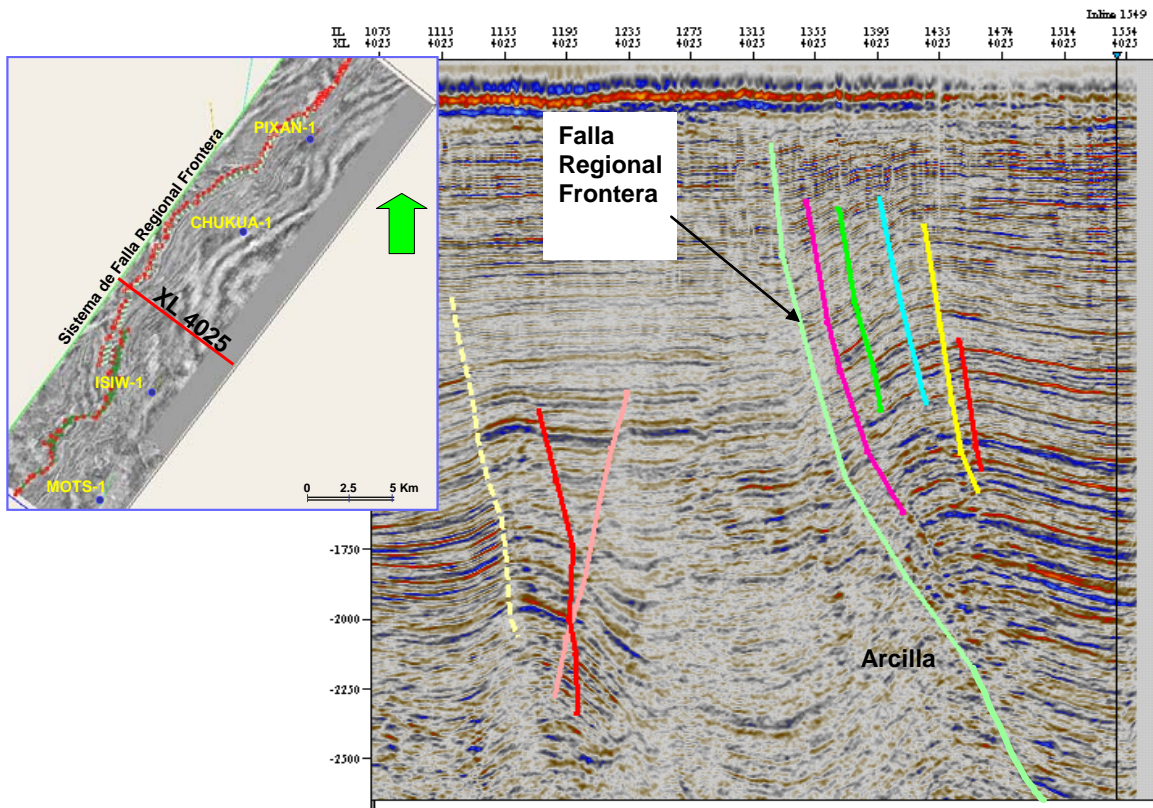


Figura 22.- Cross line 4025 , mostrando el desarrollo de la falla regional frontera.

Sistema de Falla Regional Frontera. Con su eje mayor orientado NE -SW, el sistema de fallas regionales frontera (Figura 23) representa el limite occidental de la Cuenca de Macuspana en la zona marina. De acuerdo a los resultados del análisis estructural llevado a cabo en el presente trabajo (Figura 18), se observa que este sistema de fallas se profundiza hasta alcanzar la base de la arcilla que sirve como nivel de despegue.

Para el área de estudio, este sistema de fallas alcanzó su máxima actividad en el Plioceno Tardío, esto se deduce de las grandes diferencias en profundidad de la cima del Plioceno Medio en el pozo Che-1 (805 metros) y el pozo Chukua-1 (2755 metros), y se cree que puede ser una extensión tardía de la Cuenca de Macuspana que se dió a principios del Pleistoceno (E. Vargas, 2000).

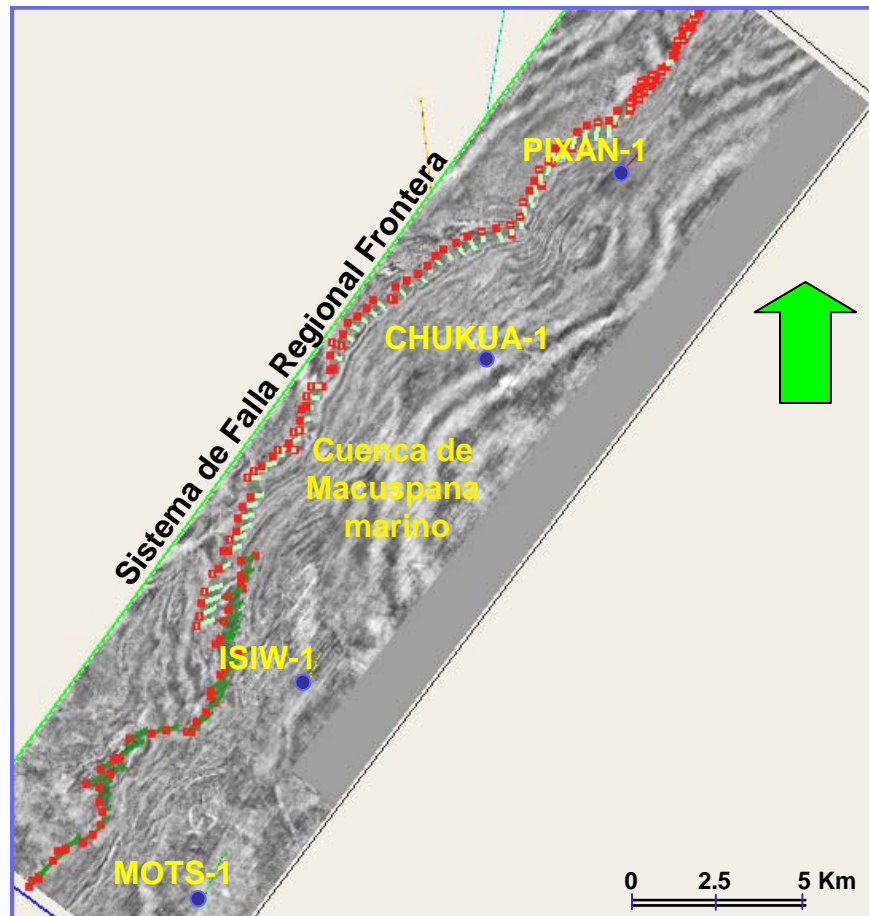


Figura 23.- Ubicación de la falla regional frontera (interpretada en petrel).

3.3.1. Tipo de Margen de Cuenca: Según la clasificación de cuencas de Dominic Emery and Keith Myers, 1997, el área de estudio pertenece a un margen de falla de crecimiento. Estos márgenes se caracterizan por fallas extensionales sin-sedimentarias dominadas por gravedad. La tasa de subsidencia es considerablemente mayor en el lado de *hanging-wall* de las fallas de crecimiento, resultando en un incremento del depósito sedimentario. El efecto de la falla de

crecimiento en el desarrollo del sistema deposicional depende del lugar que la falla tenga en la topografía del piso marino. En tiempos cuando el *hanging-wall* estuvo en una topografía baja relativa al *foot-wall*, ocurre una diferenciación de facies a través de la falla, con gruesos sistemas clásticos de aguas profundas en el lado de la caída de la falla (Figura 24).

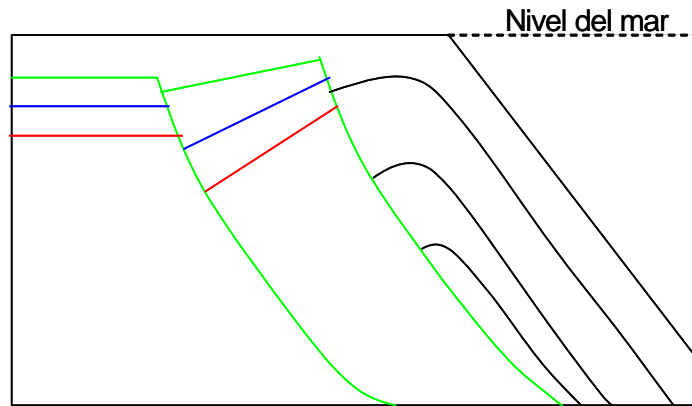


Figura 24.- Modelo de margen de falla de crecimiento

3.3.2. Modelo Deposicional en las Minicuecas

La cuenca del Golfo de México, es una cuenca de margen pasivo en la cual, la mayoría de la subsidencia del basamento relacionada a la tectónica de placas tuvo un incremento durante el Terciario (Buffler, 1991), dejando un ambiente de aguas profundas sobre gran parte del área. Gran parte del relleno que se depositó rápidamente en el Cenozoico Tardío, ocurrió en su mayoría en un desarrollo progradacional, que se acomodó en estas batimetrías profundas. Ese desarrollo fue complicado por una carga local en la arcilla móvil, formando pequeñas y complejas minicuecas controladas por el diapirismo. En estas pequeñas minicuecas, la subsidencia estuvo controlada principalmente por fallas de expansión, o zonas de fallas contemporáneas relacionadas al diapirismo. Un espesor grueso de sedimentos normalmente ocurrió hacia la caída de la falla y que es equivalente en edad al espesor de la parte de arriba. El desarrollo del

relleno depositacional, puede ser utilizado como indicador de la historia y evolución de la cuenca. El modelo generalizado de la figura 25, se deriva del desarrollo del depósito observado en la información sísmica y en la respuesta de los registros de pozos de una minicuenca típica controlada por fallas de expansión contemporáneas.

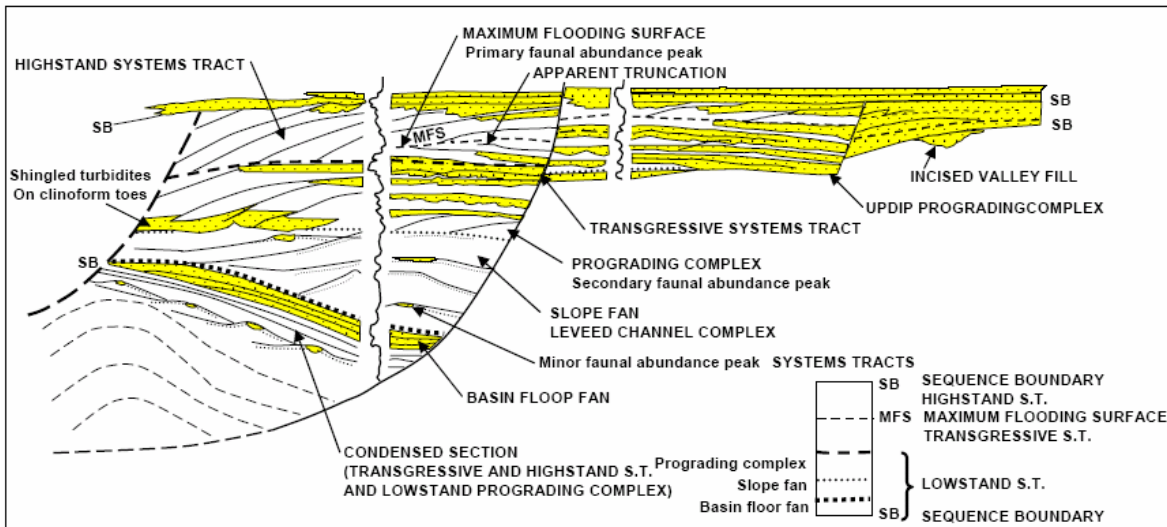


Figura 25.- modelo idealizado de una secuencia estratigráfica que presenta el desarrollo de systems Tracts en una cuenca del Cenozoico tardío en el Golfo de México. La presentación de la litología general, configuración sísmica y la respuesta de registros geofísicos son diagramáticos. (Worrall and Snelson 1989).

CAPITULO 4.- RESULTADOS

4.1. Paleogeografía

Como resultado del análisis de la información, se estableció que la paleogeografía del área de estudio corresponde a una planicie deltaica con depósitos de *Highstand*. La figura 26 muestra los resultados del análisis batimétrico de las columnas geológicas de los cuatro pozos exploratorios del área en estudio.

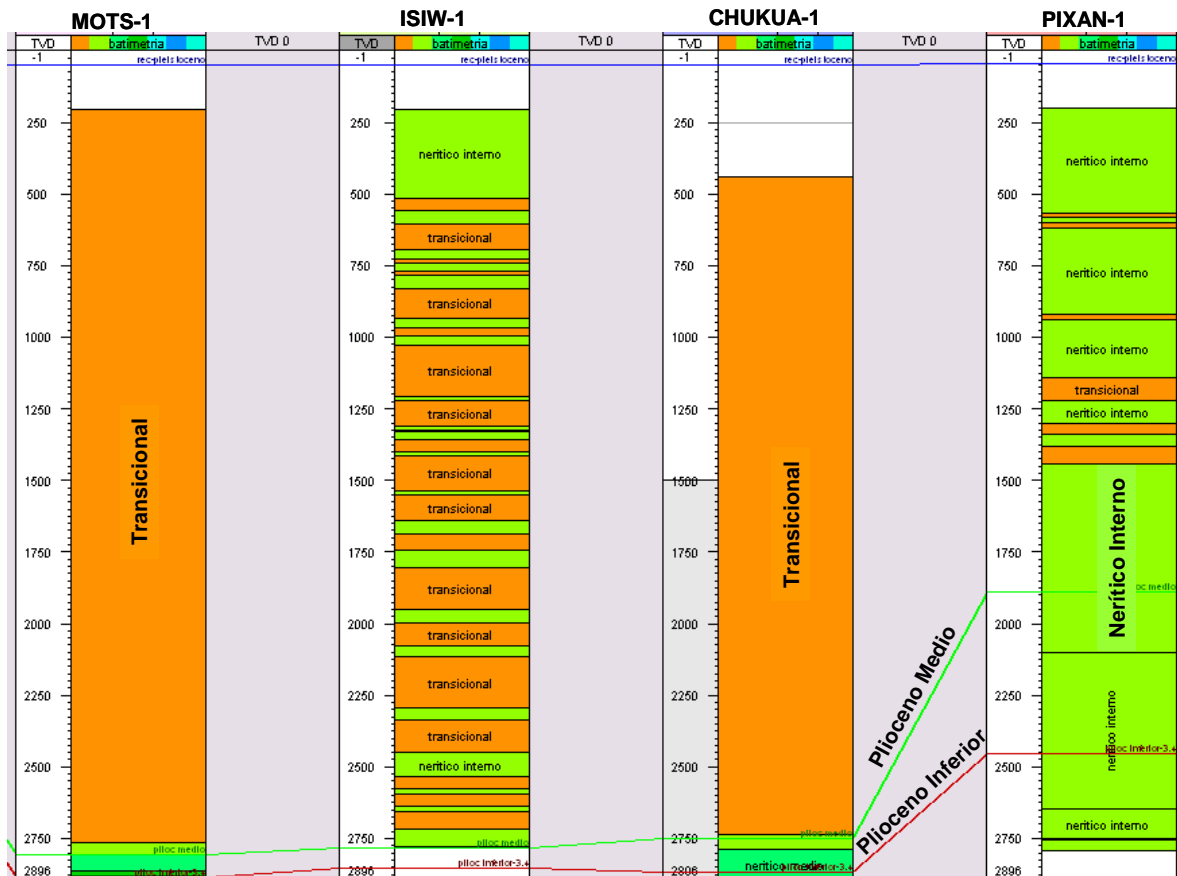


Figura 26.- batimetría de las columnas geológicas de los pozos exploratorios en el área de estudio.

4.2. Columnas Litológicas

La figura 27 muestra el resultado de los análisis litológicos y petrográficos de los cortes de canal que han cortado los pozos exploratorios en el área de estudio.

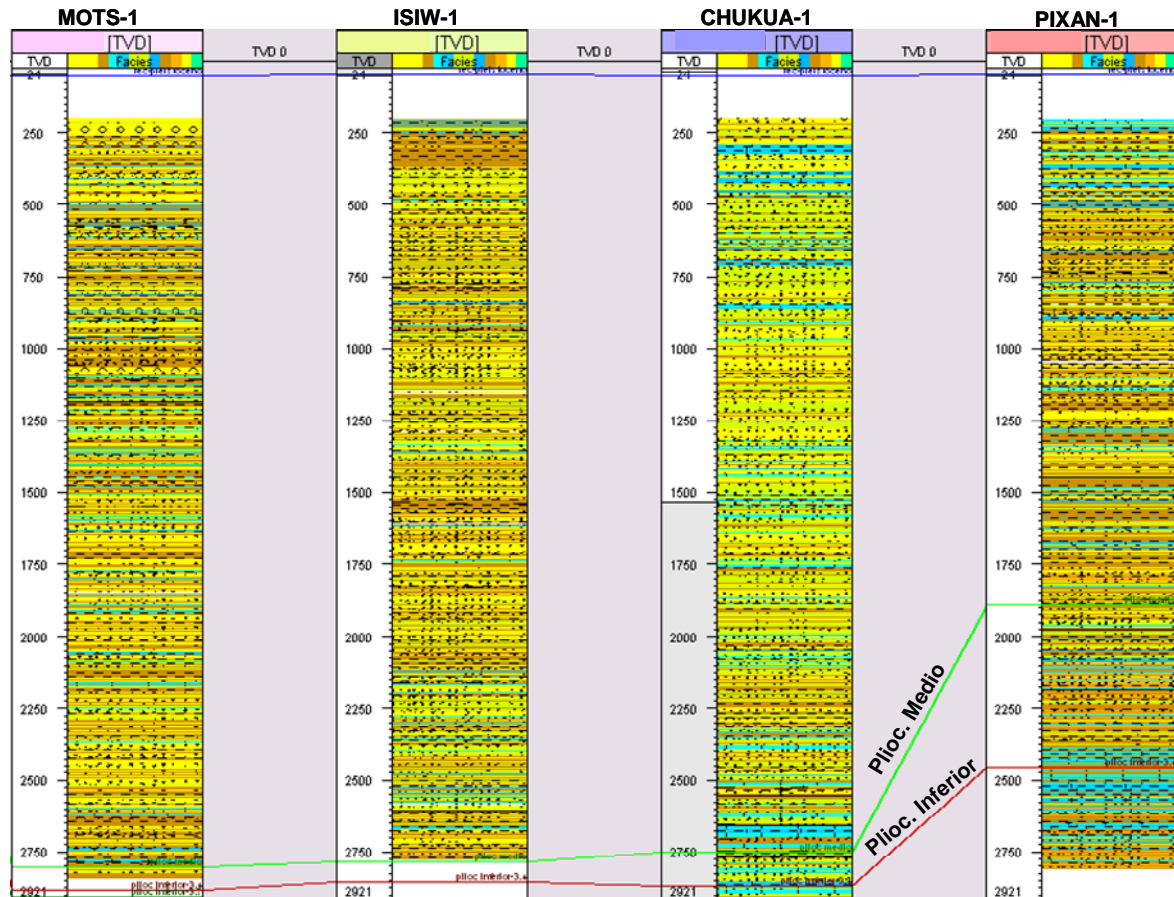


Figura 27.- columnas litológicas de los pozos del área de estudio

4.3. Resolución Sísmica Vertical

El análisis de la resolución sísmica vertical, se realizó con el paquete Poststack de la plataforma landmark, la figura 28 muestra el histograma de frecuencias y la resolución sísmica del intervalo de estudio.

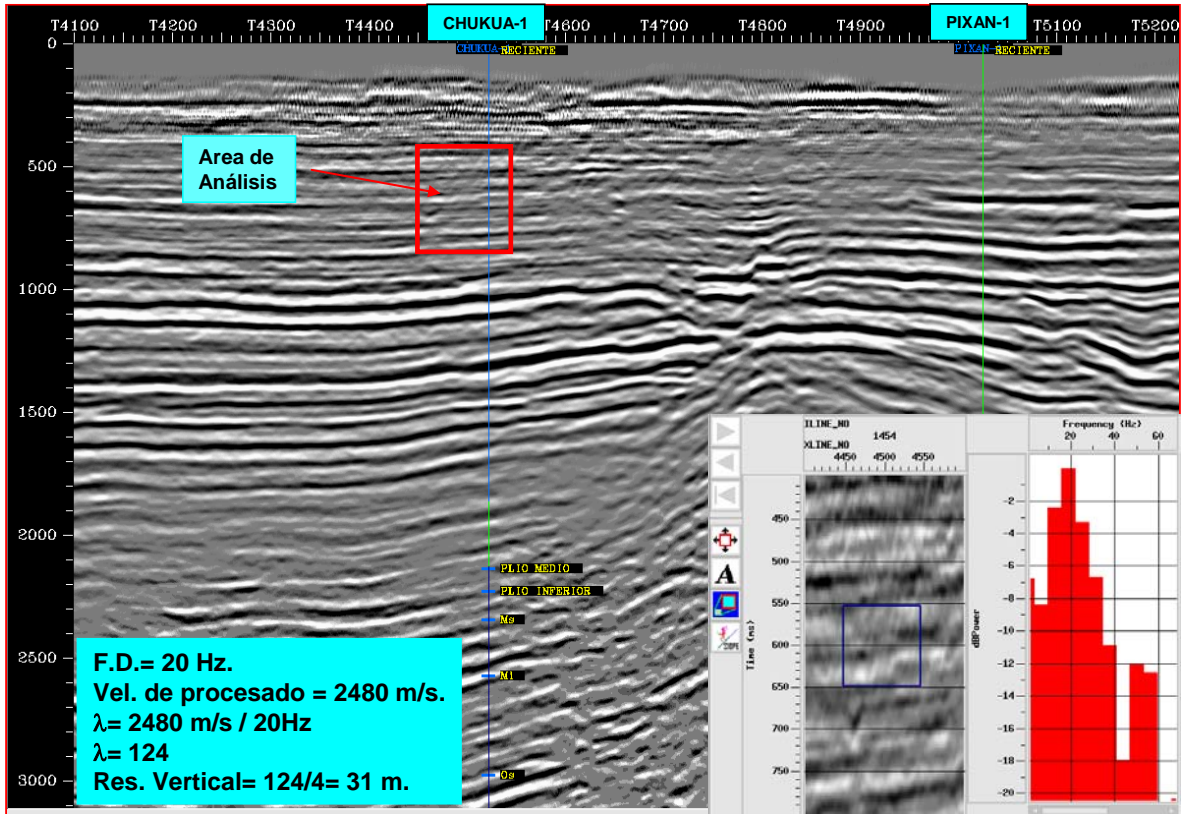


Figura 28.- Análisis espectral de frecuencias de la información sísmica

4.4. División de Secuencias.

La división de la secuencia estratigráfica del Plio – Pleistoceno, permitió identificar aproximadamente 20 superficies de máxima inundación, que en algunos casos representan límites de secuencias a pequeña escala, representada por parasecuencias granocrecientes que representan episodios individuales de *offlap* costero (Figura 29). Esta división, presenta cuatro secuencias principales, a las cuales, es posible dividir en secuencias más pequeñas.

A continuación se hará una descripción de lo que cualitativamente se observa en los registros de rayos gama, y registros de resistividad.

Partiendo de la secuencia inferior, el Pozo Chukua-1 presenta una secuencia arcillosa que termina a 2600 metros. A partir de aquí, inicia una secuencia con expresión granocreciente y presenta internamente superficies de máxima inundación que pueden indicar la presencia de secuencias de alta frecuencia. Esta secuencia termina a 2000 metros de profundidad, donde da inicio una secuencia de *lowstand* tardío representada por depósitos de canales alternando con depósitos arcillosos correspondientes a sistemas transgresivos.

Otro cambio importante se observa a 1050 metros de profundidad, donde se observa el inicio de una secuencia principal formada por una serie de secuencias de alta frecuencia que posiblemente son resultado de los cambios del nivel del mar debido a la glacioeustacia.

Los pozos Mots-1, Isiw-1 y Pixan-1 presentan una secuencia similar a la del Pozo Chukua-1 con pequeñas variaciones en el espesor de los intervalos (Figura 29).

La Figura 33 muestra un ejemplo de la división de la columna de los pozos exploratorios en el área de estudio.

Pozo Chukua-1

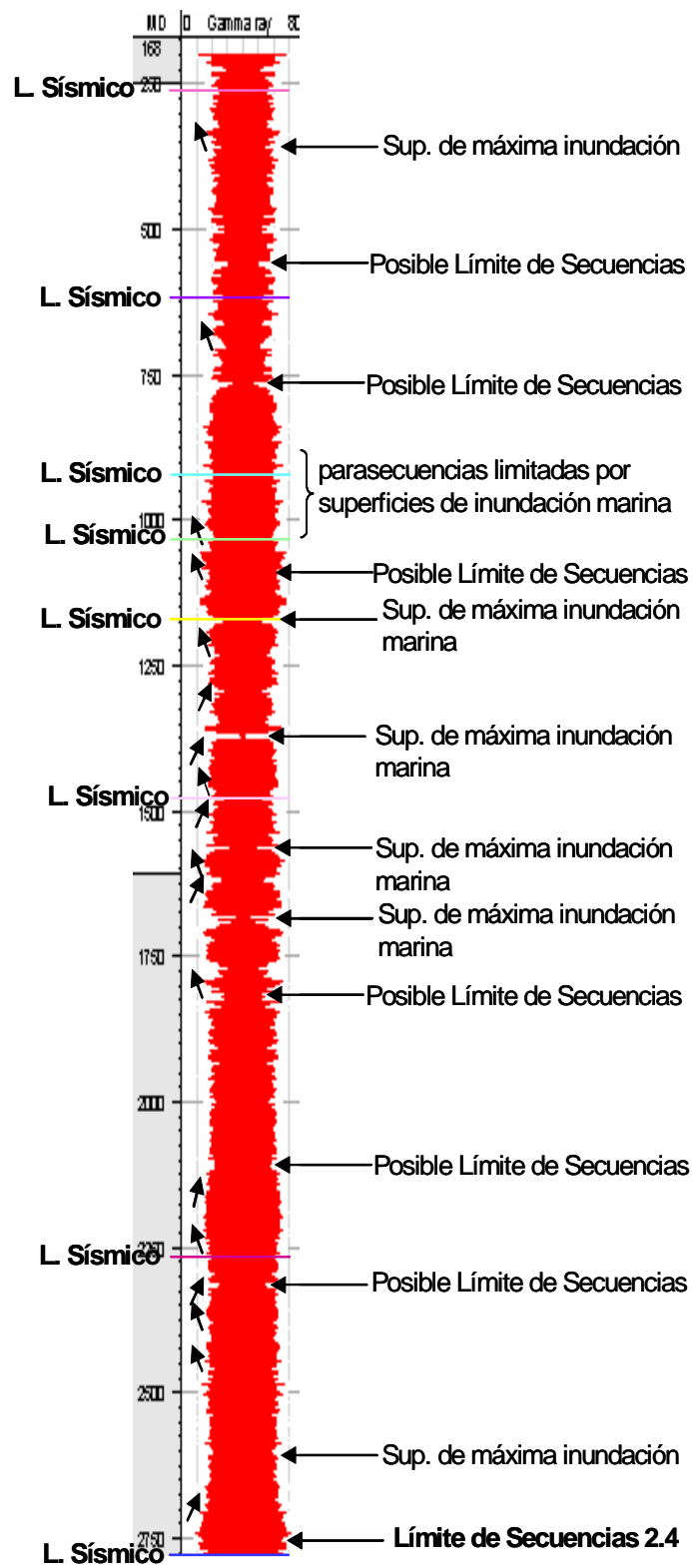


Figura 29.- División de la columna estratigráfica del Pozo Chukua-1

4.5. Análisis de Núcleos.

La caracterización cuantitativa de la textura, mineralogía y porosidad de las muestras se obtuvo mediante el “conteo de puntos análisis modal”. El conteo de puntos se basa en la identificación de 250 puntos equidistantes entre sí en una malla cuadrada, utilizando una contadora automática marca “Swift” y una unidad de registro de doce canales. Bajo cada uno de los 250 puntos indicados por el ocular del microscopio, el análisis modal se presenta en la tabla 3. Finalmente, se hizo la clasificación tomando como base el triángulo de rocas sedimentarias de Folk, 1969 (figura 30).

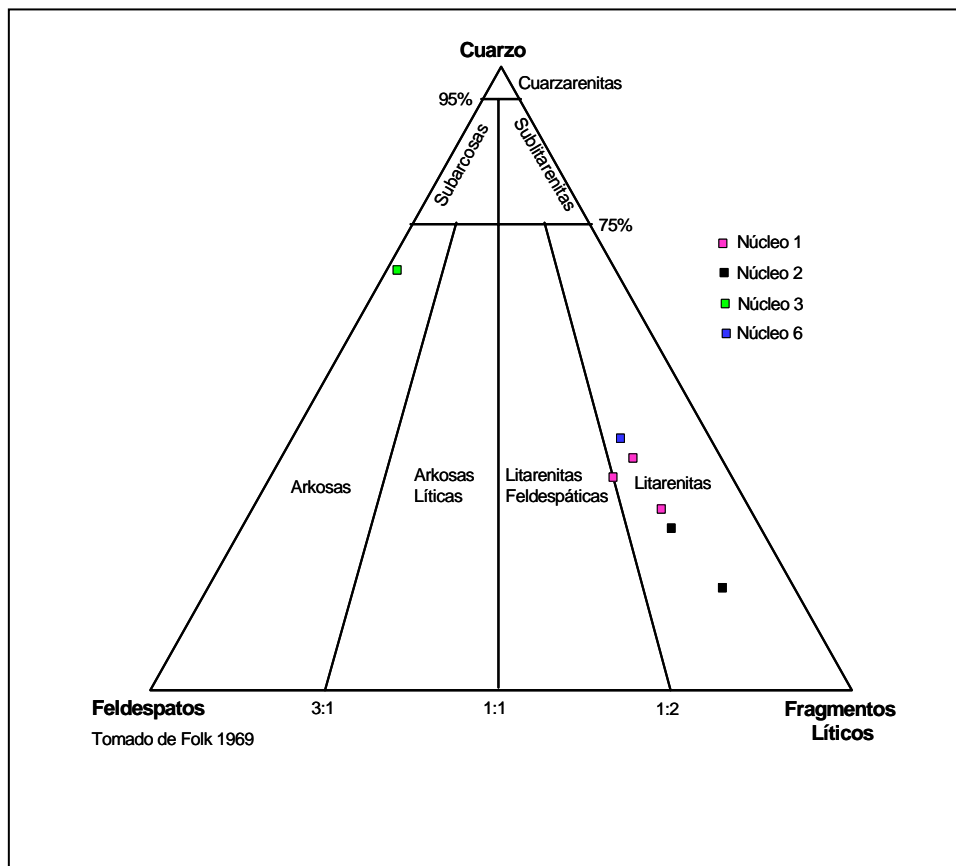


Figura 30.- Clasificación de las muestras de los núcleos del Pozo Pixan-1.

4.5. Interpretación Sísmica.

La interpretación sísmica dio como resultado superficies en tiempo que sirvieron de base para hacer la conversión a profundidad utilizando las leyes de velocidades de los pozos exploratorios (Figura 31).

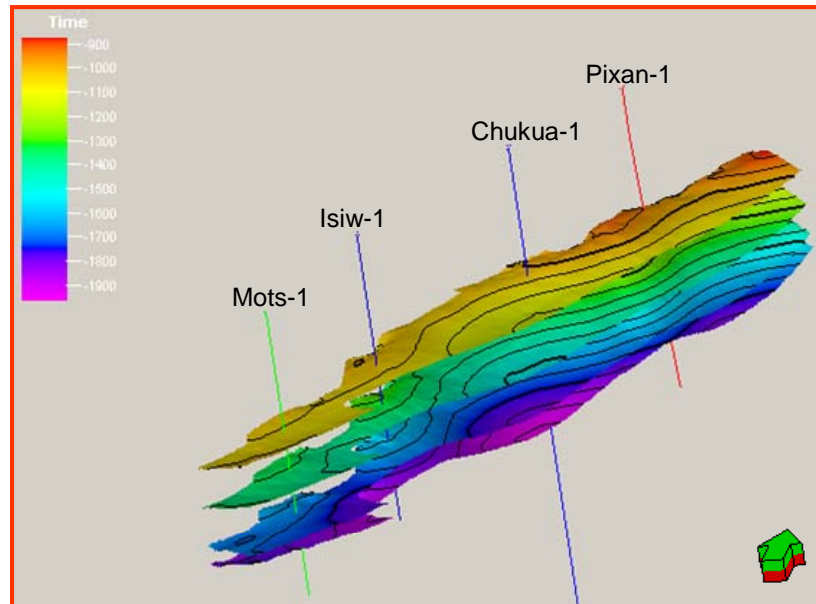


Figura 31.- presentación de las superficies en tiempo.

La figura 32, muestra el resultado de los horizontes convertidos a profundidad. Para esta etapa se utilizaron las leyes de velocidades de los cuatro pozos existentes en el área.

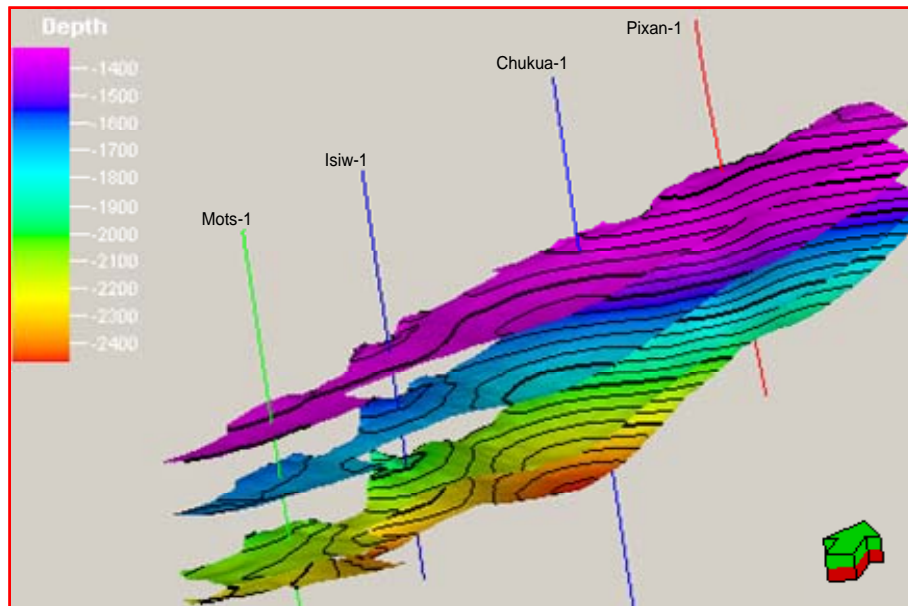


Figura 32.- Presentación de las superficies en metros.

A continuación se presentan los mapas de atributos de las cuatro superficies, donde se observan rasgos que pueden tener interés petrolero.

La figura 33, presenta un mapa de amplitud máxima positiva del horizonte 1. Para este análisis se utilizó una ventana de tiempo de 30 milisegundos bajo el horizonte. Ahí se pueden observar 3 anomalías de amplitud concordantes con la configuración estructural que pueden ser indicativos directos de hidrocarburos asociados a trampas estratigráficas, resultado posiblemente del depósito de barras paralelas a la costa perteneciente a un delta dominado por oleaje.

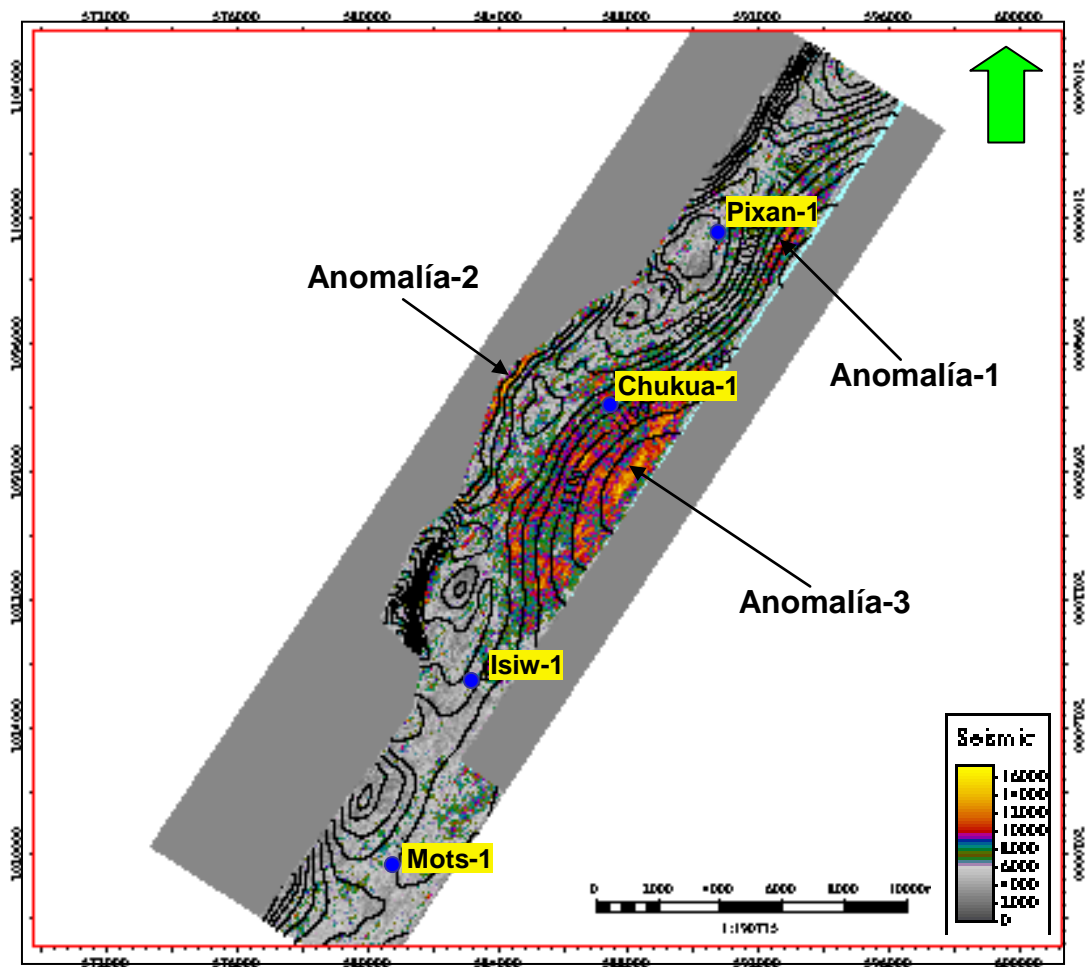


Figura 33.- Mapa de amplitud máxima positiva del horizonte uno.

La Figura 34 muestra el mapa de la amplitud máxima negativa del horizonte dos. Para este análisis se utilizó una ventana de tiempo de 30 milisegundos bajo el horizonte.

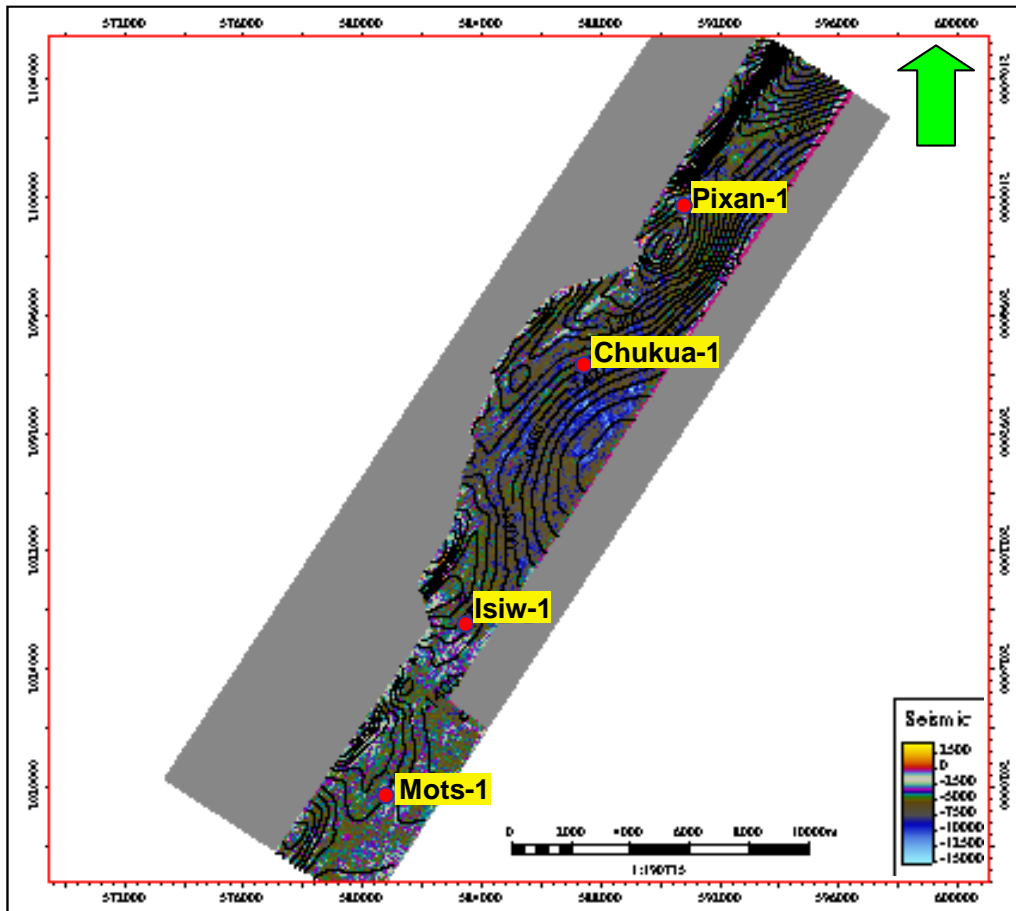


Figura 34.- Mapa de amplitud máxima negativa del horizonte dos.

La figura 35, presenta el mapa de amplitud máxima negativa del horizonte tres. Para este análisis se utilizó una ventana de tiempo de 30 milisegundos bajo el horizonte. Esta imagen presenta anomalías bajas que no indican un alto contraste

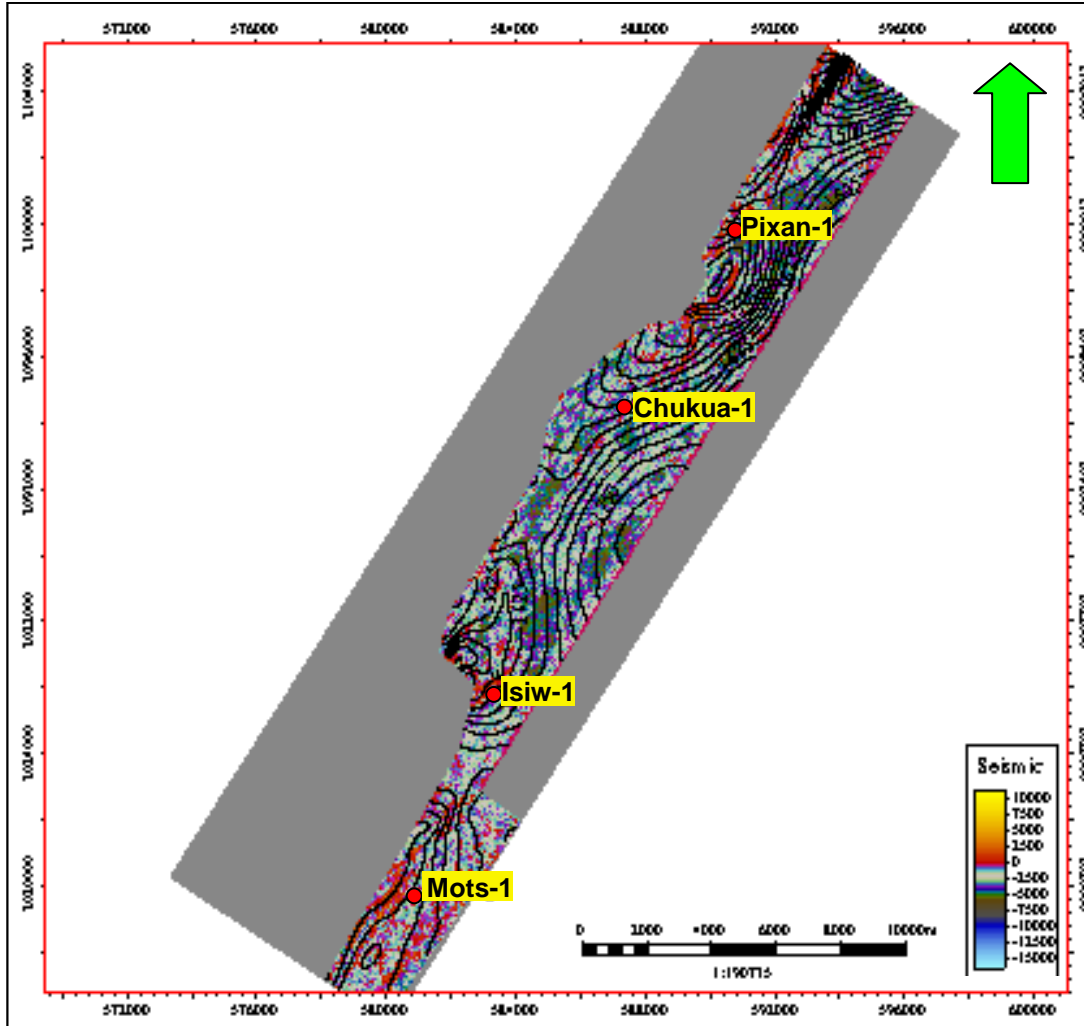


Figura 35.- Mapa de amplitud máxima negativa del horizonte tres.

La figura 36, presenta el mapa de amplitud máxima positiva del horizonte cuatro, con una ventana de tiempo de 30 milisegundos abajo del horizonte. Aquí, se puede ver que el resultado presenta facies que pueden asociarse a barras paralelas a la costa resultantes del depósito de deltas dominados por oleaje.

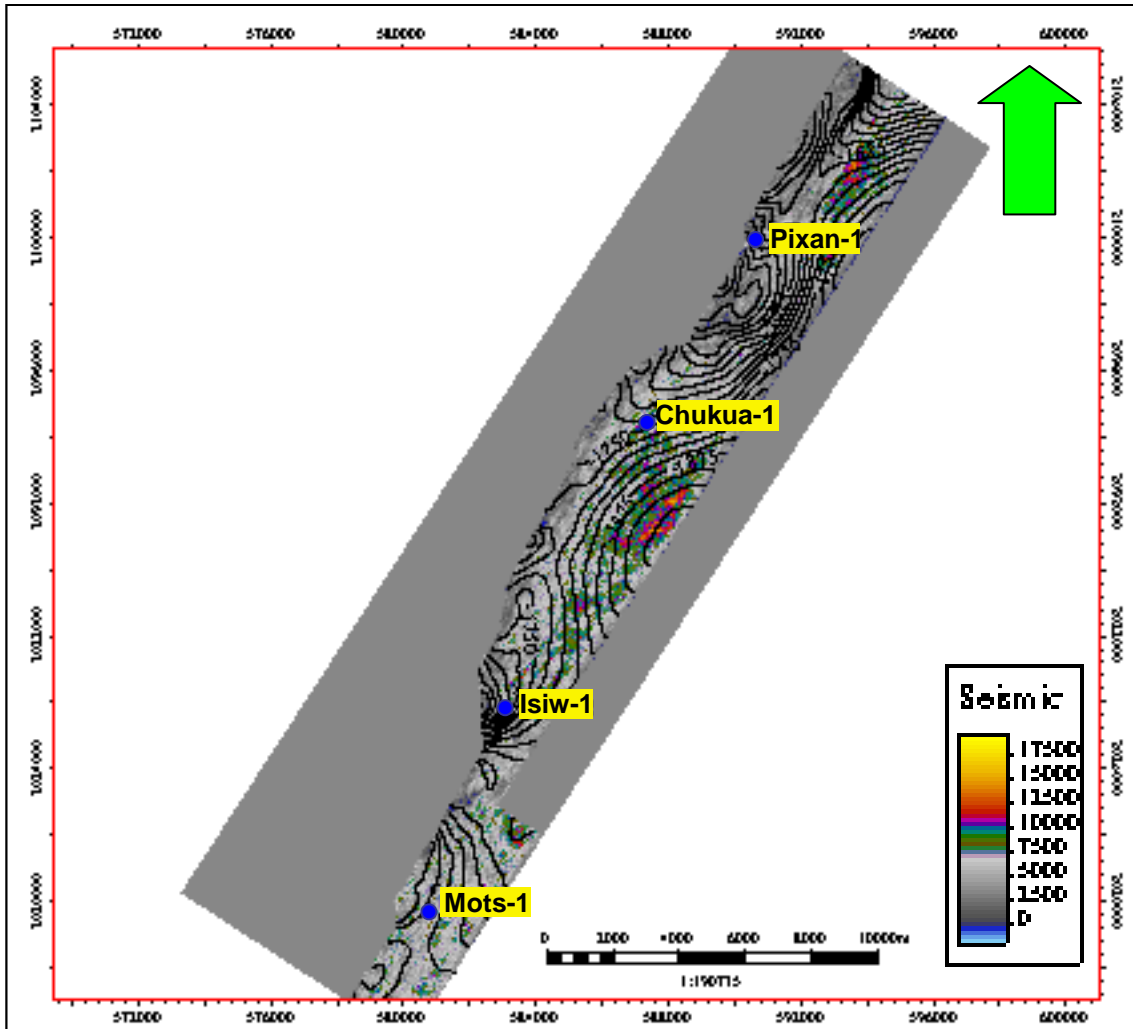


Figura 36.- Mapa de amplitud máxima positiva del horizonte cuatro

La figura 37, presenta un plano de amplitudes del intervalo productivo del pozo exploratorio Mots-1 con una ventana de tiempo de 35 milisegundos (15 milisegundos arriba y 15 milisegundos abajo del horizonte), mientras que la figura 38 presenta una ventana de tiempo de 70 milisegundos abajo del horizonte. Aquí, podemos ver claramente facies que pueden asociarse a depósitos de canales fluvio - deltaicos, así también, podemos observar que aun con ventanas de tiempos muy diferentes, la expresión de las facies sísmicas es la misma.

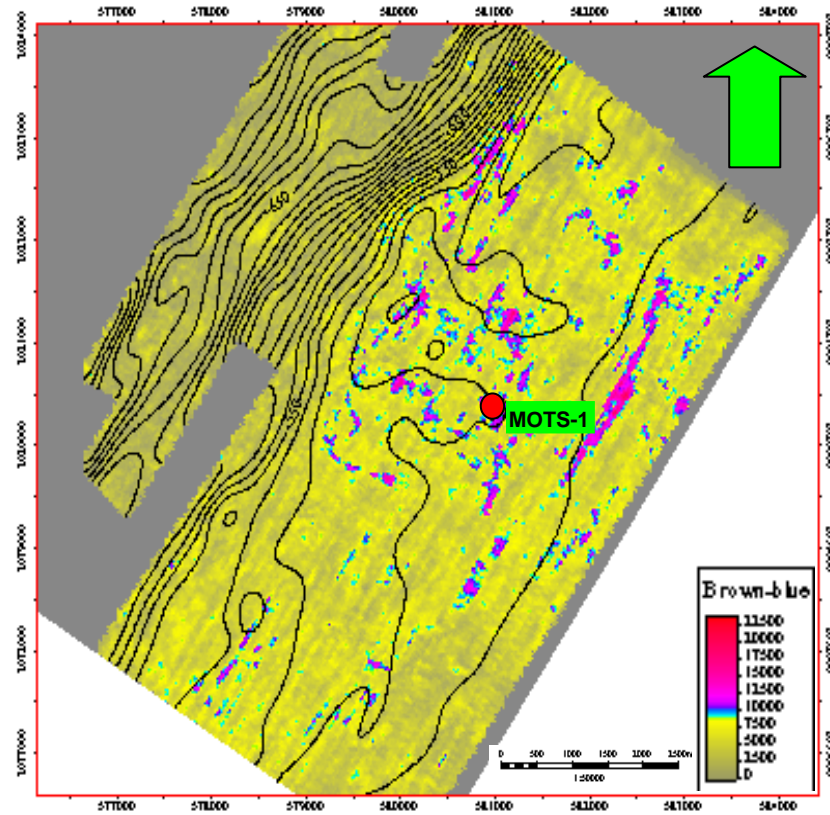


Figura 37.- Mapa del atributo RMS del Pozo Mots-1 con una ventana de 35 milisegundos.

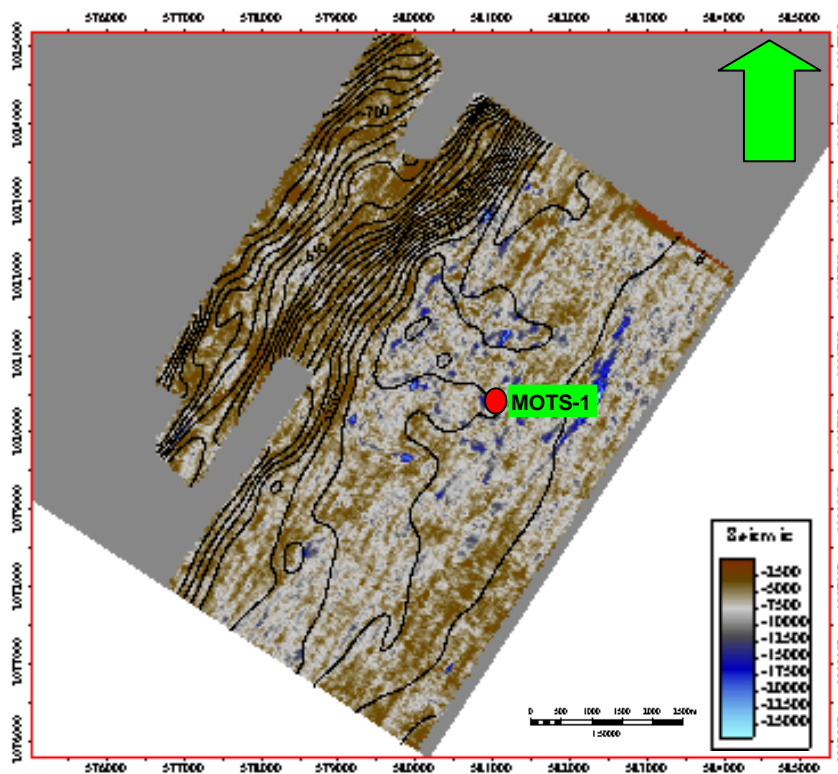


Figura 38.- Mapa de amplitudes del Pozo Mots-1 con una ventana de 70 milisegundos abajo del horizonte

5.7. Modelo Sedimentario

La figura 39 presenta el modelo sedimentario hipotético del área de estudio para el intervalo correspondiente al Plio-Pleistoceno.

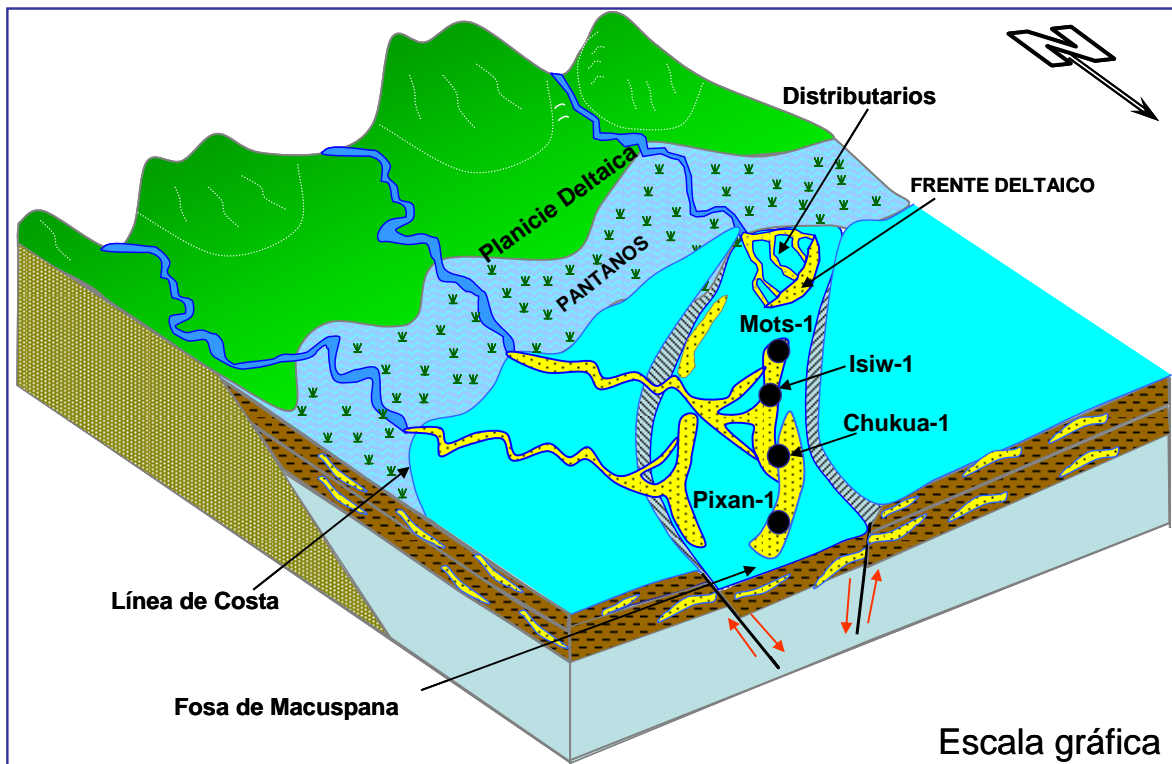


Figura 39.- Modelo sedimentario del Plio-pleistoceno

CAPÍTULO 5.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. CONCLUSIONES

1.- Como resultado del análisis de la información sísmica, geológica, paleontológica, y de registros geofísicos, se determinó que los sedimentos Terciarios que han cortado los pozos exploratorios en el área de estudio, presentan características litológicas y petrográficas que indican que para la zona sur del área se tiene mayor dominio clástico, y la zona norte presenta influencia de sedimentos de plataforma carbonatada y clástica.

2.- Los depósitos del área para el Plioceno Tardío y Pleistoceno están representados por depósitos deltaicos dominados por oleaje consistentes en barras paralelas a la costa (depósitos de *Highstand*) y depósitos de canales (depósitos de *Lowstand*). Así también, estos depósitos están formando secuencias de alta frecuencia posiblemente asociadas a la glacioeustacia.

3.- La información sísmica vertical no es adecuada para identificar cuerpos delgados de arenas que presenten posibilidades de contener hidrocarburos, además presenta huellas de adquisición que no permiten una buena visualización al momento de buscar rasgos de interés sobre *los time slices*.

4.- De acuerdo al número de pozos exploratorios (cuatro), y dadas las características geológicas del área, y tomando en cuenta que de los cuatro pozos, uno de ellos (Pozo Pixan-1) no cumplió con sus objetivos, considero que son muy pocos pozos para evaluar el área.

5.- Las características geológicas que presentan los sedimentos Terciarios en el área de estudio y su similitud con otros campos, hacen suponer que representan un importante play para la exploración petrolera.

6.- De acuerdo a la información sísmica, y de registros de pozos, se deduce que los posibles yacimientos en el área presentan poca continuidad lateral, además, se encuentran intercaladas con cuerpos arcillosos.

7.- Los cuerpos de alta resistividad, no siempre están respondiendo a la presencia de hidrocarburos, más bien, están respondiendo a la presencia de carbonatos.

5.2. RECOMENDACIONES

1.- Se recomienda adquirir sísmica de alta resolución que permita identificar cuerpos delgados de arena, que con la sísmica convencional no es posible identificarlos.

2.- Es necesario encaminar la exploración a la búsqueda de trampas 100% estratigráficas, ya que éstas, están asociadas a los ambientes de depósito que se presentan en el área de estudio.

3.- Hacer análisis de registros geofísicos contando con el apoyo de análisis de núcleos para ajustar la información, y así, obtener resultados más realistas.

4.- Hacer estudios paleontológicos a detalle que permitan mejor control de la batimetría, y del control cronoestratigráfico.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ambrose W. A., et al., 2003. Geologic framework of upper Miocene and Pliocene gas play of the Macuspana Basin, southeastern Mexico. AAPG Bulletin, v. 87, No. 9, paginas 1411 – 1435.

Angeles Aquino F., Reyes Nuñez J., Quezada Muñetón J.M., Meneses Rocha J., 1994, Tectonic Evolution, Structural Styles, and Oil habitat in Campeche Sound, Mexico, trans. of Gulf Coast Assoc. of geological Societes, Vol XLIV, p 56-62.

Aquino L. A, 2003. El potencial Petrolero de las Calcarenitas del Paleógeno en la Sonda de Campeche. Tesis de maestría, División de estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. p. 1-20.

Basurto Borbolla G., 1992, Tectónica salina y su expresión sísmica en el sureste del Golfo de México, tesis de maestría, División de estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 92 p.

BP exploration., 1996, Sequence Stratigraphy, Edited by Dominic Emery and Keith Myers.

Brown, A. R., 1999. Interpretation of three - Dimensional Seismic Data. AAPG, Memoir 42. SEG Investigations in geophysics Num. 9, Editor: Neil F. Hurley.

Brown L.F., Jr., W. L. Fisher, 1979. Principles of Seismic Stratigraphic Interpretation. Univ. Texas, Austin.

Burke, et al. 1973, en Oviedo P. A., 1996. Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste, tesis de maestría, División de estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 92 p.

Camargo Zoneguera A, y Quezada Muñetón J.M., 1991, Análisis Geológico Económico de las áreas del Golfo de México con posibilidades petroleras, boletín AMGP, Vol. XLI, No. 2, p. 1-22.

Carfantan J., 1981, Evolución estructural del Sureste de México: paleogeografía e historia de las zonas internas mesozoicas, revista del Instituto de geología, UNAM, Vol.5, No.2, p. 207-216.

Core Laboratories, 2003, estudio sedimentológico y petrográfico del pozo pixan-1, región marina suroeste, México.

Creaney, S., and Passey, Q. R., 1993, the use of well logs to assess the sequence stratigraphic distribution of marine and lacustrine organic- rich rocks: American Association of Petroleum geologists Bulletin, v. 77, p. 386-401.

Cross, T.A., et al., 1988, Control on coal distribution in transgressive- regressive cycles, upper Cretaceous, western interior, U.S.A., in Wilgus, SEPM Special publication 42, p, 371-380.

Dickinson, 1980 y Money, 1993, en Oviedo P. A., 1996. Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste, tesis de maestría, División de estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 92 p.

Folk R. L., 1969. Petrología de las rocas sedimentarias. Traducción editada por la UNAM.

Graham, 1994, en Oviedo P. A., 1996. Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste, tesis de maestría, División de estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 92 p.

Jervey, M.T. (1988) Quantitative geological modelling of siliclastic rock sequences and their seismic expression. In: Sea level changes: an integrated approach (ed. by C.K. Wilgus, B.S. Hastings, C.G. St Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross & J.C. Van Wagoner) Special Publication, Society of Economic Paleontologist and mineralogist, Tulsa, p. 42, 47-69.

Kallweit, R.S., and L.C. Wood.,1982, The limited of resolution of zero-phase wavelets: Geophysics, v.47, p.1035-1046.

Lowell James D.,1990, Structural Styles in Petroleum Exploration. OGCI publications.

Makin, J.H., 1948, Concept of the graded river, Bull. Geol. Soc. Am., 59, 463-512.

Meneses Rocha J., 1990, Marco tectónico y paleogeográfico del Triásico Tardío-Jurásico en el Sureste de México, Boletín AMGP, Vol XXXIX, No.2., p. 3-68.

Mitchum. R. M., Jr., 1977, Seismic Stratigraphy and global changes of sea level. Part 1: glosary of terms used in seismic stratigraphy, in Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologist Memoir 26. p. 117-143.

Mitchum R. M., J. B. Sangree, P. R. Vail, W. W. Wornardt, 1993, Recognizing Secuencias and Systems Trats from Well Logs, Seismic data, and biostratigraphy: Examples from the Late Cenozoic of the Gulf of Mexico. In weimer, p., and posamentier H.W. eds., siliclastic Sequence stratigraphic Recent Development and Aplications: American Association of Petroleum geologist Memoir 58. p. 163-197.

Molina Garza R., Van Der Voo R., y Urrutia Fucugauchi j., 1992, paleomagnetism of the Chiapas Massif, southern Mexico; Evidence of rotation of the Maya Block

and implication for the opening of the Gulf of Mexico, GSA Bulletin, Vol, 104, p. 1156-1168.

Oviedo P. A., 1996. Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste, tesis de maestría, División de estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 92 p.

Pemex Exploración y Producción, BP Exploration, 1994, Cuencas terciarias del Sureste y Área Marbella.

Pemex Exploración y Producción, 2003, Informe final del Pozo Pixan-1, (inédito).

Pemex Exploración y Producción, 2004, Informe final del Pozo Isiw-1, (inédito).

Pemex Exploración y Producción, 2004, Informe final del Pozo Mots-1, (inédito).

Pemex Exploración y Producción, 2003, Informe final del Pozo Chukua-1, (inédito).

Pemberton S. George, James A. MacEachern., The Sequence Stratigraphic of Trace Fossils: Examples from the Cretaceous Foreland Basin of Alberta, Canada. In weimer, p., and posamentier H.W. eds., siliciclastic Sequence stratigraphic Recent Development and Applications: American Association of Petroleum geologist Memoir 58. p. 429-468.

Pindel J.L. 1985, allegian recontruction and the subsecuent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and Pto-to-Caribbean Sea, tectonics, Vol. 4 p. 1-39.

Pilger Jr. R.H. 1981, The Opening of the Gulf of Mexico: Implications for the tectonic evolution of the Northen Gulf Coast, transactions Gulf Coast Association of Geological Sociates, Vol. XXXI, p. 51-57.

Posamentier, W. H. and G.P. Allen, 1993. in *Siliciclastic Sequence Stratigraphy Concepts and Applications*, SEPM, Special Publications Concepts in Sedimentology No. 7.

Posamentier, H. W., Jervey, M.T., and Vail., P.R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework, in Wilgus, C.K., Hastings B.S., Kendall, C.G., Posamentier, H. W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea Level Changes- an integrated approach*: SEPM Special publication 42, p. 110-124.

Posamentier W. H. and G. P. Allen, (1999). *Siliciclastic Sequence Stratigraphy - Conceptos y Aplicaciones*, SEPM, Robert W. Dalrymple, Editor of Special publication concepts in Sedimentology and paleontology No. 7. Páginas, 204.

Quezada Muñetón J.M. 1990, El cretácico medio-superior y el límite cretácico superior –Terciario Inferior en la Sierra de Chiapas, *Boletín AMGP*, Vol. XXXIX, No. 1, 98 p.

Quezada Muñetón J.M. y Sarmiento Bravo R., 1987, *Evolución Tectónica de la República Mexicana*, Pemex, Inédito.

Salvador A., 1991, origin and development of the Gulf of Mexico, in the *Geology of North America Volume J, The Gulf of Mexico Basin*, edited by A. Salvador, GSA, p. 389-444.

Schmidt y Effing, 1980, en Oviedo P. A., 1996. *Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste*, tesis de maestría, División de estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 92 p.

Schmidt y Effing, 1980, en Oviedo P. A., 1996. Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste, tesis de maestría, División de estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 92 p.

Schlumberger, 2003, Petrel Introduction Course, Schlumberger Information Solution, 314 p.

Sheriff, R.E. y L.P. Geldart, 1995, Exploration Seismology, Cambridge University, Second Edition, 1995.

Sheriff, R.E., 1977, limitations on resolution of seismic reflections and geologic Detail from them, in Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, C.E. Payton, ed., pp 3-14, AAPG Memoir 26, Tulsa: American Association of Petroleum geologist.

Solís Muñoz Toribio Héctor, 1997, Interpretación Sísmico-Estructural de la Plataforma Artesa-Mundo Nuevo, Porción Oriental. Tesis de maestría, División de estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. p. 1-20.

Vail, P.R., Audemart F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. & Perez Cruz, G. (1991), the stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentation – an overview. In: Cyclic stratigraphy (ed. by G. Einsele, W. Ricken & A. Seilacher). Springer-verlag, New York, p. 617-659.

Vail ., P.R., et al., 1977. Seismic and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap, in Payton, C. E., ed., Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon exploration: American Association of Petroleum Geologist Memoir 26. p. 63-81.

Van der Voo et. al., 1976, en Oviedo P. A., 1996. Evolución Neógena de las Cuencas Terciarias del Sureste, tesis de maestría, División de estudios de Posgrado, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México. 92 p.

Van wagoner, J.C., R.M. Mitchum, H.W. Posamentier, and P.R. Vail, 1987, Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy, part 2: key definitions of sequence stratigraphy, in Bally, A.W. (ed.), Atlas of seismic stratigraphy: Am. Assoc.Petrol.Geol., Studies in Geology 27.v.1, p. 11-14.

Worrall and Snelson 1989, in Recognizing Secuencias and Systems Trats from Well Logs, Seismic data, and biostratigrapgy: Examples from the Late Cenozoic of the Gulf of Mexico. In weimer, p., and posamentier H.W. eds., siliciclastic Sequence stratigraphic Recent Development and Aplications: American Association of Petroleum geologist Memoir 58. p. 163-197.