



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
EXPLORACIÓN Y EXPLOTACIÓN DE RECURSOS NATURALES –
EXPLORACIÓN

GEOMORFOLOGÍA SÍSMICA EN AMBIENTES SEDIMENTARIOS PROFUNDOS,
PRESENTES EN LA CUENCA DE HUIMANGUILLO

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

PRESENTA:
JOSÉ ANTONIO MARTÍNEZ MÉNDEZ

TUTOR PRINCIPAL
DR. GUILLERMO ALEJANDRO PÉREZ CRUZ,
DIVISIÓN CIENCIAS DE LA TIERRA, FACULTAD DE INGENIERÍA

MÉXICO, D. F., DICIEMBRE 2015

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. AGUAYO CAMARGO JOAQUI EDUARDO.

Secretario: Dr. PADILLA Y SANCHEZ RICARDO J.

Vocal: Dr. PEREZ CRUZ GUILLERMO ALEJANDRO.

1^{er}. Suplente: Dr. GARCIA MOLINA GORGONIO.

2^o. Suplente: M. C. ESCOBEDO ZENIL DAVID.

Lugar donde se realizó la tesis: MÉXICO, D. F.

TUTOR DE TESIS:

GUILLERMO ALEJANDRO PÉREZ CRUZ

FIRMA

DEDICATORIA

A mi Señor, JESUCRISTO, quien siempre me dio la fe, esperanza, fortaleza, y la salud para finalizar este trabajo. ¡Gracias; Señor.

A la persona más importante que DIOS ha puesto en mi vida, quien me motivo para llevar a cabo este sueño, a mi amada esposa, Lic. Susana Tijerina Gómez. A ti quien siempre me brindaste tu amor, cariño, y estímulo. Tú apoyo constante así como tu comprensión y tu paciente espera para que pudiera terminar este sueño. Sin ti no hubiese podido alcanzar este sueño, Eres la persona que más directamente ha sufrido las consecuencias de este trabajo realizado. Realmente Gracias, Mil Gracias. ¡Te Amo!

A mis amados y adorados hijos Larissa y Abraham, quienes me prestaron el tiempo que les pertenecía quienes también supieron siempre soportar mi ausencia por mucho tiempo durante mis estudios así como por el tiempo que le dedique a la realización de este trabajo a ustedes gracias por su sacrificio les estaré eternamente agradecidos, a ustedes les dedico esta meta alcanzada, el triunfo también es de Ustedes. ¡Los Amo!

A mis amados Padres, Antonio Martínez Rocha (QEPD), Adela Méndez Izeta a quienes me enseñaron desde pequeño a luchar por alcanzar mis metas y sueños a ustedes les debo lo que Soy.

A mis queridos hermanos, Carmen, Saúl, Martín, Genaro y Lupita muchas gracias por su apoyo incondicional.

A todos Ustedes,

Muchas gracias de todo corazón.

AGRADECIMIENTO

Deseo agradecer profundamente a los funcionarios de Pemex Exploración y Producción, Al Ing., José Antonio Escalera Alcocer, Dr. Ulises Hernández Romano, M.I. Julio Pérez Aldana, por la gran oportunidad que me brindaron para cursar esta Maestría, de la misma manera agradezco las facilidades otorgadas para la utilización de la información requerida para esta Tesis. Deseo realizar un agradecimiento muy especial a mi Director de Tesis al Dr. Guillermo Alejandro Pérez Cruz, por todo su apoyo incondicional brindado durante el desarrollo de este trabajo, Gracias Dr. Por su tiempo, su sapiencia, sus asesorías, consejos, discusiones y por qué siempre estuvo ahí para orientarme. Igualmente externo mi sincero agradecimiento al Dr. Eduardo Aguayo, Dr. Ricardo Padilla, Dr. Gorgonio Molina y M.C. David por sus grandes sugerencias, las cuales sirvieron para que el presente trabajo mejorara notablemente, finalmente quiero agradecer también a todos mis maestros, compañeros de generación y compañeros de trabajo por su colaboración en el presente trabajo.

RESUMEN

Derivado del Análisis de la Geomorfología Sísmica, en ambientes sedimentarios profundos dentro de la cuenca de Huimanguillo, se identificaron los ambientes de depósito presentes en esta y se propuso una distribución en tiempo y su distribución geométrica de estos ambientes, en esta cuenca. Esta distribución se identificó principalmente dentro del Mioceno superior, Mioceno medio e inferior. En esta cuenca durante el Paleógeno se originó una ante fosa rellena principalmente por sedimentos siliciclasticos de facies de cuenca, los cuales fueron deformadas por tectónica compresiva. La carga de sedimentos causaron la evacuación de la sal formando extensas canopies de sal en el lecho marino. A finales del Paleógeno o principios del Mioceno (21 m.a.), ocurrió una fase de plegamiento y cabalgamiento formando estructuras que influenciaron en la distribución de los sedimentos del Mioceno Temprano. En base a la interpretación sísmica de varias secciones regionales dentro de la cuenca, fue posible identificar tres dominios estructurales en la cuenca de Huimanguillo, uno denominada zona de subsidencia otro plegada y cabalgada, y finalmente una zona de extensión. Con el análisis de la Geomorfología sísmica y atributos sísmicos fue posible visualizar algunos rasgos estratigráficos y asociarlos a algunas trampas del tipo estratigráfico que se análogaron con algunos modelos depositacionales ya existentes. Así mismo, en base a este mismo análisis de la geomorfología sísmica y atributos sísmicos, dentro Mioceno inferior y cima del Mioceno medio fue posible identificar un sistema de depósito sedimentario asociado a facies profundas de talud y cuenca, así fue posible proponer un modelo de depósito asociado a este tipo de facies. Las facies identificadas para el Mioceno inferior y medio fueron facies canalizadas del tipo meandrico y en algunas áreas, canales entrelazados, así como facies de overbank, crevasse splays, frontal-splay (Lóbulos) y point bar, todos estos en ambientes, tanto de cuenca, como de cuenca-talud.

El modelo de depósito que se propone para la cuenca de Huimanguillo durante el Mioceno inferior-medio es un sistema turbidítico de aguas profundas “rico en lodos”, de acuerdo a la clasificación de grano y sistema alimentador de Reading y Richard (1994),

CONTENIDO

1.- GENERALIDADES	7
1.1.- Localización del área en estudio.....	7
1.2.- Justificación.....	8
1.3.- Objetivos	9
1.3.1.- Objetivo general.....	9
1.3.2.- Objetivo particular	9
1.4.- Alcances	9
1.5.- Información.....	10
1.6.- Metodología.....	11
2.- ANTECEDENTES EXPLORATORIOS Y DE PRODUCCION.....	12
2.1.- Exploración Geológica.....	12
2.2.- Exploración Sísmica.....	13
2.3.- Producción y Perforación.....	15
2.4.- Trabajos previos.....	16
3.- MARCO GEOLOGICO REGIONAL.....	24
3.1.- Marco Tectónico.....	24
3.2.- Estratigrafía.....	38
3.3.- Sedimentología del Neógeno.....	54
3.3.1.- Análisis de Núcleos.....	54
3.4.- Sistema Petrolero.....	57
3.4.1 Subsistema Generador.....	58
3.4.1.1.- Roca Generadora Efectiva del Jurásico Tardío Tithoniano.....	59
3.4.1.2. Riqueza orgánica del Jurásico Tardío Tithoniano.....	60
3.4.1.3. Potencial Generador del Tithoniano.....	61
3.4.1.4. Madurez Térmica del Tithoniano.....	62
3.4.2.- Subsistema Migración Entrampamiento	63
3.4.2.1.- Trampa-Almacén.....	63
3.4.2.2.- Sello.....	63
3.4.2.3.- Migración-Sincronía.....	66
4.- INTERPRETACION E INTEGRACION DE DATOS.....	68

4.1.- Base de Datos.....	68
4.1.1.- Datos Sísmicos.	68
4.1.2.- Registros Geofísicos	69
4.1.3.- Tablas Tiempo profundidad.	70
4.1.4.- Control Bioestratigráfico.....	70
4.2.- Interpretación Sismo-Estructural.....	73
4.2.2.- Sección Regional-2.....	77
4.2.3.-Sección Regional-3.....	78
4.2.4.- Sección Regional-4.....	80
4.2.5.- Sección Regional-5.....	81
4.2.6.- Sección Regional-6.....	83
4.3.- Mapas Estructurales en Tiempo.	85
4.3.1.- Mioceno inferior y medio.	86
4.3.2.- Mioceno superior.....	86
4.4.- Dominios estructurales.....	89
4.4.1.- Zona de Depocentro (Mayor Subsistencia).	90
4.4.2.- Zona Plegada-Cabalgada.....	91
4.4.3.- Zona De Extensión	92
4.5.- Extracción de Atributos sísmicos.	92
4.5.1.- Extracción de atributos sobre Volúmenes Sísmicos.	95
4.5.2.- Horizontes Proporcionales.....	100
4.5.3.- Descomposición Espectral.	102
4.6.- Aplicación de la Geomorfología Sísmica	103
5.- RESULTADOS.....	115
5.1.- Rasgos Geomorfológicos	115
6.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	128
6.1.- Conclusiones.....	128
6.2.- Recomendaciones.	130
ANEXO I.- Marco Teórico.	1
ANEXO II.- Ejemplo de La Aplicación de la Geomorfología Sísmica.	16
BIBLIOGRAFIA.....	28

1.- GENERALIDADES.

1.1.- Localización del área en estudio.

El área en estudio se encuentra ubicada, geográficamente en el sureste de México, abarcando los estados de Veracruz, Chiapas y Tabasco principalmente; El área estudiada está delimitada por las coordenadas UTM en X = 386,000 y 460,000, Y = 1,985,405 y 1,910,400, tiene una extensión aproximada de 3,425 km² (Figura 1.1). Desde el punto de vista geológico esta se encuentra dentro de las provincias terciarias del Sureste, específicamente dentro de la Cuenca de Huimanguillo, esta Cuenca se extiende desde las estribaciones del frente montañoso de la Sierra de Chiapas al sur, hasta el límite con la Cuenca Comalcalco hacia el norte. Este límite es marcado por el tren de fallas Comalcalco. Hacia el oeste y noroeste limita con la Cuenca de Salina Del Istmo y hacia el este con el Alto de Jalpa (Figura 1.1.2). Algunos campos petroleros presentes en el área son: Jujoteco, Iris, Giraldas, Caletón, y Rosario, por mencionar algunos.

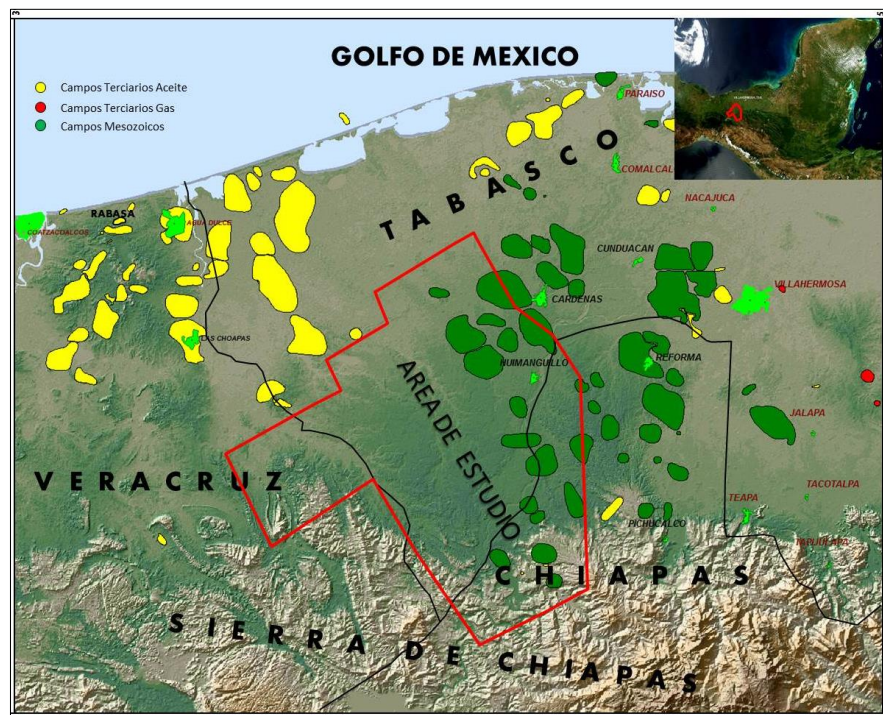


Figura 1.1. Localización Geográfica del área en estudio. Martínez Méndez.

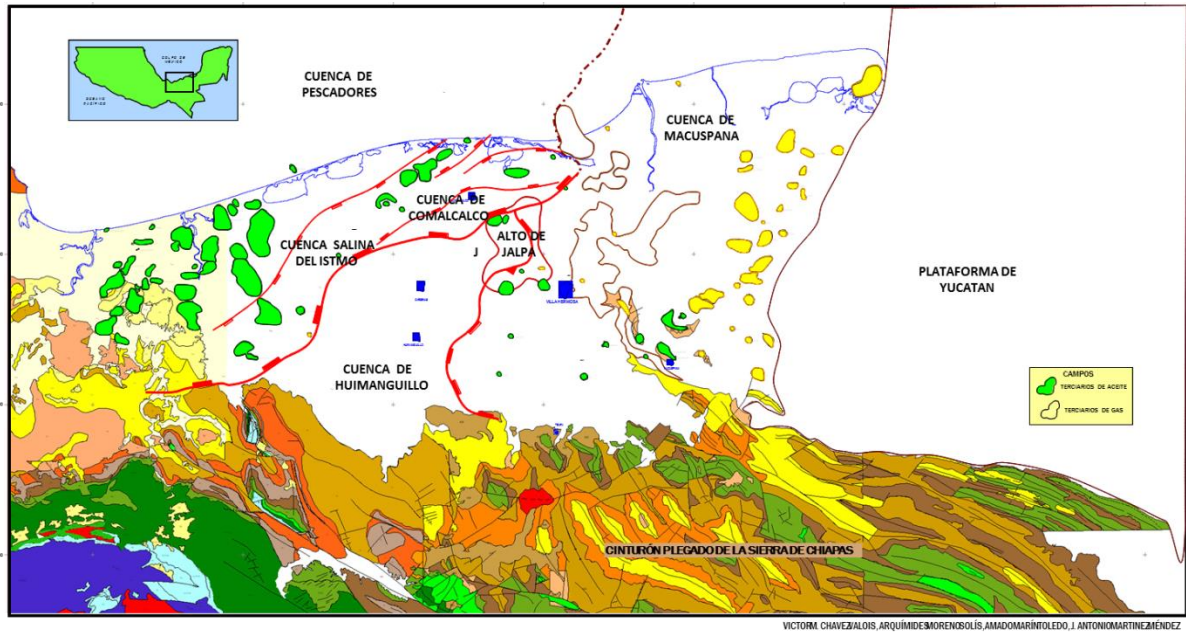


Figura 1.1.2. Localización de límites de la Cuenca de Huimanguillo.

1.2.- Justificación

La inquietud de realizar este trabajo, surge de la necesidad de obtener un mejor entendimiento y definición de los ambientes de depósito presentes durante el Neógeno dentro de la Cuenca de Huimanguillo y estudiar su asociación con posibles rocas almacenadoras de hidrocarburos.

La exploración del Terciario en esta cuenca ha sido muy limitada, ya que tradicionalmente se ha enfocado hacia objetivos más profundos del Cretácico y Jurásico. Los objetivos petroleros del Terciario en la cuenca, probados por los descubrimientos del campo Rabasa, están asociados principalmente con trampas estratigráficas relacionadas con facies canalizadas de abanicos submarinos del Mioceno inferior y medio.

Se cree que la extensión de las facies de abanicos submarinos presentes en Rabasa se pueden encontrar en condiciones favorables para la acumulación de hidrocarburos en otras localidades de la cuenca. Las trampas de este play pueden considerarse como trampas sutiles que para su exploración requieren de conceptos modernos de: sistemas de depósitos de aguas profundas, información geológica y geofísica de resolución suficiente de acuerdo-

a la magnitud de las trampas, técnicas robustas de extracción de atributos y metodologías efectivas de interpretación e integración, dentro de las que destaca la Geomorfología Sísmica.

Se considera que la calidad y muestreo sísmico de subsuelo, así como el mejoramiento de imagen y preservación de amplitudes sísmicas mediante los nuevos re-procesos realizados a la información sísmica 3D dentro del área de estudio área, permitirán la aplicación confiable de la Geomorfología Sísmica para identificar tipo y distribución de ambientes de depósito, además de localidades donde la acumulación de hidrocarburos sea más probable.

1.3.- Objetivos

1.3.1.- Objetivo general

Los objetivos del presente trabajo es que mediante el uso de la herramienta de la Geomorfología Sísmica, así como con el apoyo de datos de pozo, identificar y conocer la distribución de los depósitos de ambientes profundos de abanicos submarinos (turbiditas en sus facies canalizadas y/o de lóbulos y point bar, entre otros) y su asociación con potenciales rocas almacenadoras del Neógeno de la cuenca de Huimanguillo.

1.3.2.- Objetivo particular

Obtener un detalle de la distribución, caracterización geométrica y estructura interna de los sistemas turbidíticos, como posibles trampas estratigráficas dentro de la Columna Neógena, particularmente de Edad Mioceno superior, medio e inferior en la cuenca de Huimanguillo.

1.4.- Alcances

Con este trabajo se pretende identificar la distribución y geometría en tiempo y espacio de los sistemas de depósitos terciarios presentes en una porción de la cuenca de Huimanguillo, con el propósito de definir posibles trampas estratigráficas susceptibles de contener hidrocarburos y proponer determinados modelos geológicos para cada una de las facies de depósito identificadas. Para el desarrollo de esta propuesta de trabajo se utilizara la-

Geomorfología Sísmica como herramienta principal y es de vital y crucial importancia contar con los volúmenes de información sísmica en 3D en su versión migrada sin filtros y sin ganancias ubicados dentro del área en estudio, así como contar con una plataforma tecnológica para realizar la interpretación sísmica y extracción de atributos sísmicos. Así mismo es importante contar con toda la información disponible de datos de pozos, para calibrar los modelos propuestos, además de adoptar las técnicas de Geomorfología Sísmica para la caracterización geométrica y estratigráfica de yacimientos siliciclasticos.

1.5.- Información

En este subcapítulo, describiremos de manera muy general la información utilizada para realizar el presente trabajo, ya que en el capítulo 4, se tratara a esta con mucho mayor detalle. La información con la que se dispuso fue: Datos sísmicos, Set de registros Geofísicos, Tablas Tiempo Profundidad y Marcadores Bioestratigraficos así como información disponible de muestras de análisis de núcleos.

1).- Datos sísmicos.- La información sísmica utilizada consto de 3 cubos sísmicos, los cuales cubrieron una área aproximada de 3421 Kms². Además se contó con 6 líneas sísmicas regionales 2D con una extensión de 450 Kms. Lineales, la orientación de estas líneas es de 3 líneas en sentido NW-SE y 3 en sentido NE-SW.

2).- Datos de Pozos.- Se dispuso de un sets de registros geofísicos de 32 pozos, en su mayoría pozos exploratorios (21), el resto pozos de desarrollo, el sets de registros cargados consto de curvas de DT,RHOB,GRN y SPN respectivamente, cabe hacer mención que no todos los pozos contaron con el sets de registros completos. Cada uno de los pozos cruzo en al menos una línea sísmica regional, esto con el objeto de tener una mejor correlación entre las marcadores bioestratigraficos y los horizontes sísmicos interpretados.

3).- Tablas tiempo profundidad.- Para realizar la conversión tiempo profundidad en cada pozo, se dispuso tanto de información de vsp (perfil sísmico de velocidad), checkshot o en su caso de registros sónicos.

4).- Marcadores Bioestratigraficos.- Para la carga de las cimas bioestratigraficas se dispuso de los marcadores utilizados en el trabajo de Plays Huimanguillo-PEMEX-2011, Estos marcadores fueron tanto para el Neógeno y Paleógeno. La edad fue determinada en base al contenido faunístico (Foraminíferos Planctónicos) en cada uno de los pozos y determinada por la tabla de alcances cronoestratigraficos. Así mismo para determinar la batimetría se utilizó la fauna bentónica la cual determina los ambientes batimétricos llamese talud o cuenca en ambientes profundos.

5).- Descripción de muestras de canal y núcleos.- Al igual que el punto anterior se dispuso del estudio de análisis de núcleos realizado en el trabajo de Plays Huimanguillo-Pemex-2011. La información utilizada de este análisis fue de 4 pozos exploratorios. Bacal-1001, Rosario-1, Rosario-2, Cambac-1 y Ool-1, en cada uno de estos se contó con la descripción del núcleo, su imagen así como la expresión de los registros GR o SP, para corroborar la litología descrita.

1.6.- Metodología

La metodología utilizada para realizar este trabajo, no es una metodología establecida; ésta fue adaptada de acuerdo a las necesidades originadas durante el desarrollo del trabajo. Un primer paso fue la recopilación de algunos estudios geológicos, llámese de campo o de gabinete y realizar un análisis de la geología regional, primordialmente el marco tectónico regional, esto con el propósito de obtener un entendimiento de los procesos tectónicos y sedimentarios que han actuado en el área. El siguiente paso fue la compilación y análisis de la información geofísica, volúmenes sísmicos 3D, secciones sísmicas 2D, registros geofísicos de pozos y tablas tiempo-profundidad. Otra actividad importante fue la recopilación de información de algunos pozos con información de núcleos, así como de información bioestratigrafía. Ya con toda esta información recopilada se procedió a la carga de la información al sistema de interpretación interactiva (Petrel).

Para la interpretación sísmica-estructural se realizó una interpretación de manera regional en algunos transectos regionales que atravesaban el área en estudio. Las secuencias sismoestratigráficas interpretadas fueron de ciclos de tercer orden, las cuales fueron establecidas en estudios anteriores, (Plays Huimanguillo) mediante la determinación de MFS-

(superficies de máxima inundación), así mismo se utilizó la información de bioestratigrafía para determinar la edad de las cimas de estas secuencias cronoestratigráficas, (Tabla de alcances cronoestratigráficos propuestos por Berggren (1995) en Hardenbol, et al. 1998 y Bolli y Saunders (1985)) ,con las adecuaciones realizadas por los Bioestratígrafos de Pemex. Posteriormente, estas secuencias fueron correlacionadas con los registros geofísicos SP (Potencial espontaneo) y/o GR (Rayos Gamma), identificando las MFS en los registros antes mencionados. Con las secuencias previamente correlacionadas, datadas e interpretadas en los transectos regionales, se procedió a mapearlas o interpretarlas en 3D en los volúmenes sísmicos.

Se realizó un análisis de la sísmica con respecto a su amplitud, y frecuencias dominantes. El siguiente consistió en generar algunos atributos sísmicos (varianza, rms, texturales, etc. (Volumen y horizontes), horizontes proporcionales y horizon slices. Ya generados estos atributos se realizó su análisis, identificando sus rasgos geomorfológicos, para realizar una interpretación de los sistemas sedimentarios y sus posibles elementos internos.

2.- ANTECEDENTES EXPLORATORIOS Y DE PRODUCCION

2.1.- Exploración Geológica.

Los primeros estudios geológicos en el área en estudio se remontan durante la década de los años veinte y cincuentas; particularmente en 1929 a 1959, pero no fue que hasta el año de 1963 que López O. Realizo la primera hoja geológica llamada “HUIMANGUILLO”, la cual vendría a hacer una reinterpretación de datos geológicos tomados de los primeros estudios realizados. El autor hace mención que: “Durante 1959 se realizó una separación de los estratos que antiguamente agrupábamos dentro del Eoceno en: Paleoceno, Eoceno superior y Eoceno Temprano”. En esta hoja el autor reporta nombres formacionales para los conglomerados de esta área, como: Conglomerado Remolino dándole edad de Eoceno Tardío, Conglomerado Nanchital así como conglomerado Malpaso de edad Oligoceno en su parte baja y superior respectivamente, y por último el conglomerado Malpasito otorgándole edad de Mioceno. López O. También describe los conglomerados de edad Terciaria de la hoja geológica Mono Pelado (Tabla 2.1.1).

	Hoja Atlas "HUIMANGUILLO" 1963	Hoja Atlas "MONO PELADO" 1963
	Conglomerado	Conglomerado
Mioceno	Malpasito	
Oligoceno		Malpasito
Oligoceno	Malpaso	Sagua
Oligoceno	Nanchital	Nancital
Eoceno Superior	Remolino	Uzpanapa
Paleoceno		Uzpanapa

Tomado de Plays Huimanguillo ,modificado Martínez Méndez

Tabla 2.1.1- Comparativo de los nombres formacionales para los Conglomerados Terciarios.

Para el año de 1980 Espinoza et al., en el Informe geológico N° 758 del Prospecto Cerro Pelón Oriente; sobre la carretera en dirección del Poblado La Herradura, Chiapas a Estación Chontalpa, Tabasco., En las cercanías del aserradero Carlos A. Madrazo (Afloramiento 371).Describe manifestaciones superficiales de hidrocarburos (p.30) dándole por nombre “Chapoptera # 3”, este afloramiento consiste de una arenisca calcárea de grano fino a medio, de color gris claro, interestratificada con asfalto y con laminaciones de lutita, cuya edad es Mioceno medio.

En 1993, De la Cruz y Medina en el Prospecto Simojovel, ubican en un mapa las manifestaciones, en el cual incluyen la descrita por Espinoza (1980) (Fig. 2.1.1)

2.2.- Exploración Sísmica.

Dentro de la cuenca de Huimanguillo así como en las cercanías de esta, se han realizado una gran cantidad de estudios sísmicos 2D Figura 2.2.1, por mencionar algunos tenemos los siguientes : Prospecto CARMENA (SS-25), CHIRIMOYO (SES-10), Fontana-I SS-25,- IRIS (SS-25),MACAVIL (RSS-2),MONO-PELADO (SES-7), MOSQUITERO-COPANO (SS-28), OCUAPAN (SS-25) Y ROSARITO (SES-15).

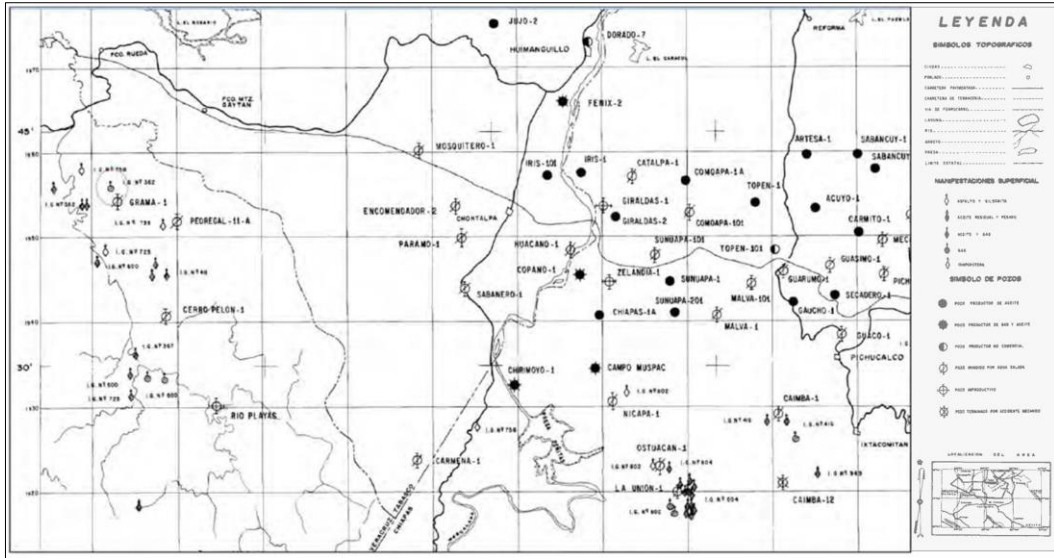


Figura 2.1.1.- Manifestaciones superficiales de Hcs's. De la Cruz y Medina. Prospecto Simojovel. (1993)

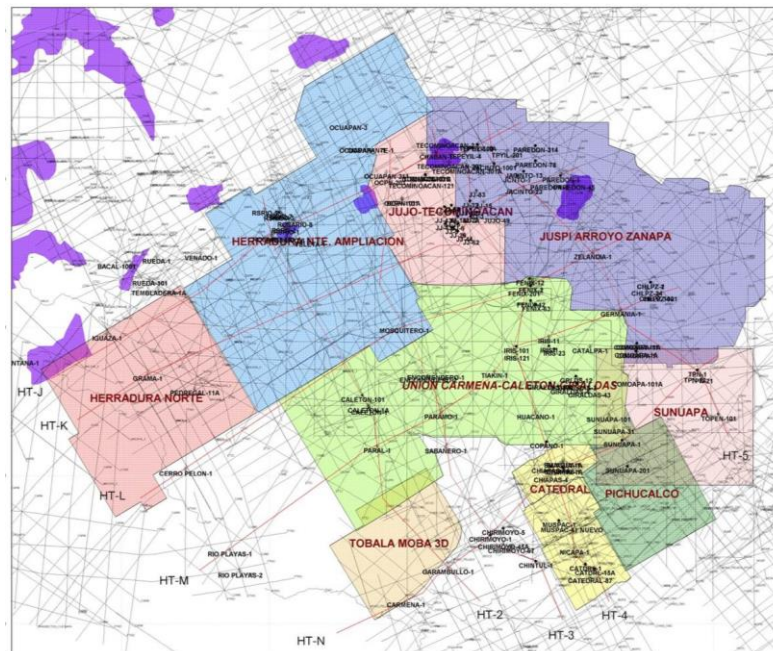


Figura 2.2.1.- Mapa mostrando la sísmica 2D y 3D, adquirida dentro de la cuenca de Huimanguillo. Y sus alrededores. (Tomado de Plays Huimanguillo PEMEX 2011).

Durante los años 1995 al 2010, se han adquirido una gran cantidad de cubos sísmicos 3D dentro de esta cuenca de Huimanguillo, con una cobertura total aproximada de 5,025 Kms². Algunos parámetros de estos cubos sísmicos pueden observarse en la Tabla 2.2.1.

Levantamiento	BIN (m)	Apilamiento	Can. activos	Año	Compañía	Area de cobertura
Giraldas 3D	25	30	1680	2002	COMESA	298
Jujo Tecominoacán 3D	41.26x26.5	82.5	1800	2002	PGS	548
Juspi-Arroyo-Zanapa 3D	25	36.00	2016	2002	COMESA	804
Caletón 3D	25	36	2016	2003	COMESA	504
Carmena 3D	25	42	1680	2006	COMESA	305
Herradura 3D	25	42	1680	2006	COMESA	503
Herradura Norte 3D	25	42	1680	2007	COMESA	559
Herradura Nte 3D Amp	25	42	2352	2009	COMESA	1,207
Sunuapa 3D	25	54	2592	2010	COMESA	297

Tabla 2.2.1.- Parámetros de adquisición de cubos sísmicos dentro de la cuenca de Huimanguillo. (Datos de la Gerencia de Geofísica, modificado Martínez Méndez.)

2.3.- Producción y Perforación.

La primera producción en las Cuencas Terciarias del Sureste vivió sus inicios durante el año de 1883 al perforarse el pozo Sarlat, productor de aceite ligero no comercial a una profundidad total de 27 mts. Esto en la Cuenca de Macuspana. Posteriormente en el año 1902 se perforo el pozo Potrerillo-1 y durante los años 1905-1906, se descubrieron los campos San Cristóbal y Capoacán, estos en la Cuenca Salina del Istmo.

En 1928 dentro de esta misma cuenca se descubren los campos Tonalá, El Burro y el Plan en 1931. Ya para los años de 1958 se descubre aceite pesado en los campos Samaria, en 1959 y durante las décadas de los años sesentas, se descubren los campos Terciarios en la Cuenca de Comalcaco, Tupilco (1959), El Golpe (1963), Castarrical (1967) y Santuario (1967). Siendo estos los últimos descubrimientos Terciarios de importancia dentro de esta cuenca. Siendo Estos campos los que sostenían la producción de las cuencas Terciarias durante estos años.

En 1960, inicia la producción de Hcs's en las rocas mesozoicas en la Cuenca del Sureste, con el descubrimiento del campo Cerro Nanchital. (Sur de la Cuenca Salina). Ya para los años de 1972 se descubren los campos gigantes de Sitio Grande, Cactus y Samaria en 1973, todos estos con producción en rocas mesozoicas. A partir de este momento, se centran las estrategias de producción en el Mesozoico dejando de lado la exploración en rocas del Terciario.

En 1951, se inició la exploración del depocentro terciario de la **Cuenca de Huimanguillo** con la perforación del pozo Tecominoacan-1 el cual no encontró producción a excepción de una muestra de pared de arenisca perteneciente a la Formación Encanto conteniendo 90% de fluorescencia. A la fecha, en el depocentro de la Cuenca Huimanguillo, se han perforado 12 pozos exploratorios con objetivo Terciario (Tabla 2.3.1).

POZOS PERFORADOS CON OBJETIVO TERCIARIO EN LA CUENCA DE HUIMANGUILLO					
No.	POZO	OBJETIVO	FECHA PERFORACION	PT	RESULTADO
1	TECOMINOACAN-1	FM. ENCANTO	JUL.-1951 A SEP. 1951	2500	IMPRODUCTIVO SECO
2	ENCOMENDERO-1	FM. CONCEPCION,ENCANTO Y DEPOSITO	JUN.-1953 A JUL. 1953	1769	IMPRODUCTIVO SECO
3	TECOMNOACAN-2	FM. CONCEPCION INF. Y ENCANTO	DIC.-1954 A ENE.-1955	2005	IMPRODUCTIVO SECO
4	OCUAPAN NORTE-1	FM. DEPOSITO	JUN.-1962 A AGO.-1962	3502	IMPRODUCTIVO AGUA SALADA
5	OCUAPAN-1	FM. ENCANTO Y DEPOSITO	JUL.-1961 A MAR. 1962	3000	IMPRODUCTIVO
6	MOSQUITERO-1	FM. ENCANTO Y DEPOSITO	NOV.-1967 A ENE.-1968	3100	IMPRODUCTIVO
7	TECOMINOACAN-3	FM. CONCEPCION INF. Y ENCANTO	ABR.-1968 A MAY.-1968	613	IMPRODUCTIVO ACC. MECANICO
8	TECOMINOACAN-3A	FM. CONCEPCION INF. Y ENCANTO	MAY.-1968 A AGO.-1968	3745	IMPRODUCTIVO
9	TECOMINOACAN-6	FM. CONCEPCION INF. Y ENCANTO	SEP.-1968 A DIC.-1968	2761	IMPRODUCTIVO AGUA SALADA
10	OCUAPAN-3	FM. ENCANTO Y DEPOSITO	AGO.-1969 A ENE.-1970	3500	IMPRODUCTIVO AGUA SALADA
11	OOL-1	MIOCENO INFERIOR-MEDIO	JUL.-2010 A AGO.-2010	3209	PRODUCTOR DE GAS
12	CHABAN-1	MIOCENO IFERIOR-MEDIO	OCT.-2010 A NOV.-2010	2820	IMPRODUCTIVO AGUA SALADA

Tabla 2.3.1.- Pozos perforados con Objetivo Terciario, dentro de la Cuenca de Humanguillo (Tomado de Plays Huimanguillo, modificado Martínez Méndez)

2.4.- Trabajos previos.

Se han realizado varios trabajos relacionados a las Geociencias que han abarcado la Cuenca de Huimanguillo o parte de esta, estos han tenido diferentes objetivos y la mayoría de ellos fueron consultados para elaborar este trabajo; los cuales sirvieron para conocer las características geológicas particulares de esta Cuenca, a continuación se desglosan de manera resumida estos trabajos y los resultados obtenidos para esta cuenca de Huimanguillo.

En 1993 se realizó un estudio de plays denominado Proyecto Marbella (PEMEX-BP) Figura 2.4.1, el cual abarco parte de la Cuenca Huimanguillo, en este se definió el modelo geológico de esta área basándose en la identificación de ocho tectonosecuencias que representan las fases principales de la evolución de la cuenca desde el Jurásico al Plio-Pleistoceno. Se definió que para el Terciario, particularmente para el Paleógeno se originó una antifosa dominada por- sedimentos clásticos de facies de cuenca que posteriormente fue deformada por tectónica compresiva. La estructuración y la carga de sedimentos-

causaron la remoción de la sal formando extensas canopies de sal en el lecho marino. Posteriormente, al final del Paleógeno o principios del Mioceno (21 m.a.), ocurrió una fase de plegamiento y cabalgamiento formando estructuras que influenciaron en la distribución de los sedimentos del Mioceno Temprano.

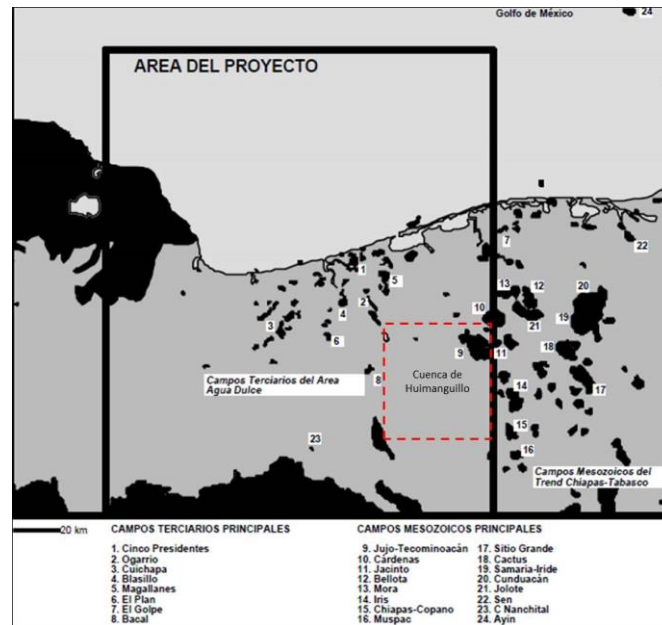


Figura 2.4.1.- Ubicación del Proyecto de Plays Marbella (PEMEX-BP), en achurado rojo se Enmarca la Cuenca de Huimanguillo que fue abarcada por este estudio regional. Y en recuadro negro el área abarcada en el estudio de Plays de Marbella.

Durante el año 2000, se realizó un estudio de Plays, llamado “Estudios de Plays Terciarios” abarcando el área del activo de exploración Reforma Comalcalco, Figura 2.4.2. Este nació de la necesidad de la reactivación de la exploración de las cuencas terciarias en busca de nuevos yacimientos de gas y con el propósito de conocer los Plays presentes en esta área de estudio, tanto plays probados como plays hipotéticos. Dentro de los resultados obtenidos podemos mencionar, los mapas Paleobatimétricos de la columna Terciaria.

En estos se puede apreciar la evolución sedimentológica y los medios ambientes desarrollados en las cuencas de Comalcalco, **Huimanguillo** y parte de la de Macuspana; así como la del Alto de Jalpa. Como ejemplo podemos observar los mapas del (Mioceno-Temprano), 16.8 m.a; (Mioceno medio), 11.7 m.a. Figura 2.4.3 y (Mioceno superior), 5.73 m.a.

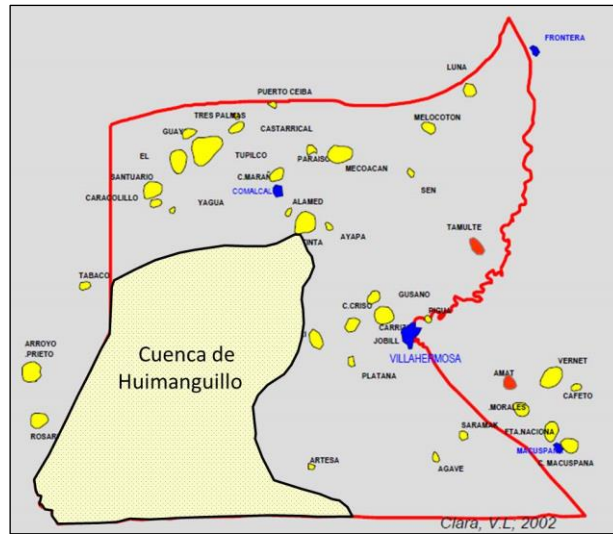


Figura 2.4.2.- Ubicación del Proyecto de “Plays Terciarios” (PEMEX-2000), en la cual se observa la porción de la cuenca de Huimanguillo estudiada en este. Tomado de Plays Terci-2000, modificado por Martínez Méndez.

La parte de la secuencia del Mioceno medio Figura 2.4.3. En la parte suroeste del activo, Figura 2.4.2. En la zona de Iris, para éste tiempo la sedimentación estuvo dominada por la presencia de ambientes profundos (batiales) con la construcción de grandes abanicos de talud y piso de cuenca, formados por depósitos turbidíticos a través de sistemas de canales submarinos. Este sistema progradante estaba orientado SE-NW. Estos procesos, hacia la parte SW del activo, sobre el área de Caletón-Veleta, se desarrollaron bajo condiciones proximales, con depósitos de arenas, gravas y conglomerados que hacen que esta secuencia alcance aquí el máximo espesor de Mioceno medio desarrollado en el área. (1500 m).

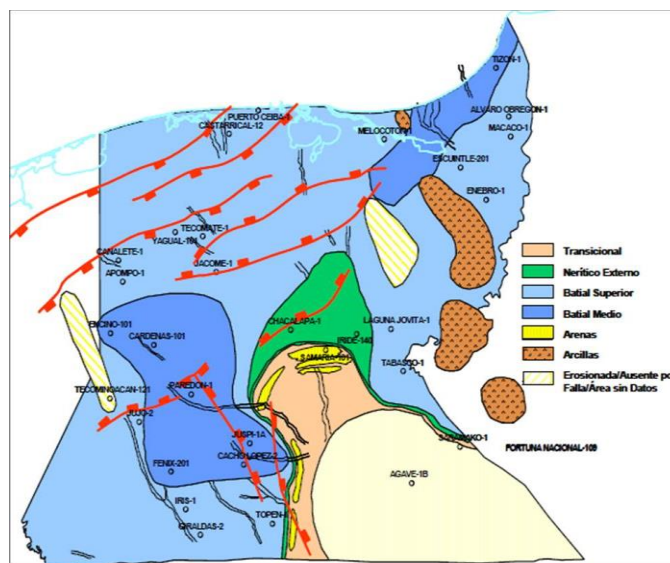


Figura 2.4.3.- Mapas de ambientes de depósito para la secuencia del Mioceno medio 11.7 m.a. obtenido del Proyecto de “Plays Terciarios” (PEMEX-2000).

Desde el punto de vista estructural, en este estudio se definieron por primera vez los límites estructurales de las cuencas terciarias, de Comalcalco, Cuenca de Macuspana, El Alto de Jalpa y por primera vez se le dio el nombre de la cuenca de **Huimanguillo**, estableciendo los límites de esta. Figura 2.4.4.

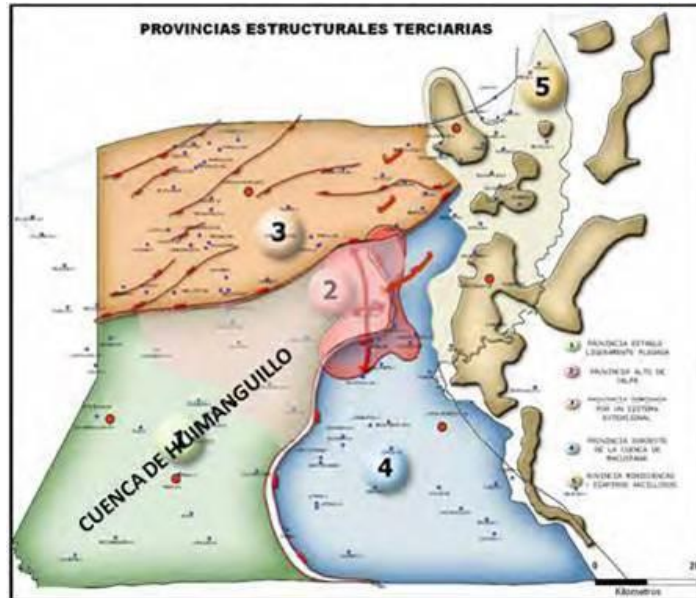


Figura 2.4.4.- Provincias estructurales y límites de las cuencas terciarias tomado de "Plays Terciarios" (PEMEX-2000).

Dentro del área de la Cuenca Huimanguillo se aprecian algunos pliegues anticlinales y sinclinales con dirección NW-SE, Figura 2.4.5. Por mencionar algunos, se pueden observar el anticlinal de Jujo-Teco, Giraldas, Veleta-Rosario y los sinclinales de Sabanero. Por ultimo también se obtuvieron la ubicación y los límites de plays productores así como hipotéticos estudiados en el área, en el cual resaltaremos el ubicado dentro de la Cuenca de Huimanguillo Figura 2.4.6.

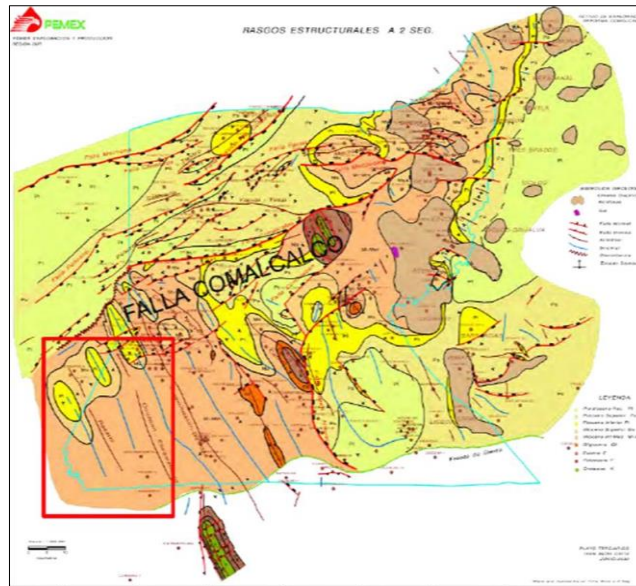


Figura 2.4.5.- Rasgos estructurales a un tiempo de 2 seg. En el cual se aprecian algunos pliegues anticlinales en la porción Norte de la cuenca de Huimanguillo (Enmarcado rojo). obtenido del Proyecto de “Plays Terciarios” (PEMEX-2000).

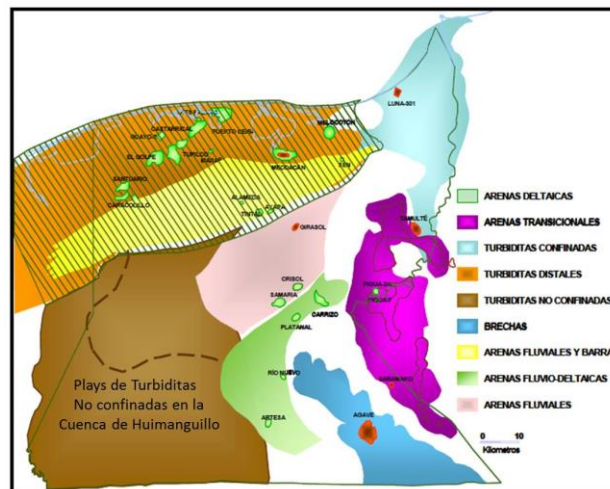


Figura 2.4.6.- Ubicación del Play de Turbiditas no confinadas dentro de la cuenca de Huimanguillo, tomada de Plays Terciarios (PEMEX-2000), modificado por Martínez Méndez.

Durante el año 2008 se realizó el estudio de Plays ODISEA-MAGALLANES (Paleógeno-Primera Etapa), el Objetivo primordial buscado en este proyecto fue que, mediante la integración geológica-geofísica existente. Se detallaron los Plays en el Paleógeno, y se identificaron y/o validaron algunas oportunidades exploratorias, además se documentó los elementos del sistema petrolero. La identificación de Plays se realizó a nivel de tectonosecuencias, parte de este proyecto abarcó una porción de la Cuenca de Huimanguillo como se muestra en la Figura 2.4.7.

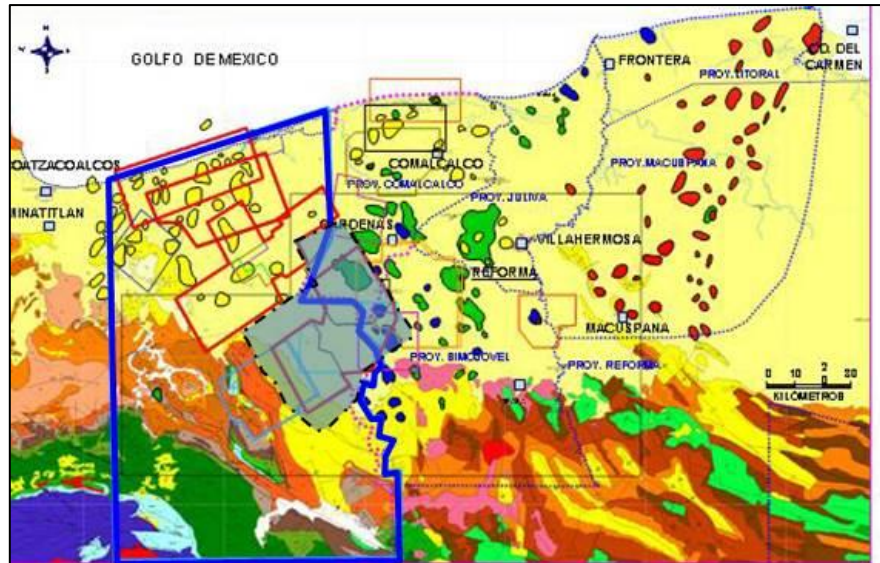


Figura 2.4.7.- Ubicación del Proyecto de Plays Odisea-Magallanes (azul), el cual comprendió una porción de la cuenca de Huimanguillo (achurado negro). Tomado de Plays Odisea-Magallanes, Paleógeno, PEMEX (2008), modificado por Martínez Méndez.

Dentro los resultados obtenidos en este trabajo mencionaremos los obtenidos en las tectonosecuencias del mioceno inferior y mioceno medio. El mapa de amplitudes RMS del Mioceno inferior Figura 2.4.8, muestra la dirección de los sedimentos, los cuales tienen una distribución preferente en dirección sureste a noreste, los cuales se encuentran constituidos por conglomerados de cuarzo, rocas ígneas y carbonatos con matriz arcillosa intercalados con areniscas de grano medio a fino, que se depositaron en los canales de los abanicos proximales.

En la tectonosecuencia del mioceno medio, el atributo de RMS Figura 2.4.9, muestra la distribución de los canales y lóbulos proximales y distales. Teniendo la misma dirección de distribución que la tectonosecuencia del mioceno inferior.

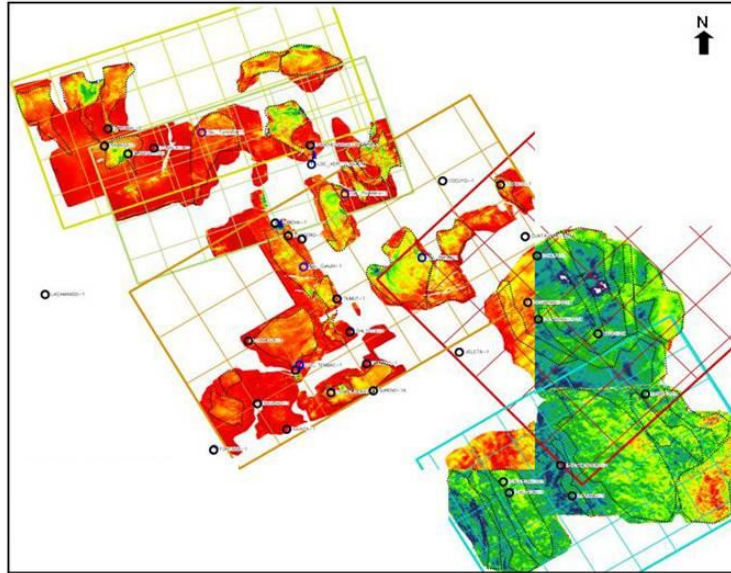


Figura 2.4.8.- Mapa de atributos RMS, correspondiente a la tectonosecuencia del Mioceno inferior, mostrando la distribución de los sedimentos. Tomado del estudio de Plays Odisea-Magallanes, Paleógeno PEMEX (2008)

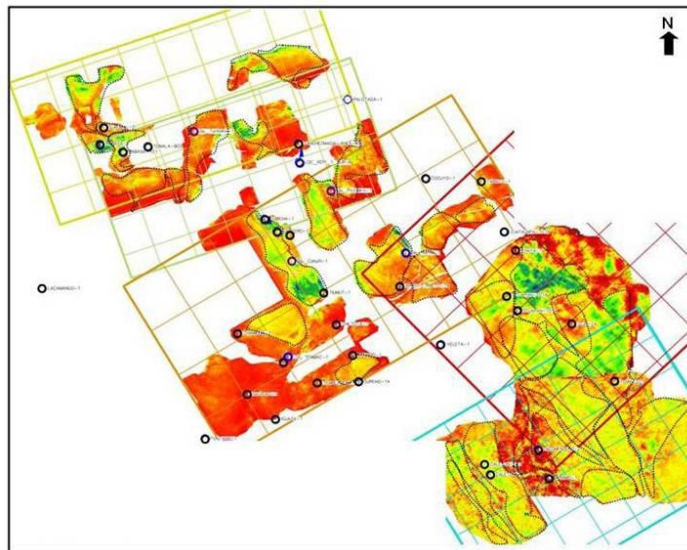


Figura 2.4.9.- Mapa de atributos RMS, correspondiente a la tectonosecuencia del Mioceno medio, mostrando la distribución de los canales dentro de los abanicos distales y proximales. Tomado del estudio de Plays Odisea-Magallanes, Paleógeno PEMEX (2008)

Finalmente el último estudio realizado, dentro de la cuenca de Huimanguillo, se efectuó durante el año 2011, este estudio llevo por nombre “Estudio de Plays Terciarios de la Cuenca de Huimanguillo”. Figura 2.4.10. Dentro de los objetivos establecidos para este estudio, fue el de identificar los plays productores e hipotéticos dentro de esta área, además de conocer el potencial y la distribución de los sedimentos de edad paleógeno y la porción-

inferior de los sedimentos del Neógeno (Mioceno inferior y medio). La metodología aplicada para este estudio consistió en identificar las principales superficies de máxima inundación (mfs) maximum flooding surface.

La identificación de las mfs fue con el propósito de realizar una subdivisión de la columna geológica que abarcara desde el Paleoceno al Mioceno tardío. Para posteriormente reconocerlas y obtener una distribución de los ambientes de depósito con sus respectivos patrones.

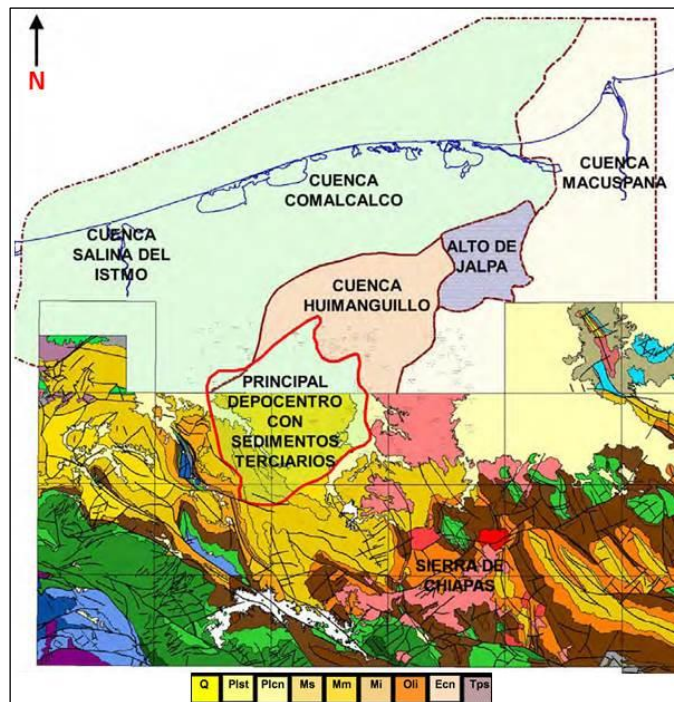


Figura 2.4.10.- Ubicación del estudio “Plays terciarios de la cuenca de Huimanguillo PEMEX (2011), observándose los límites de esta cuenca de Huimanguillo. Tomada de “Plays terciarios de la cuenca de Huimanguillo PEMEX (2011).

Algunos resultados sobresalientes durante este estudio, podríamos mencionar los siguientes : De acuerdo a la interpretación estructural realizada en este estudio se identificaron tres dominios estructurales dentro de la Cuenca de Huimanguillo Figura 2.4.11; una área asociada a un sistema extensional estable, un área asociada a cabalgamiento y plegamiento y por ultimo una área subsidida (Depocentro Terciario).

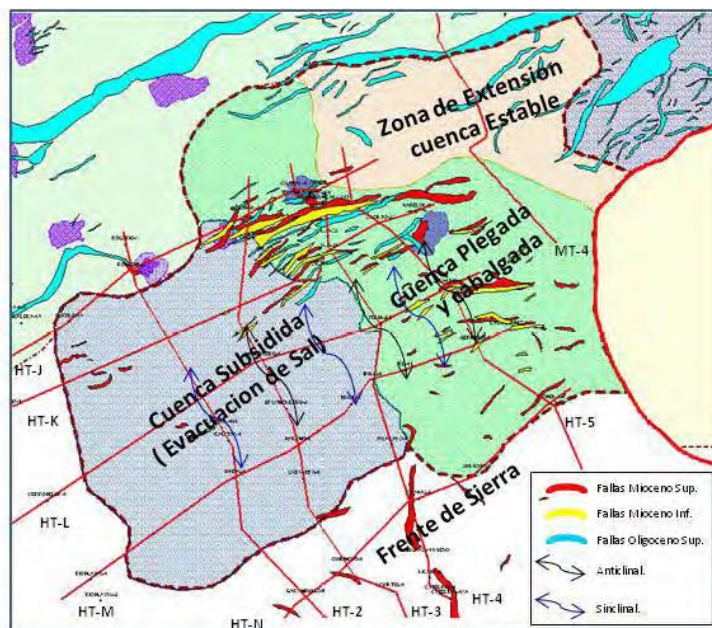


Figura 2.4.11.- Dominios estructurales sobresalientes dentro de la cuenca de Huimanguillo, cuenca subsidiada, zona plegada y cabalgada y zona de extensión. Tomada de "Plays terciarios de la cuenca de Huimanguillo PEMEX (2011).

Para las secuencias del Paleógeno, (Paleoceno, Eoceno y Oligoceno) los ambientes depositacionales prevalecientes para estas edades, se encuentran dominados por sedimentos arcillosos todos estos de facies profundas de cuenca, por otro lado para el Neógeno, principalmente Mioceno inferior y Mioceno medio, también prevalecen los ambientes profundos de cuencas con algunas facies canalizadas dentro de esta. El mapa de facies correspondiente al Mioceno inferior, resultante de este estudio Figura 2.4.12, nos muestra un gran desarrollo y distribución de abanicos submarinos de piso de cuenca, con la presencia de algunos lóbulos formados por flujos de gravedad, y complejos de canales dentro de estos.

3.- MARCO GEOLOGICO REGIONAL

3.1.- Marco Tectónico.

El área de estudio se ubica dentro de las Cuencas del Sureste, ésta se localiza en el borde sur del Golfo de México, en esta región se han desarrollado varias cuencas Mesozoicas y Cenozoicas, las cuales se originaron desde la separación de la placa Norteamérica y-

Suramérica en el Mesozoico Temprano. La figura 3.1.1., ilustra la ubicación de las cuencas del Sureste que incluye: las cuencas de **Huimanguillo**, Salina del Istmo, Comalcalco y Macuspana, Sierra de Chiapas y Petén, que limitan con el borde sur y oeste de la plataforma carbonatada de Yucatán. Así mismo la cuenca de Veracruz.

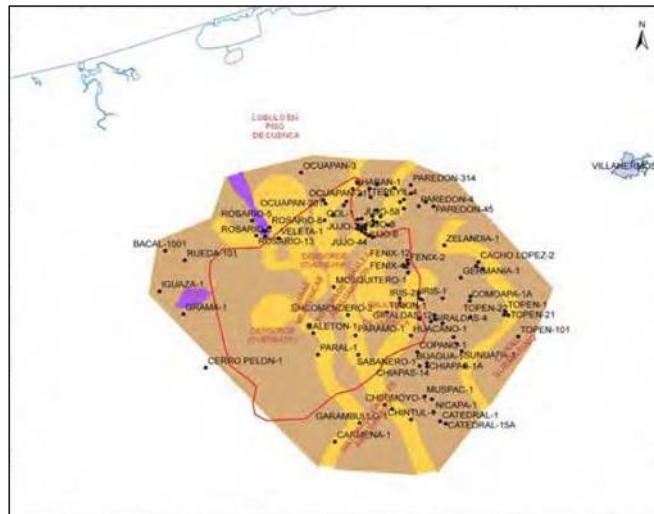


Figura 2.4.12.- Mapa de facies depositacionales correspondiente al Mioceno Inferior, en el cual se observa el desarrollo y distribución de canales de piso de cuenca y algunos lóbulos asociados a flujos gravitacionales. Tomada de "Plays terciarios de la cuenca de Huimanguillo PEMEX (2011).

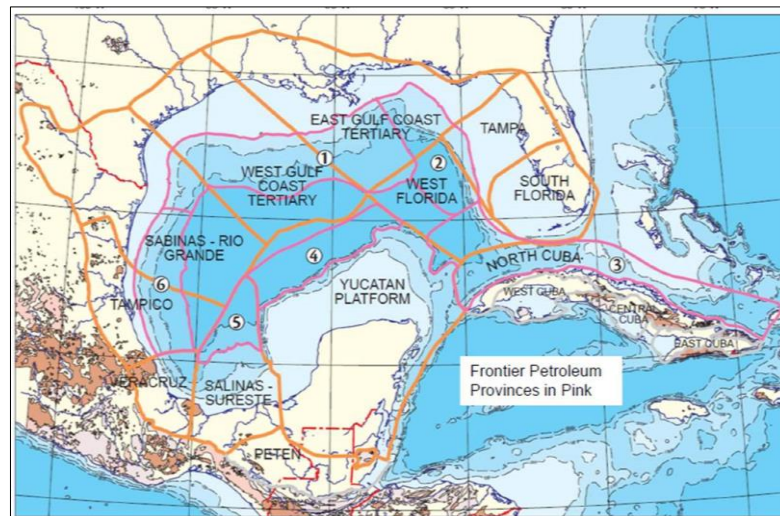


Figura 3.1.1.- Ilustración mostrando la "Distribución de diferentes cuencas" del borde del Golfo de México. Las cuencas, de edad Mesozoico y Cenozoico se originaron cuando se separaron Norteamérica y Suramérica, incluyen cinco depocentros mayores separados por altos de basamento de diferentes relieves pero que están asociadas por un origen tectono-estratigráfico común. (Johnson et al. 1999.). Mapa Tomado de Robertson and CGG Company 2004.

Para describir el desarrollo de la evolución Tectónica del Golfo de México, fue consultado el trabajo de Análisis Tectónico realizado por personal de Pemex, Pindell, Kennand, Rosenfeld y Granath del año 2002.

El Golfo de México se abrió en dos etapas mientras se separaron las placas de Norte y Suramérica:

Etapa 1: Rompimiento continental (rifting) asimétrico, estiramiento de la corteza, depositación de sal y capas rojas.

Etapa 2: Período de apertura de la corteza oceánica y movimiento transformante de Yucatán a lo largo de México Oriental, depósitos tempranos de mar abierto.

Por lo tanto, el Golfo de México- Es una cuenca de rift del Jurásico y Cretácico Temprano con una faja central de corteza oceánica entre el Bloque de Yucatán y el continente de Norte América. Uno de los elementos más importantes de este rifting del Golfo es la fuerte geometría asimétrica del rift primario en la litósfera (Tectonic Analysis, Inc., 1986; 2001). El Bloque de Yucatán colapsó hacia el sureste desprendiéndose de América del Norte a lo largo de una superficie de despegue de bajo ángulo con echado al sur heredado de la zona de subducción del Paleozoico Tardío que cortó la litósfera completamente hasta el manto.

El flanco occidental de Yucatán (incluyendo Campeche y el alineamiento Reforma-Akal hacia el norte) sufrió una subsidencia termal fuerte y persistente después del rifting. La plataforma salina original se ahogó rápidamente en aguas profundas (Jurásico Tardío), y las plataformas de Yucatán y Chiapas se desarrollaron en donde el crecimiento y la acumulación de los carbonatos pudo mantenerse al ritmo de la subsidencia. El actual Escarpe de Campeche, especialmente su bordea nor-occidental, se estableció solamente desde el Plioceno, siendo anteriormente un área de agua profunda. Entonces, los estratos a través de Yucatán forman una cuña que se vuelve más gruesa hacia el nor-oeste (alcanzando 8 a 10 km de espesor en el extremo nor-occidental) que traslapó la plataforma hacia el sur-este en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano.

Etapa 1, Desarrollo del Golfo de México de 210 Ma. Triásico superior.

La reconstrucción de la Pangea se desarrolla dentro de un marco continental que se logró mediante el cierre de los océanos Atlántico Norte y Sur de acuerdo a Pindell et al. (1988) y Klitgord y Schouten (1986); coloco a Yucatán entre Venezuela y Texas moviendo los terrenos del centro de México (Tuxpan, Santa Ana, Tamaulipas, San Luis Potosí, Macizo de Chiapas y Coahuila) hacia el noroeste a lo largo de los lineamientos de Texas y el alineamiento de fallas de San Marcos.

El Arco de la Libertad de Guatemala y Tabasco no se encuentran al norte de la proyección del lineamiento de Texas, que se encuentra cerca de la traza del actual sistema de fallas Motagua-Polochic, lo que sugiere que se trata de una zona de transferencia fundamental dentro de la corteza continental.

La extensión de la corteza fue mayor en el norte, de modo que un mayor volumen de sal está ahí presente. Hacia el sur, el área donde actualmente se ubica el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, se alinea con el margen de Maracaibo, y fue el lugar del movimiento transformante lateral izquierdo que permitió al sur de México (Terrenos Guerrero) moverse hacia el este hasta su posición actual. El sur de México y el bloque Chortis probablemente se movían con América del Sur durante este período, de manera que la extensión en el Golfo de México fue trasladada a la trinchera del Pacífico a lo largo del lineamiento del actual Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Figura 3.1.2

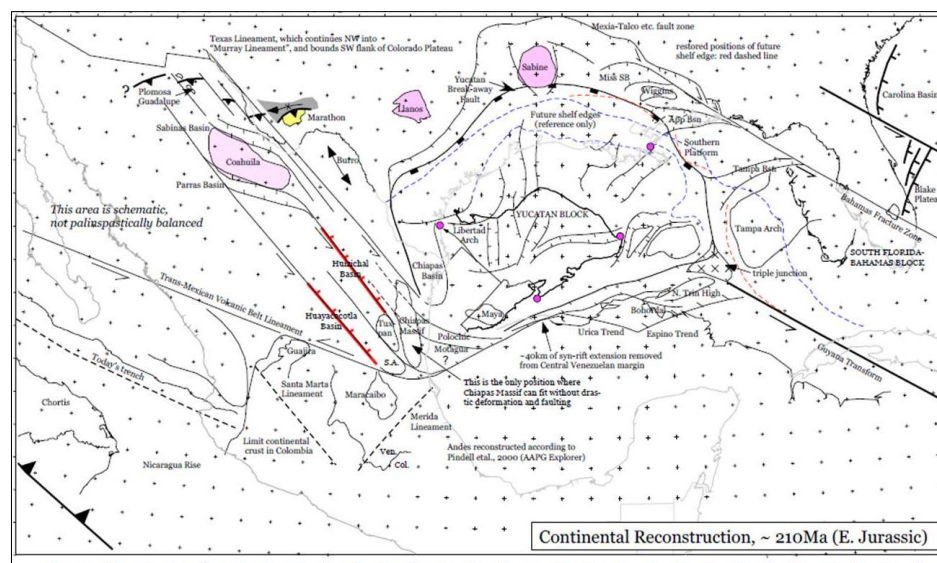


Figura 3.1.2. Ilustración mostrando la Reconstrucción Continental durante el Jurásico Temprano ~ 210 Ma. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

190 Ma. Jurásico inferior.

En ese tiempo, el bloque Yucatán se había trasladado cerca de 200 kilómetros al SE, y fragmentado hacia al poniente una pequeña cantidad. Esto causó extensiones intracontinentales en la cuenca de Campeche y la cuenca Salina entre Yucatán y el alineamiento de Balcones, actualmente en Texas. Se produjo un desplazamiento de cizalla de cerca de 50 kilómetros a lo largo del lineamiento de Texas, con un movimiento adicional a lo largo de la Zona de Falla de San Marcos. También, se produjo extensión lateral derecha (transtensión) menor a través de la Cuenca de Chiapas y la Cuenca Salina, presumiblemente acompañando la depositación de capas rojas y de sal. Hacia el sureste, la extensión oblicua también ocurrió en el lugar del futuro Proto – Caribe Seaway. El movimiento de Yucatán en relación con América del Norte y América del Sur se muestra por los vectores que conectan los puntos, en color morado, figura 3.1.3.

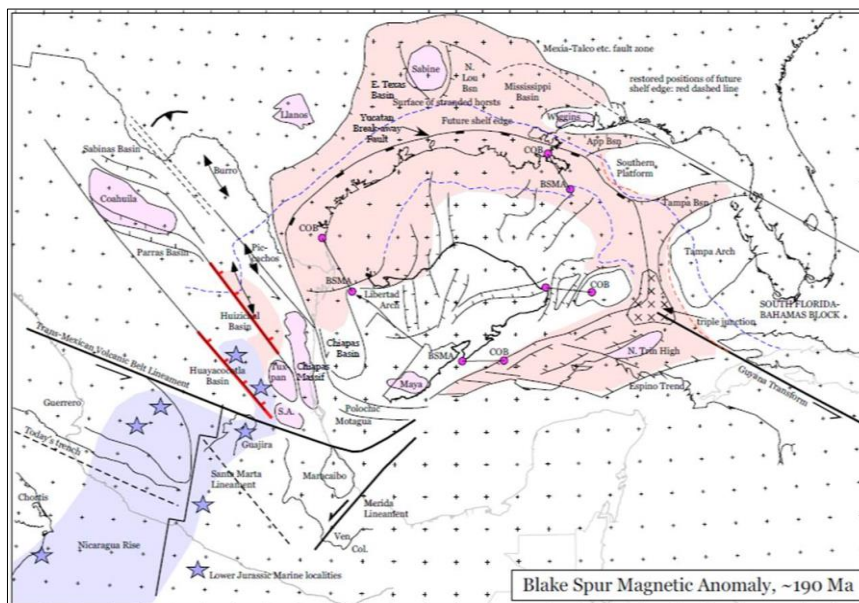


Figura 3.1.3.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 190 Ma. En esta se observa el traslado del bloque de Yucatán aproximadamente 200 Km. al SE. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

170 Ma. Jurásico medio Bathoniano.

Los acontecimientos tectónicos en curso, en tiempo BSMA continuaron en el Bathoniano, con muy poco cambio en el aumento de la extensión. En México, el movimiento transformante a lo largo del lineamiento Huayacocotla-Huizichal y el lineamiento de Texas continuaron dando lugar a la apertura de las cuencas de pull-apart en el área de la cuenca de Sabinas (transtensión). La sedimentación en este período está representada por depósitos de

capas rojas y de sal como las que se observan en la cuenca de la Popa. La Transtensión dextral se extendió a través de Chiapas y la cuenca Salina, donde ocurrió el depósito de capas rojas, figura 3.1.4.

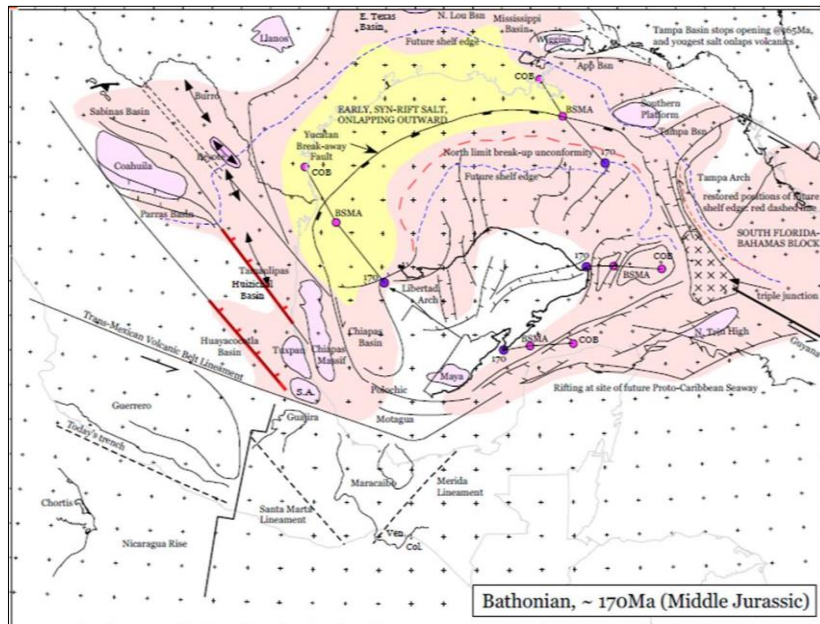


Figura 3.1.4.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 170 Ma. Bathoniano. En esta se observa la transtension dextral en Chiapas y la cuenca Salina en donde se depositaron capas rojas. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

158 Ma. (Límites del Calloviano y Oxfordiano), Jurásico medio-superior.

A finales del Calloviano, la sal había sido depositada en la mayor parte de las áreas adelgazadas de la corteza terrestre (corteza transicional). En ese momento, la expansión del fondo marino se inició en el centro del Golfo de México, lo que marca el comienzo de la Etapa 2 de la evolución. La reconstrucción indica que el bloque de Yucatán giro aproximadamente 31° en dirección de las manecillas del reloj con relación a su posición actual. La sal comenzó a ser separada por la expansión del fondo marino probablemente a fines del Calloviano y principios del Oxfordiano. La expansión del fondo oceánico en el Golfo de México ancestral continuó a través de un sistema de corrimiento lateral derecho que se extendía desde su centro hasta el actual sureste de México a lo largo de un sistema de fallas transtensional dextral que separaba el macizo de Chiapas y Tuxpan / Alto de Santa Ana. Una cantidad menor de extensión adicional NS se produjo en las cuencas entre los distintos macizos del centro de México (Potosí, Coahuila, Tuxpan). Al igual que en el

Golfo, la expansión del fondo marino comenzó probablemente hacia el este en la zona de Proto Caribe, que permitió la separación entre Venezuela y Yucatán. Figura 3.1.5.

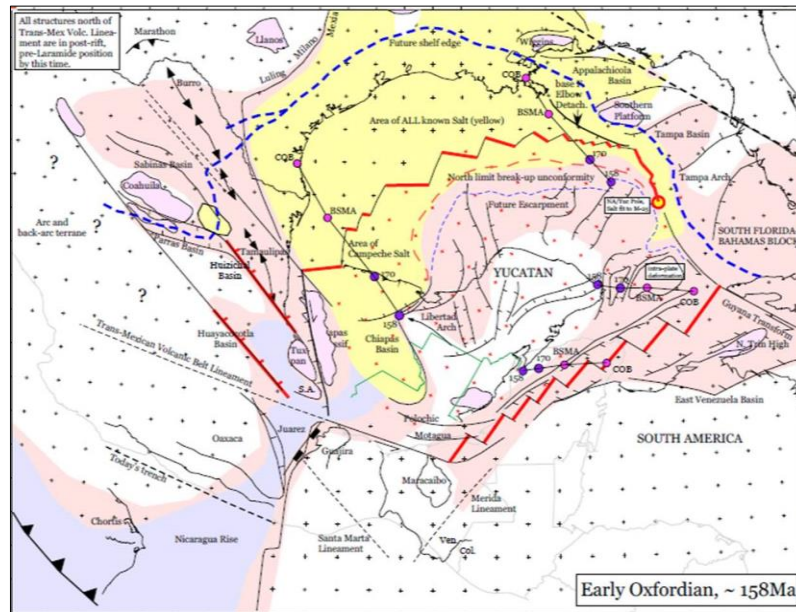


Figura 3.1.5.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 158 Ma. Límites Calloviano y Oxfordiano. En esta se observa el giro de 31 grados del bloque de Yucatán con respecto a su posición actual. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

154 Ma. Jurásico superior Kimmeridgiano Temprano.

La expansión del fondo marino continuó durante el Jurásico Tardío, produciendo una estrecha franja de la corteza oceánica en el centro y este del Golfo, que comprendía una serie de segmentos oceánicos individuales entre la corteza continental altamente estrecha que fueron conectados por transformantes cortos. Como la expansión continuó y fue produciendo más corteza oceánica, estos segmentos se convirtieron en continuos unos con otros, formando colectivamente una franja ensanchada de corteza oceánica. La extensión de la corteza costa adentro en México se terminó en ese momento. En el oeste, las fallas transcurrentes o transformantes entre el Macizo de Chiapas y Tuxpan / Santa Ana continuaron, produciendo progresivamente la zona de Cizalla Mexicana del Este. En este sector, la sección Mesozoica es mucho más gruesa en el terreno Juárez que en el Oaxaca. En este sector más tarde se formará la Sierra de Zongolica, durante el acortamiento de la Laramide. Además, en ese período, la deriva desarrollada llevó a la creación de corteza oceánica al este de los terrenos de Juárez, de manera que Colombia comenzó a separarse de los terrenos de México. Figura 3.1.6.

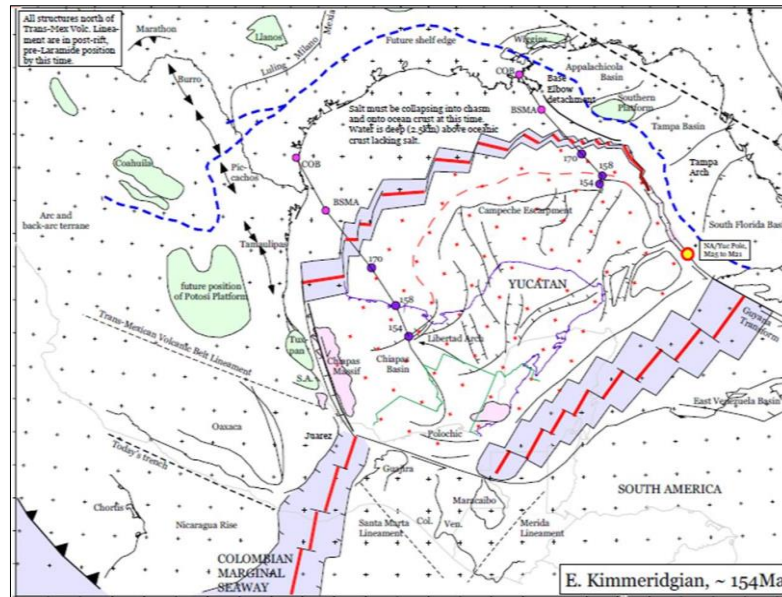


Figura 3.1.6.- Ilustración mostrando la reconstrucción tectónica de 154 Ma. Kimmeridgiano Temprano. La extensión de la corteza terrestre costa adentro en México se terminó en ese momento, de modo que el movimiento de Norteamérica y Yucatán era simplemente entre dos placas más o menos rígidas. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

147 Ma. Jurásico superior Tithoniano medio.

Durante el Tithoniano continúan los patrones establecidos anteriormente. Una novedad al sur fue que el Bloque Yucatán comenzó moverse al sur del trazo del antiguo. Esto interrumpe la relación establecida entre Colombia y el terreno Guerrero. Fue entonces cuando la yuxtaposición entre el macizo de Chiapas / Mixtequita y la del terreno de Juárez comenzó. Esto podría haber implicado fuertes deformaciones, acompañada de denudación y flujo detritos clásticos a las partes bajas. Esta interacción haría que se continuará hasta el Cretácico Temprano, hasta que el Golfo se terminó de formar, figura 3.1.7.

138-134 Ma. Cretácico inferior Temprano Berrasiano Valanginiano.

Durante este período muy pocos cambios se registraron en el desarrollo tectónico de región del Golfo de México con excepción de la migración de Yucatán con respecto a América del Norte el bloque de Yucatán está casi en su lugar definitivo. La subsidencia, sedimentación y el limitado flujo de clásticos se combinaron para el desarrollo de grandes sistemas de carbonatos en las cuencas mexicanas figura 3.1.8

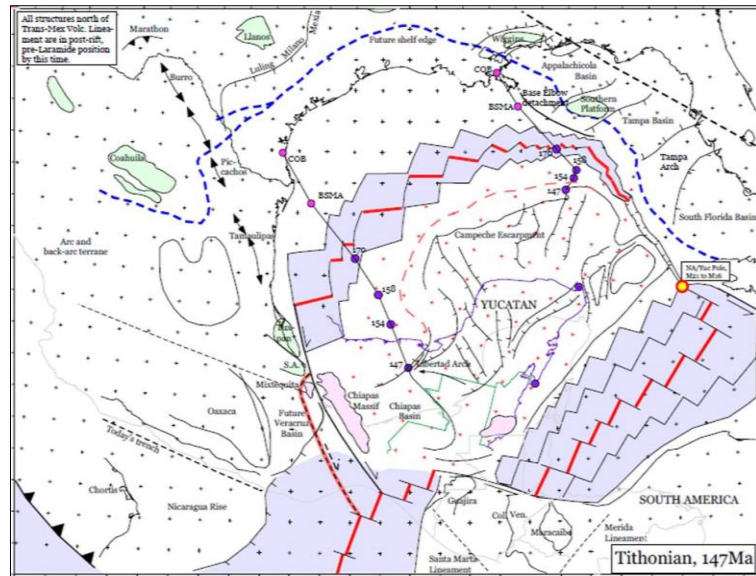


Figura 3.1.7.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 147 Ma. Tithoniano. Se observa que el bloque de Yucatán se mueve hacia el Sur del trazo de lineamiento de Maracaibo. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

75 Ma. Cretácico superior Maestrichtiano Campaniano.

El acortamiento de la corteza y el desarrollo de antifosas, avanzaba hacia el este a través de México. El extremo oeste del Arco del gran Caribe colisiono con el Sur de bloque de Yucatán, emplazando ofiolitas. En las cuencas de antifosa desarrolladas al este de Veracruz y el Cinturón plegado del arco del Caribe se depositaron gruesos paquetes de clásticos. En la trinchera cubana se depositaron capas de turbiditas que posteriormente constituyeron en parte el prisma de acreción cubana. La plataforma carbonatada de la Sierra Madre de Chiapas se ahogó por sedimentos finos provenientes de la zona de sutura de arco en el sur. El Bloque de Chortís comenzó a moverse hacia el este a lo largo del sur de México poco después de que se terminó la colisión del arco, figura 3.1.9.

55 Ma. Eoceno Temprano.

El desarrollo de un sistema de cizallamiento izquierdo a lo largo del lineamiento TMVB ocasionó acortamiento en el sur de México. Este evento se asocia con la presencia de la Laramide en el sur de México. Una parte del Arco del Caribe fue cortada por la cizalla del Maestrichtiano a lo largo de la falla Motagua.

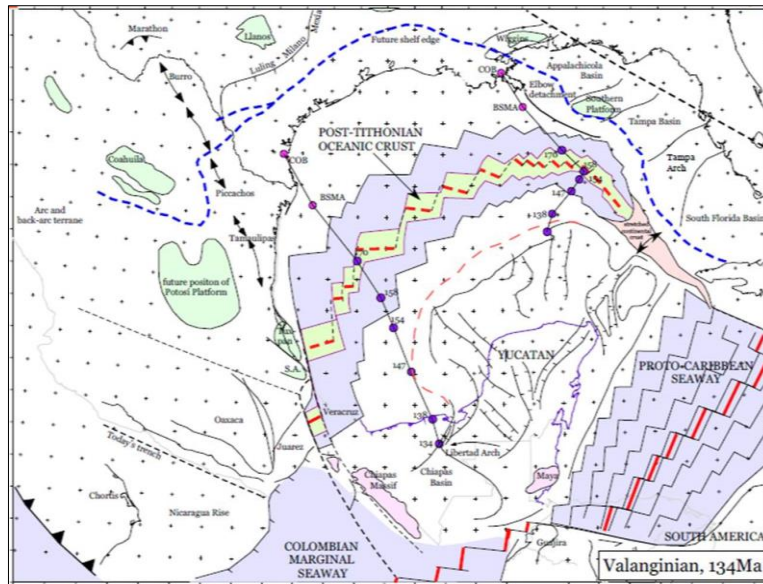


Figura 3.1.8.- Ilustración mostrando la reconstrucción tectónica de 134 Ma. Berrasiario. Se observa La ubicación definitiva del Bloque de Yucatán. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

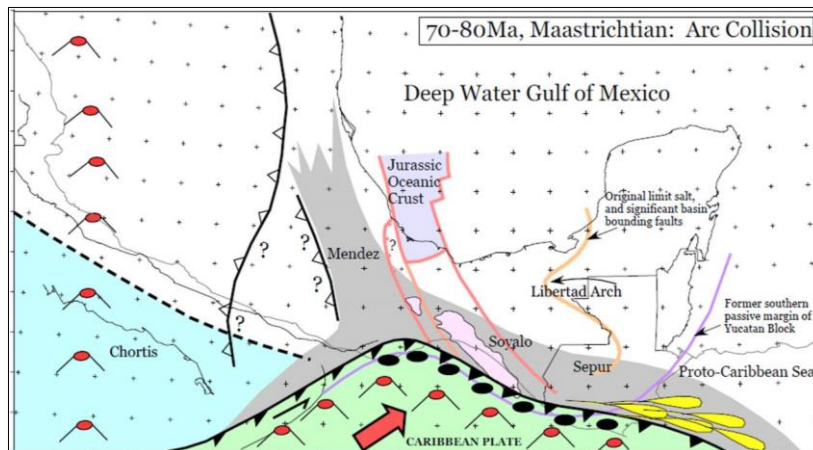


Figura 3.1.9.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 70-80 Ma. Maastrichtiano Campaniano. Se aprecia La colisión de la placa del Caribe con la porción Sur del Bloque de Yucatán. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

El Golfo de Tehuantepec pudo haberse recortado luego se recuperó, causando transporte de clásticos hacia el norte. En el NE el empuje de napas provocó inestabilidad de la sal y evacuación, construyendo canopies de sal en el Eoceno. La fosa de Cayman comenzó a abrirse a lo largo del límite de las placas de Norteamérica y del Caribe. y levantamiento de la corteza en el oeste debido al sobre cabalgamiento de la placa de Farallón debajo de México. Figura 3.1.10.

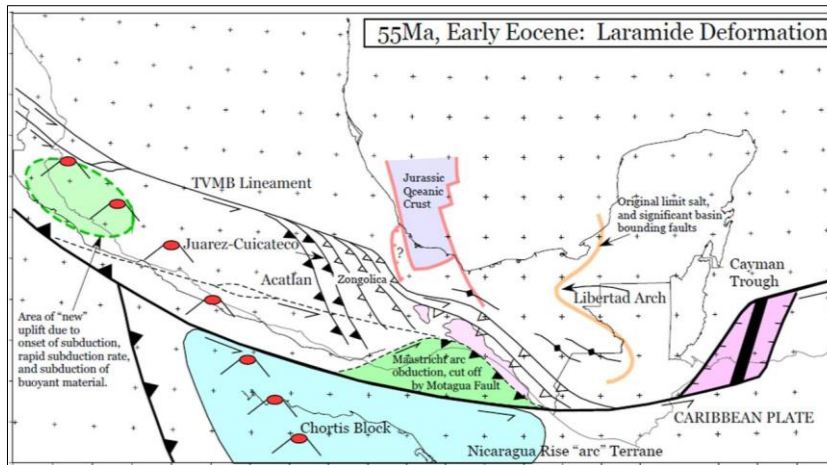


Figura 3.1.10.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 55 Ma. Eoceno Temprano. Se aprecia La deformación Laramide ocasionando acortamiento en la porción Sur de México. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

42 Ma. Eoceno medio tardío.

Área de la elevación y el inicio del magmatismo de arco, migrando al Este, como punto triple migra al este. El bloque de chortís ahora está migrando al sur de Chiapas, sin dejar de conducir transpresión allí. Levantamiento de Tehuantepec y posiblemente Chiapas produce la franja terrígena de la formación el Bosque.

Las facies subaereas de El Bosque se funde con el mar en Cerro Pelón, creando facies deltaicas allí. La sal se emplaza en varias áreas a nivel del Eoceno, mostrando que la evacuación de sal había comenzado. Figura 3.1.11.

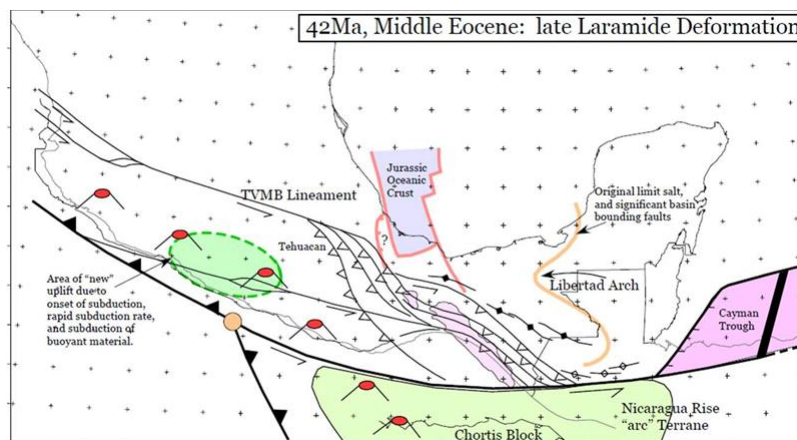


Figura 3.1.11.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 42 Ma. Eoceno medio. El Bloque de Chortis migra hacia el Sur de Chiapas sin dejar de producir transpresión ahí. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

25 Ma. Oligoceno Tardío.

Cese de la Laramide a 33 Ma. debido a la desaceleración del movimiento de la placa Norteamericana y la placa del Caribe (20mm/año a 10mm/año) .Subsidencia y retorno de depósitos marinos de calizas y arcilla a través de la mayor parte de la Cuenca de Chiapas. Triple cruce y el área de levantamiento migra a Oaxaca, derramando clásticos al NE .La placa de Farallón quiebra las Galápagos, creando Cocos y Nazca (no se muestra). Para el Mioceno, la subducción es rápida, la corteza Cocos boyante desencadenó la orogenia chiapaneca. Figura 3.1.12.

15 Ma. Mioceno medio.

Se da el inicio de la Orogenia Chiapaneca (unos 16 Ma.). La Unión Triple ahora se encuentra en Tehuantepec. La corteza de Cocos boyante, y las cordilleras de cocos, llega a la fosa causando parcial " asfixia". La Compresión en las tricheras o fosas impulsa fuertemente (varios kilómetros) provocando la elevación del Macizo de Chiapas y el resto del antearco.La subducción rápida produce erupciones de ignimbríticas junto a Oaxaca, Chiapas y Chortís.

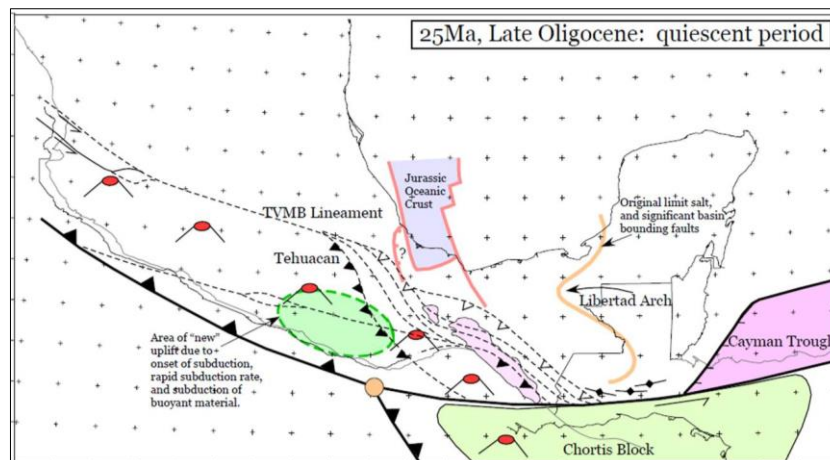


Figura 3.1.12.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 25 Ma. Oligoceno Tardío. Cesa la orogenia Laramide por la desaceleración del movimiento de las placas de Norteamérica y del Caribe. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

El cinturón plegado de Chiapas es reactivado con la participación del basamento, impulsado al NE .La sal se movilizó de nuevo, originando la evacuación de esta y la creación de las canopies de sal en varios niveles. Se Inicia El cinturón orogénico de-

Campeche, que permitió la migración lejos hacia el Noreste del despegue de la sal. Esto refleja la influencia de la atracción de la gravedad oblicua sobre la creciente orogenia Chiapaneca. La extensión del cinturón orogénico permite plegamientos de direcciones desde SW -NE (Catemaco) a NW- SE (Reforma - Akal). Figura 3.1.13.

Cerca de 10 Ma. Mioceno tardío.

La Orogenia Chiapaneca continúa, y el vulcanismo de arco salta al Norte a FVTM .Se propone que el empuje del arco magmático (Arco Push) obligó a Oaxaca dirigirse hacia la trinchera. Este movimiento fue trasladado al sur a lo largo de cizalla sinistral a través de la Cuenca de Veracruz. El cinturón orogénico de Campeche sigue creciendo, y comienza a extenderse hacia el Norte y Noroeste. Los pliegues de Catemaco / Reforma -Akal se están formando; la sal está involucrada en este plegamiento y la migración. La rampa lateral al lado sur del cinturón orogénico se convierte en transtensional en la Cuenca Macuspana. La amplia extensión de la estructura discreta forma la Cuenca Macuspana, delimitada por las rampas laterales. Figura 3.1.14.

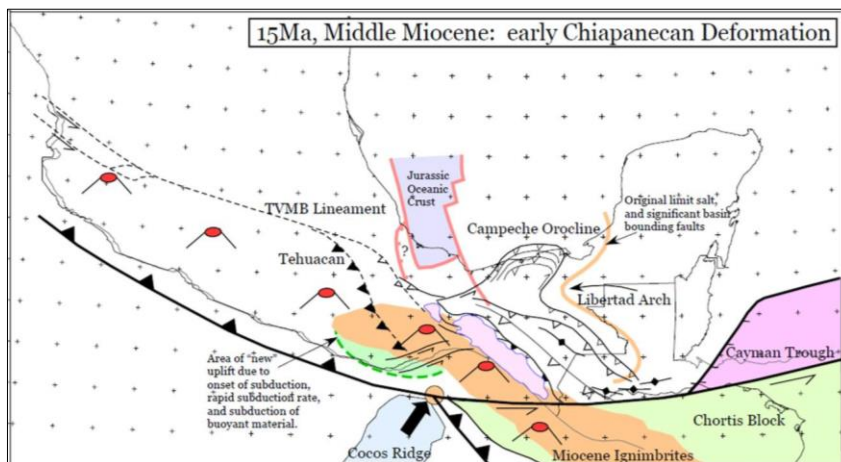


Figura 3.1.13.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 15 Ma. Mioceno medio. La Orogenia Chiapaneca da inicio, Chiapas es reactivado por con la participación del basamento empujándolo al NE. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

2-5 Ma. Plioceno.

Desarrollo del " Evento Campechano " colapso gravitatorio (en curso en la actualidad).

Rompe al Norte en rafting el cinturón Orogénico, originando después la cuenca de Macuspana la cuenca de Comalcalco. La parte SW de Macuspana se separa de la parte-

superior de la Sierra de Chiapas. La parte NE de Macuspana colapsó al Norte, el colapso fue trasladado destralmente pasado Cantarell y sinistralmente debajo de Villahermosa.

A partir de 2.5 Ma. El impulso fue únicamente por el peso de los sedimentos progradando a la cuenca de Comalcalco), Adicionalmente los pliegues altos de la orogenia chiapaneca como Reforma-Akal -Reforma debe existir al norte de la Cuenca de Comalcalco. Figura 3.1.15.

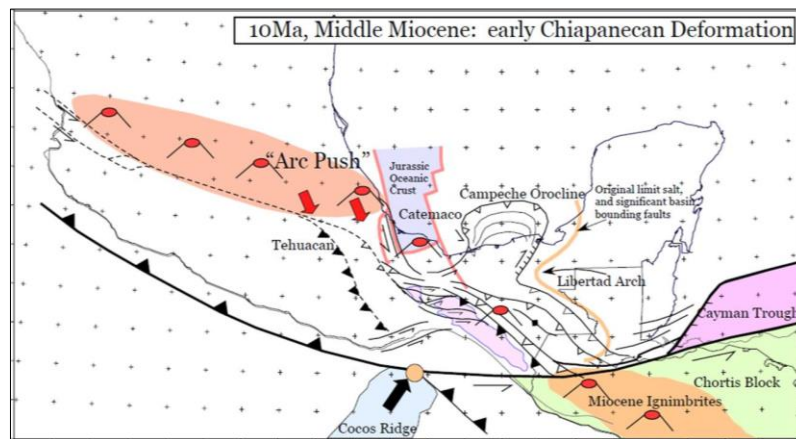


Figura 3.1.14.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 10 Ma. Mioceno medio. La Orogenia Chiapaneca continua, los pliegues de Catemaco y de Reforma-Akal, se están formando y la sal está involucrada en este proceso. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

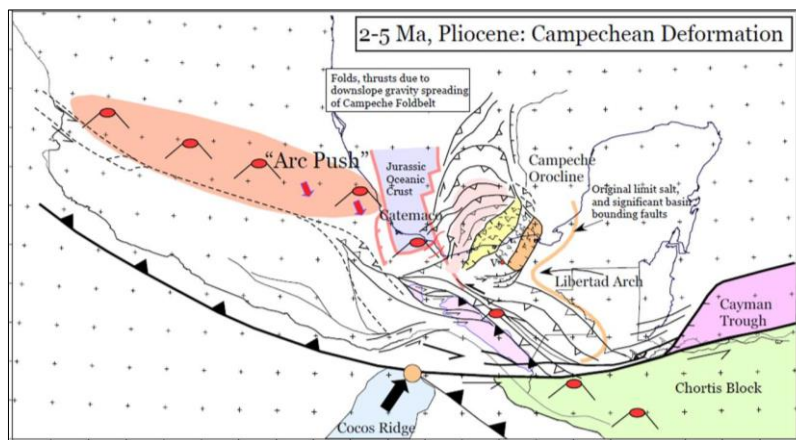


Figura 3.1.15. Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 2-5 Ma. Plioceno. Inicio de la orogenia Campechana, originando la Cuenca de Macuspana y después la de Comalcalco. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

3.2.- Estratigrafía.

La Cuenca de Huimanguillo es una cuenca de antefosa formada al frente de la zona de deformación compresiva ocurrida durante el Paleógeno. La sobrecarga de sedimentos sobre el piso de esta cuenca, permitió la evacuación de la sal y su consecuente profundización, dándole una geometría elipsoidal de marcada tendencia NW-SE. La batimetría batial inferior controló las facies sedimentarias representadas por sedimentos siliciclásticos de ambiente de cuenca desde los niveles estratigráficos de todo el Paleógeno hasta la parte baja del Mioceno Tardío. De acuerdo con las descripciones litológicas de secciones estratigráficas de superficie, las fuentes de suministro de sedimentos provinieron del sur del área, específicamente del Macizo Granítico de Chiapas. En la figura 3.2.1. Se muestra la columna estratigráfica que predomina dentro de la cuenca de Huimanguillo.

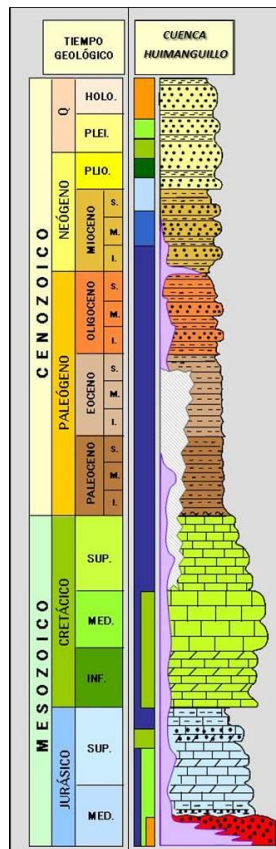


Figura 3.2.1.- Columna estratigráfica presente en la cuenca de Huimanguillo. Chávez Valois-2002

A continuación se hará una breve descripción de las unidades estratigráficas presentes en el área de estudio prestando especial atención a la descripción de unidades estratigráficas del Mioceno. En cada intervalo estratigráfico descrito se indican las litologías predominantes, paleobatimetría y facies.

Kimmeridgiano -Tithoniano inferior.

La sedimentación en el área durante el Kimmeridgiano al Tithoniano inferior indica el relleno tanto de las zonas deprimidas como de los altos de basamento pre-existentes dentro de una rampa retrogradante de bajo ángulo, son comunes los cambios laterales de facies en grandes franjas desde lutitas marinas a evaporitas y carbonatos de rampa interna. En el Kimmeridgiano superior se desarrollaron bancos oolíticos y esqueletales en las zonas de rampa interna y rampa media, que constituyen las rocas almacenadoras de algunos de los yacimientos más prolíficos de la región, figura 3.2.2.

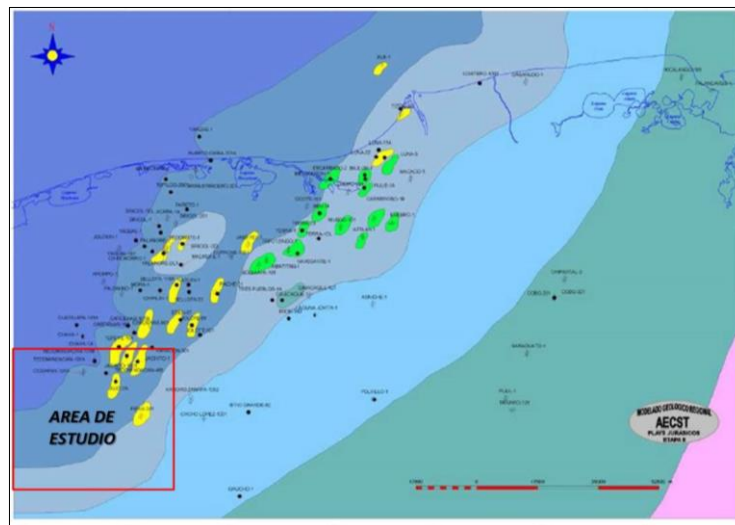


Figura 3.2.2.- Mapa paleoambiental del Kimmeridgiano superior, dentro de una plataforma tipo rampa se desarrollaron franjas de ambientes con orientación SW-NE que se profundizan al NW. Se han identificado las rampas interna, media y externa, se dividió de acuerdo a sus características en planicie de mareas, laguna y rampa interna. Dentro de la rampa interna se desarrollaron bancos esqueletales y en la rampa media bancos oolíticos. Tomado de Análisis Regional de Dolomitización de los Plays Mesozoicos 2012-2013 Pemex.

Tithoniano superior.

Durante el Tithoniano superior son características las lutitas y calizas arcillosas de aguas profundas, resultado de una inundación regional de condiciones marinas restringidas,

anóxicas o disóxicas, gobernada por un incremento de larga duración en el acomodamiento regional. Estas son las rocas generadoras de hidrocarburos más importantes del sureste de México. Dentro de la rampa persistieron montículos carbonatados, lo que sugiere altos topográficos nucleados por sal durante etapas de movimientos tempranos, figura 3.2.3

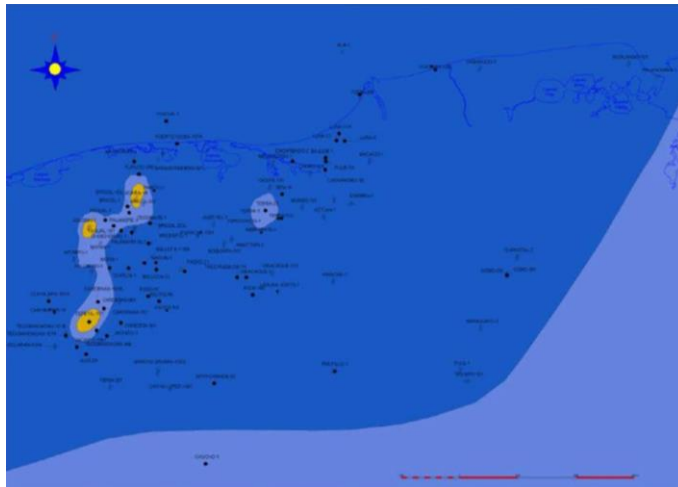


Figura 3.2.3-. Mapa paleoambiental del Tithoniano superior, la inundación regional ocasionó que en la mayor parte del área de depositaran calizas arcillosas y lutitas de ambiente de cuenca, quedando solamente la porción sur y sureste con ambiente de rampa externa. Tomado de Análisis Regional de Dolomitización de los Plays Mesozoicos 2012-2013 Pemex.

Cretácico medio.

En el Aptiano-Albiano el sistema de rampa carbonatada evolucionó a una plataforma bordeada de alto ángulo, con relieve entre la plataforma y la cuenca de cientos de metros. En el Albiano la plataforma de Yucatán se ahogó. En el área, la plataforma Artesa-Mundo Nuevo alcanza su máximo desarrollo, con fuerte agradación vertical, en algunas zonas llega a tener espesores de más de 1500 m de calizas depositadas en ambiente de plataforma interna, lagunar. Al norte de la plataforma, se depositaron calizas de aguas profundas. Figura 3.2.4. El límite de la secuencia de 98 Ma (Albiano superior) coincide con la terminación de la fase tectónica de margen pasivo del borde sur del Golfo de México.

Cretácico superior.

Hacia fines del Cretácico el influjo masivo hacia el norte de una gruesa secuencia de arenas y arcillas marca la cercana aproximación del arco de islas, en el Maastrichtiano tuvo lugar la principal colisión entre el extremo occidental del arco de islas de las Grandes Antillas y

el bloque sur de Yucatán, su colisión y sutura con el margen pasivo es registrado por la deformación "Laramide", de edad Cretácico Tardío al Terciario Temprano. Tuvo lugar deformación contraccional, generando cabalgaduras orientadas suroeste-noreste. La plataforma Artesa-Mundo Nuevo sufrió de levantamiento, combinando el movimiento de la sal con el aumento de la deformación contraccional ocasionaron fuerte erosión, que en forma de flujos de detritos se re depositó al norte de la plataforma. Figura 3.2.5.

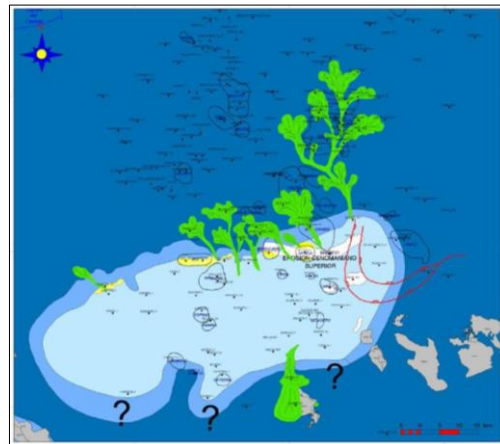


Figura 3.2.4.-Mapa paleo ambiental del Cretácico medio. En el Albiano la plataforma bordeada de alto ángulo alcanzó su mayor desarrollo, a partir del Cenomaniano aportó detritos a los ambientes marinos profundos, donde se acumulaban carbonatos pelágicos. Tomado de Análisis Regional de Dolomitización de los Plays Mesozoicos 2012-2013 Pemex.

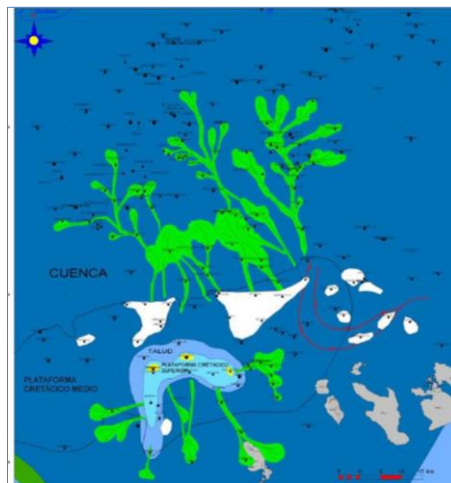


Figura 3.2.5.-Mapa de paleoambientes de Cretácico superior, Campaniano-Maastrichtiano. En el Campaniano la plataforma Artesa-Mundo Nuevo estaba casi totalmente ahogada, en el Maastrichtiano la deformación y el levantamiento ocasionaron una fuerte erosión, originando el flujo de detritos de plataforma re depositados en ambiente de cuenca. Tomado de Análisis Regional de Dolomitización de los Plays Mesozoicos 2012-2013 Pemex.

Paleoceno superior.

Para la elaboración del mapa de facies para esta edad, se tomaron en consideración las batimetrías, electrofacies y la respuesta de atributos RMS. Esta secuencia muestra batimetrías profundas, de batial inferior en la totalidad del depocentro de la cuenca de Huimanguillo, La interpretación de las electrofacies mostró contenido arcilloso (De acuerdo a los registros de Rayos Gamma), preponderantemente en la cuenca con excepción de 3 áreas ubicadas en Tecominoacán-Ocuapan, Jujo y Germania, y el mapa de atributos RMS Figura 3.2.7 muestra 2 áreas de concentración de amplitudes que podrían corresponder a depósitos lobulares: una de ellas abarca la porción sur desde los pozos Encomendero-1 y 2 hasta antes del pozo Topen-101 y, la otra está concentrada en los pozos Germania-1, Zelandia-1, Jacinto-23 y parte de los campos Fénix y Jujo. Figura 3.2.6. Para el Paleoceno, se denota que se describen litologías con predominio arcilloso. Por lo anterior es probable que las amplitudes representen lóbulos arcillosos depositados en un alto remanente de la plataforma cretácica. Figura 3.2.7

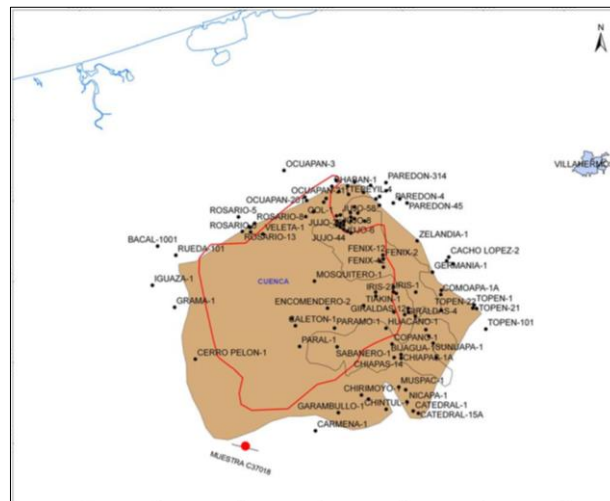


Figura 3.2.6.-Mapa de facies depositacionales, correspondiente al Paleoceno superior, en el cual se observan facies profundas sedimentarias de cuenca, y batimetría de batial inferior, en donde predominan depósitos arcillosos en un alto remanente de la plataforma cretácica. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Por otra parte, en base a la muestra de roca (C370 8S) tomada en la sección estratigráfica superficial levantada al sur de los pozos Río Playas -1 y 2, fuera del depocentro terciario, denominada informalmente Río Playas-Iris, describe la parte baja de la columna correspondiente al Paleoceno como capas de escasos 5 a 10 cm de espesor de sublitarenita de grano muy fino y fino, submadura, donde las partículas varían entre subangulosas y subredondeadas, de acuerdo a la descripción de una lámina delgada se obtuvo un tamaño

de grano de sus componentes de 139 micras promedio resultando en una arenisca de grano muy fino de acuerdo con la escala de Udden-Wenworth,. El valor máximo observado fue 244 y el mínimo de 86 micras. Para la otra área; ubicada al norte de la anterior y en el límite del depocentro terciario, las anomalías de amplitud se muestran en donde el espesor neto de arenas alcanza valores hasta de 100 m y la relación neto-bruto varía de 18-27%. La litología descrita para este nivel estratigráfico en los pozos Fénix-12 y 201 es lutita, mientras que en Germania-1, Zelandia-1 y Ocuapan-201 es de lutita gris claro con mudstone cretoso. La diferencia de litologías en estas 2 zonas permite concluir que la fuente de aporte de los sedimentos proviene de áreas diferentes. Dentro del área se encuentran algunas zonas de mayor erosión y ausencia de Paleoceno; éstas se tienen sobre Los campos Artesa, Iris, Catalpa y Girdaldas, así como muy posiblemente sobre Caletón, (sin definir en éste momento si la zona de erosión está continúa ó aislada) alrededor de las cuales se depositaron brechas producto de la destrucción de las plataformas preexistentes del Cretácico.

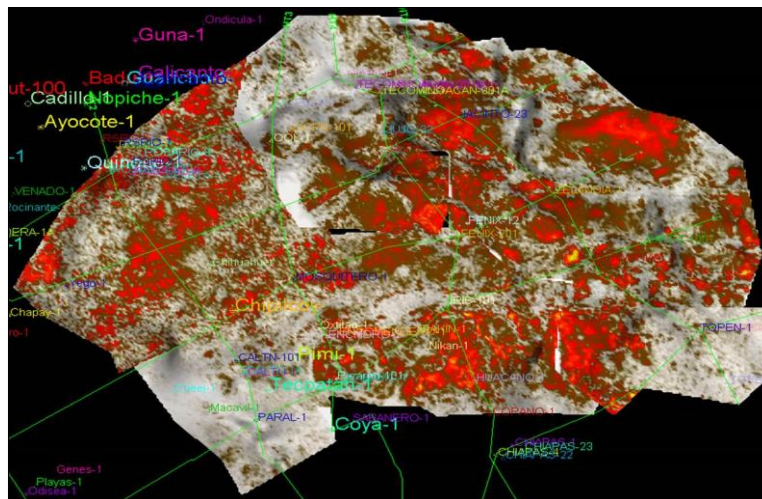


Figura 3.2.7.-Mapa de atributos sísmicos para el Paleoceno superior, en donde posiblemente las altas amplitudes nos representen algunos lóbulos arcillosos depositados en un alto remanente de la plataforma Cretácica. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Eoceno superior.

El Eoceno se considera una secuencia relativamente concordante con las secuencia subyacente del Paleoceno y suprayacente del Oligoceno, ya que las elevaciones ó caídas del nivel del mar que se llevaron a efecto durante éste tiempo, no impactaron de manera

drástica en la batimetría, también se tienen depósitos distales de brechas y arenas (calcáreas?); éstas se encuentran en Cacho López, Cactus, Bellota y Cárdenas, en el área de Huimanguillo. Las batimetrías para este nivel continúan siendo profundas, de batial inferior Figura 3.2.8, en la totalidad del depocentro de la cuenca. Las electrofacies tienen un comportamiento que denota contenido arcilloso preponderantemente con excepción de 3 áreas ubicadas en Caletón, Zelandia y Jujo en donde los espesores netos de arena; que en gran parte de la cuenca tienen valores menores a 50 m, llegan a 100 m. Figura 3.2.9.

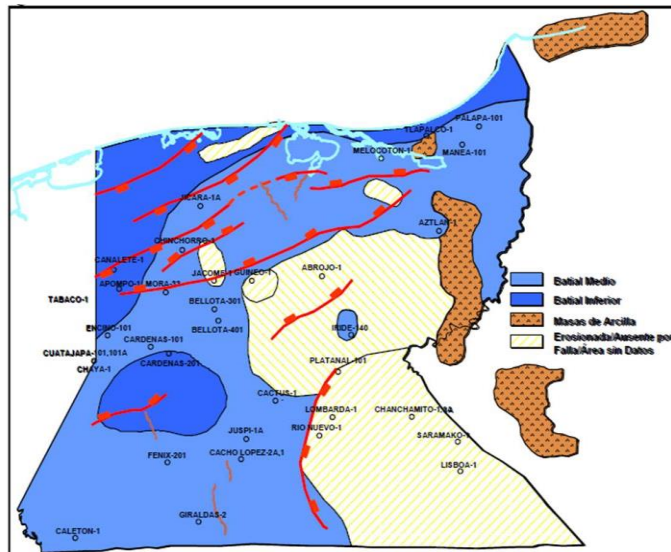


Figura 3.2.8.-Mapa en donde se muestran las batimetrías de batial inferior para el Eoceno superior, que corresponderían a facies de cuenca dentro de la cuenca de Huimanguillo. Tomado de Plays Terci-2002.

Al igual que en el Paleoceno, se observó coincidencia en los límites del mapa de la plataforma del Cretácico medio con el de las anomalías de amplitud del Eoceno Figura 3.2.10, también la litología de los pozos ubicados en esta área son de predominio arcilloso. Por lo anterior es probable que las amplitudes representen lóbulos arcillosos depositados en un alto remanente de la plataforma cretácica. En la muestra de roca (C3701 S(A)) tomada en superficie al sur de los pozos Río Playas -1 y 2 se describe la cima del Eoceno como capas de arcosa lítica submadura de grano fino a medio constituida por minerales de cuarzo, con escasos fragmentos líticos y feldespatos de granos redondeados y subredondeados soportados en matriz arcillosa y cementante calcáreo con fuerte grado de consolidación. El espesor de las capas varía entre 10 y 15 cm y en la lámina delgada para descripción petrográfica, se obtuvo un tamaño de grano de sus componentes de 222 micras promedio resultando en una arenisca de grano muy fino de

acuerdo con la escala de Udden-Wenworth,.El valor máximo observado fue 400 y el mínimo de 141 micras.

Oligoceno superior.

De la misma forma que en el Paleoceno y Eoceno, gran parte del área se mantuvo en batimetría profunda Figura 3.2.11, en donde los canales y lóbulos se establecieron y continuaron su desarrollo.

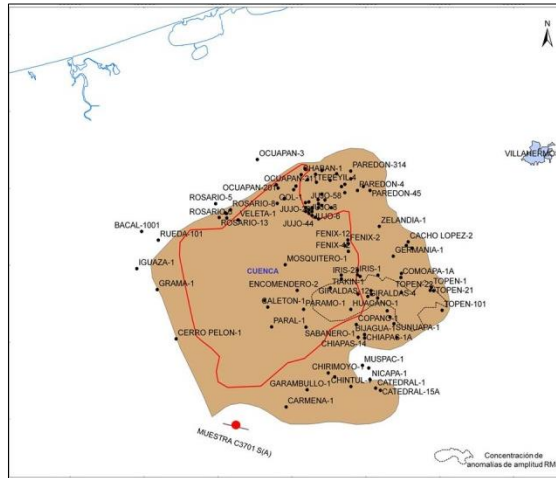


Figura 3.2.9.-Mapa de facies sedimentarias para el Eoceno superior, en donde son predominantes las facies de cuenca, con litología predominantemente arcillosa, además se observa en punto rojo, la ubicación de la muestra de campo que describió el tipo de litología para esta edad, según muestra. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

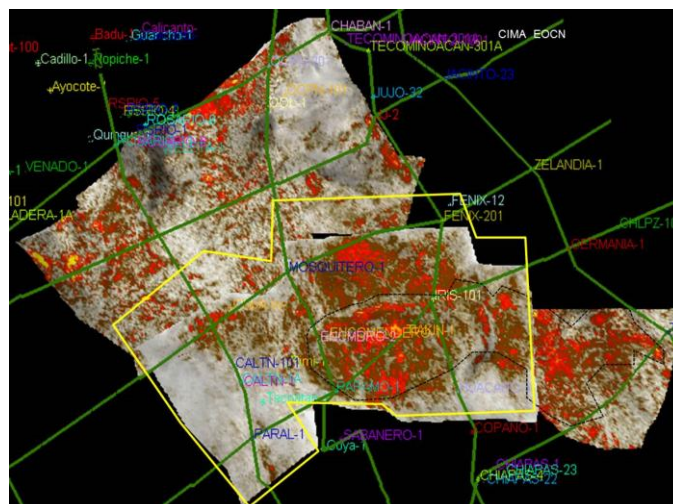


Figura 3.2.10.-Mapa de atributos sísmicos para el Eoceno superior, en donde al igual que el Paleoceno posiblemente las altas amplitudes nos representen algunos lóbulos arcillosos depositados en un alto remanente de la plataforma Cretácica. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

En el lineamiento de los pozos Paral-1, Sabanero-1 y Caletón-1 se esboza un sistema de canales y al Norte de estos el desarrollo de un lóbulo de piso de Cuenca. Figura 3.2.12. Durante el Oligoceno el depósito fue en condiciones de aguas muy profundas, por lo que las variaciones en el nivel del mar no afectaron significativamente las condiciones del depósito. La sedimentología de esta secuencia corresponde a lutitas de color gris verdoso a gris oscuro, ligeramente calcáreas y en ocasiones ligeramente arenosas, con abundancia de fauna planctónica y bioturbación orgánica.

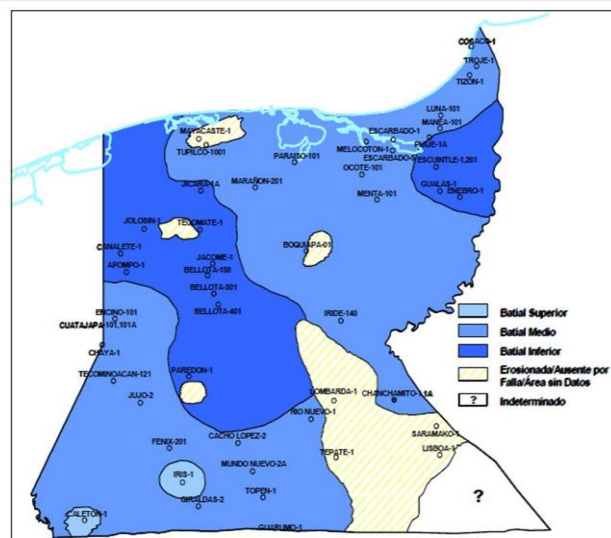


Figura 3.2.11.-Mapa en donde se muestran las batimetrías de batial inferior para el Oligoceno superior, que corresponderían a facies de cuenca dentro de la Cuenca de Huimanguillo.. Tomado de Plays Terci-2002.

Por tratarse de una cuenca Terciaria, vamos a darle más énfasis a la estratigrafía del Terciario (Neógeno), el Paleoceno Tardío, junto con el Eoceno, el Oligoceno y el Mioceno Temprano, medio y hasta la parte baja del Mioceno Tardío, muestran el establecimiento y permanencia de sistemas depositacionales de ambientes de cuenca ya que la batimetría en estos niveles es batial inferior. En la parte inferior del Mioceno Tardío MOCNL_10, (Parte baja del Mioceno superior), se aprecian progradaciones desde la parte sur de la Cuenca Huimanguillo. El intervalo de tiempo de esta secuencia genética muestra paleobatimetrías que van de batial inferior y superior, preferentemente al sur, pasando gradualmente a Nerítico que va predominando hacia el Norte.

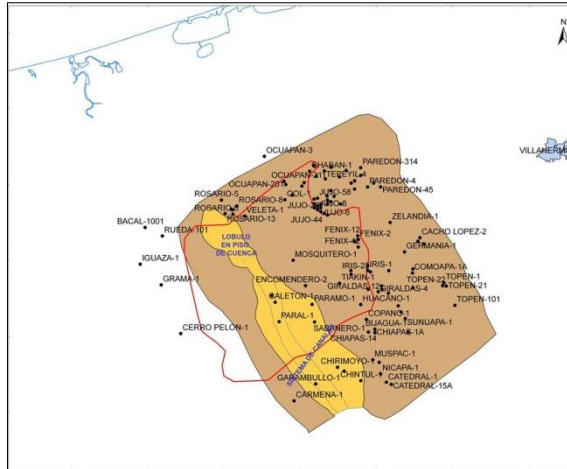


Figura 3.2.12.-Mapa de facies sedimentarias para el Oligoceno superior, en donde son predominantes las facies de cuenca, en donde hacia la zona de los pozos Paral y Caletón, se observa el desarrollo de facies canalizadas y al Norte de estos el desarrollo de un lóbulo de pisos de Cuenca. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

En el mapa de facies respectivo, el límite temprano de la plataforma se representó con línea punteada y en el estado tardío de la secuencia la plataforma avanzó al norte y está evidenciada por depósitos de frente deltaico. Esta gran progradación está referida al levantamiento de la Sierra de Chiapas y la exhumación del Macizo Granítico de Chiapas, que sirvieron como fuente de aporte tanto para la cuenca de Huimanguillo como para la de Comalcalco. Este evento colmata la Cuenca Huimanguillo e implanta el primer sistema deltaico. En la secuencia MOCNL_20, (Porción Media-Baja del Mioceno superior) el talud se restringe a la porción oeste y la plataforma, que ocupa gran parte de la cuenca, es cortada por los primeros canales trenzados desarrollados en la etapa tardía de la secuencia. La parte media-alta del Mioceno Tardío (secuencias MOCNL_30, MOCNL_40 y MOCNL_50), este último representa la cima del Mioceno superior, se caracteriza por amplias planicies costeras surcadas por canales trenzados que forman extensas barras de desembocadura. Este sistema de ríos puede corresponder a los sistemas actuales denominados Mezcalapa – Grijalva.

Mioceno inferior.

Para esta secuencia estratigráfica denominada MOCNE_20, la batimetría que prevalece dentro de la cuenca de Huimanguillo, continúan siendo profundas de batial medio-inferior.

Figura 3.2.13. El mapa de facies de depósito Figura 3.2.14. Muestra el mayor desarrollo y

la amplia distribución de los abanicos submarinos de piso de cuenca con complejos de canales y lóbulos formados por flujos de gravedad. En la parte alta de la secuencia hay un enorme aporte de conglomerados desde Garambullo-1, pasando por Paral-1, Caletón-1, Caletón- 101 hasta Rosario-13. La dirección de flujo en los canales es marcadamente hacia el NW, atravesando el depocentro terciario de la Cuenca Huimanguillo y depositando sedimentos en las Cuencas Salina del Istmo y Comalcalco.

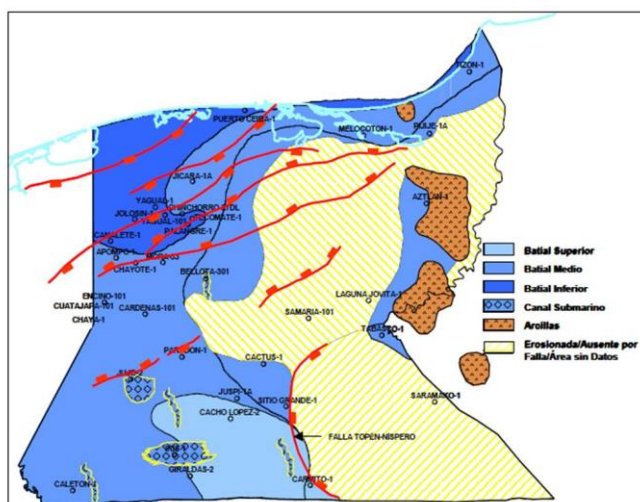


Figura 3.2.13.-Mapa en donde se muestran las batimetrías de batial medio para el Mioceno Inferior, que corresponderían a facies de Talud-Cuenca, dentro de la Cuenca de Huimanguillo.. Tomado de Plays Terci-2002.

En los pozos Veleta-Caletón, se tienen depósitos de arenas, gravas y conglomerados constituidos por fragmentos de rocas ígneas, cuarzo, pedernal y fragmentos de calizas y areniscas gris claro de tamaño mediano a grueso con cementante calcáreo, todo esto en una matriz de lutita arenosa ligeramente calcárea. Su ambiente de depósito es de cuenca (Batial Inferior), éstas condiciones se prolongan durante todo el Mioceno, llegando a alcanzar espesores de 2700 m en Veleta-1 y de 2800 m en Caletón, la zona de conglomerados actualmente está referida a Caletón-Veleta, mientras que en el resto de ésta zona la mayor parte de los flujos turbidíticos 16.38 a 24.36 Ma.

Mioceno medio.

Para este nivel estratigráfico llamado MOCNM_30. Durante el desarrollo de esta secuencia aún continúa la depositación del sistema de canales amalgamados con disminución drástica de la presencia de conglomerados que se restringen al norte del mapa en el pozo Veleta-1.

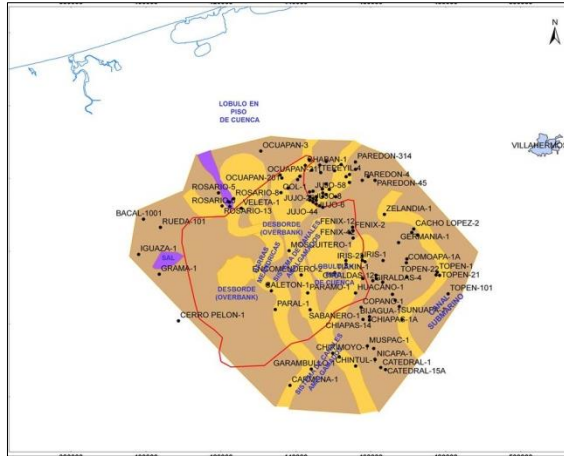


Figura 3.2.14.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno Inferior, en donde se observan el desarrollo de algunos sistemas canalizados submarinos, canales, meandricos y amalgamados, así como algunos desbordes (Overbank), siendo la dirección de flujo de este sistema hacia el NW.Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.15.En el centro del mapa, entre los pozos Páramo-1 y Tiakín-1, se aprecia un canal meándrico bien definido con lóbulos de piso de cuenca, el cual pertenece a la parte baja de la secuencia. Para la parte alta de esta secuencia, se aprecian los canales amalgamados con desarrollo de barras acrecionadas. Al igual que en la secuencia del MOCNE_20, la dirección de flujo en los canales es marcadamente hacia el NW, transportando los sedimentos hacia las cuencas Salina del Istmo y Comalcalco. En la zona de Iris, para éste tiempo la sedimentación estuvo dominada por la presencia de ambientes profundos (batiales) Figura 3.2.16, con la construcción de grandes abanicos de talud y piso de cuenca, formados por depósitos turbidíticos a través de sistemas de canales submarinos. Este sistema progradante estaba orientado SE-NW. Estos procesos, hacia la parte SW, sobre el área de Caletón-Veleta, se desarrollaron bajo condiciones proximales, con depósitos de arenas, gravas y conglomerados que hacen que esta secuencia alcance aquí el máximo espesor de Mioceno medio desarrollado en el área. (1500 m).

Mioceno superior MOCNL_10.

Para la descripción del Mioceno superior, este se dividió en 5 secuencias de depósito dentro de este, siendo la más temprana llamada MOCNL_10, después la MOCNL_20, MOCNL_30, MOCNL-40 hasta llegar a la más tardía que sería la MOCNL_50.

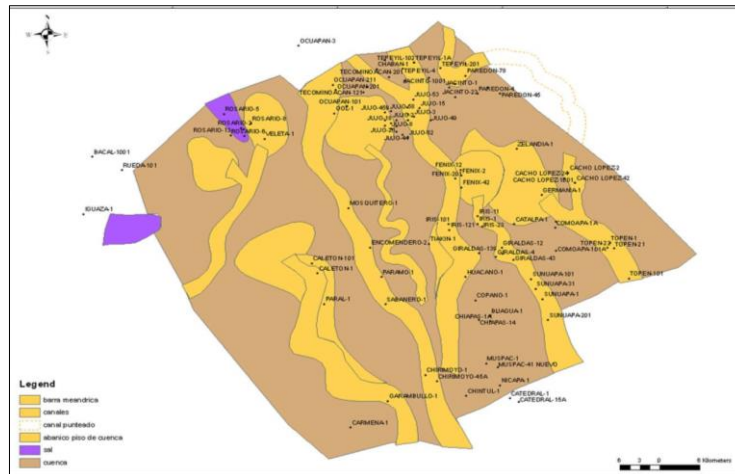


Figura 3.2.15.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno medio, en donde aún continua el desarrollo de sistemas canalizados, algunos meandricos y algunos más rectos, hacia la parte Norte se observan algunos lóbulos de piso de cuenca, también tenemos algunos canales meandricos con barras acrecionales. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

En la parte baja del Mioceno superior; denominada MOCNL-10, de acuerdo a la interpretación del mapa de facies de depósito Figura 3.2.17, se ha interpretado una enorme progradación desde la parte sur de la Cuenca Huimanguillo hacia el Norte. En el Sur, el límite temprano de la plataforma está dibujado con línea punteada y al Norte, el estado tardío está representado por depósitos de frente deltaico sobre una plataforma extendida. En otras palabras, el complejo de canales y lóbulos de la parte baja de esta secuencia, es progradado en una primera etapa por sedimentos de plataforma al Sur y posteriormente por un sistema deltaico. Esta progradación está relacionada con la formación del Cinturón Plegado de Chiapas durante la Orogenia Chiapaneca y que sirvió como fuente de aporte de sedimentos para ambas cuencas, colmata la Cuenca Huimanguillo e implanta el primer sistema deltaico en la misma.

Mioceno superior MOCNL_20.

La presencia del MOCNL_20 está acotada a la porción centro-oriental de la cuenca. El talud se restringe al Oeste y, la plataforma que ocupa gran parte del depocentro, es cortada por los primeros canales trenzados desarrollados en la etapa tardía de la secuencia. Más al Sur, fuera del depocentro persisten condiciones batiales. Figura 3.2.18.

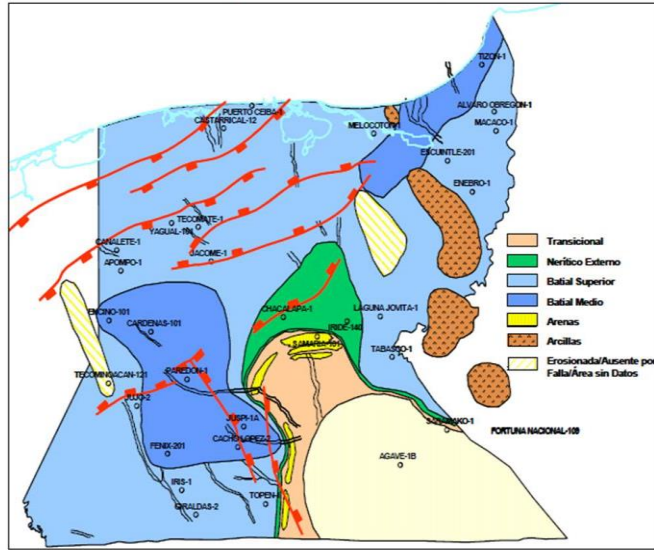


Figura 3.2.16.-Mapa en donde se muestran las batimetrías de batial Medio-superior para el Mioceno medio, que corresponderían a facies de Talud-Cuenca, dentro de la Cuenca de Huimanguillo.. Tomado de Plays Terci-2002.

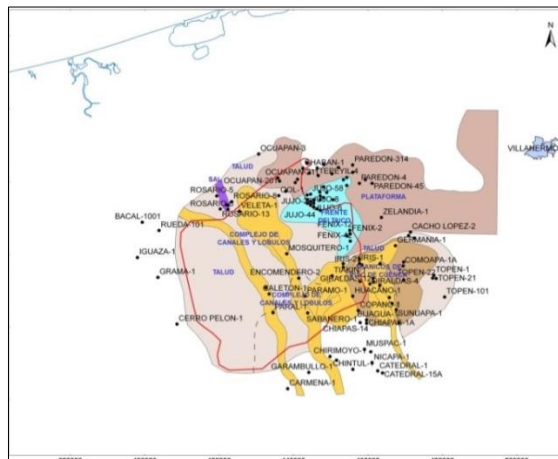


Figura 3.2.17.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno superior MOCNL_10, en donde se observan algunas facies de frente deltaico de una plataforma extendida, una plataforma hacia el Oriente, además se aprecian algunos complejos de canales y lóbulos de Talud, así como abanicos de piso de Cuenca. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Mioceno superior MOCNL_30.

En la porción Sur del área, la cuenca que estuvo presente en la secuencia anterior entre los Campos Chiapas-Sunuapa y Copanó, es, ahora, cubierta por depositos de talud.

En la porción Norte, el talud se ve reducido, y la amplia plataforma que existía, ahora es progradada por una planicie costera, la cual es disectada por canales trenzados que llegan a formar barras de desembocadura y frentes de delta. Figura 3.2.19.

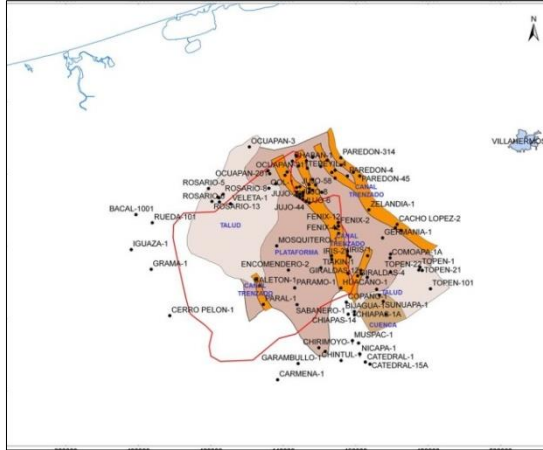


Figura 3.2.18.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno superior MOCNL_20, en el cual se aprecian algunos canales trenzados dentro de la plataforma y tenemos también la presencia de facies de Talud en su porción NW. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

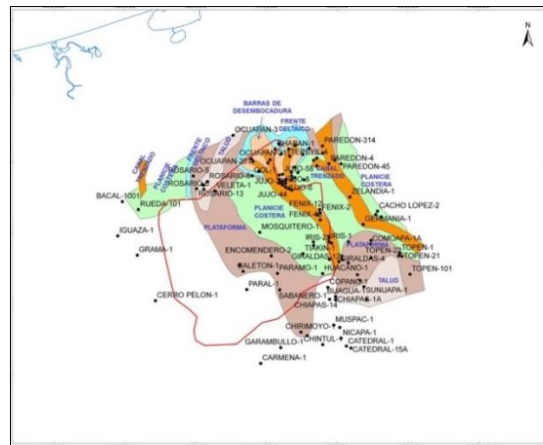


Figura 3.2.19.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno superior MOCNL_30, en el cual se aprecian algunos canales trenzados dentro de la planicie costera, hacia el Oeste se encuentra una plataforma desarrollada, hacia la porción Norte se encuentran desarrollados depósitos de Planicie costera, frente deltaico, Talud y algunas barras de desembocadura. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Mioceno superior MOCNL_40

Para esta secuencia MOCNL_40, continúa el avance de los sistemas depositacionales hacia el Norte. La plataforma ubicada al Sur y fuera del depocentro, ahora cubre al talud de la secuencia inmediatamente anterior. Al Norte, la planicie costera avanza sobre el sistema deltaico que existía. Los canales trenzados aumentan y surcan la planicie costera formando un sistema de ríos que podrían corresponder a los sistemas actuales denominados Mezcalapa – Grijalva. Figura 3.2.20.

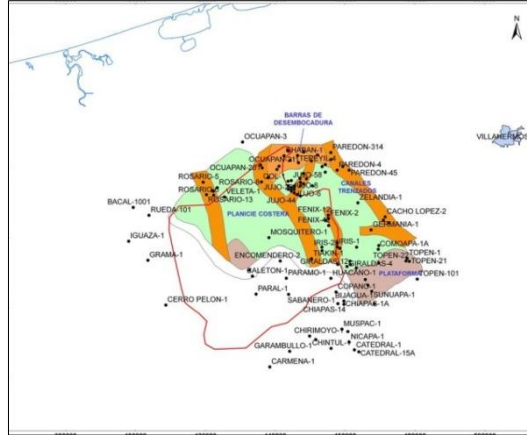


Figura 3.2.20.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno superior MOCNL_40, para esta secuencia se aprecia el predominio de una planicie costera, así como algunos canales dentro de esta, y una plataforma en la porción Sur del área. Mientras que también al Norte se observa el desarrollo de una barra de desembocadura. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Mioceno superior MOCNL_50

Para la parte final del Mioceno Tardío (secuencia MOCNL-50), continúa el avance de los sistemas depositacionales hacia el norte. Las barras de desembocadura que existían con anterioridad, en esta etapa son cubiertas por la planicie costera la cual es surcada por canales rectos tipo trenzado que depositan sedimentos en las barras de desembocadura y frente deltaico formados tanto en la Cuenca Salina del Istmo como en la Cuenca de Comalcalco. Figura 3.2.21.

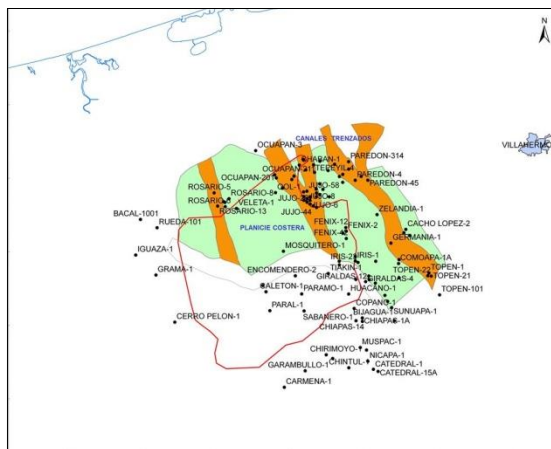


Figura 3.2.21.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno superior MOCNL_50, para esta secuencia se aprecia el predominio total de facies de planicie costera con algunos canales desarrollados dentro de esta. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

3.3.- Sedimentología del Neógeno.

Dentro de la cuenca de Huimanguillo en 2011 se realizó un estudio de Plays, en este se llevó a cabo un análisis de núcleos de pozo, en su porción Neógena y en algunos casos hasta el Paleógeno, aunque para este trabajo nos enfocaremos al Neógeno. El objetivo principal de estos análisis fue el de realizar su descripción y hacer una interpretación estratigráfica que permitiera la calibración de los ambientes de depósito sedimentarios en las secuencias estratigráficas. Cabe hacer mención que algunos de los núcleos estudiados se encuentran en la porción Norte de Huimanguillo, específicamente en el sur de la cuenca Salina del Istmo. Figura 3.3.1.

3.3.1.- Análisis de Núcleos.

El pozo Bacal-1001, está ubicado en el extremo sur de la Cuenca Salina del Istmo, Fig. 3.3.1. y tiene cierta cercanía con el depocentro terciario de la Cuenca Huimanguillo, La profundidad a la que fue cortado el nucleo-1 es 4658-4667 m; este consiste de una arenisca lítica, de color café claro, con clastos de cuarzo, roca ígnea, volcánica y lutita; mal seleccionada y clasificada; de clasificación mineralógica y textural regular, los granos van de 0.5 a 3.5 cm de tamaño, de esfericidad 0.7 y redondeamiento de 0.5, el contacto entre clastos es flotante y se observa una fábrica anisotrópica. Fig. 3.3.1.1.

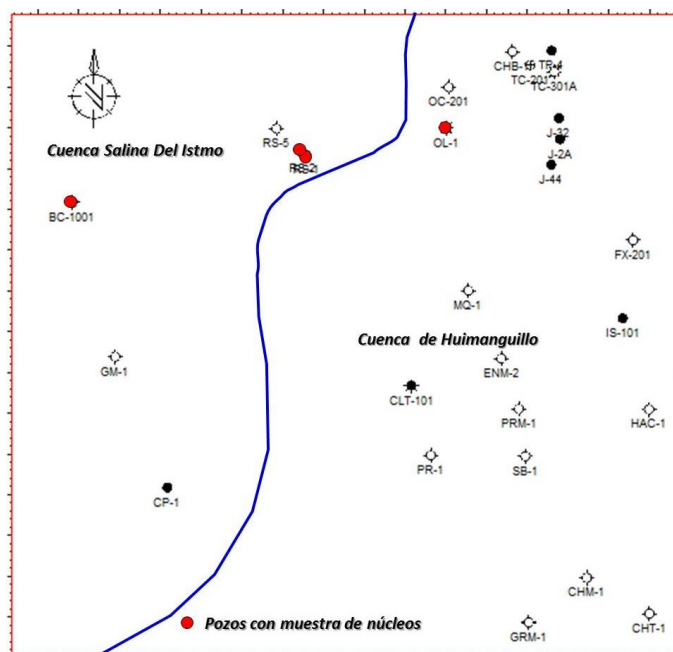


Figura 3.3.1.- Ubicación de Núcleos estudiados en el Proyecto de Plays terciarios de la Cuenca de Himanguillo-2011. Martínez Méndez.



Figura 3.3.1.1.- Nucleo-1 del Pozo Bacal-1001, a una profundidad de 4658-4667 más. La edad establecida para el corte del núcleo, de acuerdo a análisis bioestratigrafico es de edad Mioceno Inferior, la barra de color azul nos indica la batimetría, en este caso corresponde a un ambiente batial inferior. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

La expresión del registro, particularmente las curvas de densidad y neutrón (marrón y verde carril 2), indican que la parte superior de la arenisca tiene mayor contenido de arcillas, en cambio para la parte media e inferior es más limpio, esto se debe también al tamaño del - Grano que decrece de abajo hacia arriba. De acuerdo a la bioestratigrafía, el núcleo se encuentra en ambientes batiales específicamente inferior y en base a su composición litológica y faunística indica que se ubica en facies de cuenca posiblemente en un abanico de piso de cuenca.

Pozo Rosario-2, la profundidad a la que se colecto el núcleo-1 es a 1664 a 1667 m. La edad es de mioceno superior temprano, la composición es de una lutita de color gris oscuro, plástica, presenta intercalaciones de arenisca café claro, subredondeados, clastos de limolitas, color café, con oxidación. De acuerdo al registro SPN, el núcleo cortó lutita franca. La descripción de campo, reporta lutita gris verdoso claro y oscuro, en partes arenosa, calcárea, con olor a gas y trazas de aceite en las fracturas. Los datos bioestratigraficos reportan que este núcleo se encuentra en un ambiente batial inferior por lo que podemos deducir que nos encontramos en facies de cuenca. Fig. 3.3.1.2.

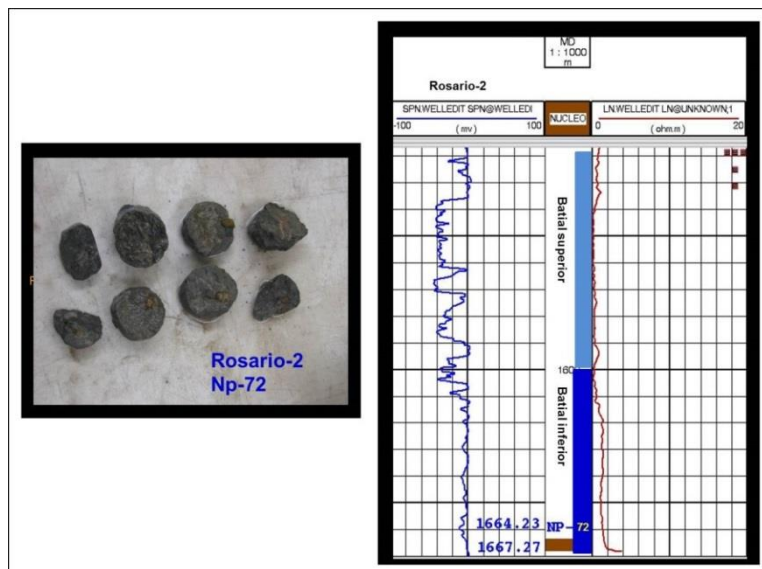


Figura 3.3.1.2.- Nucleo-1 del Pozo Rosario-2, el cual está constituido de lutitas de color gris oscuro, la curva sp normalizada en la ubicación del núcleo precisamente denota la presencia de estas lutitas de acuerdo a su expresión de la curva, según la información bioestratigráfica la batimetría se ubica en ambiente batial inferior (color azul oscuro), probablemente en facies de cuenca, mientras que por encima de la posición del núcleo se aprecia algunos cuerpos de arenas en ambientes de batial superior (color azul claro). Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Pozo Rosario-1. Núcleo de canasta sin número. A una profundidad de 1569.23 m. la edad datada de acuerdo a la bioestratigrafía es de mioceno superior temprano y corresponde a lutitas de color gris, plástica, semidura, con intercalaciones delgadas de arenisca café claro, la batimetría correspondiente es de batial inferior. Lamentablemente el núcleo se presenta en fragmentos y pedacería, por lo que dificulta su descripción, además de que no se contó con registro a la profundidad donde se cortó el núcleo. Fig. 3.3.1.3.



Figura 3.3.1.3.-Fragmentos de Nucleo-1 del Pozo Rosario-1, en el cual se observan los fragmentos de lutita color gris con algunas intercalaciones de areniscas de color café claro. La batimetría es de batial inferior. Probablemente facies de cuenca. Tomado de Plays Huimanguillo 2011.

Pozo Ool-1. La profundidad a la que se cortaron los núcleos de pared de este pozo es de 2160 a 3002 m. siendo de edad mioceno medio. Estos están constituidos de arenisca, compuesta de cuarzo y litoclastos arcillosos, de grano fino a grueso, subangulosa a subredondeada, de mal a moderadamente clasificada, débilmente cementada en material calcáreo, con matriz arcillosa, en algunas partes muestra un aspecto masivo. Cabe hacer mención que este Pozo Ool-1 es el único pozo productor (Gas) en esta cuenca de Huimanguillo.

La expresión de la curva de rayos gamma nos muestra la presencia de cuerpos de areniscas, además de que se aprecia el cruce entre las curvas de neutrón y densidad indicativo de la presencia de gas. Figura 3.3.1.4.

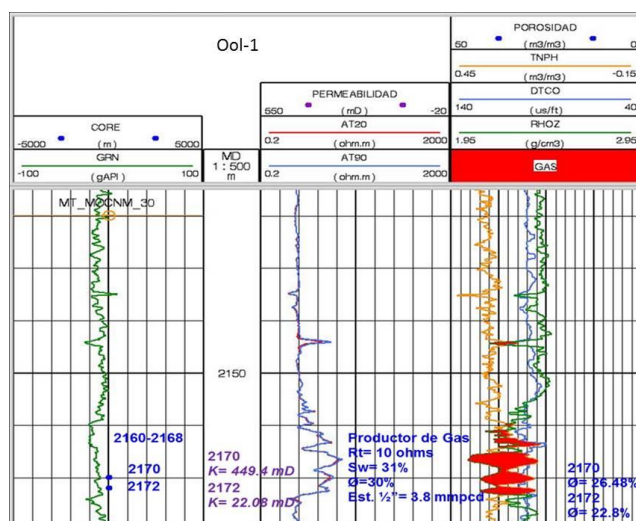


Figura 3.3.1.4.- Expresión de la curva de neutrón y densidad, en donde se aprecia el cruce de estas, indicativo de la presencia de gas (color rojo), así mismo en la curva AT 90, se observa el valor de la arena productora de 10 Ohms. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

3.4.- Sistema Petrolero.

En este capítulo se tratara de esbozar de manera muy Regional el Sistema Petrolero que gobierna en las Cuencas del Sureste Terrestre, en la cual está ubicada la Cuenca de Huimanguillo, dando énfasis al sistema que involucra a los sedimentos Terciarios. El sistema petrolero es la “máquina del petróleo” que genera y concentra hidrocarburos en una escala de espacio y tiempo geológicos, y se divide en dos subsistemas: Subsistema Generador (roca generadora y características de los hidrocarburos) y

Subsistema Migración-Entrampamiento (migración, tipo de trampa-sello y sincronía) (PEMEX-CHEVRÓN, 1993).

3.4.1 Subsistema Generador.

Se han definido tres sistemas generadores petroleros importantes que se explotan en las cuencas del Sureste Terrestre Figura 3.4.1.1. El más importante es el sistema petrolero Tithoniano, que contribuye con aceite pesado, ligero, condensado y gas, los cuales se encuentran en rocas del Mesozoico hasta el Terciario. La Familia Tithoniano, presenta valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$) entre -26 y -30‰; se correlaciona con rocas generadoras depositadas en un ambiente marino carbonatado, subóxico con gran aporte de arcillas (JS1), presente en la Cuenca Salina del Istmo, y rocas generadoras relacionadas a un ambiente de plataforma media-cuenca, en el área de la cuenca de Comalcalco, área Reforma-Chiapas y Cuenca de Macuspana. El segundo sistema corresponde al Cretácico inferior que genera aceites ligeros y condensados que están almacenados en rocas del Cretácico medio-superior distribuidas en la parte sur de la cuenca. La Familia Cretácico inferior, está relacionada con una roca generadora depositada en condiciones altamente restringidas inherentes a un ambiente carbonatado- evaporítico, presenta valores isotópicos ($\delta^{13}\text{C}$) de -23 a -25‰, se encuentra presente hacia la porción sur de la plataforma Artesa-Mundo Nuevo. Finalmente, el tercer sistema corresponde al sistema petrolero Mioceno inferior, La Familia Terciario o Mioceno inferior se correlaciona con una roca generadora depositada en un ambiente marino deltaico, siliciclástico, presenta relaciones isotópicas ($\delta^{13}\text{C}$) de -22 a -23‰. Ubicado propiamente hacia la Cuenca Terciaria de Macuspana, el cual contribuye con gas termogénico y aceite ligero que son almacenados- en rocas del Neógeno. La mayoría de los aceites pesados, aceites ligeros, Figura 3.4.1.2, condensados y gases que se extraen en rocas Terciarias son originados del Sistema Petrolero Tithoniano, y las diferencias entre estos productos resulta de los diferentes grados de madurez térmica de la roca generadora y de las fases de expulsión de los hidrocarburos, ya sea en la etapa inicial, en el pico o fin de la generación. Aunado a ello existe también un proceso de fraccionamiento debido a cambios que sufre el hidrocarburo durante su migración a los sitios de entrampamiento.

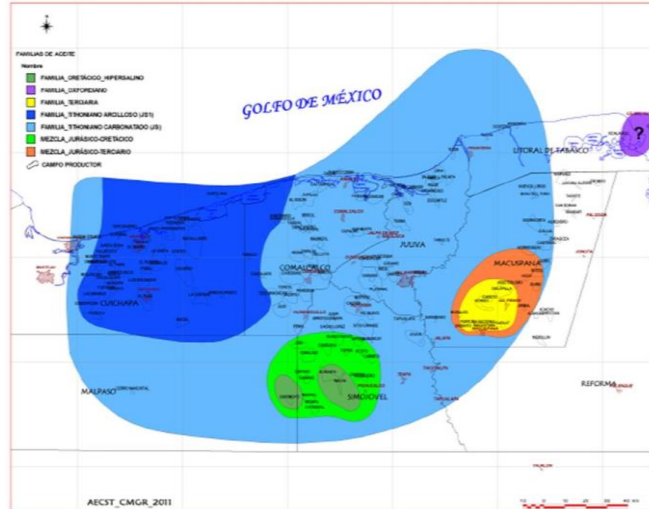


Figura 3.4.1.1.-Mapa de que muestra la distribución los sistemas de rocas generadoras, prevalecientes en una porción de las Cuencas del Sureste Terrestre, en donde encontramos tres sistemas generadores, el Tithoniano, Cretácico Temprano y Mioceno Temprano. Particularmente para la Cuenca de Huimanguillo el sistema que funciona es el Tithoniano. Tomado de la Coordinación de Modelado Geológico-2011 Activo de Exploración Cuencas del Sureste Terrestre.

3.4.1.1.- Roca Generadora Efectiva del Jurásico Tardío Tithoniano.

Los análisis geoquímicos han permitido definir por su alto contenido de carbono orgánico (COT) e hidrocarburos potenciales (S2) a las rocas del Tithoniano como la principal fuente de generación de hidrocarburos, debido a sus características geoquímicas y a su distribución regional que tienen en esta cuenca. Estas rocas han sido penetradas y en algunas áreas atravesadas por un centenar de pozos dentro de las Cuencas del Sureste Terrestre.

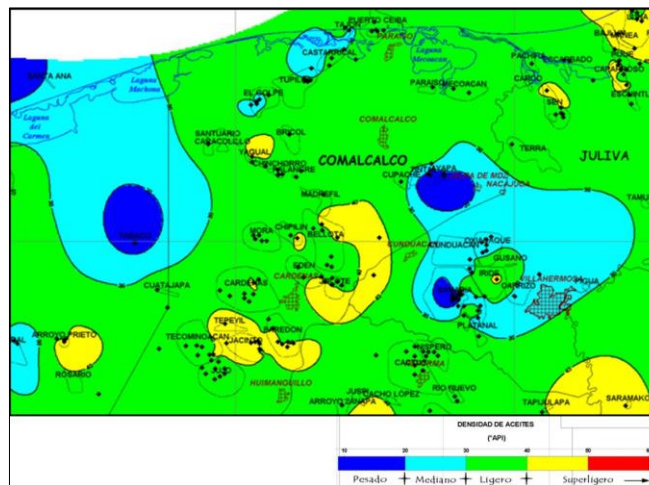


Figura 3.4.1.2.-Mapa de que muestra la distribución de la familia de aceites presentes en la Región Sur. Tomado de la Coordinación de Modelado Geológico-2011 Activo de Exploración Cuencas del Sureste Terrestre.

3.4.1.2. Riqueza orgánica del Jurásico Tardío Tithoniano.

Las rocas del Jurásico Tardío (Tithoniano) se constituyen de un mudstone arcilloso que fue depositado en medios de plataforma externa a cuenca, donde se establecieron condiciones altamente reductoras (Fig. 3.4.1.2.1), que favorecieron a la alta producción de materia orgánica así como las condiciones de preservación de ésta; posteriormente, de acuerdo a la Evolución geológica de la cuenca, se dieron condiciones propicias para la generación expulsión de los hidrocarburos. Los espesores del Tithoniano andan en el orden de entre 100 a mayores de 500 mts, dentro de las cuencas del Sureste Terrestre. La distribución de la riqueza orgánica en estas rocas fue controlada por las condiciones paleogeográficas que prevalecieron en el área, así el contenido de carbono orgánico varia de 0.5 a 4.5% de COT, con un potencial de 2 a 6 (mgHcs/g roca), indicándonos una riqueza que va de pobre a excelente. En algunas muestras se han registrado valores mayores a 5 % de COT y S2 > a 5 mg.hc/g roca que le dan una riqueza excelente a estas rocas del Tithoniano. El tipo de kerógeno es principalmente de Tipo II, (Alto Índice de Hidrogeno y Oxigeno), el cual favorece la generación de aceite y gas. Algunas rocas tithonianas tienen diferentes grados de evolución térmica siendo desde incipientemente madura y por ello la riqueza mayor a 5 % de algunas muestras, hasta una etapa térmica de fin de la ventana de generación en algunas áreas de la Cuenca y por ello los bajos valores de riqueza orgánica.

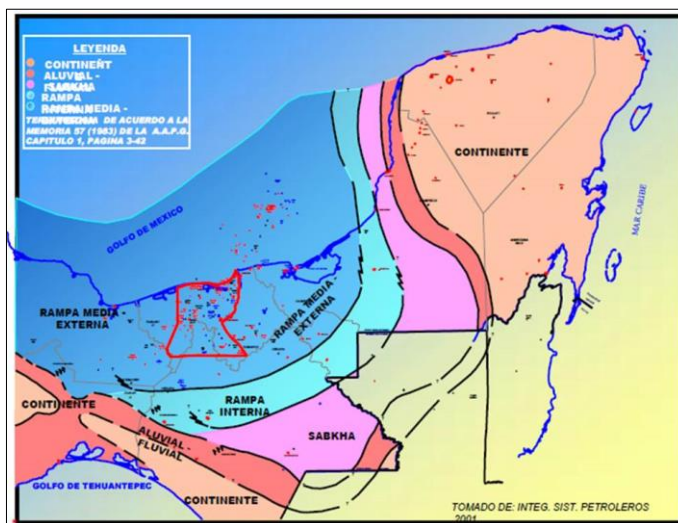


Figura 3.4.1.2.1.-Distribucion Paleoambiental del Jurásico Tardío, Tithoniano donde prevalecen ambientes de Plataforma Media a Cuenca, constituidos por depósitos de mudstone arcillosos en donde encontramos condiciones altamente reductoras. Tomada del Proyecto Plays-Terci-2002.

La distribución de la riqueza orgánica refleja el control de las condiciones paleogeográficas, así en las áreas relacionadas a condiciones de plataforma interna se registran pobres a bajos contenidos de carbono orgánico (<0.5 % COT), Figura 3.4.1.2.2 mientras donde se tienen condiciones de plataforma externa, se reconoce una riqueza orgánica de regular a buena con valores de 0.9 a 1.6 % COT. Finalmente, hacia las áreas de plataforma externa a cuenca se tienen mejor condiciones.

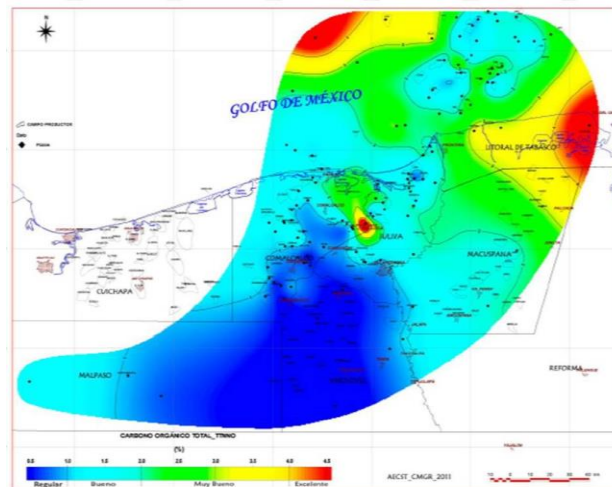


Figura 3.4.1.2.2.-Distribución Del Carbono Orgánico del Jurásico Superior. En donde se observa que hacia la Plataforma Interna los valores de COT son pobres, mientras que hacia la Plataforma Externa la riqueza es de regular a buena. Tomada de la Coordinación de Modelado Geológico-2011 Activo de Exploración Cuencas del Sureste Terrestre.

3.4.1.3. Potencial Generador del Tithoniano.

El comportamiento del potencial generador a partir del pico S2 (Figura 3.4.1.3.1), refleja una cierta relación con la distribución del carbono orgánico. El área al sur de la cuenca tiene los valores de < 2 mghc/g roca, lo que le da un pobre a bajo potencial de generación, hacia el dominio de la cuenca de Macuspana, se comporta bajo. Sin embargo, relacionándolo con otros parámetros como la Tmax, se infiere que hacia esta área las rocas del Tithoniano se encuentran sobre maduras y por consecuencia el potencial generador prácticamente se ha agotado. Hacia el área central y norte de la cuenca se tienen potenciales desde 2 a 6 mghc/g roca y se hace especialmente excelente hacia el área del Alto de Jalpa, donde se tienen valores de > 10 mghc/g roca. Esta zona corresponde al área de mayor riqueza orgánica la que puede corresponder a una zona inmadura o incipientemente madura por los altos valores detectados de carbono orgánico y de potencial generador.

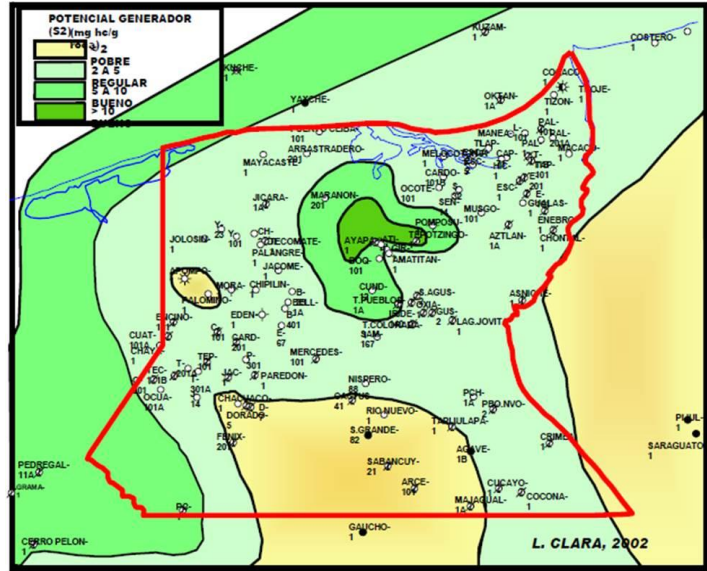


Figura 3.4.1.3.1.-Distribucion Del Potencial Generador S2 del Jurásico superior. En donde se observa las áreas con mayor y menor potencial generador de Hcs.Tomada del Proyecto Plays-Terci-2002.

3.4.1.4. Madurez Térmica del Tithoniano.

Uno de los principales parámetros para estimar la madurez térmica de una roca sedimentaria es la (Tmax.), ya que dependiendo del grado de evolución térmica que tiene y aunado con el tipo de materia orgánica contenida en las rocas será la cantidad de hidrocarburos capaces de ser generados y por consecuencia, del tipo de hidrocarburos que de ella provengan de acuerdo a la etapa térmica en la que se encuentre esta roca sedimentaria. El inicio de la ventana de generación se ubica entre los 415 a 420° C, de acuerdo al tipo de materia orgánica que caracteriza a las rocas tithonianas de las Cuencas del Sureste. La distribución de la Tmax. Figura 3.4.1.4.1 en una porción de las cuencas del Sureste Terrestre refleja, en general, que la cuenca se encuentra en una etapa madura a sobre madura. Esta distribución nos permite señalar que hacia el sur de la cuenca se deben tener las áreas con incipiente madurez, mientras que hacia la parte norte de la Plataforma Artesa y Alto de Jalpa se tiene una etapa de pico de madurez (430 –440° C). Las zonas en la etapa final de la ventana del petróleo (440 –450° C) se tienen identificadas hacia el flanco oriental en el área de los pozos Agave-1B, y Costero-1; la zona más sobremadura (>460° C) se tiene del pozo Macaco-1 hacia Ribereño-1. Se infiere otra área sobre madura hacia el flanco occidental en la Cuenca de Huimanguillo (Caletón-Arroyo Prieto). Esto significa que las rocas tithonianas han generado toda una gama completa de hidrocarburos,

incluyendo aceites pesados, ligeros, condensados y gases, que están distribuidos de acuerdo a las condiciones geológicas de la cuenca.

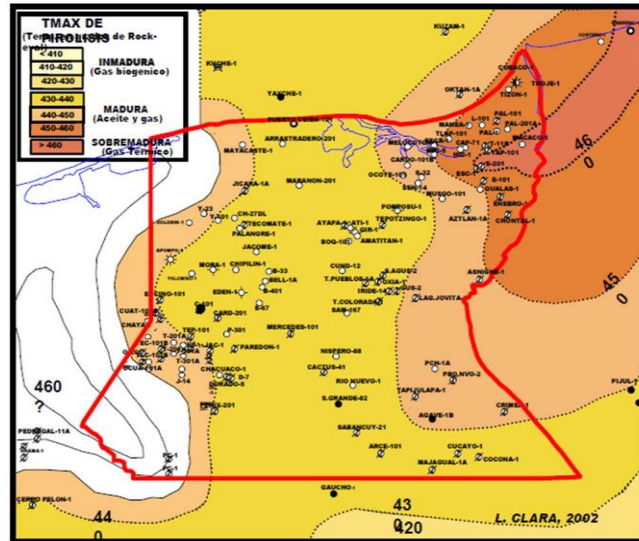


Figura 3.4.1.4.1.-Distribucion De la Temperatura Máxima de Pirolisis (Tmax). En donde se observa hacia la porción oriental de la cuenca de Huimanguillo una zona madura, en las zonas en blanco no se tiene datos de pozo para determinar la Tmax. Tomado de Plays -Terci-2002.

3.4.2.- Subsistema Migración Entrampamiento

3.4.2.1.- Trampa-Almacén

Dentro de la cuenca de Huimanguillo únicamente existe un pozo productor, Ool-1, las rocas almacenadoras de este pozo Terciario están constituidas de arenisca, compuesta de cuarzo y litoclastos arcillosos, de grano fino a grueso, subangulosa a subredondeada, de mal a moderadamente clasificada, débilmente cementada en material calcáreo, con matriz arcillosa, en algunas partes muestra un aspecto masivo. Es productor de gas seco en facies de lóbulos de piso de cuenca en la cima del Mioceno medio, pero es considerado como recurso contingente. La trampa es estructural delimitada en sus flancos por dos fallas Normales Figura 3.4.2.1.1.

3.4.2.2.- Sello

El sello para el Mioceno inferior-medio en el área, según el estudio de Distribución y Calidad de Sello, del Activo Reforma Comalcalco (2004), está compuesto de tobas

degradadas con siliciclásticos (DTS). De acuerdo a análisis de núcleos, indican que este intervalo de sello se caracteriza por arenas finas a gruesas con arcillas bentónicas. El valor del registro gamma es generalmente bajo, con intervalos ocasionales de una señal consistentemente más alta, señalando alta arcillosidad. Esto indica que, en su conjunto, el intervalo DTS es generalmente bajo en contenido arcilloso.

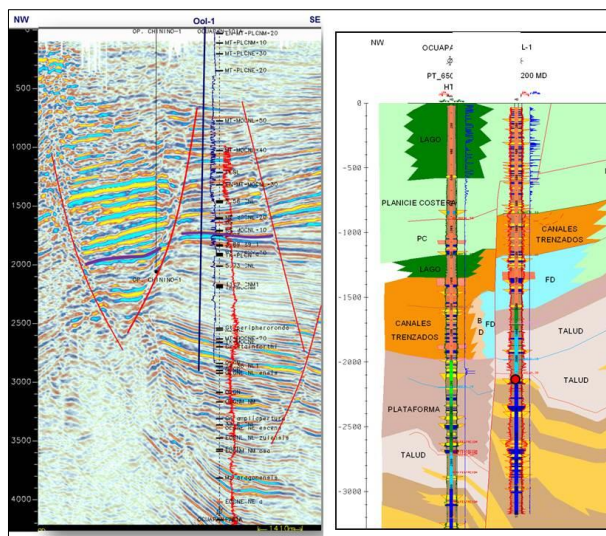


Figura 3.4.2.1.1.-Trampa estructural del pozo Ool-1, delimitada en sus flancos por 2 fallas normales, la roca almacén la constituyen arenas siliciclasticas, depositadas en facies de lobulares de piso de cuenca. Tomado de Plays –Huimanguillo-2012.

Derivado de los análisis petrográficos la litología son tobas ílticas degradadas, arenas arcillosas greywacke (inmaduras), y arenas arcólicas cementadas de calcita. La alta abundancia de minerales de arcilla ocurre en ambas, arenas y tobas cristalinas degradadas. Los análisis de difracción XRD de la fracción de arcilla muestran que la arcilla de illita/esmectita está predominantemente compuesta de esmectita. La illita/mica está cristalizada pobremente, como también la clorita. Este sello consiste en areniscas con arcillas bentónicas y muestra una señal de registro de gamma baja. Petrográficamente el sello consiste en toba micro cristalina degradada (con grandes porcentajes de illita/mica e illita/esmética) y areniscas mineralógicamente inmaduras con cemento de calcita.

Los espesores varían desde 10m (por ejemplo, Agave-1B, Samaria-101) hasta 1384 m (Fénix-201), engrosando en dirección al Oeste con dos lugares de sello grueso en el NW (Castarrical-12) y SW (Fénix-201). En el Sur el sello es grueso Figura 3.4.2.2.1; al Norte el sello está más dominado por lutita, reflejando el depocentro continuado en esta área.

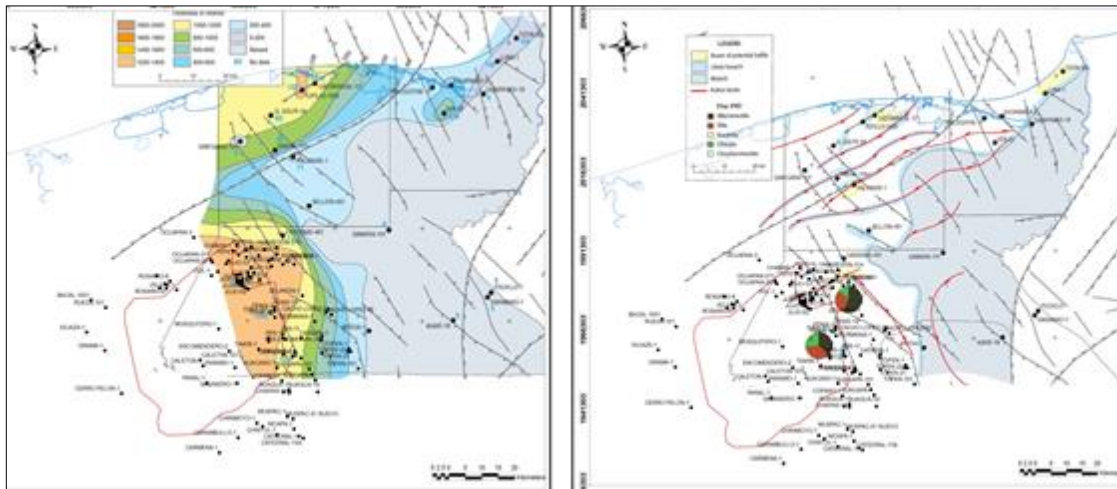


Figura 3.4.2.2.1.- Mapa de espesores y composición mineralógica de los sellos del Mioceno superior y medio (Tomado del Estudio de Distribución y Calidad de Sello, del Activo Reforma Comalcalco, 2004).

Este sello es de un orden de magnitud más grueso que los sellos del Mesozoico. El componente de arena incrementado, probablemente reducirá significativamente la integridad del sello al sur del área. Las variaciones en el espesor del sello y la profundidad se pueden explicar por la paleogeografía. En el sur, cerca de la fuente del sedimento-Siliciclástico, el sello es grueso. Las muestras de canal están dominadas por areniscas inmaduras (por ejemplo, Jujo-2A), lo que sugiere un sello menos efectivo. Al norte, lejos de la fuente de los sedimentos siliciclásticos, el sello es grueso y los perfiles de registros eléctricos sugieren que está más dominado por lutitas, reflejando el depocentro continuado en esta área.

En conclusión, según el Estudio de Distribución y Calidad de Sello, (2004), los sellos DTS tienen probablemente calidades sellantes moderadas a buenas donde son gruesos pero actuarán como barreras parciales, con calidades sellantes de moderadas a pobres, donde son delgados. Aunque grueso en la mayor parte del área de estudio, contiene un componente siliciclástico controlado paleogeográficamente. Los siliciclásticos son generalmente ricos en arcilla (ilita, clorita), sin embargo, se piensa que exista permeabilidad en las áreas más arenosas. En la Figura 3.4.2.2.2, se muestra la relación de espesores entre arenas y arcillas de algunos pozos dentro de la Cuenca de Huimanguillo para El Mioceno medio.

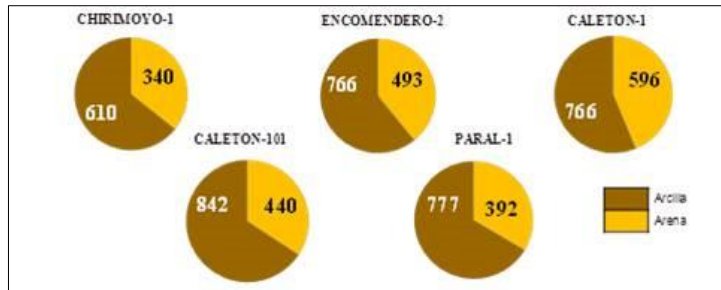


Figura 3.4.2.2.2.- Contenido de Arcillas y Arenas de algunos pozos, ubicados dentro de la Cuenca de Huimanguillo, para el Mioceno medio (Tomado del Estudio de Distribución y Calidad de Sello, del Activo Reforma Comalcalco, 2004).

El valor promedio para de espesores de arcilla para el Mioceno medio dentro de la cuenca de Huimanguillo oscila entre 200 y 800 metros. Figura 3.4.2.2.3

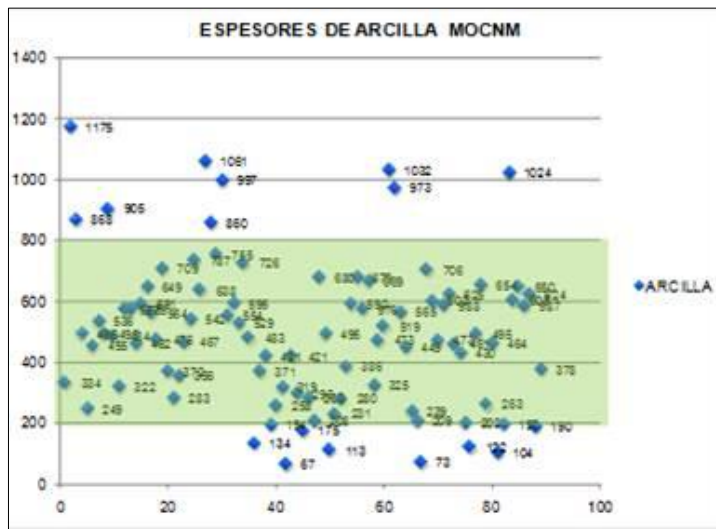


Figura 3.4.2.2.3.- Grafica que muestra la distribución de los espesores de Arcilla para el Mioceno medio, dentro de la Cuenca de Huimanguillo, en donde se aprecia que el promedio se ubica entre 200 y 800 mts.(Tomado del Estudio de Distribución y Calidad de Sello, del Activo Reforma Comalcalco, 2004).

3.4.2.3.- Migración-Sincronía.

Con respecto a la migración de los hidrocarburos, como se sabe, las acumulaciones de los yacimientos Terciarios dentro de las Cuencas del Sureste Terrestre se encuentran principalmente en rocas de edad Pleistoceno , y Mioceno se sugiere rutas verticales como mecanismo principal de migración secundaria (Guzmán-Vega y Mello, 1999). De acuerdo al estudio de Play-Terci-2002, se postuló que la distribución de las áreas con mayor capacidad de generar hidrocarburos o también denominados focos de generación y a

partir de las cuales ocurren los principales procesos de generación y expulsión de los hidrocarburos, esta carga de hidrocarburos ocurre a cortas o grandes distancias a través de los principales sistemas de fallamientos del mesozoico o bien del sistema de fallas terciarias que caracterizan a cada uno de los elementos geológicos. Figura 3.4.2.3.1



Figura 3.4.2.3.1.- Mapa estructural de la Cima Del Mesozoico, en donde se observa el lineamiento de los campo Mesozoicos y los focos de Generación punteado blanco, en donde la dirección de Migración a las fallas compresivas es perpendicular a la dirección de estas que es NW-SE, mientras que la dirección de migración hacia el sistema de fallas Extensionales también es perpendicular a este, siendo la dirección del sistema de fallas NE-SW. (Tomado de la coordinación de Prospectos Comalcalco-2012).

Finalmente con respecto a la Sincronía de la ocurrencia del sistema petrolero en la Figura 3.4.2.3.2 se observa el desarrollo de esta.

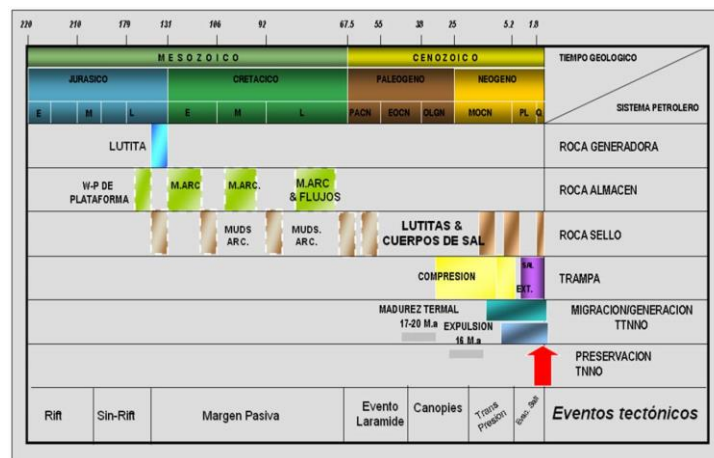


Figura 3.4.2.3.2.- Diagrama de Eventos el sistema Petrolero para el Terciario en Huimanguillo.

4.- INTERPRETACION E INTEGRACION DE DATOS.

4.1.- Base de Datos.

Con la finalidad de realizar la interpretación sísmico estructural, análisis de atributos sísmicos y la aplicación de la Geomorfología Sísmica fue necesario la creación de un proyecto en la plataforma interactiva Petrel-2011, (Schlumberger), la cual se alimentó de diferentes datos tales como: Sísmica 3D, sísmica 2D, registros geofísicos de pozos, tablas tiempo profundidad y controles bioestratigráficos. A continuación se describe a detalle la información cargada y utilizada para la creación del proyecto de interpretación sísmica.

4.1.1.- Datos Sísmicos.

Se dispuso de tres cubos Sísmicos 3D, el primero de estos es a su vez la unión de los cubos sísmicos: Carmena-Caletón-Giraldas, el segundo es la unión de los cubos, Herradura Norte-Ampliación Herradura y el tercero, Jujo Tecominoacan. El área total cubierta por estos cubos sísmicos es de aproximadamente 3,421 Kms². La sísmica 3D a nivel de los objetivos del Mioceno es de muy buena calidad para todos los cubos, lo cual redundará en tener una imagen clara y de reflectores bastante continuos. Los parámetros de adquisición utilizados para cada cubo sísmico puede observarse en la Tabla 4.1.1.1.

Levantamiento	BIN (m)	FOLD	RI (m)	SI (m)	RLI (m)	SLI (m)	SD	RD	CANALES	NRL	NCL	Máx. Offset Mín.(m)	Máx. Offset Máx. (m)
Giraldas 3D	25	30	50	50	450	700	29	44	1680	12	140	798	4385
Caletón 3D	25	36	50	50	600	700	29	33	2016	12	168	887	5496
Carmena 3D	25	42	50	50	500	500	40	40	1680	12	140	672	4575
Herradura Norte 3D	25	42	50	50	450	500	40	44	1680	12	140	637	4385
Herradura Nte 3D Amp	25	42	50	50	650	700	29	31	2352	12	196	920	6227
Jujo Tecominoacán 3D	41.26x26.5	82.5	82.5	53.5	388.4	450	42	31	1800	12	150	547	6555

Levantamiento	Xinline	Xxline	Trazas/Km ²	Año	Compañía	No. Trazas	Rec	PTs+PVs	Area fuente Km ²	Area receptoras Km ²	Area cobertura Km ²	Trazas/Area cobertura
Giraldas 3D	3500	2700	48000	2002	COMESA	9837417	19185	5936	219	419	298	32975
Caletón 3D	4200	3600	57600	2003	COMESA	21392689	21675	10897	390	649	504	42414
Carmena 3D	3500	3000	67200	2006	COMESA	9779334	19520	5822	200	440	305	32081
Herradura Norte 3D	3500	2700	67200	2007	COMESA	26706312	31359	16050	439	704	559	47790
Herradura Nte 3D Amp	4900	3900	67200	2009	COMESA	54657655	51713	23344	890	1543	1207	45278
Jujo Tecominoacán 3D	6183	2330	74785	2002	PGS	26235798	21009	15908	448	677	548	47880

Tabla 4.1.1.1.- Tabla de parámetros de adquisición de cubos sísmicos 3D. Martínez Méndez.

Además de utilizar la información sísmica 3D, se dispuso de 6 líneas sísmicas regionales 2D, con el objeto de realizar la interpretación sísmica estructural en éstas y llevar la-

interpretación de los horizontes sísmicos hacia los cubos. La orientación de las líneas regionales fue la siguiente NW-SE para las líneas REG-1, REG-2 y REG-3, mientras que en la dirección NE-SW están las líneas REG-4, REG-5 Y REG-6. Tanto la ubicación de los cubos sísmicos 3D así como las líneas regionales puede apreciarse en la figura 4.1.1.1. Las líneas Regionales utilizadas para la interpretación están en tiempo.

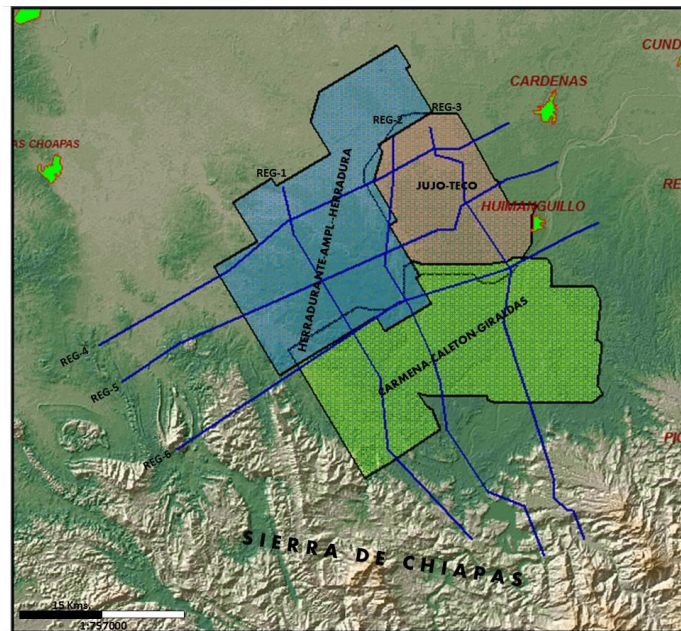


Figura 4.1.1.1.- Ubicación de sísmica 3D (polígonos negros) y líneas sísmicas regionales (Líneas azules). Martínez Méndez.

4.1.2.- Registros Geofísicos

Se contó con la información de registros geofísicos de un total de 32 pozos, de los cuales 21 pozos son exploratorios y 11 de desarrollo. Con el propósito tener una mejor correlación sísmica entre los marcadores bioestratigráficos y los horizontes interpretados en las secciones regionales, todos los pozos cruzaron por al menos una línea sísmica regional, así mismo únicamente 7 pozos no se ubican dentro del área que abarcan los cubos sísmicos 3D. En la figura 4.1.2.1. Se observa la ubicación de los pozos utilizados en este trabajo.

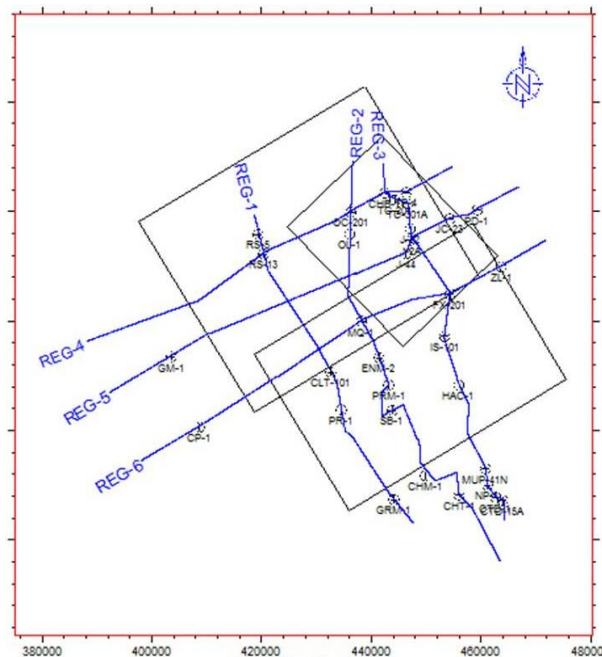


Figura 4.1.2.1.- Ubicación de la distribución de pozos utilizados, en la cual se observa que todos los pozos cruzan por al menos una línea sísmica regional. Martínez Méndez.

Con respecto a los registros geofísicos cargados, estos constaron de las curvas DT, RHOB, ILD, GR y SP, estos dos últimos curvas normalizadas. Cabe mencionar que no todos los pozos contaron con el set de registros completos. En la Tabla 4.1.2.1, se observan los registros disponibles para cada pozo.

4.1.3.- Tablas Tiempo profundidad.

Con el objeto de realizar la conversión tiempo profundidad en cada uno de los pozos desplegados en la sísmica y calibrar las cimas bioestratigráficas con los horizontes de interés se dispuso de algunos perfiles sísmicos verticales (VSP), y de tiros de pozo (checkshots), los cuales también fueron de utilidad para calibrar los registros sísmicos utilizados posteriormente en la generación de sismogramas sintéticos. En la Tabla 4.1.3.1 se observa una de estas tablas.

4.1.4.- Control Bioestratigráfico.

Los marcadores bioestratigráficos fueron consultados a través del estudio de Plays Huimanguillo (PEMEX-2001). Los estudios bioestratigráficos nos permiten identificar los principales grupos faunísticos (fósiles), y registrar las primeras ocurrencias de estos en

sentido de la perforación y utilizarlos para determinar la edad de las rocas que los contienen (fauna planctónica), y correlacionarlas hacia las secciones sísmicas.

WELL	DT Sónico	GRN Rayos Gamma	RHOB Densidad	SPN Potencial Esp.	DENTRO del 3D
CLT-101	✓	✓	✓	✓	✓
CTD-1	✓	✓	✓	✓	
CTD-15A	✓	✓	✓		
CP-1	✓	✓			
CHB-1	✓	✓	✓	✓	✓
CHT-1	✓		✓	✓	
CHM-1	✓	✓	✓	✓	
ENM-2	✓	✓	✓	✓	✓
FX-201	✓	✓	✓	✓	✓
GRM-1	✓	✓	✓	✓	✓
GM-1		✓		✓	
HAC-1	✓	✓	✓	✓	✓
IS-101	✓	✓		✓	✓
JC-23		✓		✓	✓
J-2A	✓	✓	✓	✓	✓
J-32		✓	✓	✓	✓
J-44	✓	✓	✓	✓	✓
MQ-1	✓			✓	✓
MUP-41N	✓	✓	✓		✓
NP-1	✓	✓		✓	✓
OC-201		✓		✓	✓
OL-1		✓	✓		✓
PR-1		✓			✓
PRM-1	✓	✓	✓	✓	✓
PD-1	✓	✓	✓	✓	✓
RS-13	✓			✓	✓
RS-5				✓	✓
SB-1	✓	✓	✓	✓	✓
TC-201		✓	✓	✓	✓

Tabla 4.1.2.1.- Registros geofísicos disponibles por pozo.

TVDSS	TWT	Average velocity	Interval velocity	Sonic time	Sonic Int. Vel	Drift	Well
631	0.00	0.00		2084.18			FX-201
632	491.20	471.36	2084.18	2297.53			FX-201
633	691.20	645.46	2141.73	2423.65			FX-201
634	941.20	851.76	2210.01	2861.23			FX-201
635	1141.20	991.56	2301.83	2675.59			FX-201
636	1341.20	1141.06	2350.80	2507.84			FX-201
637	1541.20	1300.56	2370.06	2826.00			FX-201
638	1891.20	1548.26	2443.00	3164.56			FX-201
639	2191.20	1737.86	2521.72	3351.96			FX-201
640	2491.20	1916.86	2599.25	3472.22			FX-201
641	2791.20	2089.66	2671.44	3123.37			FX-201
642	3091.20	2281.76	2709.49	2976.19			FX-201
643	3391.20	2483.36	2731.14	2465.08			FX-201
644	3691.20	2726.76	2707.39	2460.02			FX-201
645	3991.20	2970.66	2687.08	2753.56			FX-201
646	4591.20	3405.46	2695.58	2843.60			FX-201
647	4891.20	3617.46	2704.22	3086.42			FX-201
648	5066.20	3730.66	2715.83	3472.22			FX-201
649	5216.20	3817.26	2732.96	4378.66			FX-201
650	5366.20	3885.76	2761.98	4901.96			FX-201
651	5516.20	3946.96	2795.16	6085.19			FX-201
652	5666.20	3996.26	2835.75	6741.57			FX-201
653	5816.20	4040.76	2878.77	7177.03			FX-201
654	5966.20	4082.56	2922.77	6830.60			FX-201
655	6091.20	4119.16	2957.50	7142.86			FX-201
656	6191.20	4147.16	2985.75				FX-201

Tabla 4.1.3.1.- Checkshot , correspondiente al Pozo Fenix-201.

Así como para establecer correlaciones paleontológicas entre pozo y pozo. Por otro lado, la fauna bentónica se utiliza para determinar la batimetría, más no las edades. Para asignar las edades cronoestratigráficas de las cimbras utilizadas, estas fueron determinadas en base a la tabla de alcances cronoestratigráficos propuestos por Berggren (1995) en Hardenbol, et al. 1998 y Bolli y Saunders (1985). A continuación se describirán los fósiles índices que se utilizaron para determinar la edad cronoestratigráfica para los horizontes interpretados en el Terciario dentro de la cuenca de Huimanguillo.

Paleoceno superior.- *Morozovella velascoensis*, *Planorotalites pseudomenardii*, *Morozovella angulata*, *Morozovella conicotruncata* y *Planorotalites pusilla pusilla*. La batimetría para esta edad son ambientes profundos batiales.

Eoceno superior.- Los fósiles determinativos de esta edad son: *Turborotalia cerroazulensis cocoaensis*, *Turborotalia cerroazulensis cerroazulensis*, *Turborotalia cerroazulensis pomeroli* y *Globigerinatheka semiinvoluta*. La batimetría para esta edad son ambientes profundos batiales.

Oligoceno superior.- Esta edad se apoyó en la determinación de los fósiles índices: *Globigerina selli*, *Globigerina ciperoensis angulisuturalis*, *Globigerina ciperoensis ciperoensis* y *Globorotalia opima nana*, además puede estar presente *Globigerina tripartita*, *Globorotaloides suteri*, *Catapsydrax dissimilis* y, excepcionalmente *Globigerinoides primordius* (Bolli & Saunders, 1985), La batimetría para esta edad son ambientes profundos batiales superior e inferior.

Mioceno inferior.- La interpretación de esta es apoyada por la presencia de algún fósil índice de esta edad: *Globigerinoides bisphericus*, *Praeorbulina sicana* y *Catapsydrax stainforthi*, además puede estar presente *Catapsydrax dissimilis*, *Globigerinoides altiapertura*, *Globigerinoides primordius* y *Globigerina tripartita*, La batimetría para esta edad son ambientes profundos batiales superior e inferior.

Mioceno medio.- La interpretación de esta, se apoyó por la presencia de los fósiles índice: *Globorotalia fohsi robusta*, *Globorotalia fohsi lobata*, *Globorotalia fohsi praefohsi*, *Globorotalia fohsi fohsi*, *Globorotalia fohsi peripheroacuta* o *Globorotalia fohsi peripheroronda*. La batimetría para esta edad es de nerítico externo batial superior y natial inferior.

Mioceno superior.- La interpretación de esta se apoyó con la presencia de fósiles determinativos, tales como *Globorotaloides variabilis*, *Sphaeroidinellopsis disjuncta* *Globoquadrina altispira globosa*, la batimetría para esta edad está dada por ambientes someros (transicionales) y ambientes de nerítico interno.

4.2.- Interpretación Sismo-Estructural.

Como se mencionó en párrafos anteriores, para realizar la interpretación sísmico-estructural, ésta se realizó en secciones regionales REG-1, REG-2 y REG-3 orientadas (NW-SE) en sentido de la depositación y que atraviesan el sistema extensional, en ellas se observa el efecto de las fallas normales, mientras que estas van a rumbo del sistema compresional. REG-4, REG-5 y REG-6 con orientación (NE-SW), estas líneas regionales atraviesan totalmente al cinturón Plegado de Reforma-Akal y el sistema extensional es visto a rumbo, es decir va en la misma dirección del plano de las fallas normales. Para apreciar la orientación de estas líneas ver la figura 4.2.1.

Cabe hacer mención que estas secciones regionales se conformaron a partir de diferentes líneas aleatorias que atravesaran los cubos sísmicos 3D y en donde no existía información sísmica 3D, se utilizaron líneas 2D para que finalmente se unieran y se cargaran como líneas 2D regionales, además de que cada una de estas líneas cruzaron por al menos algún pozo con el propósito de tener una mejor correlación entre las cimas bioestratigráficas y los eventos sísmicos. El objetivo principal de efectuar la interpretación sísmica estructural dentro de esta cuenca es el de obtener un entendimiento del comportamiento estructural y evolutivo regional de los sedimentos terciarios (principalmente del Paleógeno, del Mioceno inferior, medio y superior); no obstante, la interpretación comprendió también la columna mesozoica para obtener un mejor entendimiento de la columna por encima de ésta.

Los horizontes interpretados en cada una de estas secciones regionales fueron 10, de los cuales 7 se encuentran dentro del Terciario y 3 en el Mesozoico, para el Neógeno se interpretó el Plioceno inferior (PLCNE), Mioceno inferior (MOCNL), Mioceno medio (MOCNM) y Mioceno inferior (MOCNE), para el Paleógeno, Oligoceno superior (OLGNL), Eoceno superior (EOCNL) y Paleoceno superior (PACNL), para el Mesozoico, Cretácico superior, (CRTCL), Tithoniano (TTNNO) y Kimmeridgiano (KMGN). Así mismo, para establecer el marco crono-estratigráfico se trajeron las correlaciones sísmicas con marcadores de fauna planctónica de ambientes profundos, los cuales fueron los predominantes desde el Mioceno inferior y medio hasta el Paleógeno. En estos ambientes profundos las condiciones paleo-ecológicas son más favorables para la datación; tal es el caso de las secuencias del mioceno medio, correlacionada con *Globorrotalia Fohsi* y para la del Mioceno inferior con *Praeorbulina sicana* y/o *Globigerinoides Bispehericus*, por citar algunos ejemplos. Ver capítulo 4.1.4. A continuación se muestra la descripción de la interpretación sísmica estructural en cada una de las secciones regionales interpretadas así mismo se tratara de hacer una descripción de las facies de depósito del (Terciario) dentro de cada sección interpretada.

Para la descripción de la interpretación sísmica en cada una de las secciones regionales y debido a que el objetivo general es el de enfocarnos principalmente en el Neógeno, esta interpretación se describe más a detalle en estos horizontes sísmicos, por lo que se realizó una descripción muy general de la interpretación sísmica dentro de la columna Mesozoico, dentro de este Mesozoico se observa la expresión del Cinturón Plegado Reforma-Akal, el cual es la representación en el subsuelo- de las estructuras externas del sistema de pliegues y cabalgaduras de la porción Norte de la Sierra de Chiapas (pozos CLT -101 y PR-1), además esta columna mesozoica se aprecia que se profundiza en dirección NW, Figura 4.2.1.1. Mientras que algunas porciones del área este mesozoico se va somerizando, Figura 4.2.2.1.

Ya que se encuentra en terrenos de la Sierra de Chiapas y es afectado por algunas fallas normales profundas con caída al Golfo. Dentro de esta misma columna se aprecian algunas estructuras y cabalgadas y plegadas producto de la deformación del cinturón plegado de

Reforma-Akal esta expresión lo observamos principalmente en las líneas cuya dirección es NE-SW ya que la orientación de estas corta transversalmente este sistema de pliegues y cabalgaduras, por citar algunos pliegues estos se aprecian en el área de los pozos JU-2 ,44 y PD-1. Particularmente en la porción del área de JU es evidente la clásica estructura de despegue o pop-up, con la presencia notable de un cuerpo de sal por debajo de esta figura 4.2.5.1. Así mismo en el área del pozo FX-201 es evidente también el detachment-fold o la clásica box structure y/o estructura pop-up. Figura 4.2.6.1.

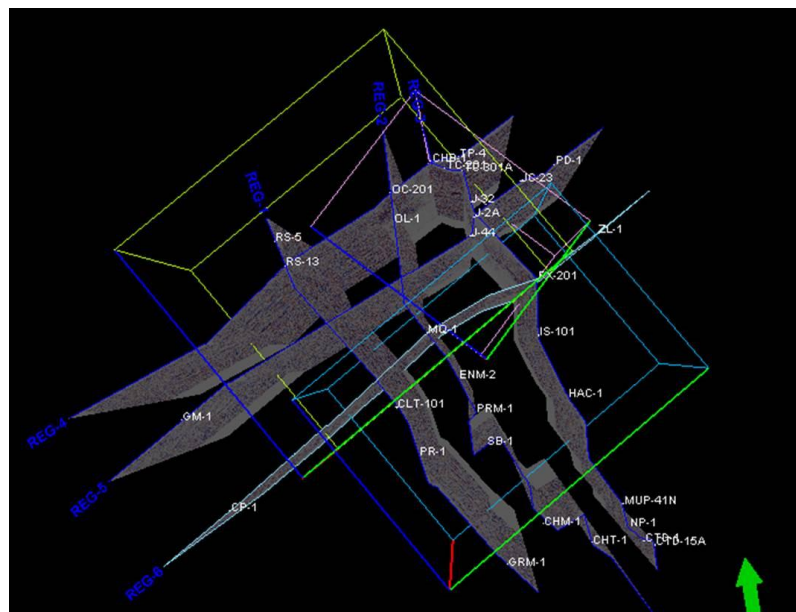


Figura 4.2.1.- Ubicación de Secciones Regionales 2D, interpretadas.

4.2.1.- Sección Regional-1.

Esta línea sísmica cuenta con una extensión aproximada de 63 kilómetros lineales, y fue conformada por una línea aleatoria de los cubos de Herradura Nte-Ampliacion Herradura, una línea aleatoria de los cubos Carmena-Caletón-Giraldas y una línea 2D. Atraviesa totalmente todo el depocentro terciario de la cuenca de Huimanguillo, además esta se extiende desde las inmediaciones de los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas al Sur, y continúa hasta internarse en la porción Sur de la Cuenca Salina del Istmo en donde se aprecian los primeros emplazamientos salinos al NW de la sección. El Paleoceno y Eoceno se comportan casi concordantes con el Mesozoico a excepción del adelgazamiento del Eoceno que se observa en los pozos CTD-101 y PR -1, esto por efecto de la presencia del

crecimiento carbonatado (plataforma de Artesa-Mundo Nuevo) y se observa que el Paleoceno se encuentra ausente en dirección a esta plataforma.

En el Oligoceno, Mioceno inferior, medio y superior se aprecia casi la ausencia del sistema extensional. En dirección del pozo GRM-1 el Mioceno medio se ve aflorando y se ve profundizándose con echado pronunciado hacia el depocentro de Huimanguillo, además se aprecia una interesante subsidencia de sedimentos terciarios provocada por una inminente evacuación de sal en esta porción de la cuenca. En dirección NNW de la sección se aprecia una falla regional con caída hacia al Golfo, la cual posiblemente nos puede representar un límite entre el depocentro Terciario de Huimanguillo y una porción de la Cuenca Salina del Istmo (porción sur de esta). Figura 4.2.1.1.

Con respecto a las facies depositacionales presentes en la columna del Neógeno de esta sección son predominantemente de ambiente de cuenca, principalmente son sistemas turbidíticos canalizados conteniendo sedimentos conglomeráticos para el Mioceno inferior, para el Mioceno medio continúan siendo sistemas turbidíticos canalizados pero, ya conteniendo cuerpos arenosos. Finalmente, por encima del Mioceno medio, en dirección SE del pozo RS-13, se observan algunas secuencias progradantes de la parte profunda de la plataforma dentro de la porción media del Mioceno superior.

Para el Oligoceno se observa una secuencia muy estable; sin variación de espesores notable. Las facies deposicionales identificadas son sistemas turbidíticos con facies canalizadas de sedimentos conglomeráticos en la parte alta de la secuencia. Estas mismas facies profundas se observan para el Eoceno y Paleoceno pero en sedimentos arcillosos a excepción en el área del pozo CT-101, para el eoceno se encuentran algunos sedimentos arenosos turbidíticos.

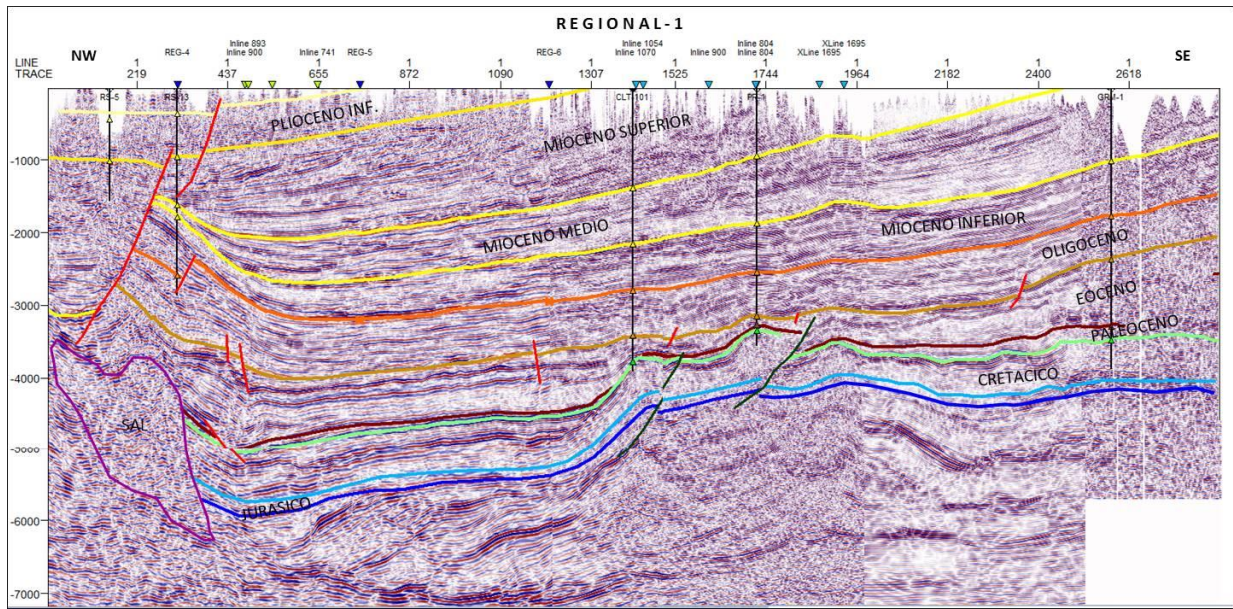


Figura 4.2.1.1.- Interpretación sísmico-estructural de la Sección Regional-1. Martínez Méndez.

4.2.2.- Sección Regional-2.

Esta línea sísmica cuenta con una extensión aproximada de 92 kilómetros lineales, y fue conformada por una línea aleatoria de los cubos de carmena-caletón-giraldas y una línea aleatoria del cubo jujo-tecominoacan y 4 líneas 2D. Esta línea regional se extiende desde las estribaciones de los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas en su porción Sur, continuando su trayectoria por el depocentro de Huimanguillo para finalmente internarse en la porción sur de la Cuenca Salina del Istmo.

El Eoceno se ve adelgazado y el Paleoceno está ausente por el efecto del crecimiento de la plataforma (área de los pozos ENM-2, PRM-1 y SB-1). El Oligoceno se observa estable dentro del depocentro sin variación de espesores notable. Al NNW de la sección la columna terciaria se ve afectada por una falla regional profunda afectando sedimentos desde el Plioceno inferior hasta el Eoceno, por su parte el Mioceno inferior así como el medio se ven aflorando al SSE y se profundizan con echado de fuerte inclinación hacia el depocentro de Huimanguillo, la subsidencia en la columna del neógeno es muy evidente al SSE de la falla anteriormente descrita. Y finalmente el Mioceno superior una porción de este lo encontramos aflorando en el área de los pozos ENM-1 y PRM-1 y el Plioceno inferior también aflorando en el área de OL-.1. Figura 4.2.2.1.

Con respecto a la facies de depósito observadas en esta sección tenemos que para el Eoceno y Paleoceno en ambos son sistemas turbidíticos de ambiente de cuenca con predominio principalmente de sedimentos arcillosos para estos, para el Oligoceno continúan siendo facies profundas de cuenca de un sistema turbidítico de sedimentos conglomeraticos hacia el área de los pozos (CH-1 y CHM-1), ahora en dirección del depocentro de Huimanguillo aún continúan estas facies profundas pero ya tenemos presencia de sedimentos más arenosos en esta porción de la cuenca. Las facies depositacionales para el Mioceno inferior siguen siendo predominantemente los sistemas turbidíticos canalizados de ambientes de cuenca y para el Mioceno medio las facies de depósito van desde ambientes de plataforma, talud y cuenca, en dirección al depocentro. Para el Mioceno superior las facies para este van desde facies de talud para su estadio más temprano hasta planicie costera hacia su cima.

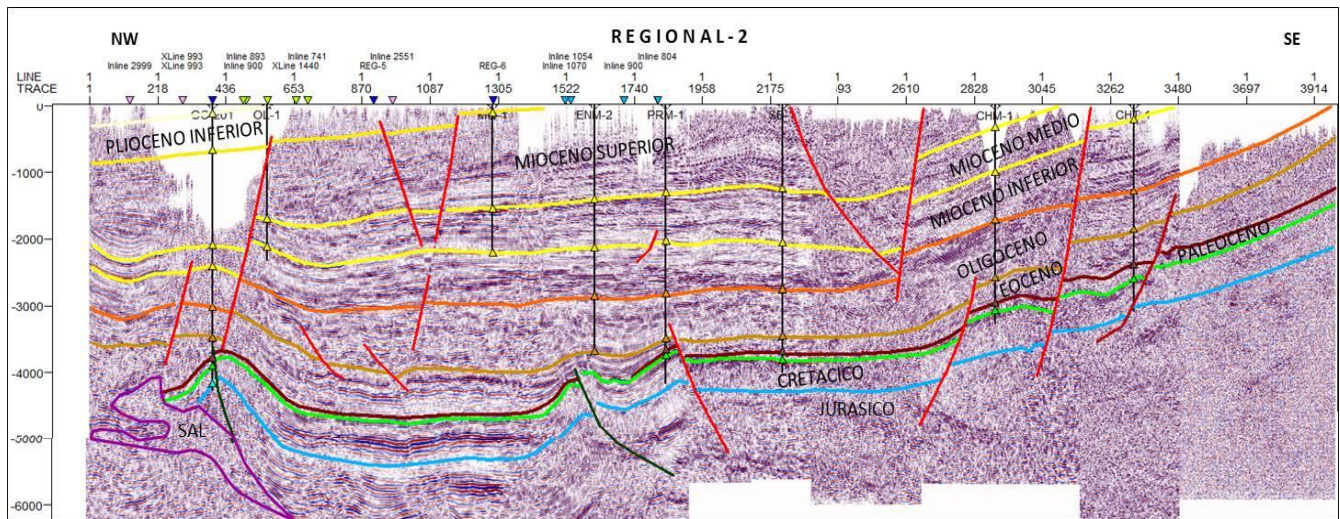


Figura 4.2.2.1.- Interpretación sísmico-estructural de la Sección Regional-2. Martínez Méndez.

4.2.3.-Sección Regional-3.

Tiene una longitud aproximada de 75 kilómetros y se extiende desde las inmediaciones de los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas al Sur, y atraviesa el depocentro de Huimanguillo en su porción oriental. El Paleoceno está ausente y el Eoceno se adelgaza debido aun a la presencia de la plataforma carbonatada en el área de IS-101.

En dirección NNW parte del Paleógeno Temprano y Mesozoico se encuentran intrusionados por un cuerpo salino. El Oligoceno lo encontramos afectado al SSE por una falla contrarregional y el espesor de este denota una reducción al centro de la línea (tramo HAC-1 y IS-101) y engrosándose a los extremos de este tramo; probablemente esta variación de espesores nos enmarca un probable episodio de evacuación de sal durante este periodo. Por otra parte el Mioceno inferior aflora hacia el área de los pozos MUP-41 y NP-1 y el Oligoceno lo hace en la porción de los pozos CTD-1,15A respectivamente, en el Mioceno inferior y medio también se observa el efecto de la falla al SE, además de que esta porción del Neógeno se profundizan en dirección del depocentro de Huimanguillo.

Hacia FN-201 se nota que la cima del Mioceno inferior se observa con cierto plegamiento que puede explicarse debido a su ubicación en el límite del depocentro de Huimanguillo y a que la columna para estas secuencias no se ven tan estables como en las líneas 2 y 3 antes descritas (centro del depocentro). Al NNW, el Neógeno está afectado por la presencia de la falla regional cerca del pozo CHB -1 (segundo pozo dentro de la cuenca de Huimanguillo con objetivo terciario, resultando improductivo invadido de agua salada y cuyo objetivo era el Mioceno inferior y medio), El Mioceno superior muestra un cierto plegamiento hacia el bloque bajo de la falla antes mencionada. Figura 4.2.3.1

Con respecto a las facies depositacionales presentes en esta línea tenemos que tanto para el Paleoceno como para el Eoceno, son ambientes profundos de cuenca, en donde predominan predominantemente depósitos arcillosos, a excepción del área del pozo TC-301, donde se observa el desarrollo de unos cuerpos de areniscas a nivel Eoceno Temprano. En el Oligoceno las facies de depósito aún continúan siendo sistemas turbidíticos de ambiente de Cuenca con la presencia de algunos desarrollos de cuerpos de areniscas, principalmente a la cima de la secuencia. En el Neógeno particularmente para el Mioceno inferior y medio tenemos ambientes de cuenca, pero para este último el sistema va progradando de talud a cuenca. Y ya para el Mioceno superior se observan secuencias progradantes desde cuenca, talud, plataforma y hasta planicie costera en la parte alta de este.

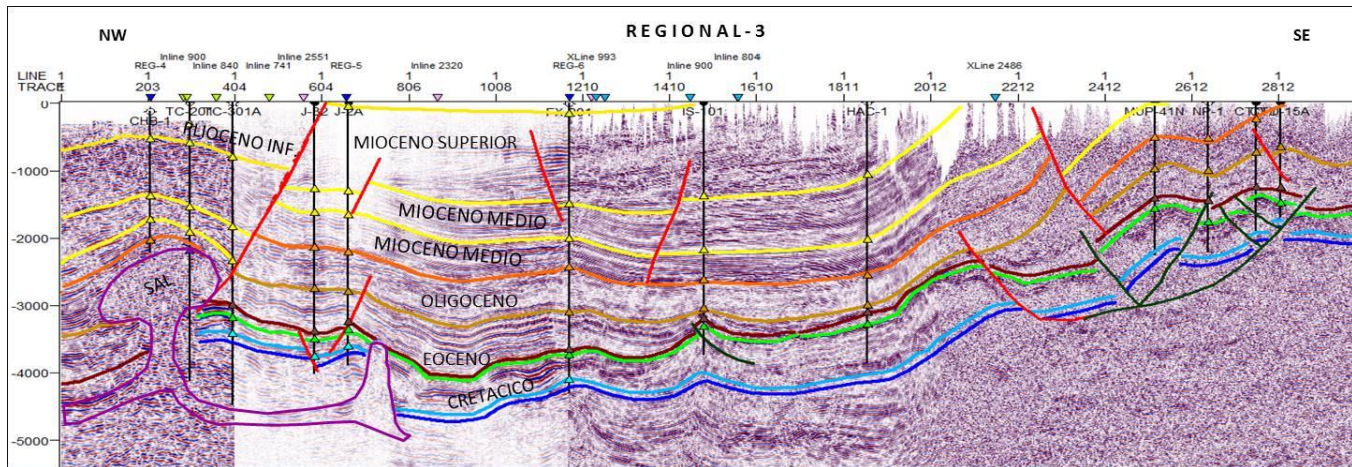


Figura 4.2.3.1.- Interpretación sísmica estructural de la línea regional-3. Martínez Méndez.

4.2.4.- Sección Regional-4.

Esta línea cuenta con una longitud aproximada de 61 kilómetros lineales extendiéndose desde la porción Norte de la cuenca Huimanguillo al NNE, y atraviesa el límite Sur de la cuenca Salina del Istmo, para finalmente internarse en las inmediaciones de la Sierra de Chiapas al SSW de la sección. Para el Paleoceno y Eoceno en el área del pozo CHB-1 se encuentran intrusionadas por un cuerpo de masa salina, y al sur de este, el espesor del Eoceno sufre una cierta variación probablemente, por un episodio de evacuación de sal durante este periodo permitiendo el depósito de más sedimentos de esta edad. Hacia el norte del pozo OC-201, la sal se encuentra intrusionando sedimentos del Paleógeno y Mesozoico, esbozándose una pequeña mini cuenca entre los pozos RS-13 Y OC-201, provocada ésta por el inminente desalojo de la sal. En dirección SSW, el Paleógeno y Mesozoico buzan echado arriba, internándose hacia los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas hasta ser interrumpidos por la presencia de un cuerpo de sal.

El Oligoceno al igual que los sedimentos que lo infrayacen, también se encuentra intrusionado por masas salinas en sus estadios temprano y medio de este Oligoceno; su cima en el área del pozo CHB-1 se encuentra plegada probablemente por el efecto de la sal que esta intrusionando los sedimentos por debajo de este. En dirección a la Cuenca Salina del Istmo (RS-13), la secuencia está estructuralmente más alta a causa de la intrusión salina que desplaza los sedimentos por encima de su nivel regional. En el Mioceno inferior y medio se observa una marcada diferencia estructural en el depocentro Terciario de

Huimanguillo, mientras que en este existe cierta estabilidad tectónica, hacia el NNE se observa plegamiento para estas edades, En el depocentro pozo OC-201 las capas para el Mioceno inferior denotan cierta variación de espesores y cerca de esta área podría marcarse el posible límite entre la Cuenca Huimanguillo en su porción nor-occidental con la Cuenca Salina del Istmo en su límite sur, ya que en esta última los cuerpos de sal (Rosario-13) llegan a emplazar estos sedimentos. La porción basal del Mioceno superior también muestra plegamiento (CHB-1), mientras que hacia la Cuenca Salina del Istmo éste se va adelgazando, posiblemente por el empuje de sal. Estos mismos sedimentos del Mioceno superior, en dirección a los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas, se van apilando sobre la cima del Mioceno medio formando un gran relleno. Finalmente el Plioceno inferior muestra el mismo relieve estructural que el Mioceno superior. Figura 4.2.4.1.

Los ambientes de depósito presentes para el Paleógeno continúan siendo de ambientes profundos de cuenca con predominio de sedimentos arcillosos, a excepción en la porción del pozo OC-201 para la cima del Oligoceno se aprecian algunos sedimentos arenosos. Las facies depositacionales del Mioceno inferior son sistemas turbidíticos de ambientes de cuenca, con sedimentos arcillosos y algunos desarrollos de cuerpos de areniscas en los pozos OC-201A y RS-13. Para el Mioceno medio las facies continúan siendo sistemas turbidíticos, pero ya en ambientes que progradan de talud a cuenca, con desarrollo de sedimentos de areniscas en casi todos los pozos de atraviesan la sección. Con respecto al Mioceno superior los ambientes muestran un sistema progradante de la plataforma sobre las facies profundas de talud, y que posteriormente son cubiertas por sistemas costeros en facies de barra de desembocadura, canales trenzados, canales fluviales y lagos.

4.2.5.- Sección Regional-5.

Tiene una longitud aproximada de 79 kilómetros extendiéndose desde la porción central de la cuenca de Huimanguillo al NNE, y atravesando la porción norte del depocentro Terciario de Huimanguillo hasta internarse finalmente en las inmediaciones de los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas al SSW. Para el Paleoceno y Eoceno se observa una notable diferencia estructural, en dirección NNE se observan cierta estructuración semejante a la del Mesozoico; en cambio en dirección SSW, se manifiesta una cierta-

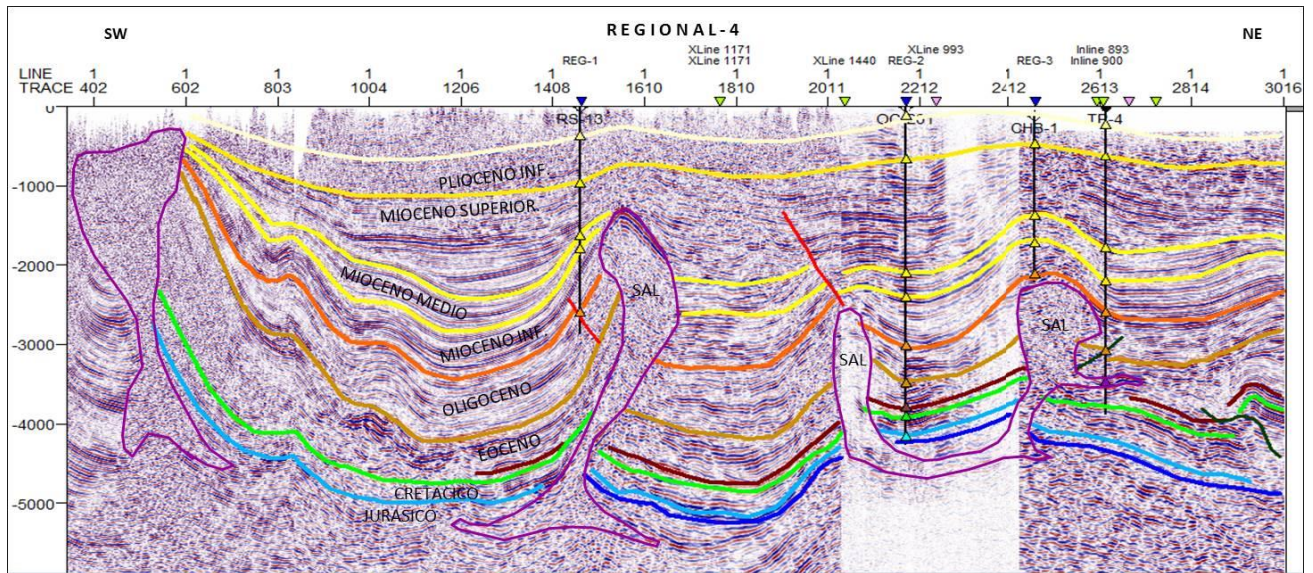


Figura 4.2.4.1.- Interpretación sísmica estructural de la línea regional-4. Martínez Méndez.

Estructuración semejante a la del Mesozoico; en cambio en dirección SSW, se manifiesta una cierta pasividad tectónica notable y una gran subsidencia de sedimentos incluso de toda la columna terciaria, debido a evacuación de sal que generó un gran espacio de acomodo para estos sedimentos siliciclásticos se depositaran. En dirección del pozo GM -1, se observa la presencia de diapiros de sal (área Pedregal) que intrusiónan sedimentos del Paleogeno.El Oligoceno tiene un comportamiento estructural semejante a los sedimentos que lo infrayacen, pero es de notar que hacia el NNE los espesores se adelgazan mientras que hacia el depocentro Terciario estos son mayores, pudiendo ser indicativo de un pulso de evacuación de sal durante este periodo también mostrado en secciones anteriores. Hacia los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas (GM -1), este Oligoceno lo encontramos aflorando. Durante el Mioceno inferior y medio, particularmente en el área de JU y -PD-1 es evidente el plegamiento durante este tiempo lo cual evidencia la fase de deformación chiapaneca ocurrida durante estos periodos; mientras que en el depocentro se observa una gran acumulación de estos sedimentos con buzamiento echado arriba en dirección de los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas. Por último, para el Mioceno superior la columna se reduce desde el depocentro hasta aflorar este en la Sierra. Figura 4.2.5.1.

Los ambientes de depósito que prevalecieron durante el Paleoceno y Eoceno continúan siendo profundos de cuenca con vasto predominio de sedimentos arcillosos. Durante el

Oligoceno las facies depositacionales identificadas son sistemas turbidíticos, principalmente en ambientes de cuenca con predominio de sedimentos arcillosos. Las facies depositacionales que prevalecieron durante el Mioceno inferior y medio fueron sistemas turbidíticos de ambientes de cuenca, conteniendo algunos sedimentos arenosos en la porción de Jujo y arcillosos en las áreas restantes. Durante el Mioceno superior se depositaron facies de plataforma que progradan sobre los ambientes profundos, hasta ser cubiertos por un frente deltaico y planicie costera con presencia de algunas facies canalizadas.

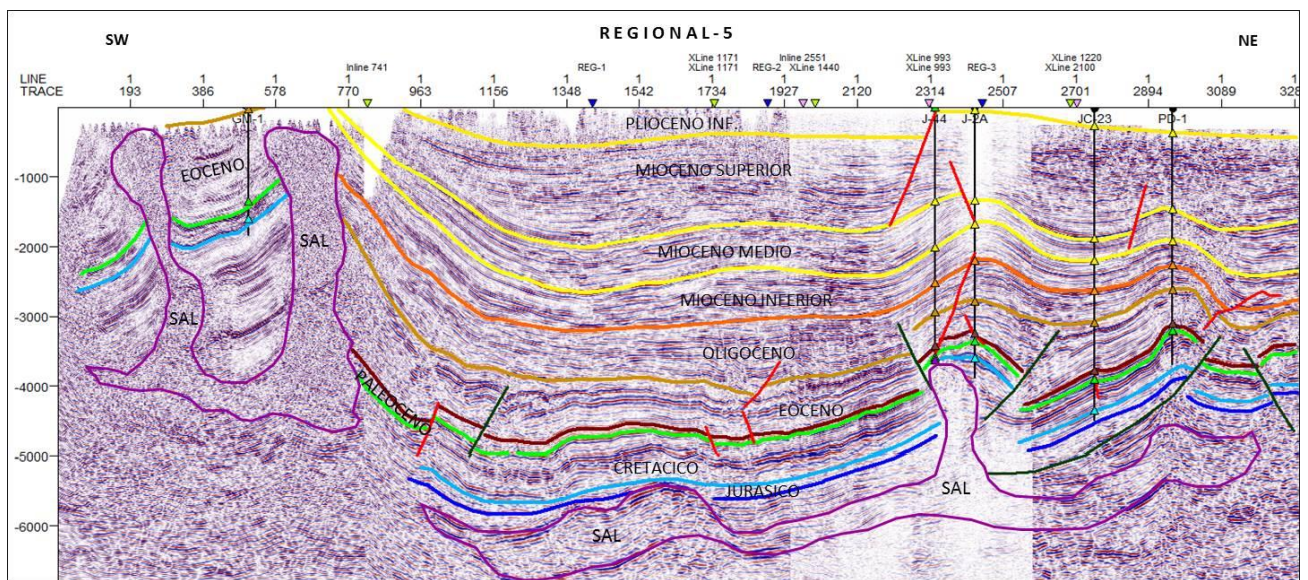


Figura 4.2.5.1.- Interpretación sísmica estructural de la línea regional-5. Martínez Méndez.

4.2.6.- Sección Regional-6.

Esta tiene una longitud aproximada de 79 kilómetros la cual se extiende desde cuenca de Huimanguillo en su porción central al NNE, continúa y cruza el área norte del depocentro Terciario de Huimanguillo hasta llegar a las inmediaciones de los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas al SSW. Para el Paleoceno y Eoceno se observa un comportamiento uniforme en cuanto a espesores, tanto en el depocentro (MQ -1) como al NNE, aunque es evidente la diferente morfología estructural entre estas dos áreas: por un lado observamos estructuras muy conformantes y estables dentro del depocentro y ya fuera del depocentro estas se encuentran plegadas, tanto hacia el SW como al NE. En dirección SSW el régimen estructural es diferente, marcado por la presencia de una falla de desplazamiento lateral

izquierdo (Falla que aflora de acuerdo al plano de geología superficial del área) que afecta al Eoceno. El Oligoceno tiene un comportamiento estructural semejante al del Eoceno, desde el depocentro hacia el NNE pero con una variación de espesores, disminuyendo estos hacia esa misma dirección y aumentando dentro del depocentro, marcándonos de nueva cuenta el episodio de evacuación de sal durante este periodo dentro del depocentro. El Oligoceno se encuentra aflorando en los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas. Para el Mioceno inferior y medio, en el área de los pozos FX-201 y ZL-1, el plegamiento es semejante al observado en las secuencias del Oligoceno, y se aprecia un sinclinal entre estos dos pozos. Dentro del depocentro pozo MQ-1 se observa un ligero plegamiento de esta porción del Neógeno. El buzamiento regional es echado arriba en dirección a los pliegues frontales de la Sierra de Chiapas. Finalmente, durante el Mioceno superior se aprecian una cima concordante y que aflora en el frente de Sierra. Figura 4.2.6.1.

Con respecto a los ambientes de depósito, tenemos que para el Paleógeno se depositaron facies de cuenca principalmente con la presencia de sedimentos arcillosos y algunos desarrollos de cuerpos de arenas en el Eoceno estos evidenciados en el pozo CP-1. Durante el Mioceno inferior y medio aún continúan prevaleciendo los ambientes profundos de cuenca con sedimentos arcillosos para el Mioceno inferior, pero para el medio tenemos un desarrollo de sedimentos arenosos hacia su cima. Ya para el Mioceno superior los ambientes van progradando desde facies de plataforma con algunos canales, hasta ambientes de planicie costera.

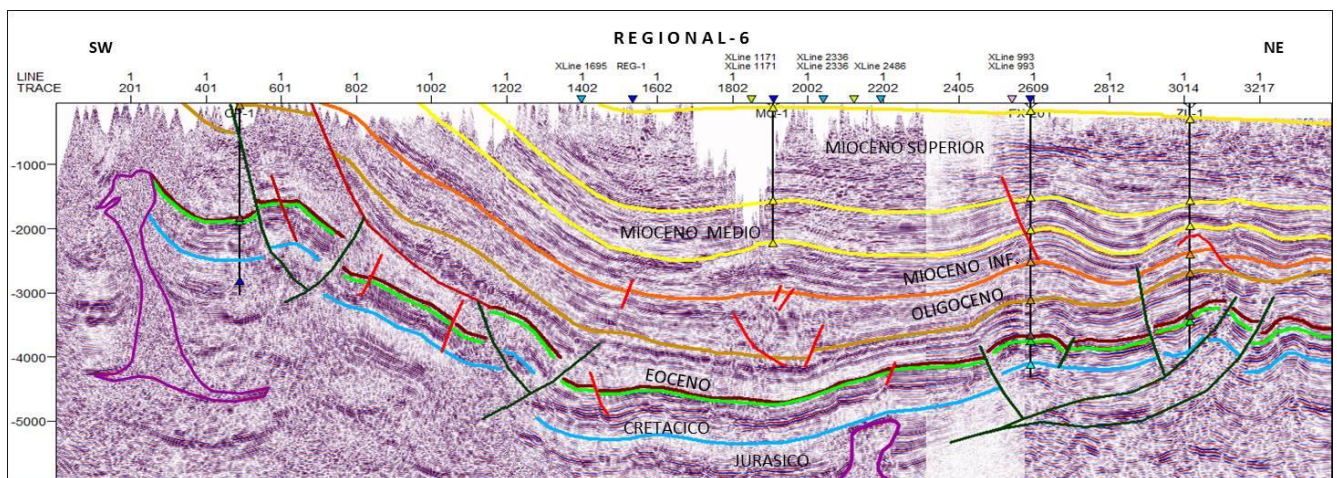


Figura 4.2.6.1.- Interpretación sísmica estructural de la línea regional-6. Martínez Méndez.

4.3.- Mapas Estructurales en Tiempo.

El entendimiento de la geología estructural en la provincia de las Cuencas del Sureste Terrestre es de vital importancia. Si tomamos en consideración que gran parte de la producción en el Mesozoico y Terciario, proviene de trampas estructurales: pliegues fallados, anticlinales, domos salinos, (descritos en capítulo anterior en Huimanguillo) etc., esto es, tanto en las Cuencas de Comalcalco, Macuspana, Salina del Istmo y **Huimanguillo**. En este apartado definiremos la interpretación estructural regional que prevalece en la Cuenca Huimanguillo, la cual tiene sus particularidades con respecto a las demás cuencas; así mismo, se identificaron algunas zonas o dominios estructurales dentro de esta.

Con respecto a los mapas en tiempo, se realizó la interpretación estructural en cada uno de los cubos sísmicos, Carmena-Caletón-Giraldas, Herradura Norte-Ampliación Herradura y Jujo-Tecominoacan. Los horizontes interpretados en cada uno de estos cubos fueron: Mioceno inferior, Mioceno medio y Mioceno superior, esta interpretación se llevó a cabo cada 20 inline y croslines respectivamente. (Figura 4.3.1). Así mismo se interpretaron los polígonos de falla para cada horizonte, posteriormente se convirtieron en superficies para cada uno de estos horizontes, para que finalmente se realizara la unión respectiva de cada uno de los horizontes interpretados en cada uno de los cubos mencionados anteriormente.

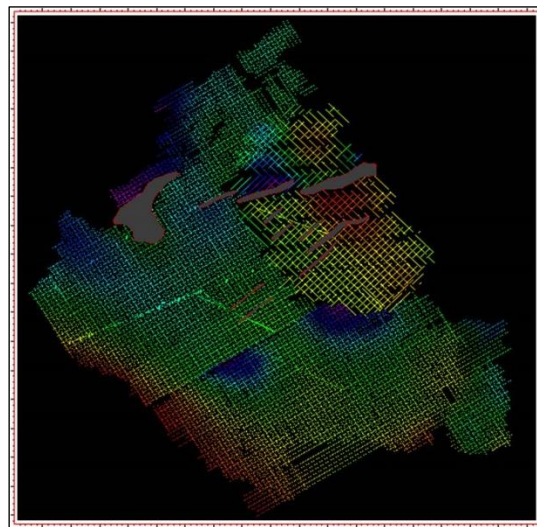


Figura 4.3.1.- Vista de las líneas inline y croslines interpretadas en cada uno de los cubos sísmicos, esta interpretación corresponde al mioceno medio, así mismo se observa los polígonos de falla respectivos Martínez Méndez.

4.3.1.- Mioceno inferior y medio.

La interpretación estructural en tiempo de estos 2 horizontes observan un patrón estructural muy similar entre ambos. Hacia al frente de Sierra, afloran ambos en la porción sureste de las secciones regionales REG-1,2 y 3 respectivamente, así mismo en dirección Suroeste y Sur del área encontramos las porciones más altas estructuralmente para ambos horizontes, con valores de 487 mseg. Para el Mioceno inferior y de 312 mseg. Para el Mioceno medio. Entre el trend de los pozos SB-1-MQ-1 y PR-1-CLT-101, se aprecia un gran depocentro Terciario (Figs. 4.3.1.1 y 4.3.1.2). En la porción Noreste del área hay presencia de algunas estructuras plegadas afectadas por fallamiento normal con orientación NE-SW y con caída al NW. Este fallamiento es más intenso para el Mioceno inferior en comparación con el medio. Sobresalen algunas estructuras anticlinales con orientación Noroeste-Sureste tal es el caso del área de Jujo-Teco, pozo Ol-1 y al Norte del pozo MQ-1, En dirección Noroeste de la Cuenca Huimanguillo (campo Rosario) existe la presencia de cuerpos salinos intrusionando tanto al Mioceno inferior así como al Mioceno medio y observándose en esta dirección los relieves estructurales más bajos 2934 mseg. Y 2942 mseg. Para el Mioceno inferior y medio respectivamente.

4.3.2.- Mioceno superior.

Este horizonte interpretado no corresponde exactamente a la cima del Mioceno superior que se interpretó en cada uno de los cubos sísmicos, pero si están dentro de esta edad, el horizonte interpretado en el cubo de Carmena-Calentón Giraldas, nos representaría la parte media de este Mioceno superior y los dos horizontes restantes de los cubos, se acercarán un poco más hacia la cima de este Mioceno, siendo el cubo de Herradura el más somero, esto es importante mencionarlo, ya que al realizarse la unión de estos horizontes se observaría un diferencia entre el relieve estructural de aproximadamente de 400 ms. En la interpretación estructural en tiempo de este horizonte observamos el sistema extensional muy notable en la porción Norte del área con orientación NE-SW y caída hacia el NW. Hacia al frente de Sierra, lo encontramos aflorando afloran en dirección Sureste de las secciones regionales REG-1,2 y 3, La porción más alta estructuralmente la apreciamos-

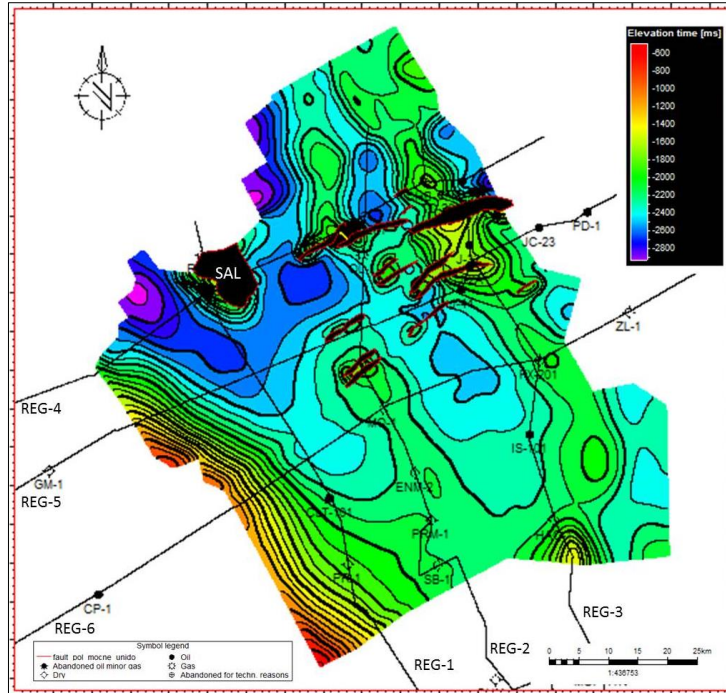


Figura 4.3.1.1.- Mapa estructural en tiempo de Mioceno inferior, en el cual en la parte Norte se aprecia la presencia del sistema extensional con orientación NE-SW, con caída al NW, también observamos la presencia de masas salinas en dirección NW, la cual nos marcaría el límite entre la cuenca de Huimanguillo y la Cuenca Salina del Istmo. Así mismo se aprecian dos depocentros entre los pozos CLT-101 y ENM-2 y ENM-2 y IS-101. Martínez Méndez.

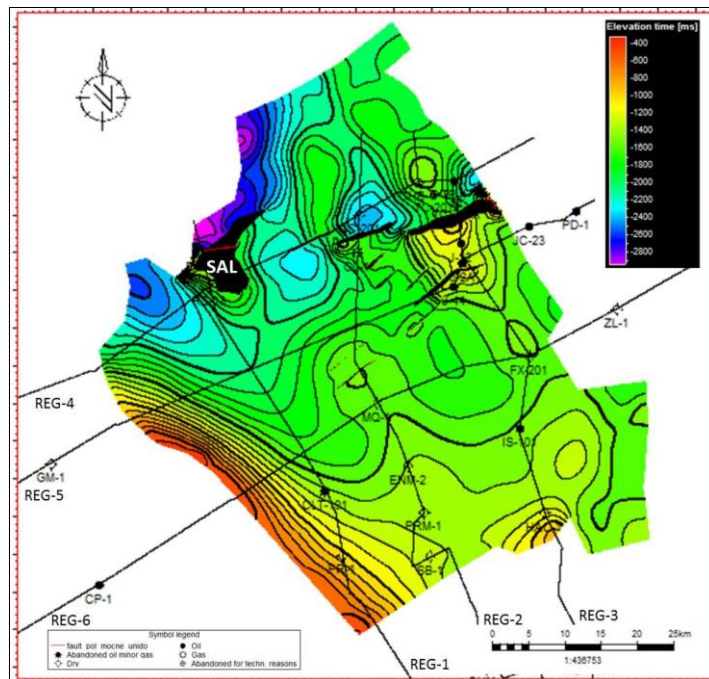


Figura 4.3.1.2.-Mapa estructural en tiempo de Mioceno medio, en el cual en la parte Norte se aprecia también la presencia del sistema extensional con orientación NE-SW, con caída al NW, siendo este no tan intenso como en el Mioceno inferior, aun continua la presencia de masas salinas en dirección NW, Así mismo se aprecian dos depocentros entre los pozos CLT-101 y ENM-2 y ENM-2 y IS-101 y algunas estructuras anticlinales en el área de Jujo-Tecominoacan y al Norte del Pozo MQ-1. Martínez Méndez.

Dirección Suroeste, con valores de 93 msec. Entre los pozos ENM-2 Y CLT-101 aún se aprecia el depocentro Terciario (figura 5.3.2.1). En la porción Norte del área se aprecian algunas estructuras plegadas afectadas por el fallamiento antes descrito. Sobresalen algunas estructuras anticlinales con orientación Noroeste-Sureste tal es el caso del área de Jujo-Teco, pozo Ol-1, En dirección Noroeste de la Cuenca Huimanguillo (campo Rosario) aun continua la presencia de cuerpos salinos intrusionando al Mioceno superior, sobre este cuerpo de sal se observa el despegue de una falla normal. En esta misma dirección las partes más bajas estructuralmente se encuentran en el orden de 2761 msec.

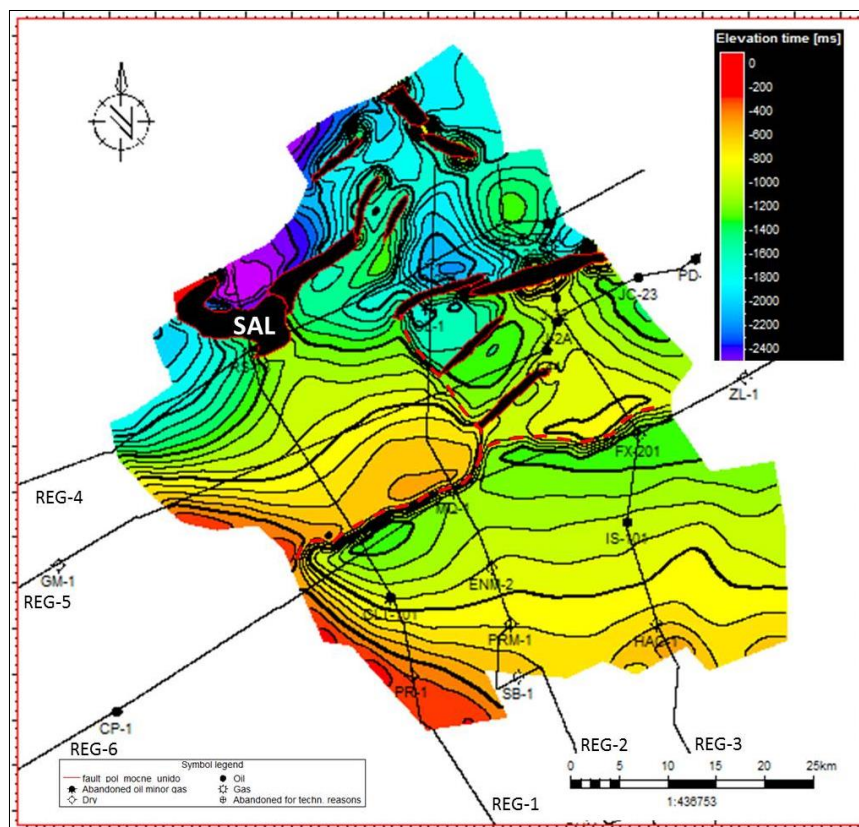


Figura 4.3.2.1.-Mapa estructural en tiempo del Mioceno superior, en su porción Norte se observa el sistema extensional y continúa la presencia de masas salinas en la porción NW del área. La presencia de algunas estructuras anticlinales las observamos en el área de Jujo-Teco. En el achurado rojo se observa la diferencia entre los relieves estructurales de cada cubo. Martínez Méndez.

4.4.- Dominios estructurales.

En base a los resultados de la interpretación estructural realizada en las secciones regionales y de los cubos sísmicos 3D, se construyeron 3 configuraciones de mapas estructurales en tiempo, del Mioceno inferior, medio y superior estas antes descritas. Con esto fue posible identificar y visualizar los diferentes dominios o características estructurales que prevalecen dentro de lo que llamamos la Cuenca Terciaria de Huimanguillo. (Figura 4.4.1). Dentro de estos dominios estructurales se visualizaron tres zonas dentro de la cuenca de Huimanguillo, una zona denominada de subsidencia, otro plegada y cabalgada, y una zona de extensión a continuación se describirá cada una de estas.

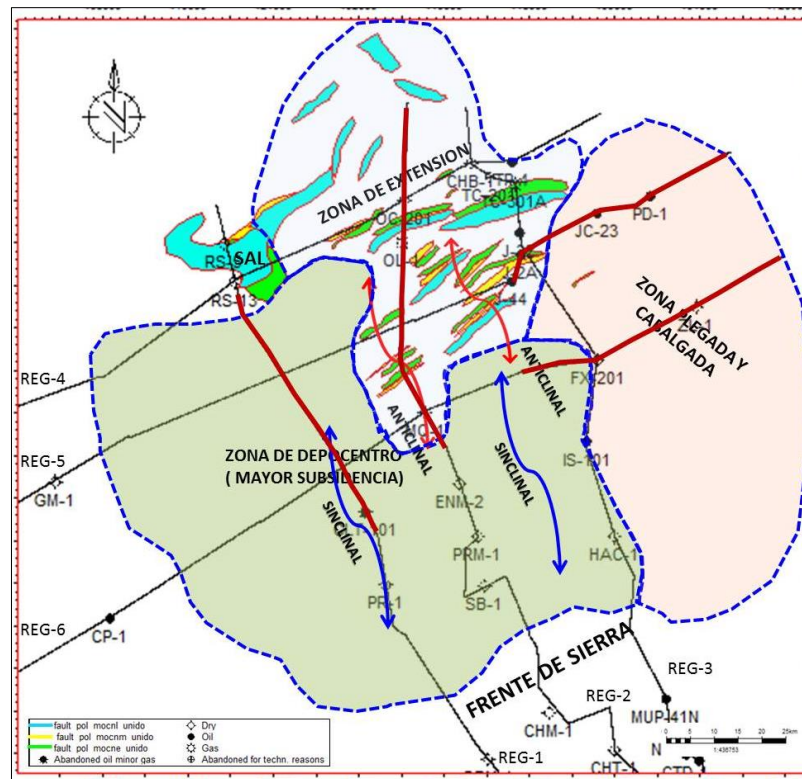


Figura 4.4.1.-Dominios estructurales visualizados dentro de la cuenca de Huimanguillo, una zona de depocentro en la cual se observa la mayor subsidencia dentro de la cuenca, una zona plegada- cabalgada, y por último la zona de extensión, dentro de esta tenemos un gran desarrollo de fallas normales, en color azul achurado se aprecia los límites de estas, así como los polígonos de falla correspondientes a diferentes edades, desde el Mioceno inferior hasta el superior. En flechas curvadas se aprecia la ubicación de algunas estructuras anticlinales (flecha roja) y sinclinales (flecha azul). Las líneas marrón corresponden a las porciones de las secciones regionales en donde serán mostrados los rasgos estructurales de cada una de estas áreas. Martínez Méndez.

4.4.1.- Zona de Depocentro (Mayor Subsistencia).

Esta área la encontramos ubicada al Sur-Oeste de la Cuenca de Huimanguillo, es un gran depocentro Terciario el cual cubre un área aproximada de 1630 Kms², esta área dentro de esta cuenca se caracteriza principalmente por que los rasgos adquiridos desde los eventos compresivos no muestran la misma intensidad como los que se presentan en la cuenca de Comalcalco y Macuspana. En este depocentro se observa una notable estabilidad tectónica, acompañando a una gran subsidencia sedimentaria de relleno de sedimentos siliciclasticos terciarios que sobreyacen a una columna de sedimentos carbonatados del Mesozoico, dicha subsidencia la encontramos asociada a periodos de evacuación de Sal. Los pulsos del movimiento de sal pudieron haber ocurrido probablemente en dos episodios; uno durante el Oligoceno medio-Tardío y otro durante el Mioceno Temprano, (Ver REG-5, Figura 4.2.5.1) originando un gran espacio de acomodo para el depósito de estos sedimentos principalmente del neógeno en este depocentro Terciario. Estos probables pulsos de evacuación de sal se pueden observar en el engrosamiento de las secuencias del Oligoceno medio-Tardío y Mioceno Temprano (Figura 4.2.5.1, sección Regional-5).

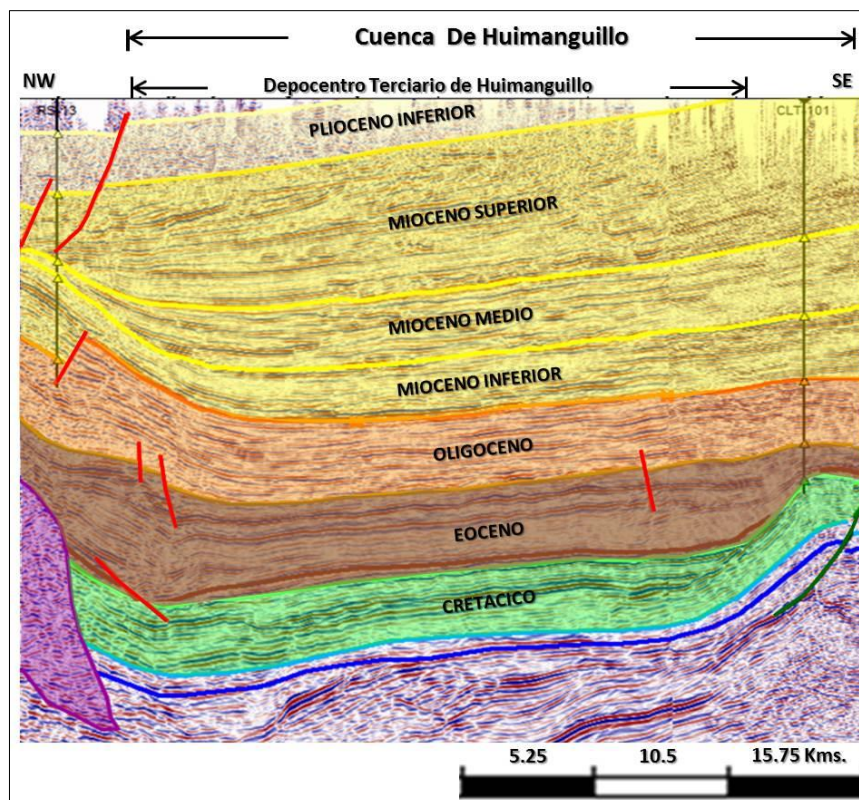


Figura 4.4.1.1 -Zona de subsidencia, en donde se observa la presencia del depocentro terciario y la notable ausencia del sistema extensional, principalmente en el Neógeno y Paleógeno tardío. Porción de línea regional-1 y se puede observar su ubicación en figura 4.4.1. Martínez Méndez.

4.4.2.- Zona Plegada-Cabalgada.

Esta área la encontramos ubicada en la porción central de la Cuenca Huimanguillo y se extiende en una área aproximadamente de 800 kms² (Figura. 4.4.1). El estilo estructural que prevalece en esta área es como su nombre lo indica es una zona de pliegues que va desde el Mioceno inferior, medio, y Paleógeno medio-Tardío, algunos de estos pliegues principalmente en el Paleógeno se observan afectados por el sistema extensional con dirección NE-SW, en donde en su mayoría las fallas normales ostentan una caída en dirección NW, estas estructuras plegadas las encontramos presentes en el área de los pozos FX-201, CHB-1 y PD-1. (Figura 4.4.2.1).

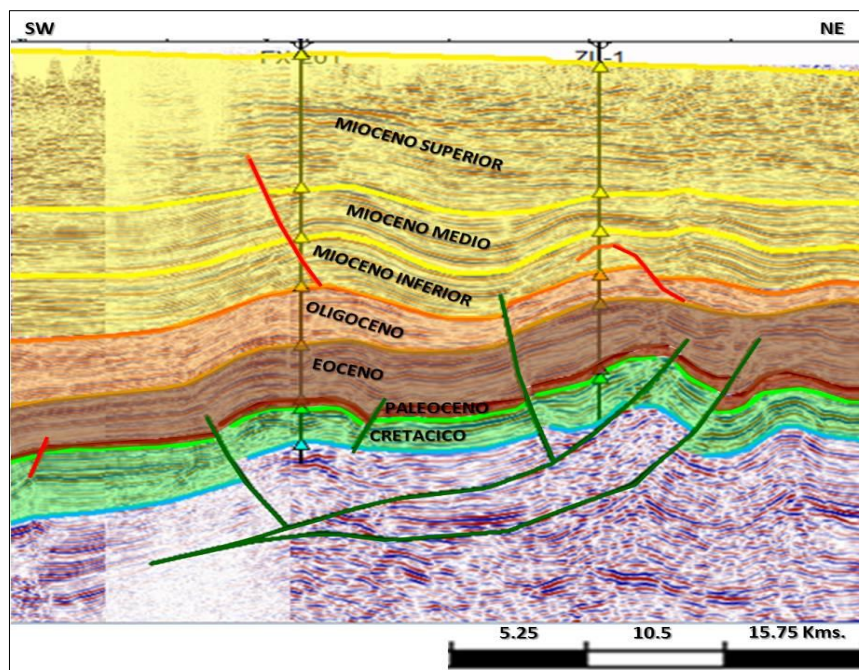


Figura 4.4.2.1 -Zona de Pliegues, en donde se observa la presencia de a nivel Mioceno inferior-medio y Paleógeno Tardío-medio, Porción de línea Regional-6. Así mismo esos pliegues los podemos asociar a la Orogenia Chiapaneca de edad Mioceno medio-superior. La ubicación de la porción de la línea regional-6, se puede observar en la Figura 4.4.1. Martínez Méndez.

Por otra parte las estructuras cabalgadas se pueden observar en los niveles del Paleógeno principalmente, dentro del Paleoceno Tardío, Eoceno Temprano-medio. Estas cabalgaduras están asociadas al efecto compresivo del cinturón de pliegues y cabalgaduras de Reforma-Akal y también por la influencia de tectónica salina, estas estructuras pueden ser observadas en los campos Fénix, Jujo y Paredón. La orientación de estas estructuras son NW-SE. (Figura 4.4.2.2).

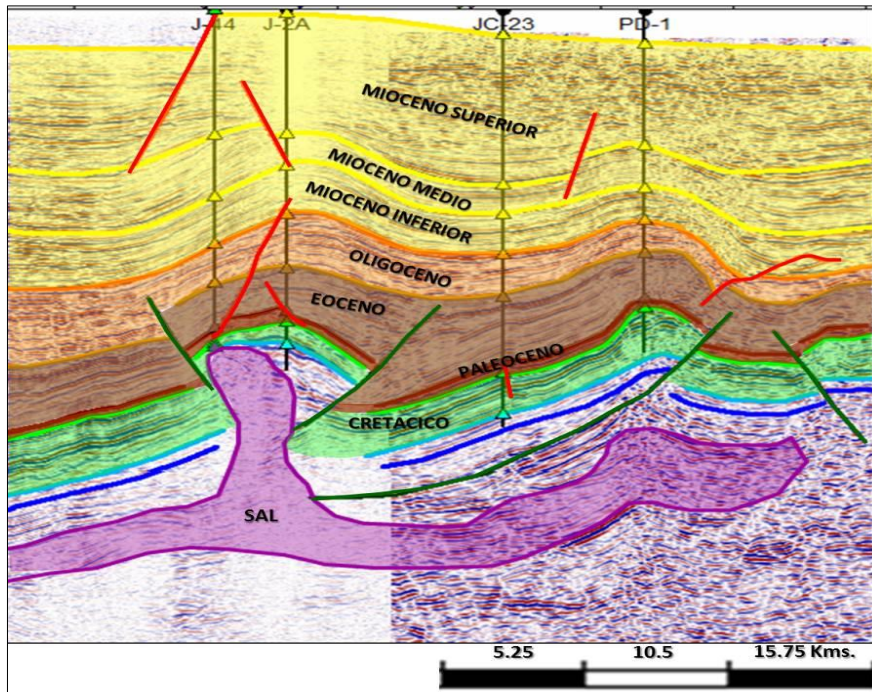


Figura 4.4.2.2 -Zona de cabalgaduras, en donde las observamos principalmente en el Paleógeno medio-Tardío, así mismo se observa la presencia de cuerpos salinos por debajo del área de Jujo, la orientación de estas estructuras es NW-SE. La porción de la línea regional-5 se puede observar en la figura 5.4.1.. Martínez Méndez.

4.4.3.- Zona De Extensión

Esta zona se caracteriza mucho de las anteriores descritas, ya que en esta tenemos un gran desarrollo de un sistema extensional cuya dirección preferencial es NE-SW. Este sistema afectada la Columna Neógeno así como una buena porción del Paleógeno y hasta el Mesozoico, estas son fallas normales de muy alto ángulo de edad Mioceno superior (figura 4.4.3.1).

4.5.- Extracción de Atributos sísmicos.

La extracción de atributos sísmicos se llevó acabo en los cubos sísmicos Carmena-Caletón-Giraldas, Cubo Herradura Norte- Ampliación Herradura y Jujo-Tecominoacan todos estos en su versión migración prestack sin filtro y sin ganancia. En la figura 4.5.1 se puede visualizar la imagen en 3D de cada uno de estos cubos sísmicos. Antes de aplicar la extracción de un atributo sísmico en un horizonte determinado, de los cubos sísmicos se optó por realizar un barrido tanto en direcciones inline-croosline en cada uno de los cubos -

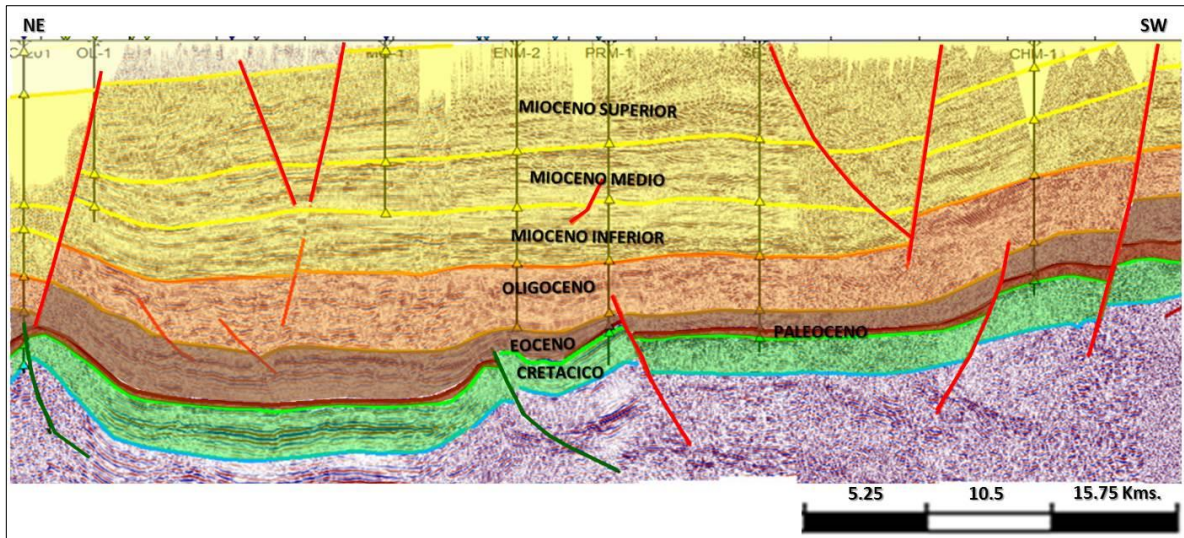


Figura 4.4.3.1 -Zona de extensión, en donde se observa el desarrollo de fallas normales (color rojo), fallas muy jóvenes de edad Mioceno superior, la porción de la línea corresponde a la línea regional-2, su ubicación puede observarse en la figura 5.4.1. Martínez Méndez.

Esto, con el propósito de identificar en las líneas sísmicas de los cubos, algunos rasgos estratigráfico de interés, tal es el caso de la línea inline 1280 del cubo de Carmena-Caletón-Giraldas en la cual se aprecia un canal dentro del mioceno superior (figura 4.5.2), de la misma manera sobre la inline 1070 del mismo cubo sísmico de Carmena-Calentón-Giraldas es posible apreciar otro desarrollo de otro canal ubicándose dentro del Mioceno inferior (Figura 4.5.3).

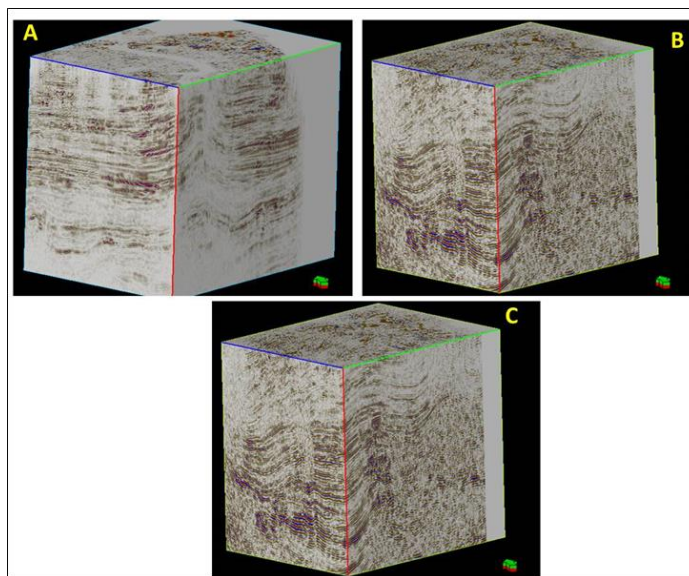


Figura 4.5.1.- Cubos sísmicos, en su versión prestack sin filtros y sin ganancia, en los cuales se efectuó la extracción de atributos A) Carmena-Calentón-Giraldas, B) Herradura Norte-Ampliación Herradura y C) Jujo-Tecominoacan. Martínez Méndez.

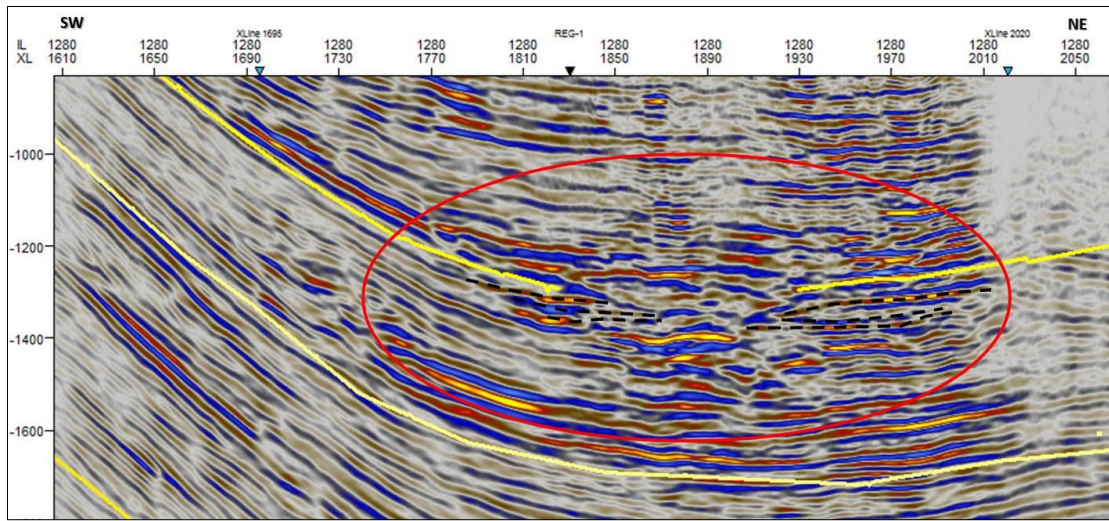


Figura 4.5.2. –Presencia de un canal en inline 1280 del cubo Carmena Calentón-Giraldas, se pueden observar algunas terminaciones sobre las paredes laterales del canal, con la aplicación de la geomorfología sísmica nos ayudara a determinar la dirección, tamaño y distribución del canal. Este rasgo se encuentra dentro del Mioceno superior. Martínez Méndez.

A simple vista resulta muy difícil visualizar sobre las líneas sísmicas, el tratar de identificar estos rasgos estratigráficos. Por lo que siempre es necesario recurrir a la aplicación de los atributos sísmicos, ya que con estos será posible identificarlos y conocer el tamaño, la dirección y distribución de estos rasgos, o si se trata de un abanico, canal de desborde etc.

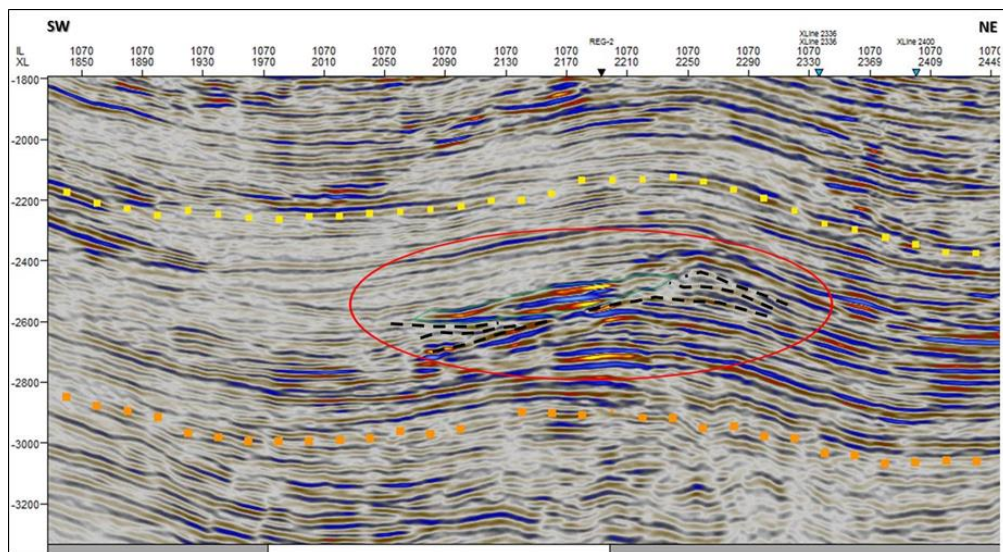


Figura 4.5.3. –Presencia de un canal en inline 1070 del cubo Carmena Calentón-Giraldas, se pueden observar algunas terminaciones sobre el canal, en línea negra se observan las terminaciones, mientras que en línea verde los límites del canal, este rasgo lo encontramos dentro del Mioceno inferior. Martínez Méndez.

Continuando con este barrido sobre la sísmica, en el cubo de Herradura-Norte-Ampliación Herradura y sobre la línea inline 295 con orientación NE-SW, se logró visualizar otro canal dentro del Mioceno medio. (Figura 4.5.4).

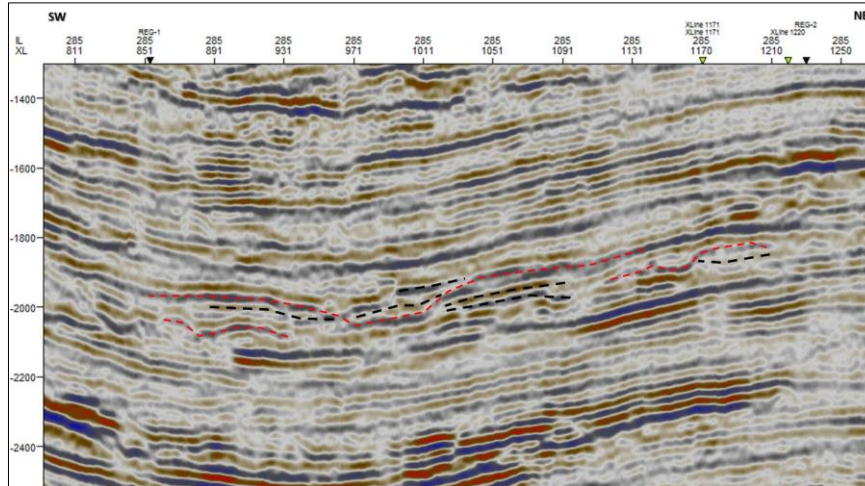


Figura 4.5.4. – Canal en inline 235, del cubo Herradura Norte-Ampliación Herradura, en el cual también es posible observar otro canal, en achurado rojo se aprecia el límite del canal así mientras que en achurado negro se aprecian las terminaciones sobre el canal, este se encuentra dentro del Mioceno medio. Martínez Méndez.

4.5.1.- Extracción de atributos sobre Volúmenes Sísmicos.

Es importante mencionar que en determinadas áreas en donde existe un cierto interés económico-petrolero, y en el que su busca identificar trampas estratigráficas tal es el caso de la Cuenca de Huimanguillo, así como el de definir algunos rasgos estratigráficos para asociarlos con este tipo de trampas, es de vital importancia aplicar técnicas de atributos sísmicos, muchas veces la aplicación de estos atributos no funcionan en su totalidad y por ende no arrojan los resultados esperados, por lo que debe de realizarse el uso o la combinación de otros atributos que nos proporcionen una mejor definición y nos ayuden a resaltar más estos rasgos, y que para que en su conjunto se puedan obtener resultados más favorables. Para este trabajo se realizó la extracción de algunos atributos sísmicos en los volúmenes 3D, tal es el caso de atributos de amplitud (RMS), Envolvente, atributos estructurales (Varianza), atributos de Frecuencia (Frecuencia instantánea, ancho de banda instantánea, frecuencia dominante).

Como se mencionó en párrafos anteriores nuestro objetivo principal de esta extracción de atributos sísmicos es de realizar un análisis cualitativo que nos permita tener una representación de tendencias de posibles sistemas de depósito y en conjunto con la aplicación de la Geomorfología sísmica calibrar estos resultados. La extracción de estos atributos se realizó primero en rebanadas en tiempo o times-slice y en diferentes ventanas, de tiempo, los cuales nos revelaron la presencia de algunos elementos depositacionales. El primer cubo al que se le realizó la extracción de atributos fue el de Carmena-Calentón, Giraldas, con una ventana de 30 mseg. y en un time-slice a 2080 mseg. (figura 4.5.1.1 y 4.5.1.2). En este se logra ver la presencia de algunos elementos depositacionales, hacia la porción central del cubo; se denota un canal con cierta sinuosidad y al final de este un sistema de abanico (RMS), mientras tanto en la varianza aun continua dicho rasgo, además de mostrarse algunas fallas en la porción NW del este, en el envelope continua observándose el canal, En los atributos de frecuencia estos rasgos no pueden definirse como en los anteriores, solo en el de frecuencia dominante se puede apreciar el canal pero con menor sinuosidad.

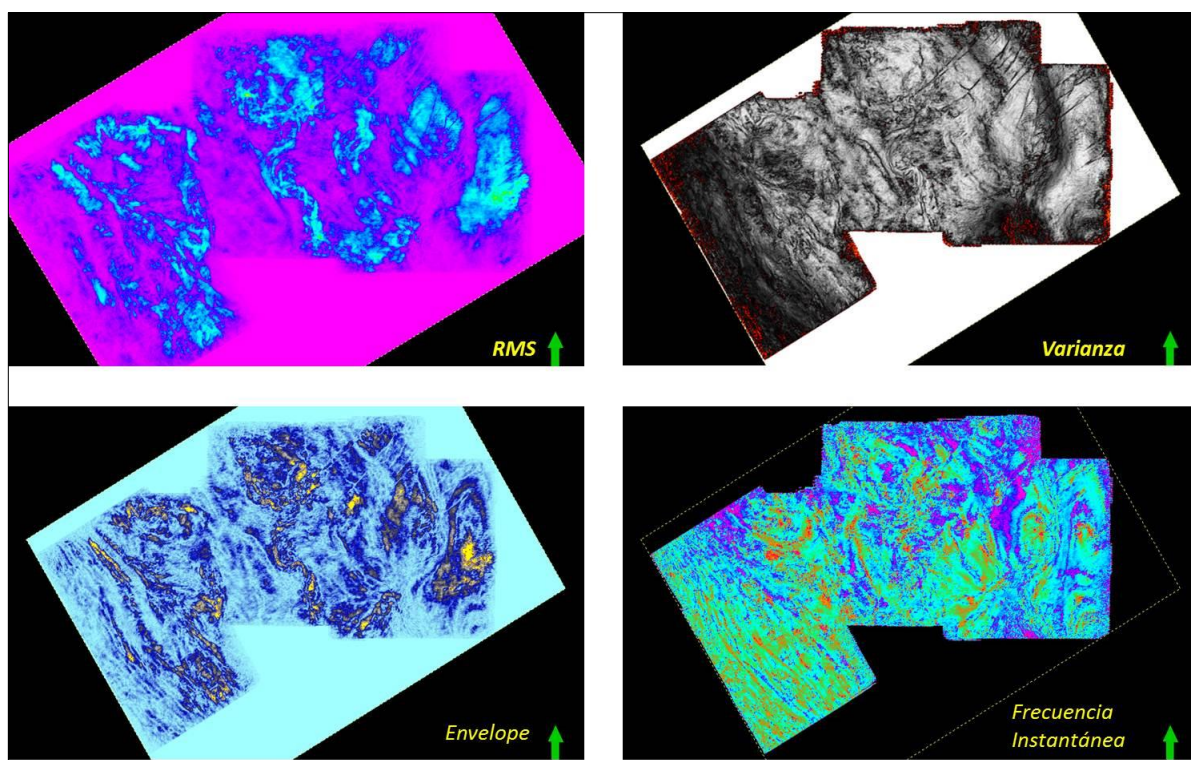


Figura 4.5.1.1. – Extracción de diferentes atributos en el cubo Carmena-Calentón-Giraldas en un time slice a 2080 mseg. Con una ventana de 30 mseg. En estos se observa como rasgo principal un canal sinuoso con un sistema de abanicos en la porción central del cubo, a excepción de la frecuencia instantánea en los demás atributos se observa este rasgo. Martínez Méndez.

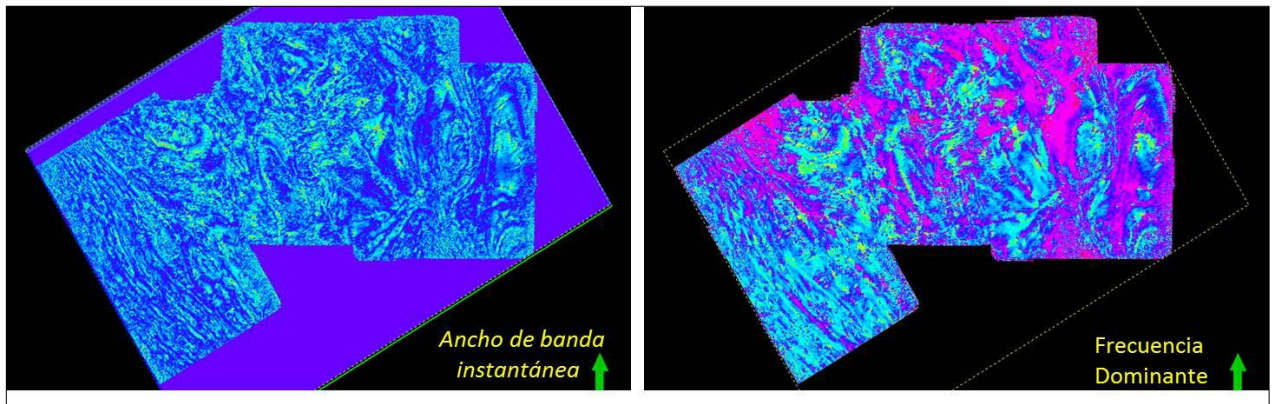


Figura 4.5.1.2. – Extracción de diferentes atributos en el cubo Carmena-Calentón-Girdaldas en un time slice a 2080 msec. Con una ventana de 30 msec. En estos los elementos depositacionales no son tan evidentes como en los anteriores, aunque en el de frecuencia dominante es posible esbozar un canal con un posible abanico. Martínez Méndez.

La extracción de la serie de atributos tanto para el cubo de Herradura Norte-Ampliación Herradura así como para el cubo de Jujo-Tecominoacan arrojó los siguientes resultados (Figuras 4.5.1.3 y 4.5.1.4). Cabe hacer mención de igual forma que en el cubo anterior esta extracción se realizó en time slice, para poder ir barriando en los cubos en rebanadas de tiempo y así observar a que tiempo se apreciarían algunos rasgos estratigráficos. Tal es el caso del cubo de Herradura en donde se logró visualizar un sistema de abanicos con un canal alimentador en la porción centro y NE del cubo, este se logra apreciar mejor en el RMS y envelope ya en los de frecuencia es difícil denotar dichos rasgos. El time slice mostrado es a 2604 msec. Con una ventana de 30 msec.

Finalizando con la extracción a nivel time slice, en el cubo Jujo-Tecominoacan, se logró visualizar un pequeño canal meandrico en la porción SW del cubo, el time slice fue a 2264 msec. Con una ventana de 30 msec. En todos los atributos aplicados a este cubo fue posible observar dicho rasgo estratigráfico. Figuras 4.5.1.5 y 4.5.1.6

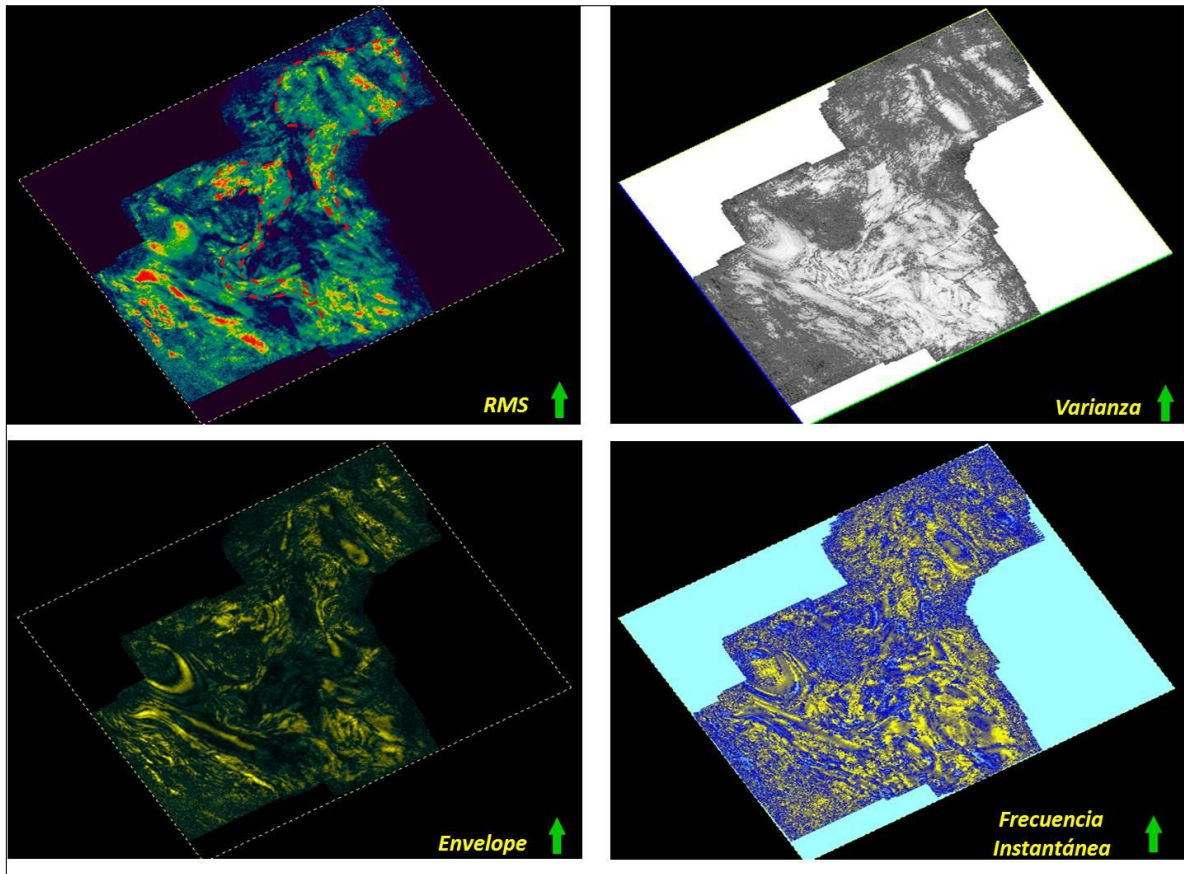


Figura 4.5.1.3. – Extracción de diferentes atributos en el cubo Herradura Norte-Ampliación Herradura en un time slice a 2604 mseg. Con una ventana de 30 mseg. En estos se observa como rasgos principales un sistema de abanicos con sus respectivos canales alimentadores porción central y NE del cubo (Achurado en rojo en el atributo RMS), también es observado en el envelope y un poco en el de frecuencia instantánea. Martínez Méndez.

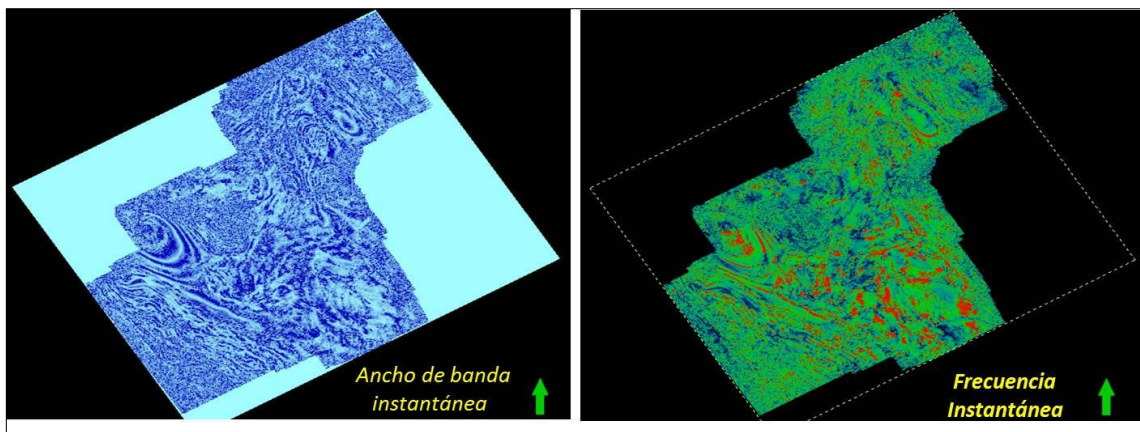


Figura 4.5.1.4. – Extracción de diferentes atributos en el cubo Herradura Norte-Ampliación Herradura en un time slice a 2604 mseg. Con una ventana de 30 mseg. En estos los rasgos es difícil visualizarlos debido al gran contenido de frecuencias que pueden existir en dicho cubo. Martínez Méndez.

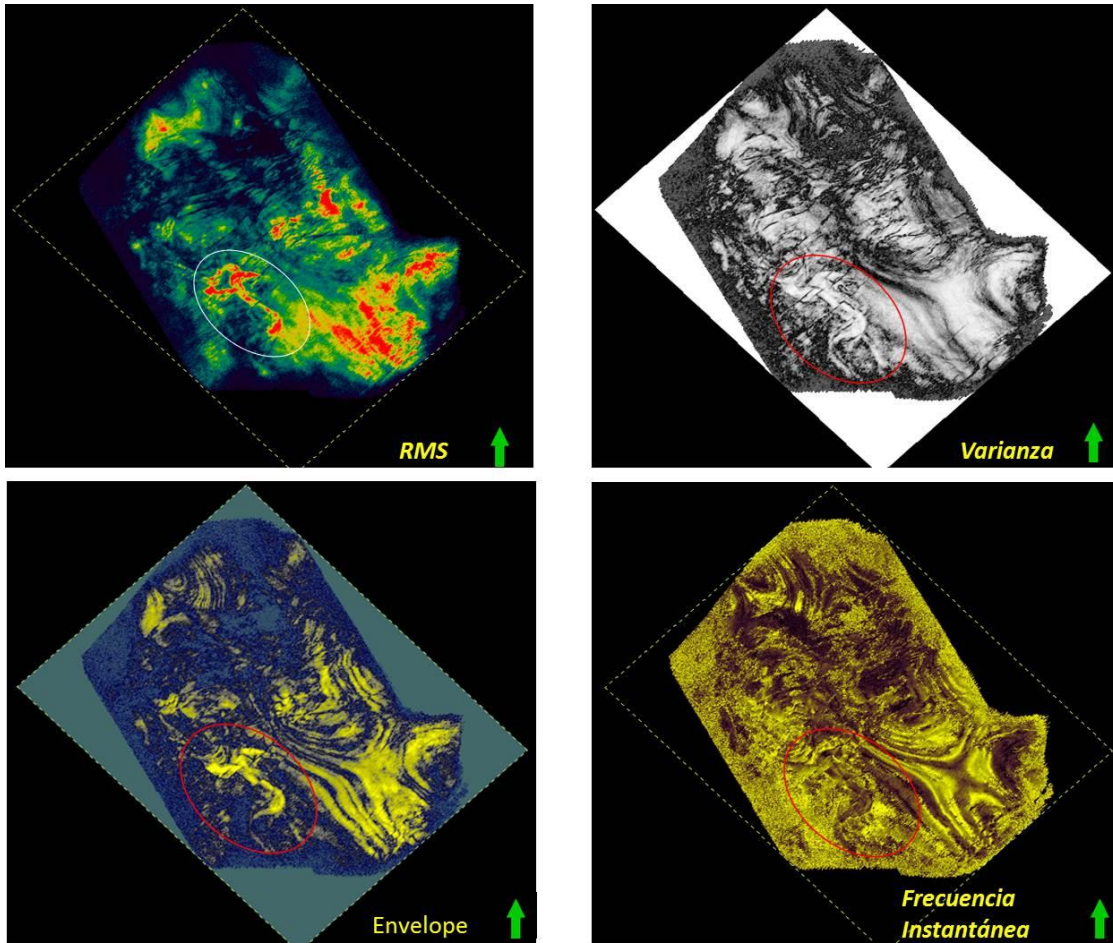


Figura 4.5.1.5. – Extracción de diferentes atributos en el cubo Jujo-Tecominoacan en un time slice a 2264 mseg. Con una ventana de 30 mseg. En estos se logra visualizar un pequeño canal meandrónico, a respuesta de todos los atributos es buena ya que se logra visualizar en todos estos. Martínez Méndez.

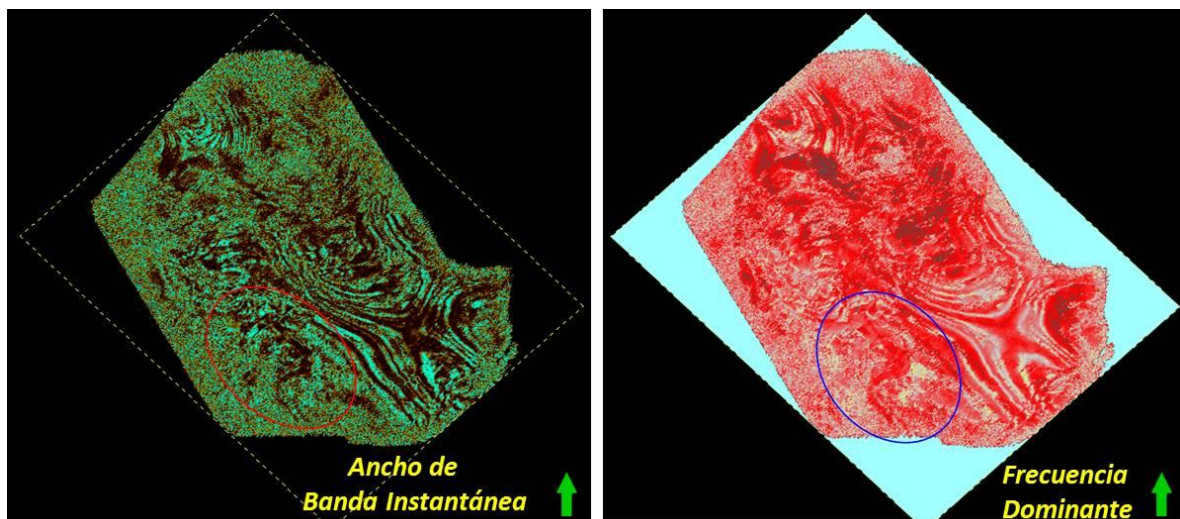


Figura 4.5.1.6. – Extracción de atributos de frecuencia en el cubo Jujo-Tecominoacan en un time slice a 2264 mseg. En los cuales aún continúa observándose el canal meandrónico. Achurado rojo y azul. Martínez Méndez.

4.5.2.- Horizontes Proporcionales.

Una vez ya visualizados algunos rasgos estratigráficos a partir de los barridos realizados en los cubos a nivel time- slice, y conociendo la ubicación de estos en el tiempo en que se encontraron dichos rasgos, su ubicaron en sus edades respectivas de acuerdo a los horizontes interpretados en los cubos sísmicos (Llámesese mioceno superior, medio, inferior y oligoceno), la siguiente fase, fue la de realizar la subdivisión de los horizontes interpretados en horizontes concordantes o conformantes, o también llamados horizontes proporcionales, esto con el propósito de realizar posteriormente la extracción de atributos en cada uno de estos y visualizar si existiese el desarrollo de los sistemas deposicionales observados en estos. Además esta técnica nos ayudara en reducir en gran medida los efectos de la estructuración que podrían oscurecer la imagen de los rasgos paleogeomorfológicos. Dentro del cubo Carmena-Calentón-Giraldas se calcularon 30 horizontes proporcionales (Figura 4.5.2.1). 7 proporcionales dentro del mioceno superior, 11 dentro del mioceno medio y finalmente 12 en el mioceno inferior. Esta misma operación se efectuó para los cubos de Herradura y Jujo-Tecominoacan (figura 4.5.2.2). Para el primer cubo se calcularon 33 horizontes proporcionales dentro del mioceno y para el segundo que es el cubo de Jujo-Tecominoacan fueron 22 horizontes proporcionales también dentro de esta misma edad. El total de horizontes conformantes dentro del mioceno fueron de 87 horizontes proporcionales

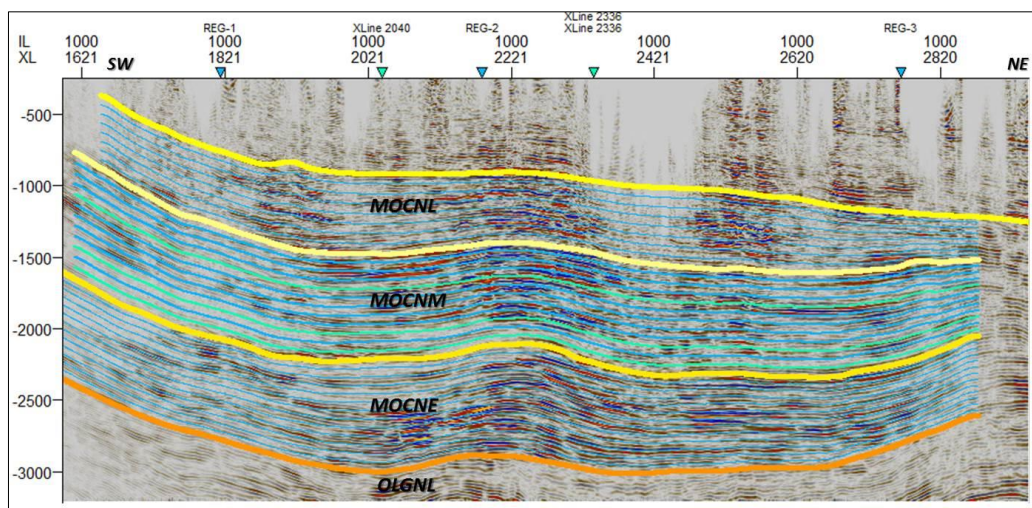


Figura 4.5.2.1. – Calculo de horizontes proporcionales en la Inline 1000 del Cubo Carmena-Calentón-Giraldas, dentro de los horizontes del mioceno superior, medio e inferior. Martínez Méndez.

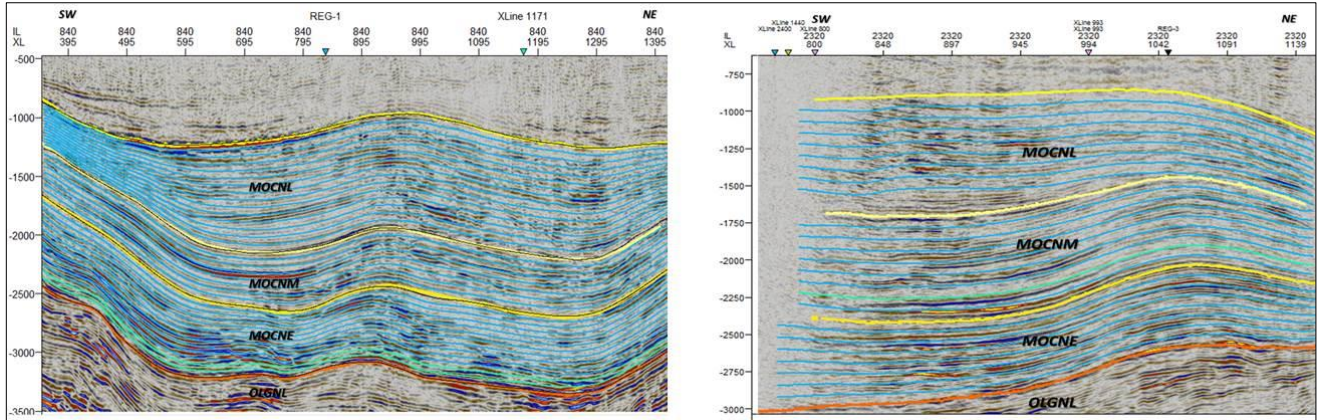


Figura 4.5.2.2. – Cálculo de horizontes proporcionales en InLine 840 del Cubo Herradura Norte-Ampliación Herradura (izquierda) calculándose 33 horizontes proporcionales dentro del mioceno, InLine 2320 cubo Jujo-Tecominoacan (derecha) 22 horizontes proporcionales calculados. Martínez Méndez.

Ya definidos estos horizontes conformantes en cada uno de los cubos sísmicos, estos se convirtieron en superficies conformantes dentro de cada uno de los horizontes que los contenía. (Figura 4.5.2.3). En este se pueden observar 11 superficies conformantes entre la cima del Mioceno medio e inferior. Y a partir de estas se calcularon algunos atributos sísmicos.

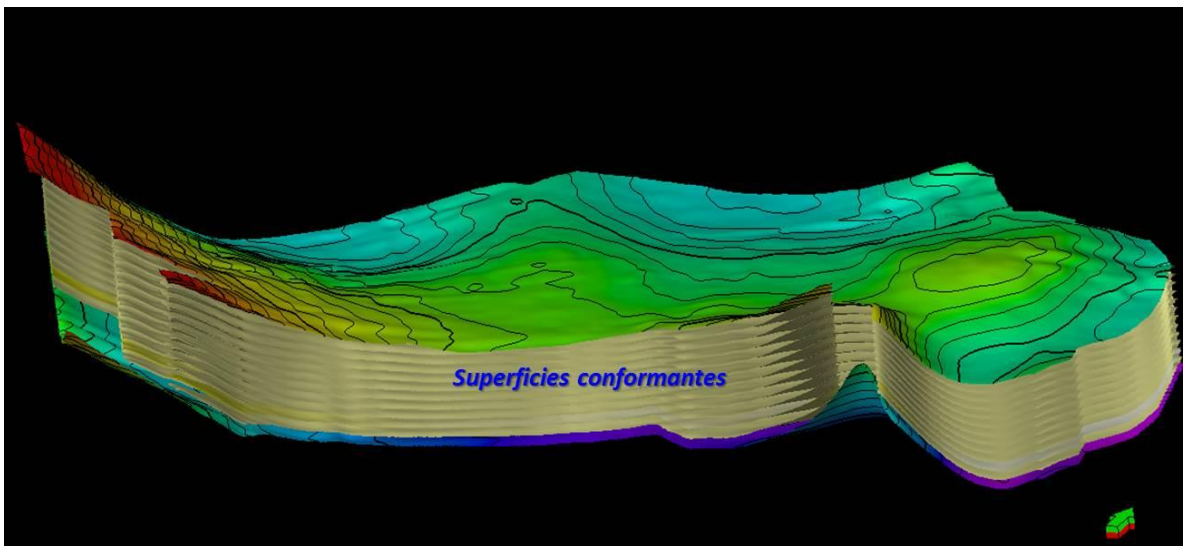


Figura 4.5.2.3. – Superficies conformantes en el cubo Carmena-Calentón-Giraldas, estas son 11 superficies que se encuentran entre la cima del Mioceno medio y cima del Mioceno inferior. Martínez Méndez.

El sistema canalizado encontrado a 2080 ms, corresponde a un horizonte dentro de las superficies de MOCNM-30. La subdivisión entre las superficies ya interpretadas (Mioceno medio 30 y Mioceno Temprano 20), se realizó generando un horizonte cada 50 ms que aproximadamente coincide con la resolución sísmica de estos cubos.

La subdivisión entre estas superficies constó de 28 horizontes (Fig. 4.5.2.1), a partir del Mioceno medio hasta el Oligoceno Tardío y posteriormente se aplicó el atributo RMS para cada uno de estos horizontes.

4.5.3.- Descomposición Espectral.

Por ultimo para finalizar con este capítulo de atributos sísmicos, se aplicó una técnica muy básica de descomposición espectral. La cual es un proceso en el cual trazas sísmicas individuales en el dominio del tiempo se transforman en sus componentes de amplitud y fase en el dominio de frecuencia denominándosele a esta descomposición espectral. Para mayor detalle de la técnica, esta se encuentra referida en el Anexo I. Esta técnica de descomposición se aplicó en el Cubo Jujo Tecominoacan, En la cual el rasgo estratigráfico de un canal meandrico y un creavase splay Figura 4.5.3.1 (A) observado en la superficie 3 dentro del Mioceno medio, la descomposición se realizó en 5 rangos de frecuencias 10 Hz, 15 Hz, 20 Hz, 25 Hz y 30 Hz. Observándose que el rasgo estratigráfico tiene una notoria definición dentro del rango de frecuencias que están por el orden de 10 Hz. Mas sin embargo en rangos de frecuencias de 15 a 25 Hz. a un se observa incluso en el orden de frecuencias de 20 Hz. Se aprecian unos canales amalgamados. Figura 4.5.3.1 (D).

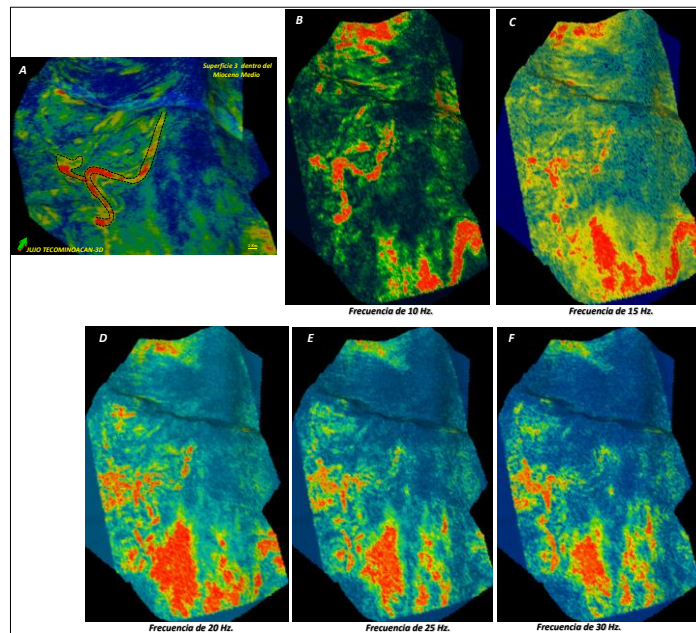


Figura 4.5.3.1. – Descomposición espectral de la superficie 3 dentro del Mioceno medio, en la cual se observa un canal meandrico (A), y descomposición espectral de frecuencias de rangos entre 10 a 30 Hz. Martínez Méndez.

Se obtuvieron 5 Cubos de frecuencia de 10 a 30 Hz, A partir del cubo de frecuencia de 10 Hz. Se desplego la inline-2515 de este cubo, en donde se aprecia el canal en sección Figura 4.5.3.2.

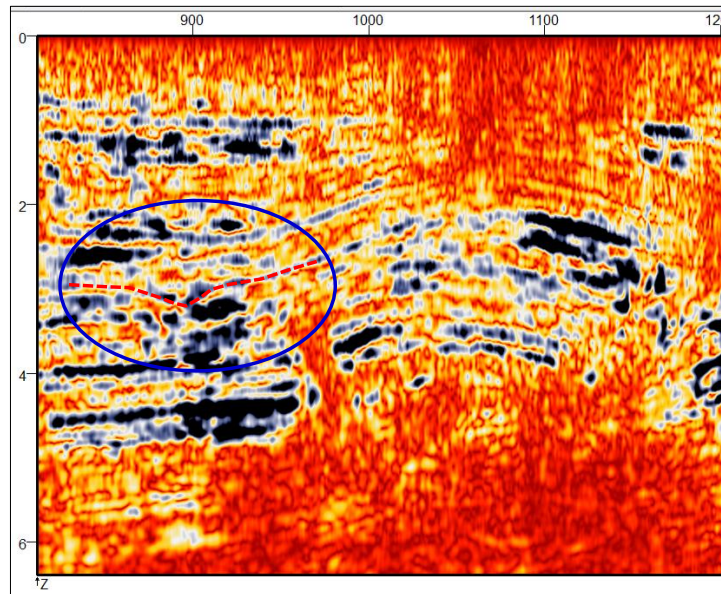


Figura 4.5.3.2. – Inline 2515 a partir del cubo de frecuencias de 10 Hz. En círculo rojo se aprecia la expresión del canal meandrico dentro de la superficie 3 del Mioceno medio. Martínez Méndez.

4.6.- Aplicación de la Geomorfología Sísmica

En este capítulo mostraremos el flujo de trabajo Figura 4.6.1, utilizado en la aplicación de la Geomorfología Sísmica, como primer paso se realizó un control de calidad de los datos sísmicos, esto consistió en efectuar un barrido cada 5 líneas tanto en sentido inline como croosline, esto se llevó a cabo en los 3 cubos sísmicos utilizados, este control únicamente se hizo en los intervalos entre 0-3000 mseg, Intervalos en que se encuentran los objetivos de este trabajo, este control consistió en revisar si existían trazas muertas, cambio de polaridad, múltiples, etc. Por lo que no fue necesario realizarle algún otro proceso o aplicación de filtros a los cubos sísmicos.

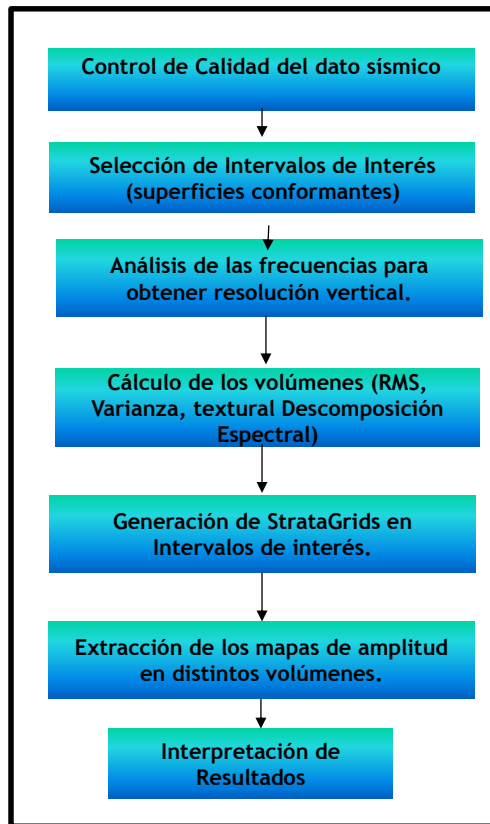


Figura 4.6.1.- Flujo de trabajo para la aplicación de la Geomorfología Sísmica. Martínez Méndez.

La selección de los intervalos de interés surgió a partir de los horizontes proporcionales dentro de cada paquete llámese Mioceno superior, Mioceno medio y Mioceno inferior. Para el cubo de Carmena-Caletón-Giraldas el horizonte seleccionado fue el Proporcional 2 para el cubo Heradura Norte-Ampliación Herradura proporcional 7 y finalmente dentro del cubo de Jujo-Tecominoacan el proporcional 3, todos estos dentro del paquete de Mioceno medio. Figura 4.6.2.

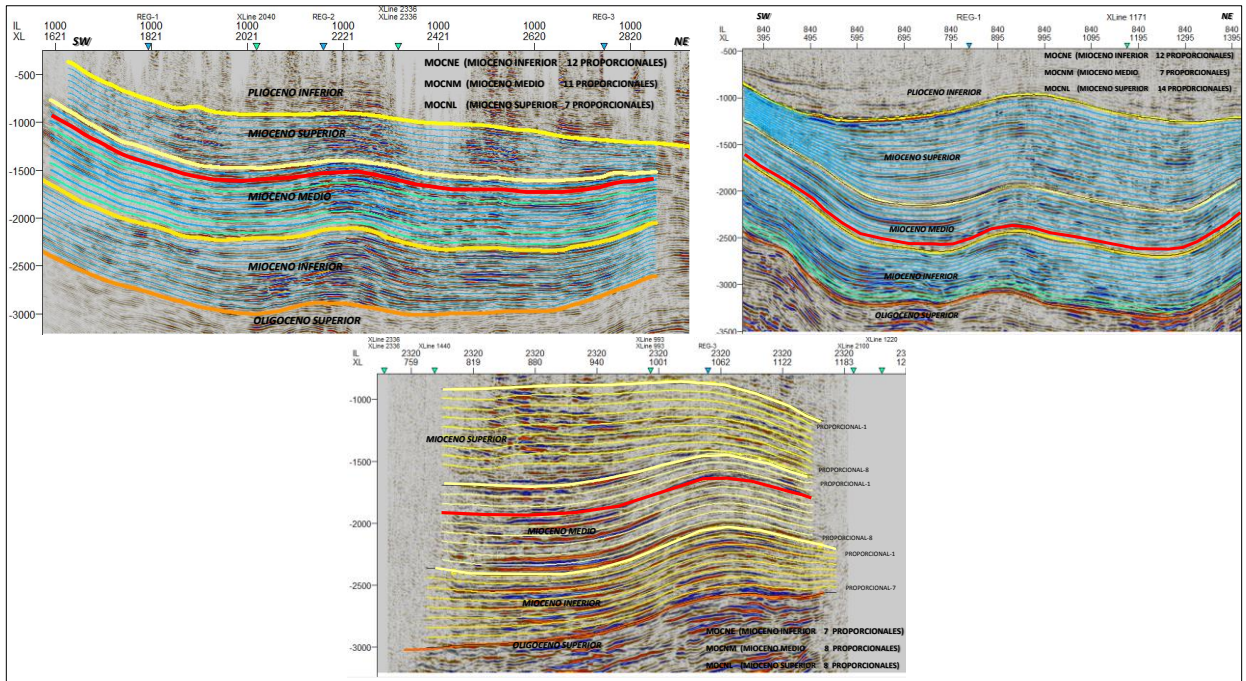


Figura 4.6.2.- Horizontes proporcionales seleccionados (línea roja), en cada cubo sísmico Carmena-Caletón-Giraldas (Izquierda), Herradura Norte-Ampliación-Herradura (derecha) y Jujo-Tecominoacan (centro). Martínez Méndez.

Con respecto a la determinación de la resolución vertical (espesores de las arenas de susceptibles de ser detectados con sísmica), estas se obtuvieron en cada cubo sísmico, en base a su espectro de frecuencias que junto con las velocidades de intervalos en los horizontes de interés, para el cubo de Carmena-Caletón-Giraldas la resolución fue de 38 mts, cubo Heradura Norte-Ampliación Herradura fue de 50 mts. Y para el cubo de Jujo-Tecominoacan fue de 37 mts. En la Figura 4.6.3 se aprecia la frecuencia y velocidades de intervalo obtenidas en los horizontes de interés.

Los volúmenes de atributos calculados para cada uno de los cubos sísmicos fueron: Varianza, Sweetnes, Envelope, Dip, Chaos, Rms y frecuencia dominante, en la Figura 4.6.4 se- aprecian los atributos corridos en cada cubo sísmico dentro de la plataforma de Petrel. A partir de estos volúmenes el atributo fue aplicado a la superficie proporcional de interés.

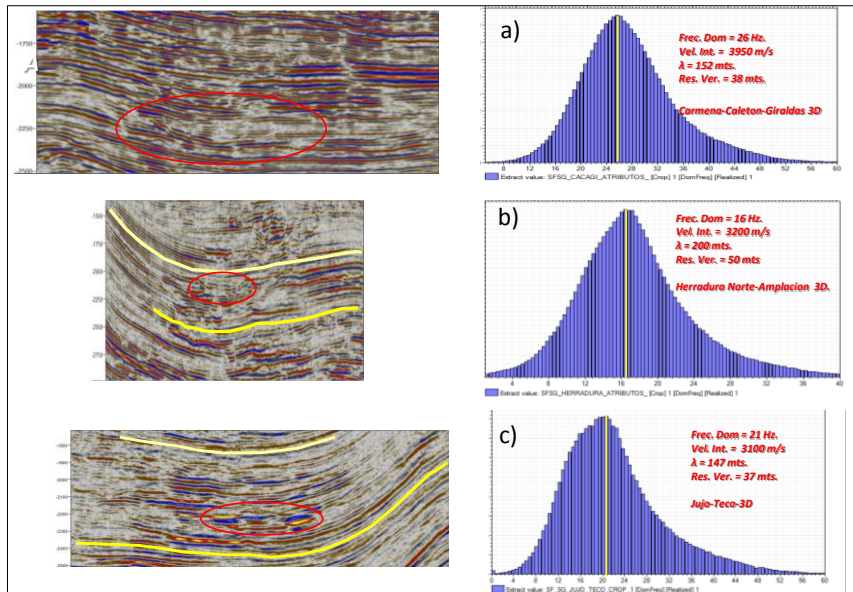


Figura 4.6.3.-Espectros de frecuencia dominante en las superficies proporcionales de interés, (ovalos en rojos), en las cuales se realizó el cálculo de la resolución vertical. A) Cubo Carmena-Caletón-Giraldas, b) Cubo Herradura Norte-Ampliación. C) Jujo-Teco. En la porción izquierda se aprecia la sísmica de cada superficie proporcional en las cuales se efectuó el cálculo de la resolución vertical. Martínez Méndez.

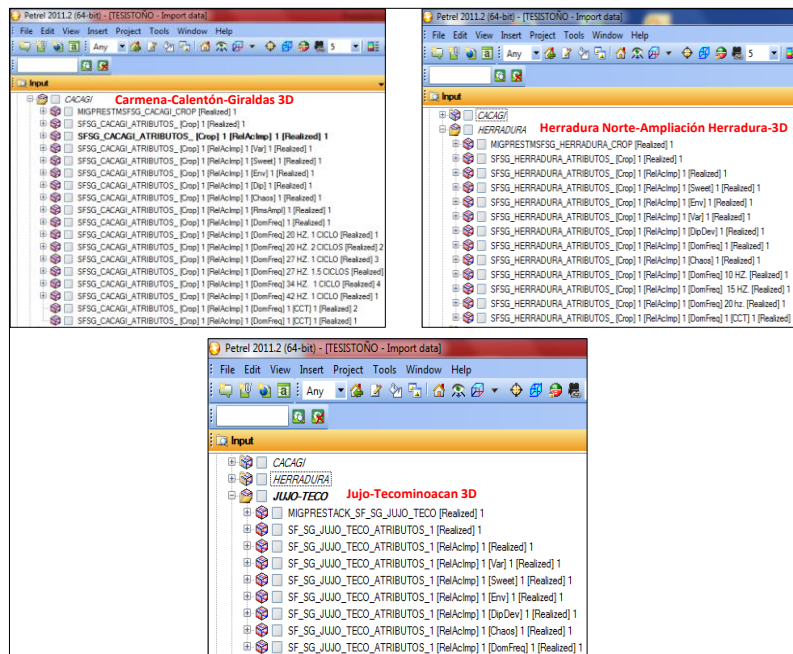


Figura 4.6.4.-Atributos sísmicos calculados en cada uno de los cubos sísmicos en la plataforma petrel. Martínez Méndez.

La extracción de los atributos como se mencionó anteriormente se realizó en los horizontes proporcionales mostrados en la Figura 4.6.3, lo que nos permitió obtener algunos mapas de atributos, cabe hacer mención que el atributo de Rms, fue en el que se obtuvo una mejor respuesta de los rasgos estratigráficos. En el cual se llegan a observar algunos canales meandricos porción NE, canales entrelazados, point-bar porción Sur, así como algunos desbordes u overbanks, más adelante se presentara el detalle de alguno de estos rasgos estratigráficos identificados.

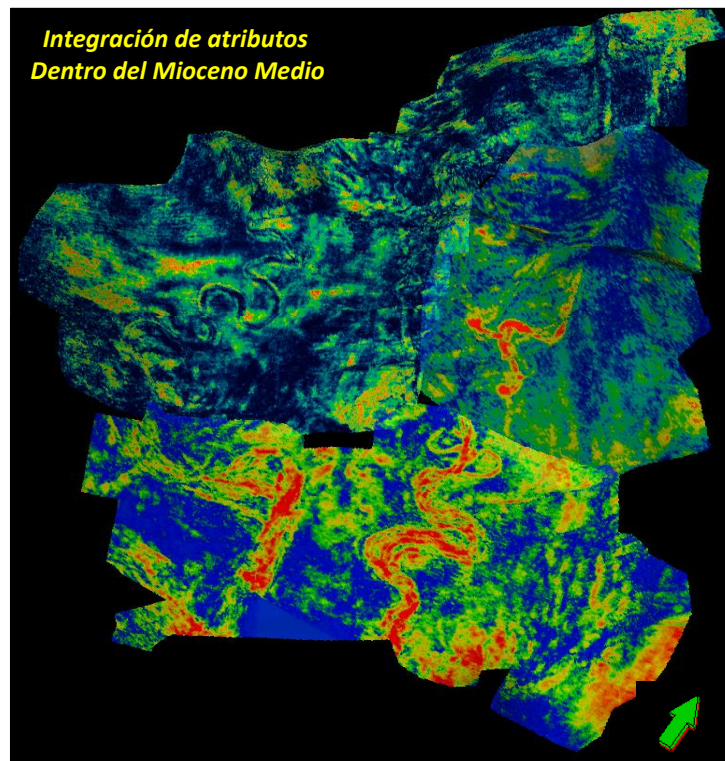


Figura 4.6.5.-Mapa de atributos de amplitud RMS dentro del Mioceno medio, integrado de los 3 Cubos sísmicos en estudio, hacia la porción Sur el cubo de Carmena-Calentón-Giraldas, en dirección NW el cubo de Herradura Norte-Ampliacion y en el NE el cubo de Jujo-Tecominoacan, en estos es posible observar el desarrollo de algunos canales sinuosos, canales entrelazados, abanicos de desborde y point-bar. Martínez Méndez.

Canales Meandricos.

Los canales de aguas profundas han recibido considerable atención en la industria del petróleo durante la última década, debido a los importantes descubrimientos que se han hecho en varias cuencas de aguas profundas en la que el desempeño del yacimiento era fundamental para las decisiones de desarrollo y estrategias (por ejemplo, la Cuenca de-

Campos, Brasil, costa afuera de Angola, Nilo, Mahakam Delta, Norte del Golfo de México, al oeste de las Islas Shetland, y en el mar del Norte en Noruega. Los canales sinuosos de aguas profundas muestran una amplia gama de geometrías y arquitecturas internas. La mayoría de los ejemplos modernos han sido documentados en grandes abanicos de márgenes pasivos, los cuales son suministrados por los principales ríos que transportan grandes volúmenes de sedimentos dominantes de grano fino, tenemos como ejemplo Amazonas, Mississippi, Zaire, Nilo por mencionar algunos.

Dentro de los rasgos estratigráficos identificados dentro del Cubo de Herradura Norte-Ampliación Herradura porción NW de la cuenca de Huimanguillo, destacan principalmente, depósitos turbidíticos en ambientes de Talud en sus facies canalizadas, observándose un gran canal sinuoso con una longitud de 8.4 Kms. y una deriva o radio de curvatura de 31 Kms, resultando una alta sinuosidad de 3.2, se considera una alta sinuosidad cuando sus valores son mayores de valor de 1.3 (S. Nordfjord-2005). Esta sinuosidad nos puede ayudar a determinar en cierta medida la inclinación de dicho talud, siendo para esta relación de sinuosidad menor de 0.2 grados. (Tabla S. Nordfjord-2005). En la Figura 4.6.6. Se aprecia el desarrollo de este canal sinuoso.

Para identificar el canal en la sección sísmica fue necesario realizar un análisis sismoestratigráfico con el propósito de interpretar algunas terminaciones, principalmente algunas truncaciones y superficies onlap (interlineado amarillo) que nos permitieron definir los límites del canal (interlineado negro). El canal presenta un desarrollo agradacional como se aprecia en la Figura 4.6.7a y b y tiene un espesor aproximado de entre 80 y 90 mts. Hacia ambos lados de la sección se identifican algunos lóbulos o frontal splay. Las líneas amarillas más achuradas nos representan el paquete de la secuencia del Mioceno Medio, dentro del cual se realizó la extracción del atributo en el horizonte proporcional 7.

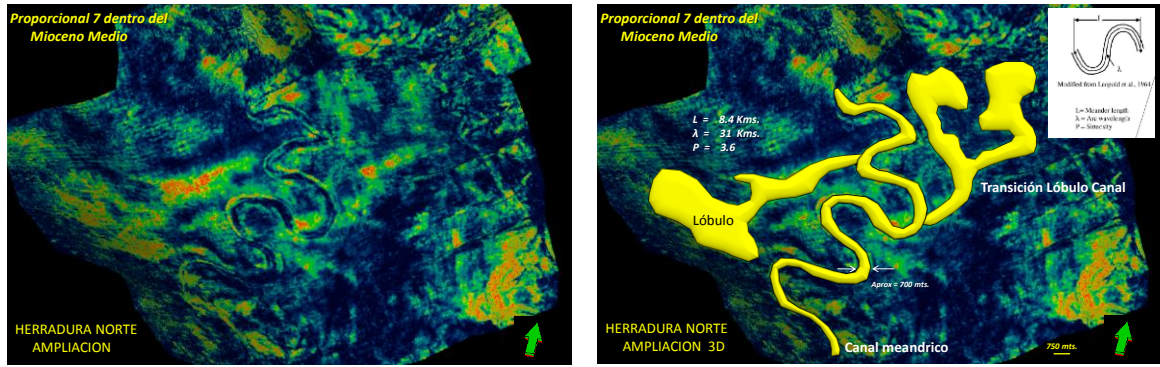


Figura 4.6.6.-Mapa de atributos de amplitud RMS dentro del Mioceno medio, en el cubo de Herradura Norte, en donde se observa el desarrollo de un canal sinuoso, a partir del cual se calcularon algunos parámetros como sinuosidad y curvatura, este canal lo encontramos en depósitos tubridíticos de Talud.. Martínez Méndez.

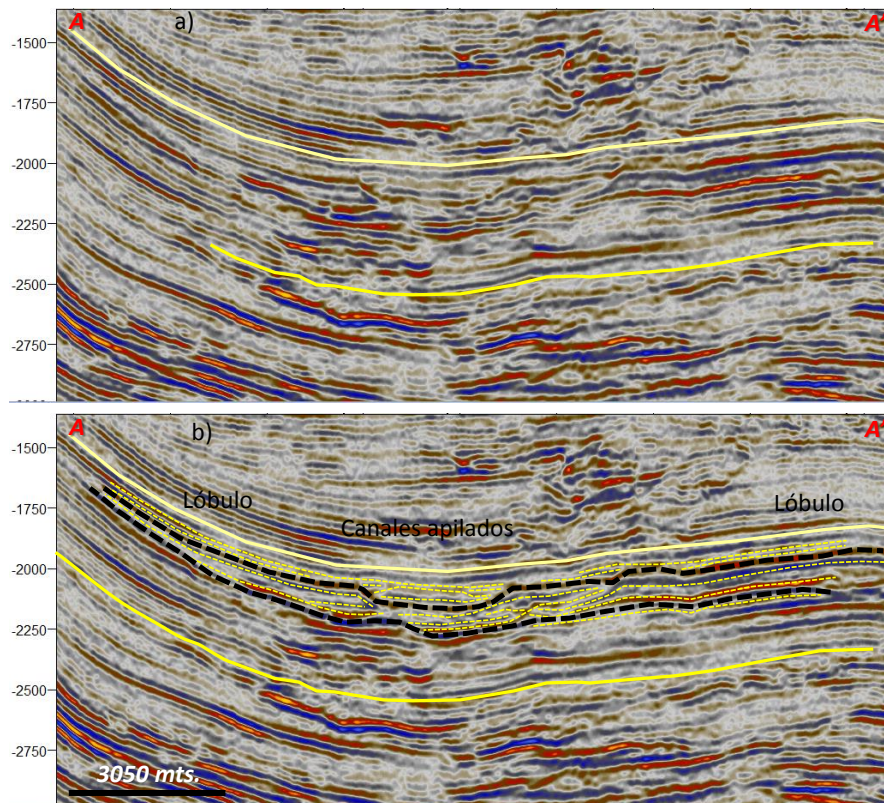


Figura 4.6.6 (A) Y (B).-Sección sísmica en donde se observa los depósitos canalizados agradacionales (interlineado negro) dentro del paquete del Mioceno medio, así como las terminaciones que marcan el límite del canal sinuoso. Martínez Méndez.

En la figura 4.6.7, se muestra otra vista en perspectiva entre el atributo RMS y la sección sísmica en donde se observan el desarrollo de los depósitos turbidíticos del Mioceno medio.

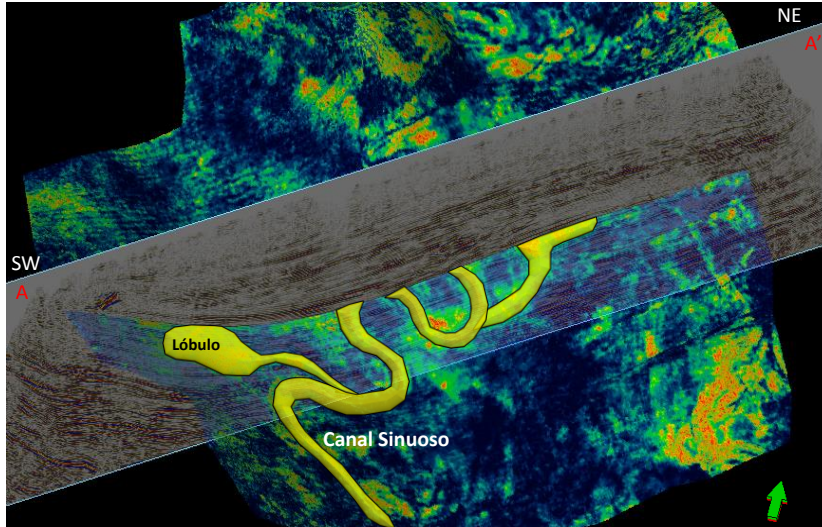


Figura 4.6.7.-Depositos turbiditicos del Mioceno medio, visualizados a partir del atributo RMS y la sección sísmica sin filtro y sin ganancia del cubo Herradura Norte-Ampliación Herradura. Martínez Méndez.

Con respecto a los sistemas de depósitos identificados en el cubo de Carmena-Caletón-Giraldas, ubicado en la porción Sur-Central de la cuenca de Huimanguillo en esta área fue posible visualizar algunos elementos depositacionales de lowstand en aguas profundas desde sedimentos canalizados sinuosos hasta canales entrelazados, sedimentos de desborde de canal (overbank), lóbulos frontales (splay frontal), complejos de crevasse-splay y point-bar dentro de las curvatura del canal sinuoso. Figura 4.6.8. En la Figura 4.6.9 se pueden observar los principales elementos depositacionales que se desarrollan en ambientes de aguas profundas.

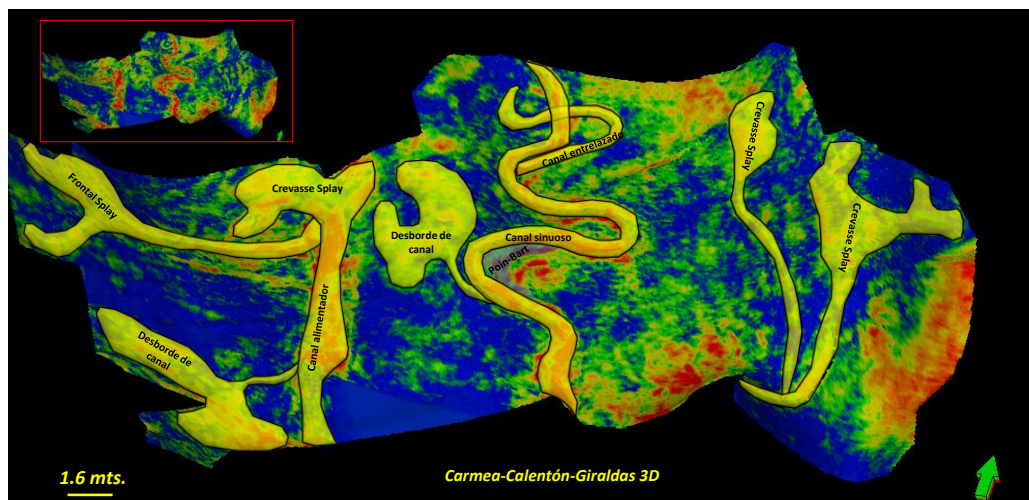


Figura 4.6.8.-Elementos depositacionales identificados en el cubo Carmena Calentón-Giraldas, los cuales corresponden a sedimentos en facies canalizadas, overbank, crevasse splay, lóbulos y point-bart. Esta extracción de atributos corresponde al proporcional 2, también dentro del paquete del Mioceno medio. Martínez Méndez.

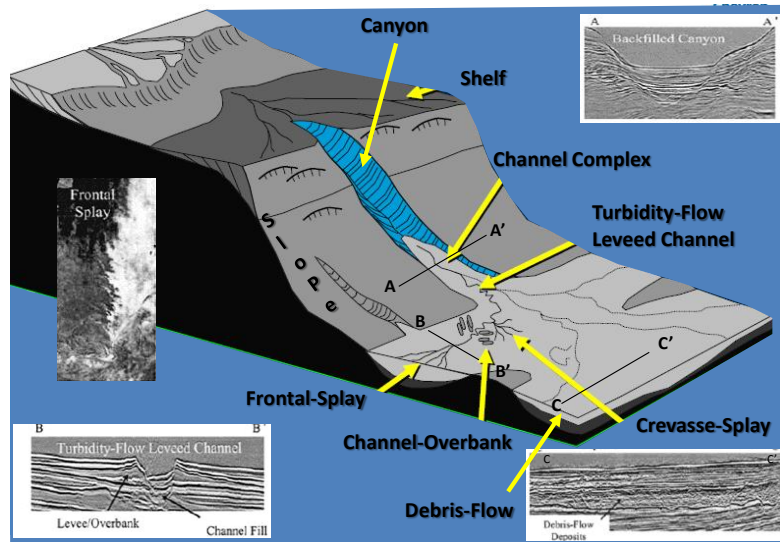


Figura 4.6.9.- Principales elementos depositacionales desarrollados en ambientes de aguas profundas Posamentier-2005.

Complejos de canal y desborde (Channel-Overbank).

En esta área del cubo de Carmena-Calentón-Giraldas se observa el desarrollo de un canal de desborde, Figura 4.6.10, junto al canal meandrónico, estas zonas de desbordamientos de canal en los sistemas de aguas profundas consisten principalmente de arcillas, limos, arenas y areniscas de capas delgadas. Estos depósitos están formados por capas delgadas, laminadas (Bouma Tb) y onduladas (Bouma Tc), estas arenas a veces tienen una excelente porosidad y permeabilidad y son excelentes trampas estratigráficas ideales debido a su acuñaamiento lateral y intercalaciones finas de arena y arcillas, muchos depósitos en estas facies han sido descubiertos en el Norte del Golfo de México. Cuando se hacen descubrimientos de este tipo de facies es necesario evaluar si estos depósitos son lo suficientemente grandes como para justificar su desarrollo económico. Ya que la producción en estas facies de depósito pueden ser muy altas al principio, luego se reducen rápidamente, y finalmente, persisten en los niveles inferiores. Como depósitos independientes en capas delgadas pueden no ser lo suficientemente rentables económicamente; Sin embargo, al desarrollarlos en forma conjunta, pueden ser bastante importantes. Otro rasgo interesante que se observa es el desarrollo del canal meandrónico, el cual tiene una anchura de 1.2 kms. Aproximadamente y un espesor de entre 100 y 120 mts. En este se pueden apreciar las terminaciones y truncaciones Figura 4.6.11, achurado azul, mientras que los límites del canal se aprecia en achurado negro.

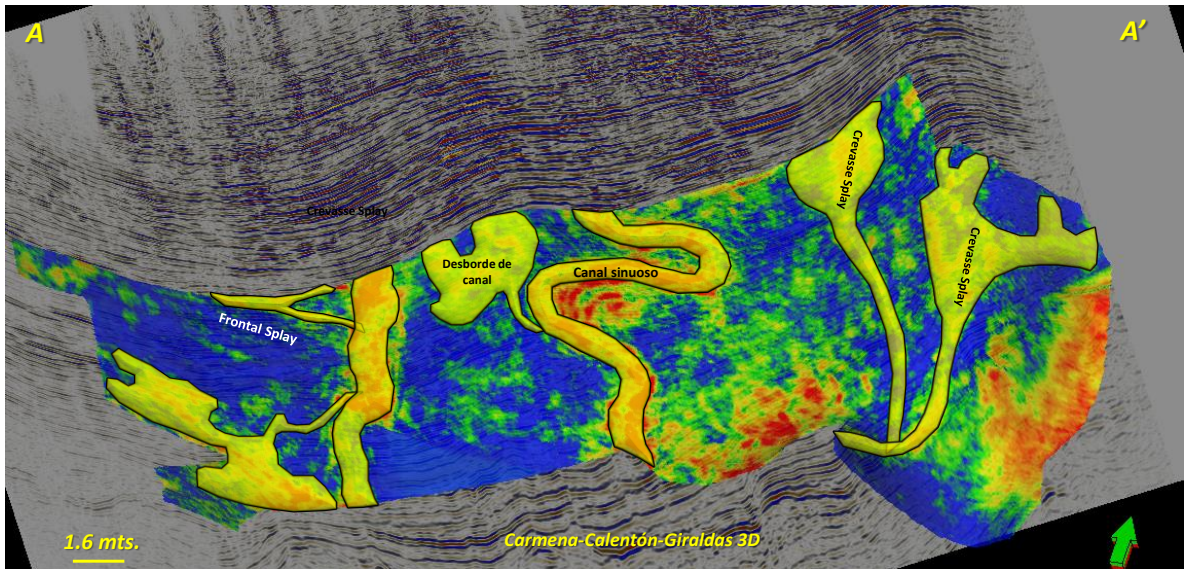


Figura 4.6.10.- Vista de elementos depositacionales desarrollados en el área del cubo Carmena-Caletón-Giraldas y sección sísmica que atraviesa dichos depósitos turbidíticos, tales como desbordes de canal, frontal splay, canales y crevasse splay. Martínez Méndez.

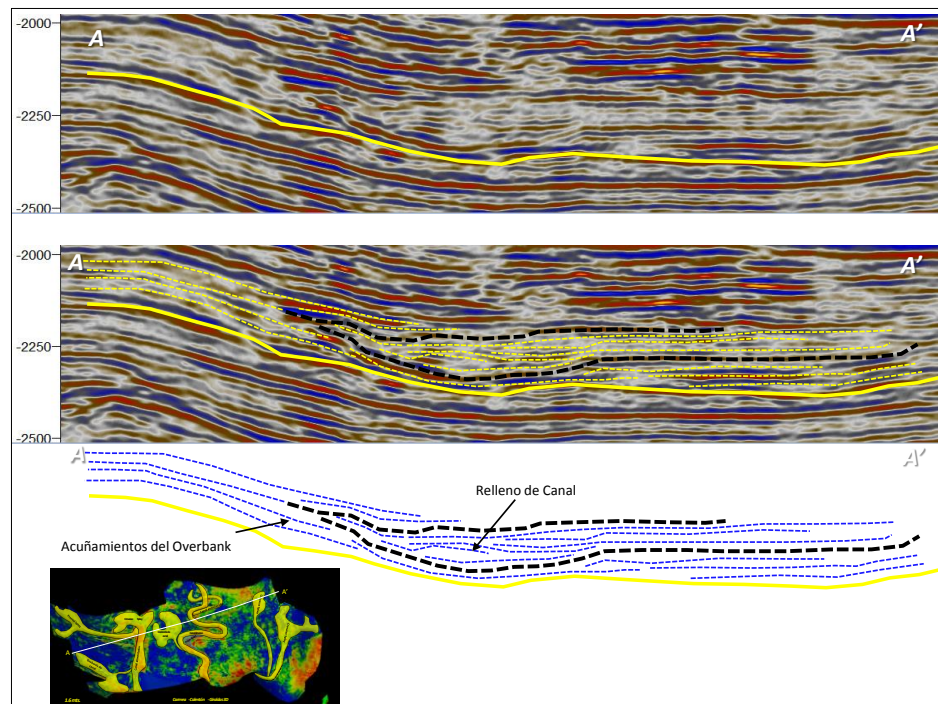


Figura 4.6.11.- Interpretación sismo estratigráfica del canal meandrico y overbank en sección sísmica sin filtro y sin ganancia, del Horizonte proporcional 2, muy cerca de la base del Mioceno medio, Martínez Méndez.

Point-Bar y Frontal Splay (Lóbulos)

En el área del cubo de Jujo-Tecominoacan 3D el cual se ubica en la porción NE de la cuenca de Huimanguillo, se observaron algunos elementos depositacionales también de aguas profundas como canales sinuosos, overbank estos también observados en los cubos anteriores y ya descritos, frontal splay (Lóbulos) y point bar Figura 4.6.12, Se aprecia un point-bar, el cual se deposita sobre la curva interior del canal sinuoso, son compuestos por sedimentos bien clasificados y se ve reflejada la capacidad total de la corriente de turbidez y estas las encontramos en abundancia en corrientes muy maduras. Por otro lado el frontal splay (Lóbulo), se ve alimentado por un canal distributivo algunos autores también hacen referencia a estos como (depósitos de sheet sand; Hackbarth y Shaw 1994; Mahaffie 1994) En algunos casos, los complejos de splay parecen estar asociados con roturas importantes de la pendiente del talud (es decir, una disminución abrupta en gradiente).

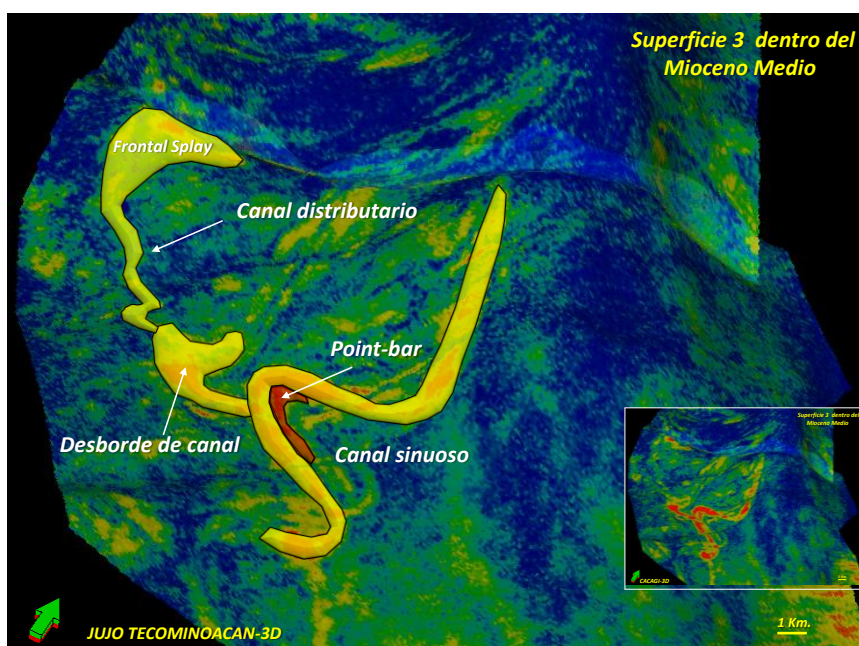


Figura 4.6.12.- Elementos depositacionales interpretados en el cubo Jujo-Tecominoacan, en el cual resaltan el desarrollo de sistemas turbidíticos en sus facies canalizadas, Overbank, Lóbulos y barras acrecionales. Martínez Méndez.

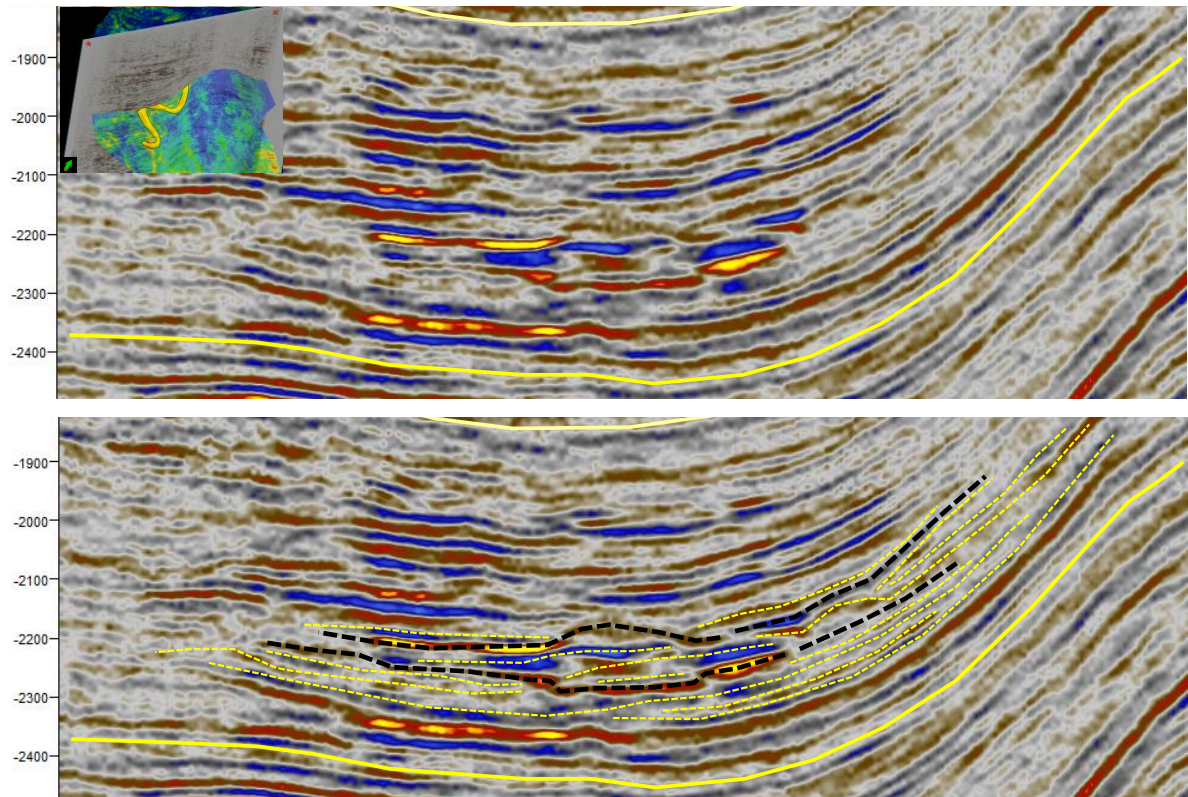


Figura 4.6.13.- Interpretación sísmo estratigráfica en la parte externa del canal meandrónico, el cual tiene un espesor aproximado de entre 100 y 120 mts. Y una extensión de 1.5 kms. Aproximadamente. Martínez Méndez.

5.- RESULTADOS.

Dentro de los resultados más relevantes obtenidos durante la realización de este trabajo, está el de la identificación de ciertos rasgos estratigráficos los cuales fueron asociados a algunas trampas del tipo estratigráfico las cuales se trataron de análogo con algunos modelos depositacionales ya existentes. Así mismo, en base al análisis de la geomorfología sísmica en los atributos sísmicos, dentro del paquete de la base del Mioceno inferior y cima del Mioceno medio fue posible identificar un sistema depositacional sedimentario asociado a facies profundas de talud y cuenca, así como. Proponer un modelo de depósito asociado a este tipo de facies.

5.1.- Rasgos Geomorfológicos

Los principales rasgos geomorfológicos identificados, fueron canales y lóbulos asociados a sistemas de abanico submarino generados por procesos en aguas profundas durante el Mioceno medio. Estos rasgos están asociados con la presencia de arenas que pudieran representar importantes trampas estratigráficas de hidrocarburos. Antes de mostrar este tipo de trampas es importante mostrar la calidad de este tipo de reservorios en cuanto a la roca almacén en ambientes profundos. En lo que respecta a la calidad de este tipo de reservorios las sabanas de arena y los complejos de lóbulos y/o abanicos submarinos nos representan una mejor continuidad lateral en cuanto a su distribución y un mejor porcentaje N/G (Net-Pay). En la Figura 5.1.1 se aprecia la calidad de la roca almacén en este tipo de ambientes de depósito. Estos rasgos estratigráficos fueron identificados dentro de los horizontes proporcionales 2 del cubo Carmena-Calentón-Giraldas, proporcional 7 del cubo Herradura-Ampliación Herradura y proporcional 3 del Cubo de Jujo-Tecominoacan, todos estos horizontes dentro del Mioceno medio. En la figura 5.1.2 se observa la integración de estos rasgos estratigráficos dentro de estos cubos antes mencionados. Las trampas estratigráficas visualizadas en la sísmica pueden observarse en las figuras 4.6.6, 4.6.11 y 4.6.13 del capítulo 4.

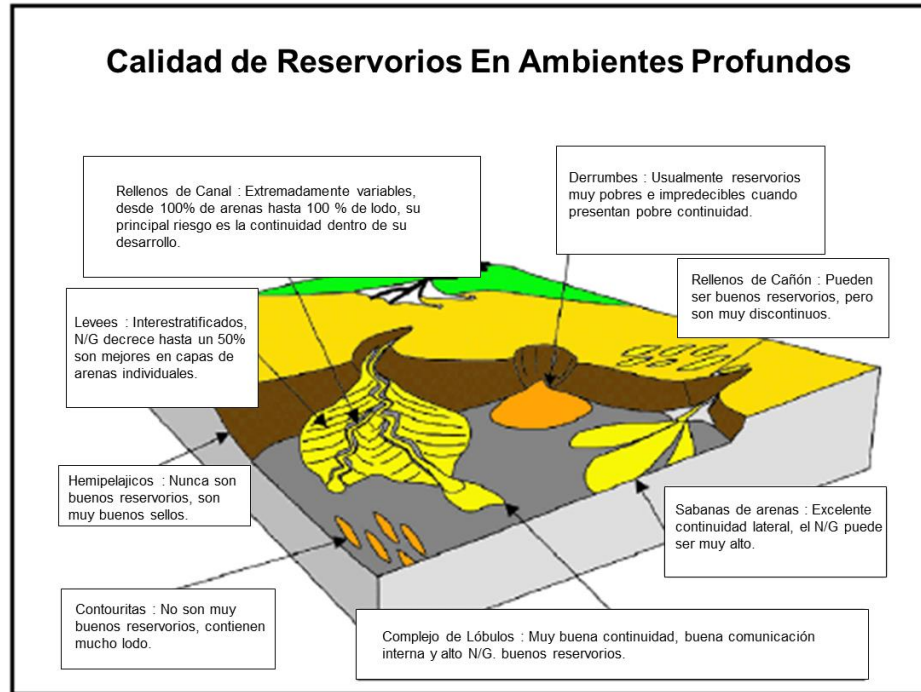


Figura 5.1.1.- Calidad de los yacimientos en sus diferentes facies de depósito, llámese rellenos de canal, derrumbes, Levees, rellenos de cañones submarinos, sabanas de arena, complejos de lóbulos.

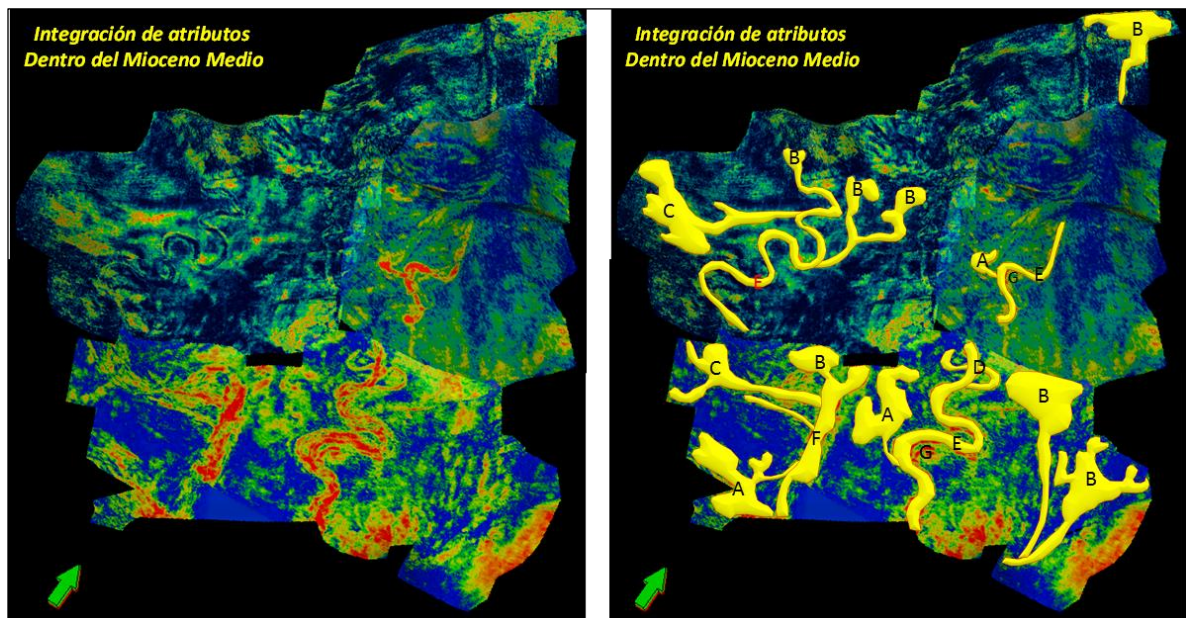


Figura 5.1.2.- Integración de los principales rasgos estratigráficos identificados dentro del área de estudio, todos estos dentro del Mioceno medio en donde se logra observar. A) Desbordes de canal, B) Crevasse Splay, C) Frontal Splay, D) Canales entrelazados, E) Canales sinuosos, F) Canal alimentador G) Point-Bar. José Antonio Martínez Méndez.

Dentro de las trampas estratigráficas identificadas y analogadas con un modelo, tenemos a las barras meandricas o Point-bar en donde cada capa de la secuencia se deposita en las diferentes partes del canal, conforme el canal va migrando en el tiempo éstas se van depositando sobre las anteriores. El proceso se va repitiendo debido a la migración lateral del meandro por lo que este tipo da facies asociadas a estas barras meandricas las hacen ser áreas de gran interés desde el punto de vista prospectivo. En la figura 5.1.3 se observa el modelo esquemático de las unidades geomorfológicas de este tipo de trampa estratigráfica.

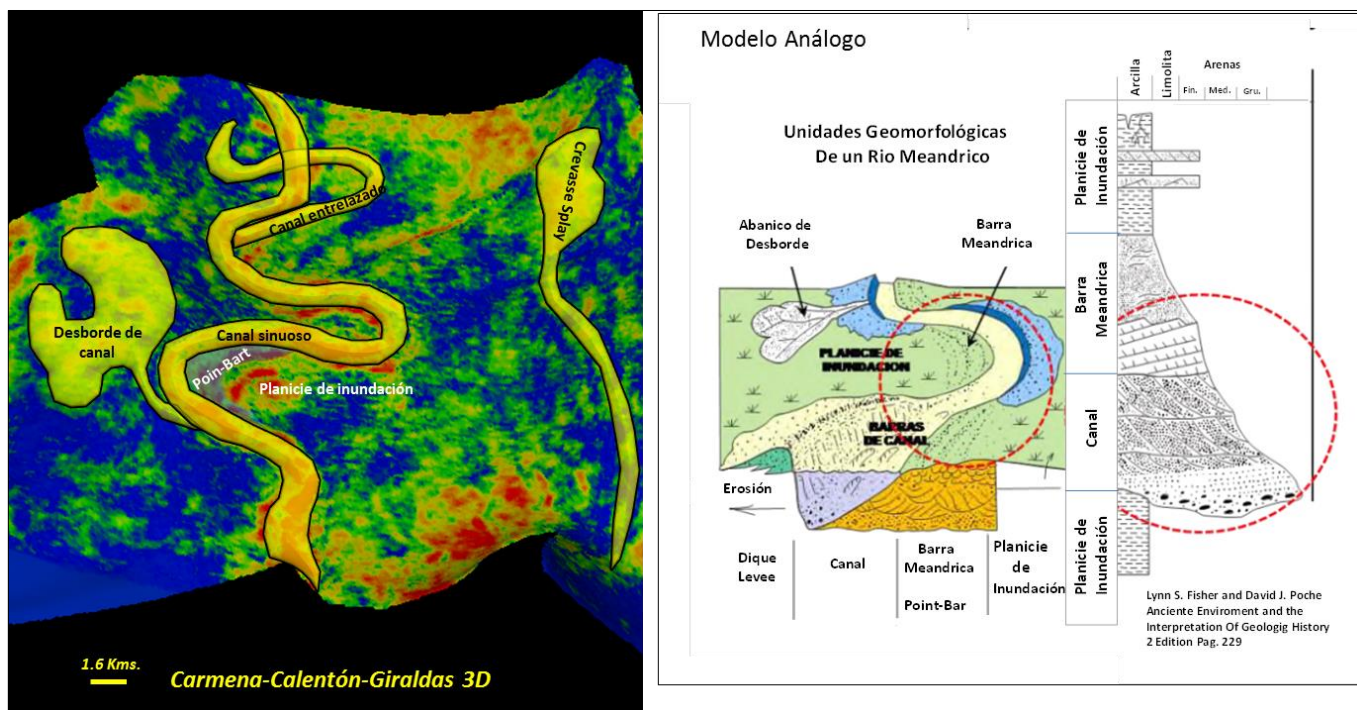


Figura 5.1.3.- Modelo análogo de una trampa estratigráfica (Barra meandrica o Point-Bar) dentro del cubo Carmena-Calentón- Giraldas, dentro del horizonte proporcional 2 del Mioceno medio. José Antonio Martínez Méndez.

Otro tipo de rasgos identificados en este estudio fueron los desbordes (Overbank) de canal, este tipo de rasgos pueden constituir trampas estratigráficas de gran interés desde el punto de vista prospectivo debido a sus acuñaientos laterales, ver sísmica en figura 4.6.11 del capítulo 4, ya que comúnmente están constituidas por intercalaciones finas de arena y arcilla los cuales son principalmente sedimentos arcillosos, limos, arenas y areniscas delgadas y laminadas las cuales pueden contener excelente porosidad y permeabilidad.

Este tipo de trampa fue visualizada en el cubo de Jujo-Tecominoacan en el horizonte proporcional 3 dentro del Mioceno medio y analogada con un modelo conceptual ya antes propuesto.

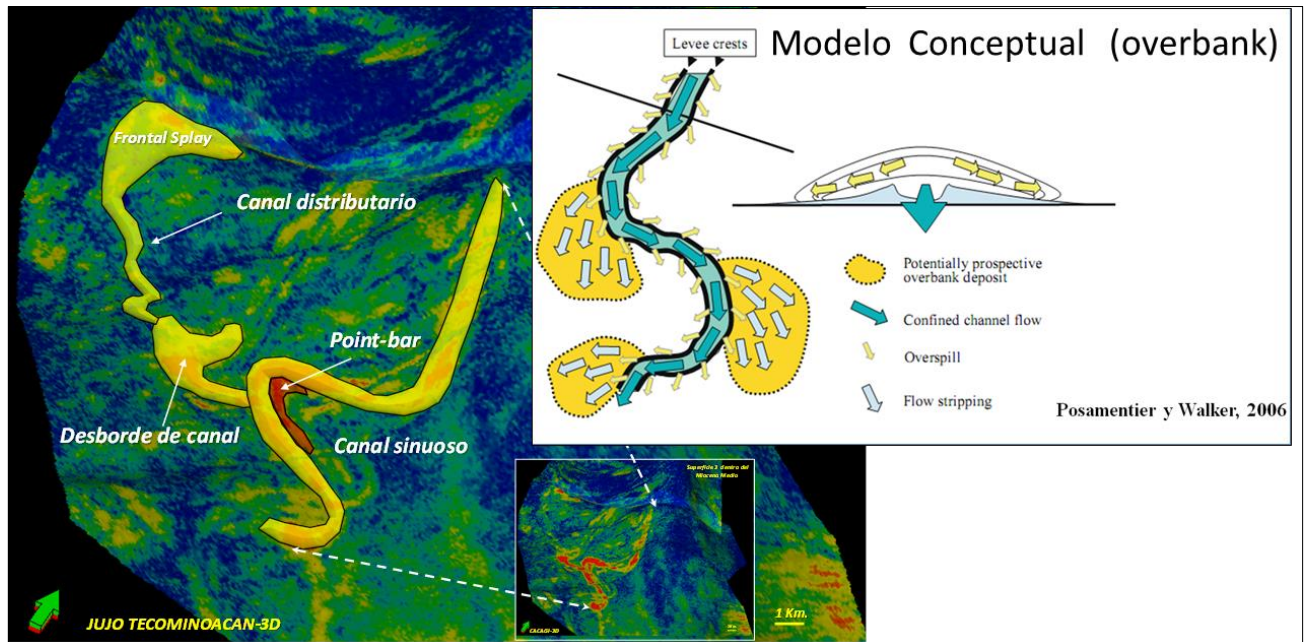


Figura 5.1.4.- Modelo análogo conceptual de una trampa estratigráfica Desborde de canal (Overbank) dentro del cubo Jujo-Tecominoacan, dentro del horizonte proporcional 3 del Mioceno medio. José Antonio Martínez Méndez.

5.2.- Modelo sedimentario depositacional propuesto.

Para realizar la propuesta de un modelo sedimentario depositacional existente dentro del área de estudio, fue necesario identificar los principales rasgos geomorfológicos en cada horizonte proporcional en que fue dividido cada paquete, llámese Mioceno inferior, medio y superior, respectivamente. Esto fue determinante para identificar su distribución y evolución en el tiempo, para esto nos apoyamos de los atributos sísmicos para cada Edad, desde el Mioceno inferior hasta el Mioceno superior, esta identificación de los rasgos se realizó, primeramente desde el horizonte proporcional 1 que se encuentra en la base del Mioceno inferior hasta el horizonte proporcional 12 en la cima del Mioceno inferior, todo esto dentro de los cubos sísmicos del área de estudio, en donde se logró apreciar que la evolución de los canales sinuosos así como del complejo de abanicos, todos estos de piso

de cuenca para esta edad del Mioceno inferior, fueron depositándose y migrando principalmente en la dirección Oeste-Este, como se puede apreciar en la figura 5.2.1. Así mismo, fue posible identificar que se trata de un sistema de canales sinuosos entrelazados y de abanicos de submarinos los cuales prevalecieron durante este tiempo.

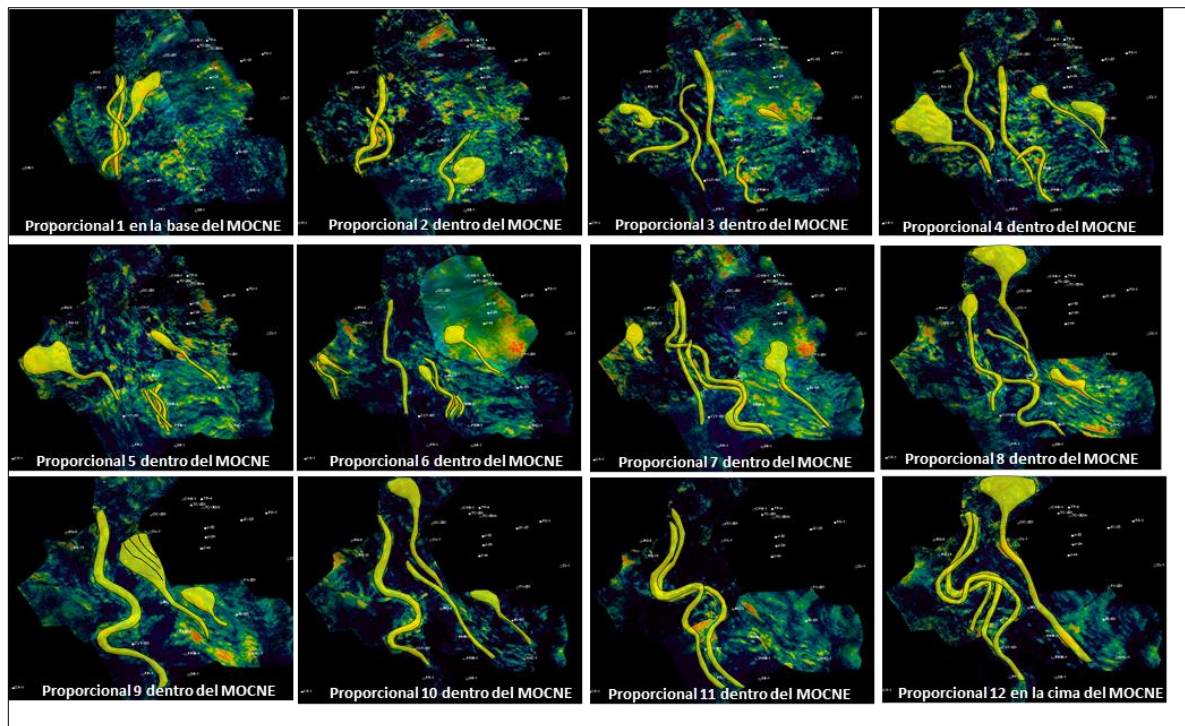


Figura 5.2.1.- Sistema de canales sinuosos y entrelazados así como de abanicos submarinos de piso de cuenca de edad Mioceno inferior, identificados en base a atributos sísmicos dentro del área en estudio. José Antonio Martínez Méndez.

En la parte Media del Mioceno inferior, así como en la cima del Mioceno inferior Tardío es cuando se tienen el máximo desarrollo de los sistemas canalizados sinuosos así como la descarga de los abanicos submarinos hacia la porción Norte del área. En la Figura 5.2.2. Se puede apreciar la evolución en tiempo desde la base a la cima del Mioceno inferior. Se trata de una serie de imágenes en las que se va sumando de manera secuencial la contribución de cada intervalo analizado.

De la misma manera en que se interpretaron los rasgos geomorfológicos en el Mioceno inferior se hizo para el Mioceno medio, desde el horizonte proporcional 1, base del Mioceno medio, hasta el horizonte proporcional 11 en la cima del Mioceno medio, cabe

hacer mención que dentro de este paquete no fue posible identificar rasgos estratigráficos en el horizonte proporcional 10 por lo cual este se omite ver figura 5.2.3. Para esta edad también predominan los sistemas turbidíticos en sus facies de canales sinuosos y entrelazados, así como en facies de abanicos submarinos de talud para la cima del Mioceno medio y de cuenca para la base de éste.

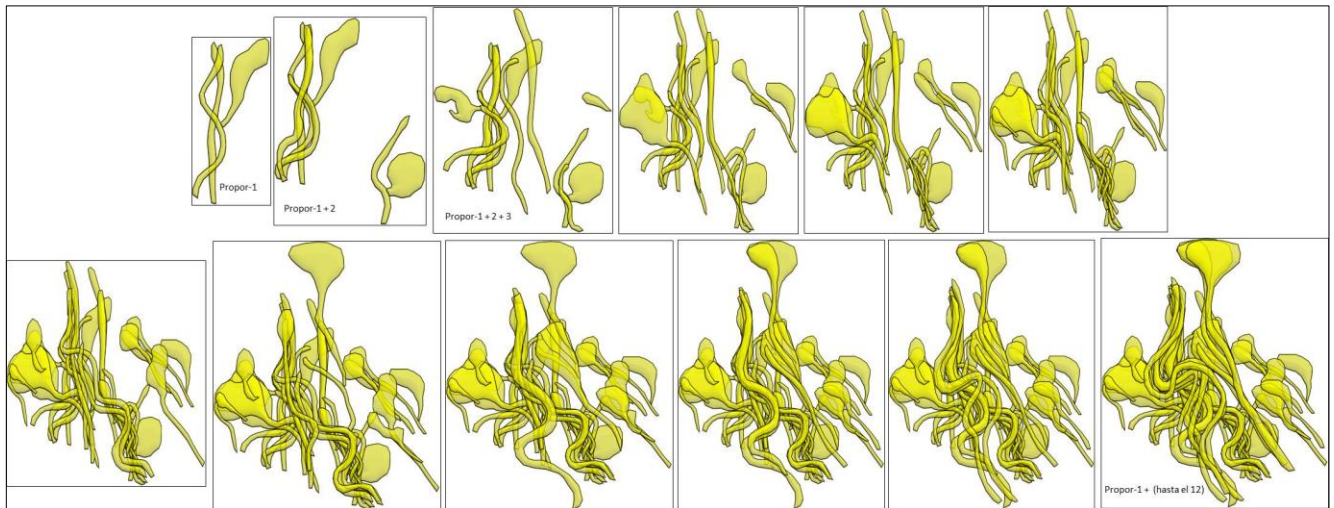


Figura 5.2.2.- Evolución del Sistema de canales sinuosos y entrelazados así como de abanicos submarinos de piso de cuenca de edad Mioceno Inferior, identificados en base a atributos sísmicos dentro del área en estudio. José Antonio Martínez Méndez.

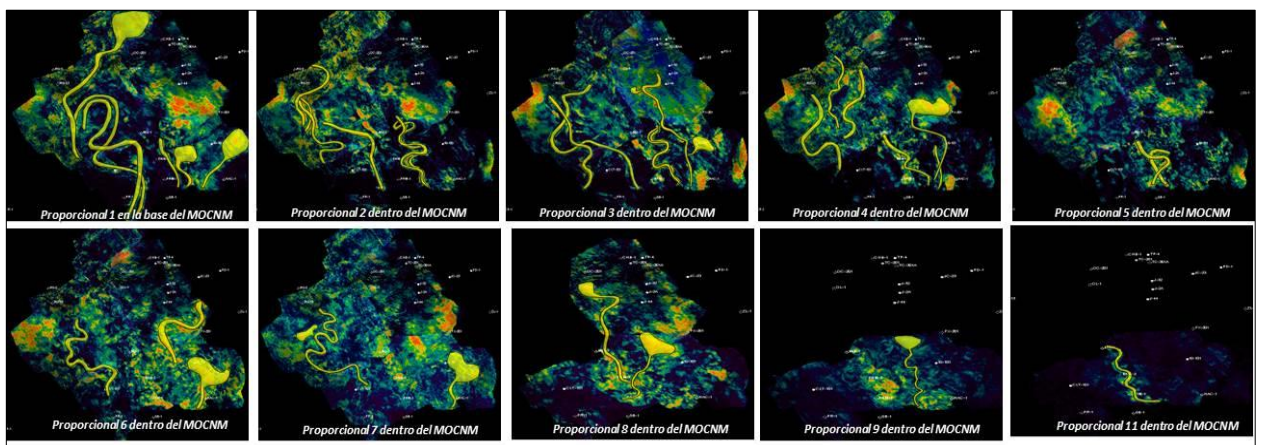


Figura 5.2.3.- Depósitos turbidíticos en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de Edad Mioceno medio. José Antonio Martínez Méndez.

A diferencia del Mioceno inferior, en el Mioceno medio se observa más la presencia de los sistemas de canales sinuosos y no tanto el desarrollo de los abanicos submarinos. En la

Figura 5.2.4. También se puede observar la evolución en tiempo desde la base a la cima del Mioceno medio. Nuevamente se trata de una serie de imágenes en las que se va sumando de manera secuencial la contribución de cada intervalo analizado.

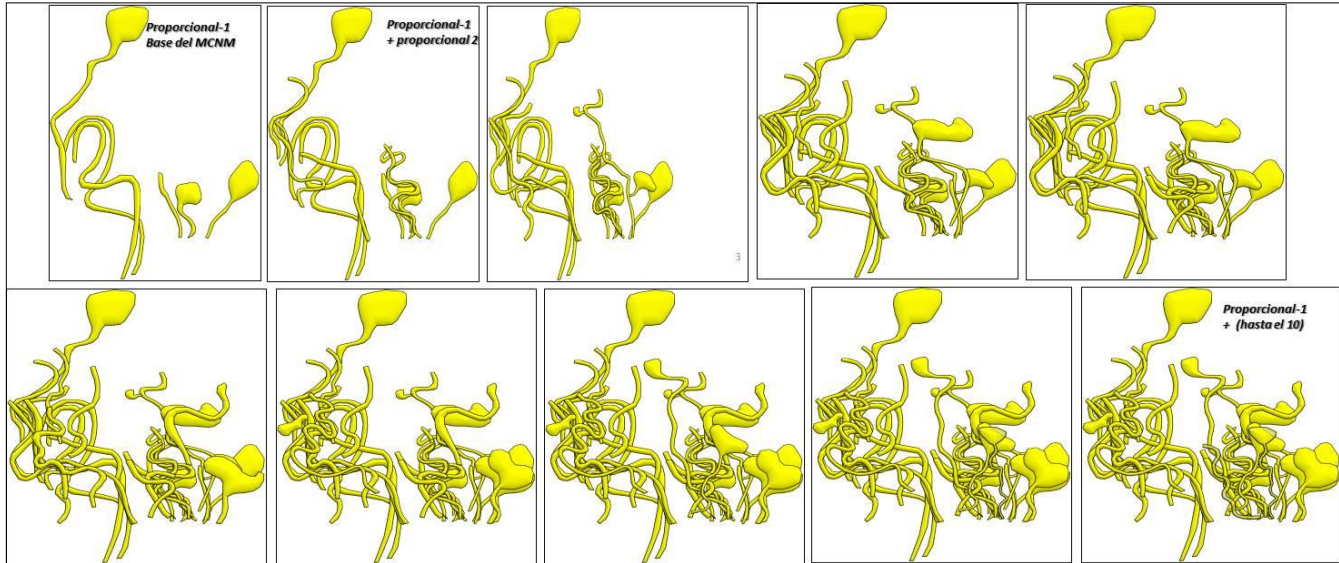


Figura 5.2.4.- Evolución del Sistema de canales sinuosos y entrelazados así como de abanicos submarinos de piso de cuenca de edad Mioceno medio, identificados en base a atributos sísmicos dentro del área en estudio. José Antonio Martínez Méndez.

Ya para el Mioceno superior, el desarrollo del sistema de canales sinuosos entrelazados y abanicos de talud fue cesando principalmente en la porción del Mioceno superior Tardío en donde ya no fue posible identificar algún rasgo de este tipo de sistemas, no así en el Mioceno superior temprano donde aún tenemos el desarrollo de estos sistemas Ver Figura 5.2.5, el cual no es tan evidente en comparación con el Mioceno inferior y medio. La evolución en tiempo de estos sistemas desde la base a la cima del Mioceno superior en la cual se sobreponen en su evolución en tiempo cada horizonte proporcional sobre puesto uno sobre otro hasta completar toda la evolución de los rasgos estratigráficos identificados durante todo el Mioceno superior se puede apreciar en la Figura 5.2.6

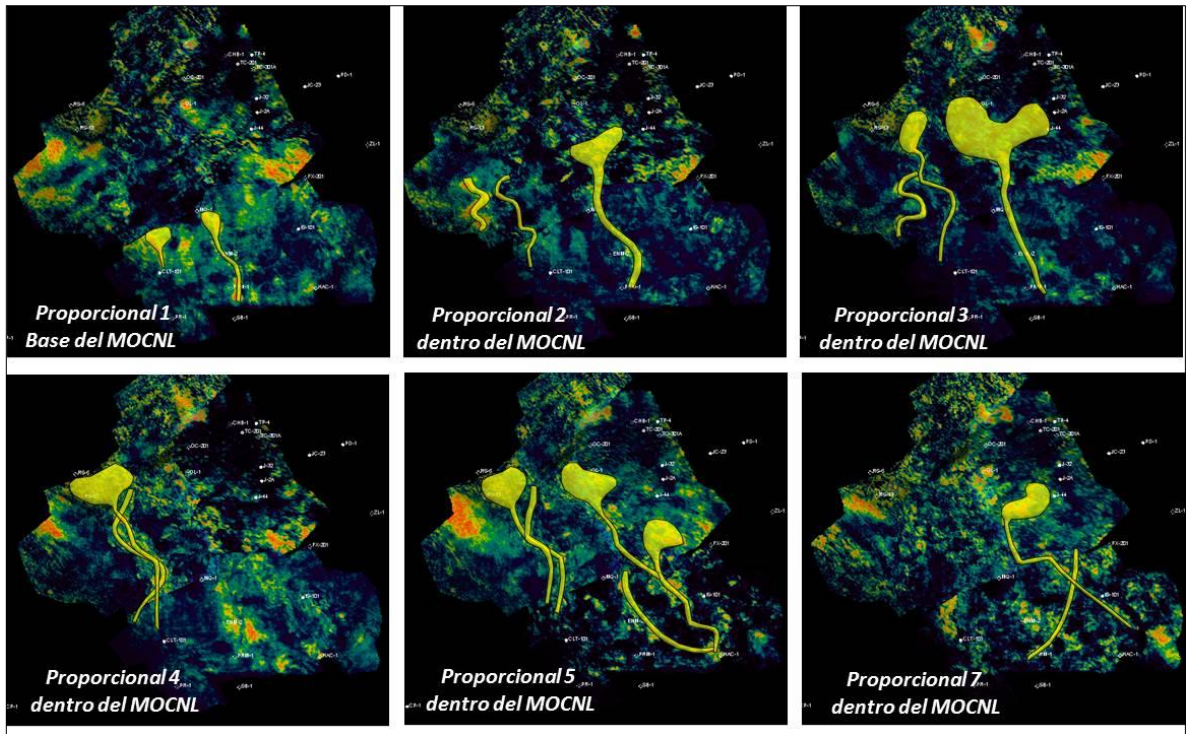


Figura 5.2.5.- Depósitos turbidíticos en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de Edad Mioceno Superior, Desde el Horizonte proporcional 1 hasta el proporcional 7, cabe hacer mención que no fue posible identificar rasgos estratigráficos en los horizontes proporcionales 6,8,9,10,11,12,13 y 14. José Antonio Martínez Méndez.

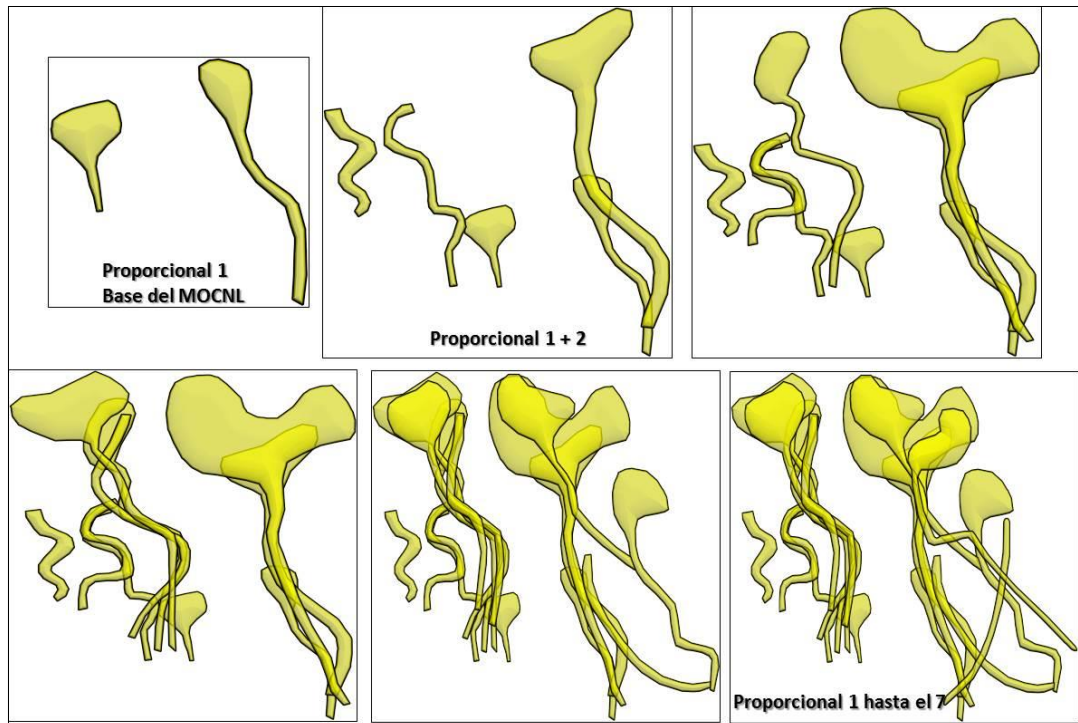


Figura 5.2.6.- Evolución del Sistema de canales sinuosos y entrelazados así como un sistema de abanicos de edad Mioceno superior, identificados en base a atributos sísmicos dentro del área en estudio. José Antonio Martínez Méndez.

De acuerdo a la distribución y evolución de los rasgos estratigráficos identificados mediante geomorfología sísmica un tipo de modelo depositacional propuesto correspondería a un gran sistema de complejo de canales sinuosos amalgamados y abanicos submarinos de ambientes de depósito de aguas profundas los cuales van desde ambientes de talud hasta piso de cuenca Figura 5.2.7

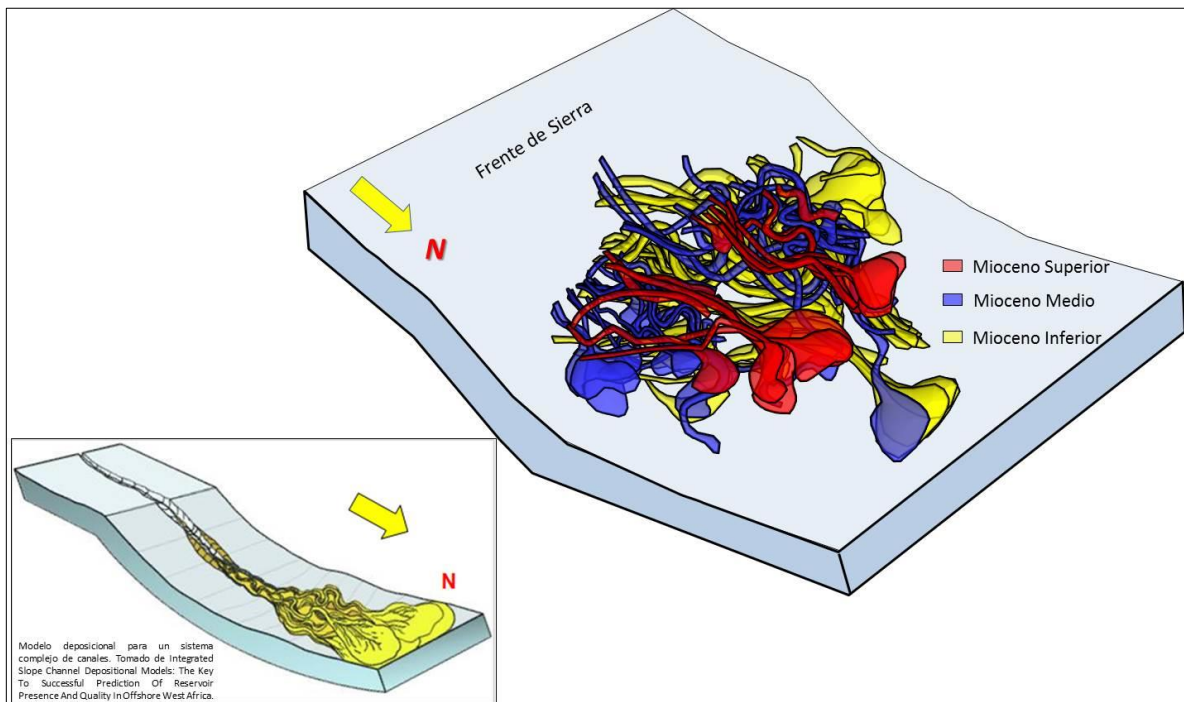


Figura 5.2.7.- Modelo depositacional propuesto en ambientes profundos que van desde talud al piso de cuenca. En facies de un sistema de complejo de canales sinuosos y amalgamados así como de abanicos submarinos de edad Mioceno inferior y medio respectivamente. José Antonio Martínez Méndez.

Las clasificaciones más recientes de los sistemas turbidíticos intentar incluir, lo mejor posible las diferentes variables que intervienen en estos. Por lo que la clasificación de Reading y Richards (1994), es actualmente la más aceptada y esta se basa en el volumen y tamaño de las partículas de la carga de sedimento disponible, estas pueden ser (ricos en lodo, mezcla de lodo/arena, rico en arenas o rico en gravas) y la naturaleza de la fuente de aporte (aporte lineal de aprones, aporte puntual de abanicos o aporte puntual de rampas). Utilizando estas variables, Los autores postulan 12 tipos de sistemas que resultan de combinar los 4 tipos de carga de sedimentos, con los tres tipos de fuentes de aporte.

Por encontrarnos en ambientes profundos para el Mioceno inferior y medio en la cuenca de Huimanguillo y de acuerdo a la clasificación de Reading-Richard con respecto al aporte puntual, en primera instancia el modelo que se adapta a esta cuenca es el de abanicos submarinos ver Figura 5.2.8.

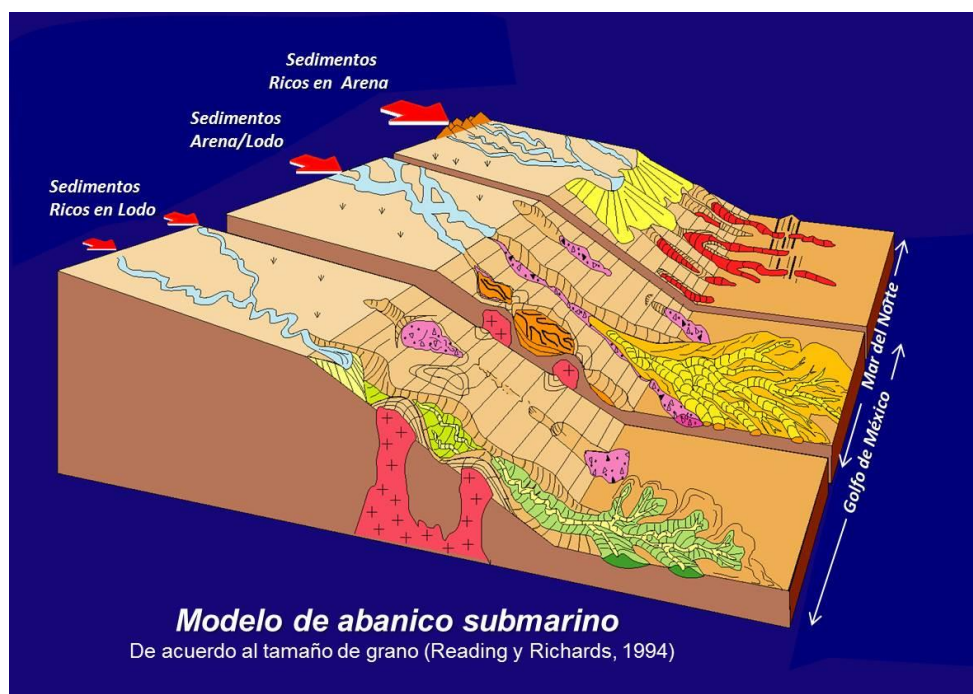


Figura 5.2.8.- Modelo deposicional en sistemas turbidíticos, tomando una fuente puntual de abanicos submarinos y de acuerdo al tamaño de grano, pudiendo ser sedimentos ricos en lodo y sedimentos ricos en Arena/Lodo para el Golfo de México, Sedimentos Ricos en Arena y sedimentos Arena/Lodo, esto para el Mar del Norte. Tomado de Reading-Richard (1994).

De acuerdo a la geometría y distribución de los sistemas canalizados y de abanicos submarinos, observados principalmente en el depocentro de la Cuenca de Huimanguillo para el Mioceno inferior-medio el modelo de Sistemas Turbidíticos en Aguas Profundas, que se clasifican por su tamaño de grano y sistema alimentador de Reading y Richards (1994), el modelo que mejor se adapta a estas condiciones es el de un modelo "rico en lodos" Figuran 5,2.9. Estos son sistemas de grandes dimensiones, elongados, altamente eficientes, y constituyen los principales abanicos submarinos actuales. Los flujos que transportan estos materiales son principalmente corrientes de turbidez de baja densidad generadas por el vencimiento gravitatorio en los frentes deltaicos de plataforma o sobre el-

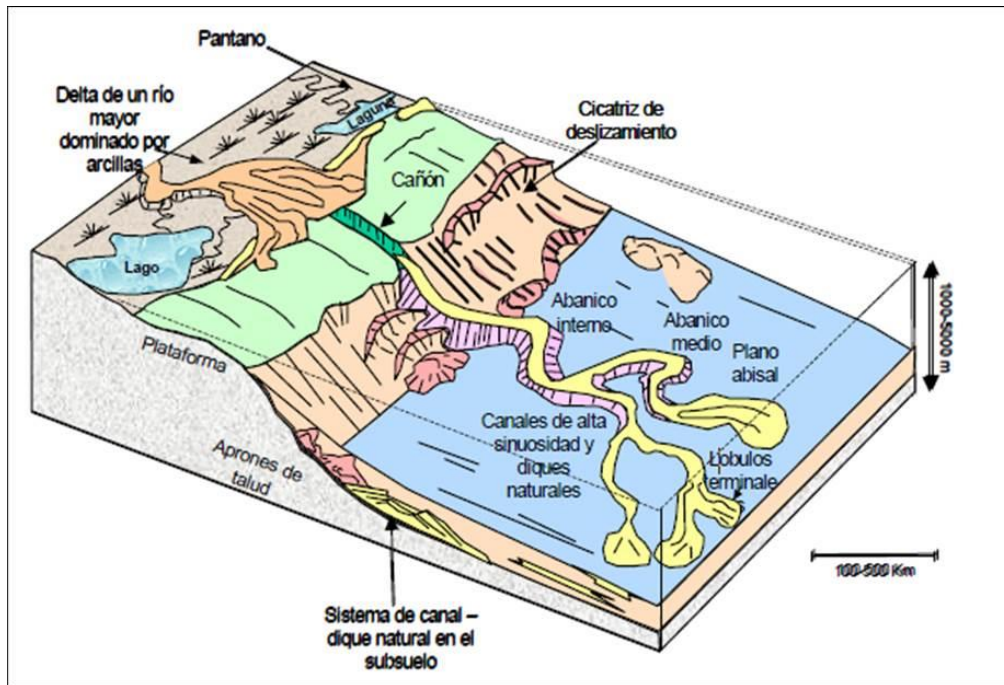


Figura 5.2.9.- Modelo de sistema de depósito, para sistemas turbidítico de edad Mioceno inferior y medio, en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de cuenca, el cual es el mejor que se adapta a las condiciones del depocentro de la Cuenca de Huimanguillo, de acuerdo a la clasificación del tamaño de Grano y sistema alimentador. Reading Y Richard (1994)

Talud, por lo que comúnmente se encuentran asociados a depósitos de deslizamiento y flujos de escombros. Los lóbulos se forman a partir de los canales secundarios siendo de carácter elongados, el abanico medio está constituido por largos y persistentes sistemas de canales y bordos naturales (Channel-levee-system). El abanico inferior es formado por lóbulos terminales compuestos por interdigitaciones de arenas y material lodoso, formando las denominadas capas turbidíticas “turbidite sheets”. En la Figura 5.2.10, se muestra un esquema isométrico en el cual se trata de análogo este sistema de arenas ricas en lodos de acuerdo al propuesto por Reading y Richard, para el Mioceno inferior. De la misma manera en la Figura 5.2.11 se propone este mismo modelo para el Mioceno medio. Finalmente, en la Figura 5.2.12 se muestra un modelo combinado final propuesto para el Mioceno inferior y medio en el depocentro Terciario de la Cuenca de Huimanguillo. Consiste de un sistema turbidítico de aguas profundas con aporte puntual de abanicos submarinos y ricos en lodos.

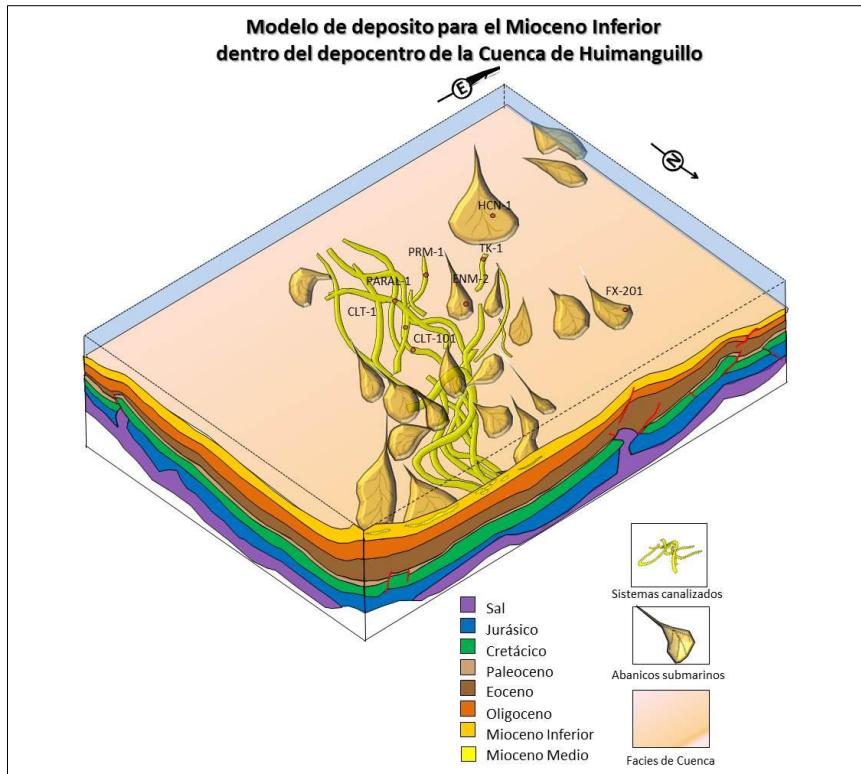


Figura 5.2.10.- Modelo de sistema de depósito, para sistemas turbiditicos de edad Mioceno inferior, en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de cuenca, para El Depocentro Terciario de la Cuenca de Huimanguillo. José Antonio Martínez Méndez.

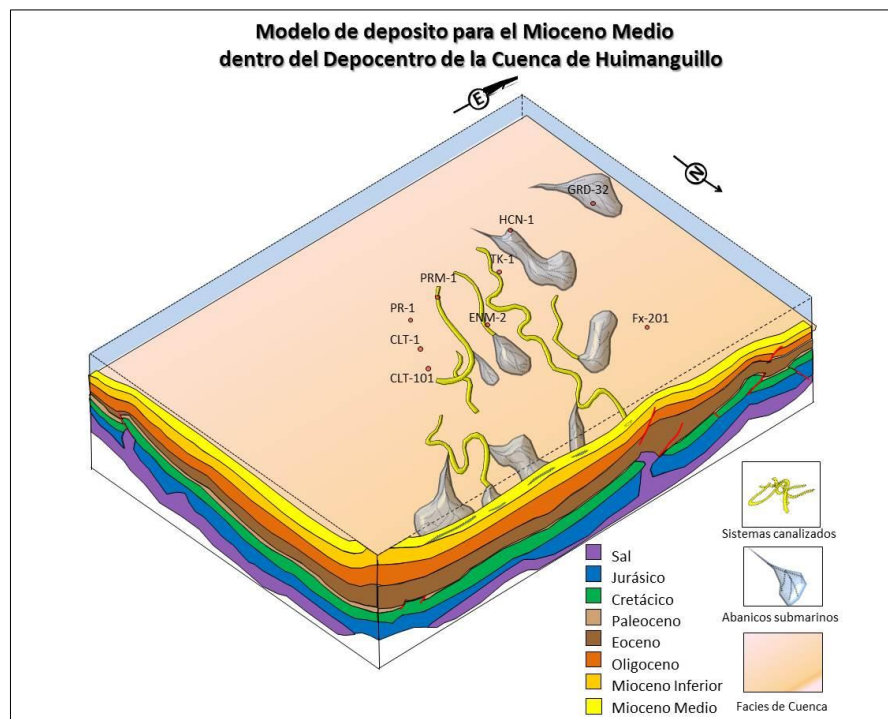


Figura 5.2.11.- Modelo de sistema de depósito, para sistemas turbiditicos de edad Mioceno inferior, en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de cuenca, para El Depocentro Terciario de la Cuenca de Huimanguillo. José Antonio Martínez Méndez.

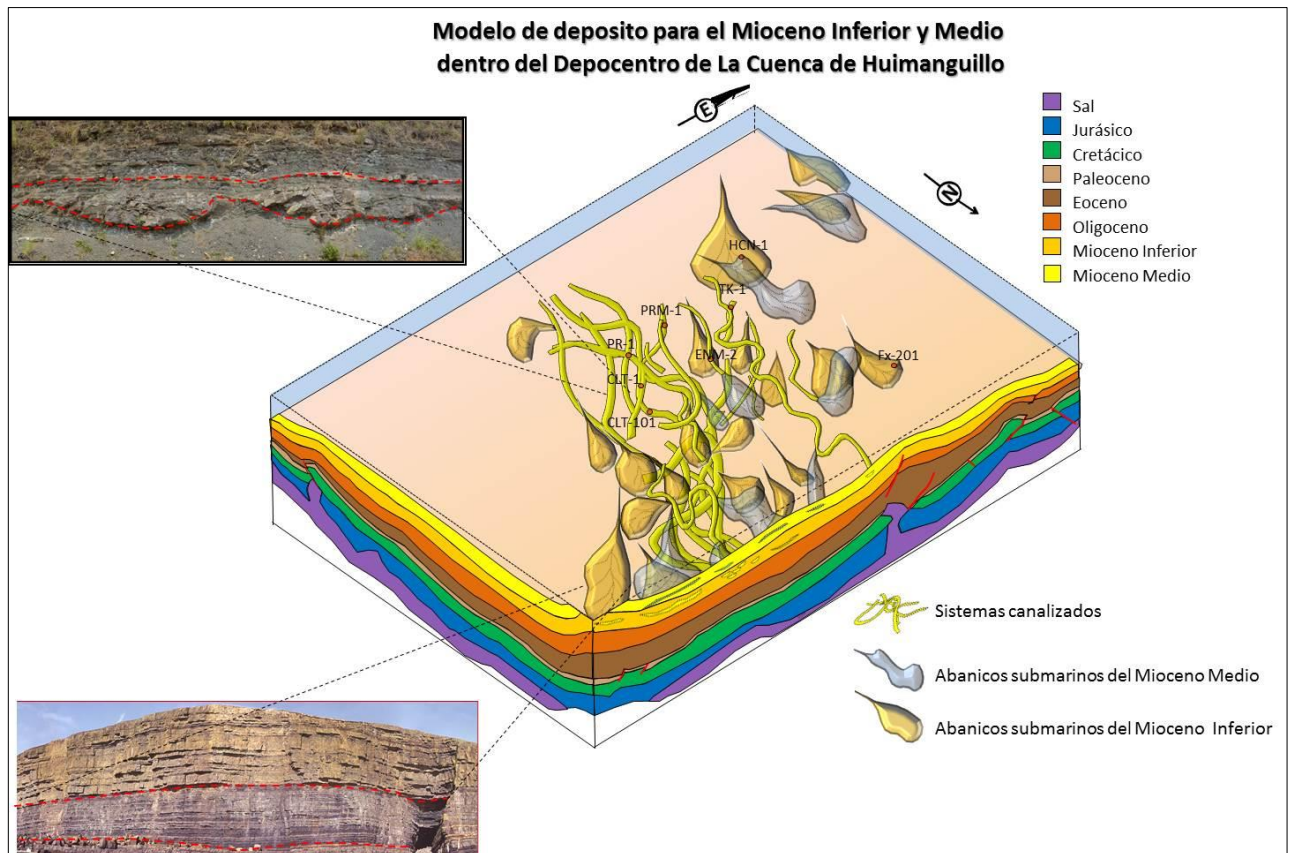


Figura 5.2.12.- Modelo de sistema de depósito, para sistemas turbidíticos de edad Mioceno Inferior y medio, en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de cuenca, para El Depocentro Terciario de la Cuenca de Huimanguillo. José Antonio Martínez Méndez.

Las observaciones conllevan a que de acuerdo con los modelos de sistemas turbidíticos en aguas profundas, clasificados por tamaño de grano y sistema alimentador de Reading y Richards (1994), en el depocentro de la Cuenca Huimanguillo existe un sistema deposicional turbidítico de aguas profundas “rico en lodo” (Fig.8.5.6) de gran dimensión, elongado y altamente eficiente. Los flujos que transportan estos materiales son principalmente corrientes de turbidez de baja densidad generadas por deslizamiento gravitatorio en el talud, por lo común asociados a depósitos de deslizamiento y flujos de escombros.

6.- CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

6.1.- Conclusiones.

El depocentro terciario observado en la cuenca de Huimanguillo, fue originado por una serie de esfuerzos de carácter compresivo de edad Paleógeno, los cuales dieron como resultado a la formación de una antefosa, en donde ocurrió sobrecarga de sedimentos que permitieron que la sal se evacuara y la fosa se profundizara. Esto dio como resultado la geometría de la cuenca con una forma elipsoidal orientada NW-SE. Los sedimentos presentes en este depocentro son sedimentos siliciclásticos depositados en batimetrías profundas de ambientes de cuenca en la parte baja del Paleógeno y cuenca y talud para el Mioceno medio y parte baja del Mioceno superior.

El movimiento de la sal se originó en dos pulsaciones una durante el Oligoceno medio-Tardío y Mioceno Temprano, lo cual propicio una gran cantidad de espacio de acomodo en donde se depositaron sedimentos de edad Neógeno .Ojo Toño, en qué período se dio la otra pulsación? no es claro

Se han definido tres sistemas generadores petroleros importantes que se explotan en las cuencas del Sureste Terrestre. El más importante es el sistema petrolero Tithoniano, que contribuye con aceite pesado, ligero, condensado y gas, los cuales se encuentran en rocas del Mesozoico hasta el Terciario. La roca generadora está relacionada a un ambiente de plataforma media-cuenca, en el área de la cuenca de Comalcalco, área Reforma-Chiapas

Dentro de la cuenca de Huimanguillo únicamente existe un pozo productor, el pozo Ool-1. Es productor de gas seco en facies de lóbulos de piso de cuenca en la cima del Mioceno medio, pero el volumen descubierto es considerado como recurso contingente. La trampa es estructural delimitada en sus flancos por dos fallas normales.

El sello para el Mioceno Inferior-medio en el área, según el estudio de “Distribución y Calidad de Sello, del Activo Reforma Comalcalco (2004)”, está compuesto de tobas degradadas con siliciclásticos (DTS).

Dentro de la cuenca de Huimanguillo fue posible identificar 3 dominios estructurales principalmente: 1) Zona de Depocentro (mayor subsidencia). En esta zona se observa una notable estabilidad tectónica, acompañando a una gran subsidencia donde ocurre el relleno de sedimentos siliciclasticos terciarios que sobreyacen a una columna de sedimentos carbonatados del Mesozoico, dicha subsidencia la encontramos asociada a periodos de evacuación de Sal.

2) Zona Plegada-Cabalgada, esta es una zona de pliegues que deforman rocas que van desde el Mioceno inferior, medio al Paleógeno medio-Tardío, algunos de estos pliegues, principalmente en el Paleógeno, se observan afectados por el sistema extensional con dirección NE-SW, en donde en su mayoría las fallas normales ostentan una caída en dirección NW. Por otro lado, las estructuras cabalgadas se encuentran en los niveles del Paleógeno principalmente. Estas cabalgaduras están asociadas al efecto compresivo del cinturón de pliegues y cabalgaduras de Reforma-Akal y también con la influencia de tectónica salina.

3) Por último, la zona de extensión, la cual tiene una dirección preferencial NE-SW y a cuyas fallas afectan la columna Neógeno, así como una buena porción del Paleógeno y hasta el Mesozoico.

La cuenca presenta ciertas particularidades estructurales, que la hacen diferente de las demás cuencas terciarias dentro de la Región Sur. Una de estas, si no que la principal, es que la mayoría de las trampas, que pudieran ser asociadas a la acumulación de hidrocarburos, son estratigráficas. Dentro de las trampas estratigráficas identificadas y analogadas con un modelo de depósito, tenemos a las barras meandricas o Point-bar. Otros tipos de trampa identificada en este estudio fueron los desbordes (Overbank) de canal, este tipo de trampas estratigráficas son de gran interés desde el punto de vista prospectivo debido a sus acuñaientos laterales, También fue posible identificar algunos canales meandricos y sinuosos así como lóbulos submarinos.

En el Paleógeno los sistemas depositacionales que prevalecen están asociados a depósitos arcillosos de ambientes de cuenca, mientras que para el Neógeno van desde ambientes de cuenca, talud y plataforma en su porción tardía. El suministro de sedimentos de estos depósitos provino de la sierra de Chiapas, particularmente del Macizo granítico de Chiapas.

El análisis de geomorfología sísmica, fue de gran ayuda para identificar la distribución y extensión de los sistemas de depósito, siendo este un sistema turbidítico en la cuenca de Huimanguillo tanto en su porción central y poniente. Las facies observadas para el Mioceno inferior y medio fueron facies canalizadas del tipo meandrico y en algunas áreas, canales entrelazados, así como facies de overbank, crevasse splays, frontal-splay (Lóbulos) y point bar, todos estos en ambientes, tanto de cuenca, como de cuenca-talud.

El modelo de depósito que se propone para la cuenca de Huimanguillo durante el Mioceno inferior-medio es un sistema turbidítico de aguas profundas “rico en lodos”, de acuerdo a la clasificación de grano y sistema alimentador de Reading y Richard (1994),

6.2.- Recomendaciones.

Se propone realizar un estudio de Geomorfología Sísmica de mucho mayor detalle hacia la porción de la Cuenca Salina del Istmo con el propósito de identificar el desarrollo y la distribución de los ambientes de depósito identificados en la Cuenca de Huimanguillo.

Realizar un estudio del Sistema Petrolero a detalle para identificar la posible carga y migración de hidrocarburos para las trampas estratigráficas presentes en la cuenca de Huimanguillo.

Listado de figuras Capítulo 1.

Figura 1.1. Localización Geográfica del área en estudio. Martínez Méndez.

Figura 1.1.2. Localización de límites de la Cuenca de Huimanguillo.

Listado de figuras y tablas Capítulo 2.

Tabla 2.1.1- Comparativo de los nombres formacionales para los Conglomerados Terciarios.

Figura 2.1.1.- Manifestaciones superficiales de Hcs's. De la Cruz y Medina. Prospecto Simojovel (1993)

Figura 2.2.1.- Mapa mostrando la sísmica 2D y 3D, adquirida dentro de la cuenca de Huimanguillo. (Tomado de Plays Huimanguillo PEMEX 2011).

Tabla 2.2.1.- Parámetros de adquisición de cubos sísmicos dentro de la cuenca de Huimanguillo.

Tabla 2.3.1.- Pozos perforados con Objetivo Terciario, dentro de la Cuenca de Huimanguillo (Tomado de Play Huimanguillo, modificado Martínez Méndez)

Figura 2.4.1.- Ubicación del Proyecto de Plays Marbella – (PEMEX-BP), en achurado rojo se enmarca la Cuenca de Huimanguillo que fue abarcada por este estudio regional.

Figura 2.4.2.- Ubicación del Proyecto de “Plays Terciarios” (PEMEX-2000), en la cual se observa la porción de la cuenca de Huimanguillo estudiada en este. Tomado de Plays Terci-2000, modificado por Martínez Méndez.

Figura 2.4.3.- Mapas de ambientes de depósito para la secuencia del Mioceno medio 11.7 m.a. obtenido del Proyecto de “Plays Terciarios” (PEMEX-2000).

Figura 2.4.4.- Provincias estructurales y límites de las cuencas terciarias tomado de “Plays Terciarios” (PEMEX-2000).

Figura 2.4.5.- Rasgos estructurales a un tiempo de 2 seg. En el cual se aprecian algunos pliegues anticlinales en la porción Norte de la cuenca de Huimanguillo (Enmarcado rojo). Obtenido del Proyecto de “Plays Terciarios” (PEMEX-2000).

Figura 2.4.6.- Ubicación del Play de Turbiditas no confinadas dentro de la cuenca de Huimanguillo, tomada de Plays Terciarios (PEMEX-2000), modificado por Martínez Méndez.

Figura 2.4.7.- Ubicación del Proyecto de Plays Odisea-Magallanes (azul), el cual comprendió una porción de la cuenca de Huimanguillo (achurado negro). Tomado de Plays Odisea-Magallanes, Paleógeno, PEMEX (2008), modificado por Martínez Méndez.

Figura 2.4.8.- Mapa de atributos RMS, correspondiente a la tectonosecuencias del Mioceno inferior, mostrando la distribución de los sedimentos. Tomado del estudio de Plays Odisea-Magallanes, Paleógeno PEMEX (2008).

Figura 2.4.9.- Mapa de atributos RMS, correspondiente a la tectonosecuencia del Mioceno medio, mostrando la distribución de los canales dentro de los abanicos distales y proximales. Tomado del estudio de Plays Odisea-Magallanes, Paleógeno PEMEX (2008).

Figura 2.4.10.- Ubicación del estudio "Plays terciarios de la cuenca de Huimanguillo PEMEX (2011), observándose los límites de esta cuenca de Huimanguillo. Tomada de "Plays terciarios de la cuenca de Huimanguillo PEMEX (2011).

Figura 2.4.11.- Dominios estructurales sobresalientes dentro de la cuenca de Huimanguillo, cuenca subsidiada, zona plegada y cabalgada y zona de extensión. Tomada de "Plays terciarios de la cuenca de Huimanguillo PEMEX (2011).

Figura 2.4.12.- Mapa de facies depositacionales correspondiente al Mioceno inferior, en el cual se observa el desarrollo y distribución de canales de piso de cuenca y algunos lóbulos asociados a flujos gravitacionales. Tomada de "Plays terciarios de la cuenca de Huimanguillo PEMEX (2011).

Listado de figuras Capítulo 3.

Figura 3.1.1.- Ilustración mostrando la "Distribución de diferentes cuencas" del borde del Golfo de México. Las cuencas, de edad Mesozoico y Cenozoico se originaron cuando se separaron Norteamérica y Suramérica, incluyen cinco depocentros mayores separados por altos de basamento de diferentes relieves pero que están asociadas por un origen tectono-estratigráfico común. (Johnson et al. 1999.). Mapa Tomado de Robertson and CGG Company 2004.

Figura 3.1.2. Ilustración mostrando la Reconstrucción Continental durante el Jurásico Temprano~ 210 M.a. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.3.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 190 M.a. En esta se observa el traslado del bloque de Yucatán aproximadamente 200 Km. Al SE. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.4.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 170 M.a Bathoniano. En esta se observa la transtension dextral en Chiapas y la cuenca Salina en donde se depositaron capas rojas. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.5.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 158 M.a Limites Calloviano y Oxfordiano. En esta se observa el giro de 31 grados del bloque de Yucatán con respecto a su posición actual. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.6.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 154 M.a Kimmeridgiano Temprano. La Extensión de la corteza terrestre costa adentro en México se terminó en ese momento, de modo que el movimiento de Norteamérica y Yucatán era simplemente que entre dos placas más o menos rígidas. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.7.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 147 M.a Tithoniano. Se observa que el bloque de Yucatán se mueve hacia el Sur del trazo de lineamiento de Maracaibo. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.8.- Ilustración mostrando la reconstrucción tectónica de 134 Ma. Berrasiano. Se observa La ubicación definitiva del Bloque de Yucatán. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.9.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 70-80 M.a Mastrichiano. Se aprecia La colisión de la placa del Caribe con la porción Sur del Bloque de Yucatán. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.10.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 55 M.a Eoceno Temprano. Se aprecia La deformación Laramide ocasionando acortamiento en la porción Sur de México. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.11.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 42 M.a Eoceno medio. El Bloque de Chortis migra hacia el Sur de Chiapas sin dejar de producir transpresión ahí. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.12.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 25 M.a Oligoceno Tardío. Cesa la orogenia Laramide por la desaceleración del movimiento de las placas de Norteamérica y del Caribe. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.13.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 15 M.a Mioceno medio. La Orogenia Chiapaneca da inicio, Chiapas es reactivado por con la participación del basamento empujándolo al NE. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.14.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 10 M.a Mioceno medio. La Orogenia Chiapaneca continua, los pliegues de Catemaco y de Reforma-Akal, se están formando y la sal está involucrada en este proceso. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.1.15.- Ilustración mostrando la Reconstrucción tectónica de 2-5 M.a Plioceno. Inicio de la orogenia Campechana, originando la Cuenca de Macuspana y después la de Comalcalco. Tomado de Pindell y Pemex (Tectonic Analysis-2002).

Figura 3.2.1.- Columna estratigráfica presente en la cuenca de Huimanguillo. Chávez Valois-2002

Figura 3.2.2.- Mapa paleoambiental del Kimmeridgiano superior, dentro de una plataforma tipo rampa se desarrollaron franjas de ambientes con orientación SW-NE que se profundizan al NW. Se han identificado las rampas interna, media y externa, de dividió de acuerdo a sus características en planicie de mareas, laguna y rampa interna. Dentro de la rampa interna se desarrollaron bancos esqueléticos y en la rampa media bancos oolíticos

Figura 3.2.3.- Mapa paleoambiental del Tithoniano superior, la inundación regional ocasionó que en la mayor parte del área de depositaran calizas arcillosas y lutitas de ambiente de cuenca, quedando solamente la porción sur y sureste con ambiente de rampa externa.

Figura 3.2.4.- Mapa paleo ambiental del Cretácico medio. En el Albiano la plataforma bordeada de alto ángulo alcanzó su mayor desarrollo, a partir del Cenomaniano aportó detritos a los ambientes marinos profundos, donde se acumulaban carbonatos pelágicos.

Figura 3.2.5.- Mapa de paleoambientes de Cretácico superior, Campaniano-Maastrichtiano. En el Campaniano la plataforma Artesa-Mundo Nuevo estaba casi totalmente ahogada, en el Maastrichtiano la deformación y el levantamiento ocasionaron una fuerte erosión, originando el flujo de detritos de plataforma re depositados en ambiente de cuenca. Tomado de Análisis Regional de Dolomitización de los Plays Mesozoicos 2012-2013 Pemex

Figura 3.2.6.-Mapa de facies depositacionales, correspondiente al Paleoceno superior, en el cual se observan facies profundas sedimentarias de cuenca, y batimetría de batial inferior, en donde predominan depósitos arcillosos en un alto remanente de la plataforma cretácica. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.7.-Mapa de atributos sísmicos para el Paleoceno superior, en donde posiblemente las altas amplitudes nos representen algunos lóbulos arcillosos depositados en un alto remanente de la plataforma Cretácica. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.8.-Mapa en donde se muestran las batimetrías de batial inferior para el Eoceno superior, que corresponderían a facies de cuenca dentro de la cuenca de Huimanguillo. Tomado de Plays Terci-2002.

Figura 3.2.9.-Mapa de facies sedimentarias para el Eoceno superior, en donde son predominantes las facies de cuenca, con litología predominantemente arcillosa, además se observa en punto rojo, la ubicación de la muestra de campo que describió el tipo de litología para esta edad, según muestra. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.10.-Mapa de atributos sísmicos para el Eoceno superior, en donde al igual que el Paleoceno posiblemente las altas amplitudes nos representen algunos lóbulos arcillosos depositados en un alto remanente de la plataforma Cretácica. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.11.-Mapa en donde se muestran las batimetrías de batial inferior para el Oligoceno superior, que corresponderían a facies de cuenca dentro de la Cuenca de Huimanguillo.. Tomado de Plays Terci-2002.

Figura 3.2.12.-Mapa de facies sedimentarias para el Oligoceno superior, en donde son predominantes las facies de cuenca, en donde hacia la zona de los pozos Paral y Caletón, se observa el desarrollo de facies canalizadas y al Norte de estos el desarrollo de un lóbulo de pisos de Cuenca. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.13.-Mapa en donde se muestran las batimetrías de batial medio para el Mioceno inferior, que corresponderían a facies de Talud-Cuenca, dentro de la Cuenca de Huimanguillo.. Tomado de Plays Terci-2002.

Figura 3.2.14.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno inferior, en donde se observan el desarrollo de algunos sistemas canalizados submarinos, canales, meandricos y amalgamados, así como algunos desbordes (Overbank), siendo la dirección de flujo de este sistema hacia el NW.Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.15.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno medio, en donde aún continua el desarrollo de sistemas canalizados, algunos meandricos y algunos más rectos, hacia la parte Norte se observan algunos lóbulos de piso de cuenca, también tenemos algunos canales meandricos con barras acrecionales.Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.16.-Mapa en donde se muestran las batimetrías de batial Medio-superior para el Mioceno medio, que corresponderían a facies de Talud-Cuenca, dentro de la Cuenca de Huimanguillo. Tomado de Plays Terci-2002.

Figura 3.2.17.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno superior MOCNL_10, en donde se observan algunas facies de frente deltaico de una plataforma extendida, una plataforma hacia el Oriente, además se aprecian algunos complejos de canales y lóbulos de Talud, así como abanicos de piso de Cuenca. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.18.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno superior MOCNL_20, en el cual se aprecian algunos canales trenzados dentro de la plataforma y tenemos también la presencia de facies de Talud en su porción NW. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.19.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno superior MOCNL_30, en el cual se aprecian algunos canales trenzados dentro de la planicie costera, hacia el Oeste se encuentra una plataforma desarrollada, hacia la porción Norte se encuentran desarrollados depósitos de Planicie costera, frente deltaico, Talud y algunas barras de desembocadura. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.20.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno superior MOCNL_40, para esta secuencia se aprecia el predominio de una planicie costera, así como algunos canales dentro de esta, y una plataforma en la porción Sur del área. Mientras que también al Norte se observa el desarrollo de una barra de desembocadura. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.2.21.-Mapa de facies sedimentarias para el Mioceno superior MOCNL_50, para esta secuencia se aprecia el predominio total de facies de planicie costera con algunos canales desarrollados dentro de esta. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.3.1.- Ubicación de Núcleos estudiados en el Proyecto de Plays terciarios de la Cuenca de Huimanguillo-2011. Martínez Méndez.

Figura 3.3.1.1.- Nucleo-1 del Pozo Bacal-1001, a una profundidad de 4658-4667 más. La edad establecida para el corte del núcleo, de acuerdo a análisis bioestratigráfico es de edad Mioceno inferior, la barra de color azul nos indica la batimetría, en este caso corresponde a un ambiente batial inferior. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.3.1.2.- Nucleo-1 del Pozo Rosario-2, el cual está constituido de lutitas de color gris oscuro, la curva σ_p normalizada en la ubicación del núcleo precisamente denota la presencia de estas lutitas de acuerdo a su expresión de la curva, según la información bioestratigráfica la batimetría se ubica en ambiente batial inferior (color azul oscuro), probablemente en facies de cuenca, mientras que por encima de la posición del núcleo se aprecia algunos cuerpos de arenas en ambientes de batial superior (color azul claro). Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.3.1.3.-Fragmentos de Nucleo-1 del Pozo Rosario-1, en el cual se observan los fragmentos de lutita color gris con algunas intercalaciones de areniscas de color café claro. La batimetría es de batial inferior. Probablemente facies de cuenca. Tomado de Plays Huimanguillo 2011.

Figura 3.3.1.4.- Expresión de la curva de neutrón y densidad, en donde se aprecia el cruce de estas, indicativo de la presencia de gas (color rojo), así mismo en la curva AT 90, se observa el valor de la arena productora de 10 Ohms. Tomado de Plays Huimanguillo-2011.

Figura 3.4.1.1.-Mapa de que muestra la distribución los sistemas de rocas generadoras, prevalecientes en una porción de las Cuenas del Sureste Terrestre, en donde encontramos tres sistemas generadores, el Tithoniano, Cretácico Temprano y Mioceno Temprano. Particularmente para la Cuenca de Huimanguillo el sistema que funciona es el Tithoniano. Tomado de la Coordinación de Modelado Geológico-2011 Activo de Exploración Cuenas del Sureste Terrestre.

Figura 3.4.1.2.-Mapa de que muestra la distribución de la familia de aceites presentes en la Región Sur. Tomado de la Coordinación de Modelado Geológico-2011 Activo de Exploración Cuenas del Sureste Terrestre.

Figura 3.4.1.2.1.-Distribución Paleambiental del Jurásico Tardío, Tithoniano donde prevalecen ambientes de Plataforma Media a Cuenca, constituidos por depósitos de mudstone arcillosos en donde encontramos condiciones altamente reductoras. Tomada del Proyecto Plays-Terci-2002.

Figura 3.4.1.2.2.-Distribución Del Carbono Orgánico del Jurásico superior. En donde se observa que hacia la Plataforma Interna los valores de COT son pobres, mientras que hacia la Plataforma Externa la riqueza es de

regular a buena. Tomada de la Coordinación de Modelado Geológico-2011 Activo de Exploración Cuencas del Sureste Terrestre.

Figura 3.4.1.3.1.-Distribucion Del Potencial Generador S2 del Jurásico superior. En donde se observa las áreas con mayor y menor potencial generador de Hcs.Tomada del Proyecto Plays-Terci-2002.

Figura 3.4.1.4.1.-Distribucion De la Temperatura Máxima de Pirolisis (Tmax.). En donde se observa hacia la porción oriental de la cuenca de Huimanguillo una zona madura, en las zonas en blanco no se tiene datos de pozo para determinar la Tmax. Tomado de Plays -Terci-2002

Figura 3.4.2.1.1.-Trampa estructural del pozo Ool-1, delimitada en sus flancos por 2 fallas normales, la roca almacén la constituyen arenas siliciclasticas, depositadas en facies de lobulares de piso de cuenca. Tomado de Plays –Huimanguillo-2012.

Figura 3.4.2.2.1.- Mapa de espesores y composición mineralógica de los sellos del Mioceno superior y medio (Tomado del Estudio de Distribución y Calidad de Sello, del Activo Reforma Comalcalco, 2004).

Figura 3.4.2.2.2.- Contenido de Arcillas y Arenas de algunos pozos, ubicados dentro de la Cuenca de Huimanguillo, para el Mioceno medio (Tomado del Estudio de Distribución y Calidad de Sello, del Activo Reforma Comalcalco, 2004).

Figura 3.4.2.2.3.- Grafica que muestra la distribución de los espesores de Arcilla para el Mioceno, dentro de la Cuenca de Huimanguillo, en donde se aprecia que el promedio se ubica entre 200 y 800 mts.(Tomado del Estudio de Distribución y Calidad de Sello, del Activo Reforma Comalcalco, 2004).

Figura 3.4.2.3.1.- Mapa estructural de la Cima Del Mesozoico, en donde se observa el lineamiento de los campo Mesozoicos y los focos de Generación punteado blanco, en donde la dirección de Migración a las fallas compresivas es perpendicular a la dirección de estas que es NW-SE, mientras que la dirección de migración hacia el sistema de fallas Extensionales también es perpendicular a este, siendo la dirección del sistema de fallas NE-SW.(Tomado de la coordinación de Prospectos Comalcalco-2012.

Figura 3.4.2.3.2.- Diagrama de Eventos el sistema Petrolero para el Terciario en la cuenca de Huimanguillo

Listado de figuras y tablas Capítulo 4.

Tabla 4.1.1.1.1.- Tabla de parámetros de adquisición de cubos sísmicos 3D. Martínez Méndez.

Tabla 4.1.2.1.1.- Registros geofísicos disponibles por pozo. Martínez Méndez.

Tabla 4.1.3.1.1.- Checkshot cargado, correspondiente al Pozo Fenix-201.

Figura 4.1.1.1.1.- Ubicación de sísmica 3D (polígonos negros) y líneas sísmicas regionales (Líneas azules). Martínez Méndez.

Figura 4.1.2.1.1.- Ubicación de la distribución de pozos utilizados, en la cual se observa que todos los pozos cruzan por al menos una línea sísmica regional. Martínez Méndez.

Figura 4.2.1.1.- Ubicación de Secciones Regionales 2D, interpretadas.

Figura 4.2.1.1.1.- Interpretación sísmico-estructural de la sección regional-1. Martínez Méndez.

Figura 4.2.2.1.- Interpretación sísmico-estructural de la sección regional-2. Martínez Méndez.

Figura 4.2.3.1.- Interpretación sísmica estructural de la sección regional-3. Martínez Méndez.

Figura 4.2.4.1.- Interpretación sísmica estructural de la sección regional-4. Martínez Méndez.

Figura 4.2.5.1.- Interpretación sísmica estructural de la sección regional-5. Martínez Méndez.

Figura 4.2.6.1.- Interpretación sísmica estructural de la sección regional-6. Martínez Méndez.

Figura 4.3.1.- Vista de las líneas inline y croosline interpretadas en cada uno de los cubos sísmicos, esta interpretación corresponde al mioceno medio, así mismo se observa los polígonos de falla respectivos Martínez Méndez.

Figura 4.3.1.1.- Mapa estructural en tiempo de Mioceno inferior, en el cual en la parte Norte se aprecia la presencia del sistema extensional con orientación NE-SW, con caída al NW, también observamos la presencia de masas salinas en dirección NW, la cual nos marcaría el límite entre la cuenca de Huimanguillo y la Cuenca Salina del Istmo. Así mismo se aprecian dos depocentros entre los pozos CLT-101 y ENM-2 y ENM-2 y IS-101. Martínez Méndez.

Figura 4.3.1.2.-Mapa estructural en tiempo de Mioceno medio, en el cual en la parte Norte se aprecia también la presencia del sistema extensional con orientación NE-SW, con caída al NW, siendo este no tan intenso como en el Mioceno inferior, aun continua la presencia de masas salinas en dirección NW,Así mismo se aprecian dos depocentros entre los pozos CLT-101 y ENM-2 y ENM-2 y IS-101 y algunas estructuras anticlinales en el área de Jujo-Tecominoacan y al Norte del Pozo MQ-1. Martínez Méndez.

Figura 4.3.2.1.-Mapa estructural en tiempo del Mioceno superior, en su porción Norte se observa el sistema extensional y continúa la presencia de masas salinas en la porción NW del área. La presencia de algunas estructuras anticlinales las observamos en el área de Jujo-Teco. En el achurado rojo se observa la diferencia entre los relieves estructurales de cada cubo. Martínez Méndez.

Figura 4.4.1.-Dominios estructurales visualizados dentro de la cuenca de Huimanguillo, una zona de depocentro en la cual se observa la mayor subsidencia dentro de la cuenca, una zona plegada- cabalgada, y por último la zona de extensión, dentro de esta tenemos un gran desarrollo de fallas normales, en color azul achurado se aprecia los límites de estas, así como los polígonos de falla correspondientes a diferentes edades, desde el Mioceno inferior hasta el superior. En flechas curvadas se aprecia la ubicación de algunas estructuras anticlinales (flecha roja) y sinclinales (flecha azul). Las líneas marrón corresponden a las porciones de las secciones regionales en donde serán mostrados los rasgos estructurales de cada una de estas áreas. Martínez Méndez.

Figura 4.4.1.1 -Zona de subsidencia, en donde se observa la presencia del depocentro terciario y la notable ausencia del sistema extensional, principalmente en el Neógeno y Paleógeno tardío. Porción de línea regional-1 y se puede observar su ubicación en figura 5.4.1. Martínez Méndez.

Figura 4.4.2.1 -Zona de Pliegues, en donde se observa la presencia de a nivel Mioceno inferior-medio y Paleógeno Tardío medio, Porción de línea Regional-6. Así mismo esos pliegues los podemos asociar a la Orogenia Chiapaneca de edad Mioceno medio-superior. La ubicación de la porción de la línea regional-6, se puede observar en la Figura 5.4.1.Martínez Méndez.

Figura 4.4.2.2 -Zona de cabalgaduras, en donde las observamos principalmente en el Paleógeno medio-Tardío, así mismo se observa la presencia de cuerpos salinos por debajo del área de Jujo, la orientación de estas estructuras es NW-SE. La porción de la línea regional-5 se puede observar en la figura 5.4.1. Martínez Méndez.

Figura 4.4.3.1 -Zona de extensión, en donde se observa el desarrollo de fallas normales (color rojo), fallas muy jóvenes de edad Mioceno superior, la porción de la línea corresponde a la línea regional-2, su ubicación puede observarse en la figura 5.4.1. Martínez Méndez.

Figura 4.5.1.- Cubos sísmicos, en su versión prestack sin filtros y sin ganancia, en los cuales se efectuó la extracción de atributos A) Carmena-Calentón-Giraldas, B) Herradura Norte-Ampliación Herradura y C) Jujo-Tecominoacan. Martínez Méndez

Figura 4.5.2. –Presencia de un canal en inline 1280 del cubo Carmena Calentón-Giraldas, se pueden observar algunas terminaciones sobre las paredes laterales del canal, con la aplicación de la geomorfología sísmica nos ayudara a determinar la dirección, tamaño y distribución del canal. Este rasgo se encuentra dentro del Mioceno superior. Martínez Méndez.

Figura 4.5.3. –Presencia de un canal en inline 1070 del cubo Carmena Calentón-Giraldas, se pueden observar algunas terminaciones sobre el canal, en línea negra se observan las terminaciones, mientras que en línea verde los límites del canal, este rasgo lo encontramos dentro del Mioceno inferior. Martínez Méndez.

Figura 4.5.4. – Canal en inline 235, del cubo Herradura Norte-Ampliación Herradura, en el cual también es posible observar otro canal, en achurado rojo se aprecia el límite del canal así mientras que en achurado negro se aprecian las terminaciones sobre el canal, este se encuentra dentro del Mioceno medio. Martínez Méndez.

Figura 4.5.1.1. – Extracción de diferentes atributos en el cubo Carmena-Calentón-Giraldas en un time slice a 2080 mseg. Con una ventana de 30 mseg. En estos se observa como rasgo principal un canal sinuoso con un sistema de abanicos en la porción central del cubo, a excepción de la frecuencia instantánea en los demás atributos se observa este rasgo. Martínez Méndez.

Figura 4.5.1.2. – Extracción de diferentes atributos en el cubo Carmena-Calentón-Giraldas en un time slice a 2080 mseg. Con una ventana de 30 mseg. En estos los elementos depositacionales no son tan evidentes como en los anteriores, aunque en el de frecuencia dominante es posible esbozar un canal con un posible abanico. Martínez Méndez.

Figura 4.5.1.3. – Extracción de diferentes atributos en el cubo Herradura Norte-Ampliación Herradura en un time slice a 2604 mseg. Con una ventana de 30 mseg. En estos se observa como rasgos principales un sistema de abanicos con sus respectivos canales alimentadores porción central y NE del cubo (Achurado en rojo en el atributo RMS), también es observado en el envelope y un poco en el de frecuencia instantánea. Martínez Méndez.

Figura 4.5.1.4. – Extracción de diferentes atributos en el cubo Herradura Norte-Ampliación Herradura en un time slice a 2604 mseg. Con una ventana de 30 mseg. En estos los rasgos es difícil visualizarlos debido al gran contenido de frecuencias que pueden existir en dicho cubo. Martínez Méndez.

Figura 4.5.1.5. – Extracción de diferentes atributos en el cubo Jujo-Tecominoacan en un time slice a 2264 mseg. Con una ventana de 30 mseg. En estos se logra visualizar un pequeño canal meandrico, a respuesta de todos los atributos es buena ya que se logra visualizar en todos estos. Martínez Méndez.

Figura 4.5.1.6. – Extracción de atributos de frecuencia en el cubo Jujo-Tecominoacan en un time slice a 2264 mseg. En los cuales aún continúa observándose el canal meandrico. Achurado rojo y azul. Martínez Méndez.

Figura 4.5.2.1. – Calculo de horizontes proporcionales en la Inline 1000 del Cubo Carmena-Calentón-Giraldas, dentro de los horizontes del mioceno superior, medio e inferior. Martínez Méndez

Figura 4.5.2.2. – Calculo de horizontes proporcionales en Inline 840 del Cubo Herradura Norte-Ampliación Herradura (izquierda) calculándose 33 horizontes proporcionales dentro del mioceno, Inline 2320 cubo Jujo-Tecominoacan (derecha) 22 horizontes proporcionales calculados. Martínez Méndez.

Figura 4.5.2.3. – Superficies conformantes en el cubo Carmena-Calentón-Giraldas, estas son 11 superficies que se encuentran entre la cima del Mioceno medio y cima del Mioceno inferior. Martínez Méndez.

Figura 4.5.3.1. – Descomposición espectral de la superficie 3 dentro del Mioceno medio, en la cual se observa un canal meandrico (A), y descomposición espectral de frecuencias de rangos entre 10 a 30 Hz. Martínez Méndez.

Figura 4.5.3.2. – Inline 2515 a partir del cubo de frecuencias de 10 Hz. En círculo rojo se aprecia la expresión del canal meandrico dentro de la superficie 3 del Mioceno Medio. Martínez Méndez.

Figura 4.6.1.- Flujo de trabajo para la aplicación de la Geomorfología Sísmica. Martínez Méndez.

Figura 4.6.2.- Horizontes proporcionales seleccionados (línea roja), en cada cubo sísmico Carmena-Caletón-Giraldas (Izquierda), Herradura Norte-Ampliación-Herradura (derecha) y Jujo-Tecominoacan (centro). Martínez Méndez.

Figura 4.6.3.-Espectros de frecuencia dominante en las superficies proporcionales de interés, (ovalos en rojos), en las cuales se realizó el cálculo de la resolución vertical. A) Cubo Carmena-Caletón-Giraldas, b) Cubo Herradura Norte-Ampliación. C) Jujo-Teco. En la porción izquierda se aprecia la sísmica de cada superficie proporcional en las cuales se efectuó el cálculo de la resolución vertical. Martínez Méndez.

Figura 4.6.4.-Atributos sísmicos calculados en cada uno de los cubos sísmicos en la plataforma petrol. Martínez Méndez.

Figura 4.6.5.-Mapa de atributos de amplitud RMS dentro del Mioceno medio, integrado de los 3 Cubos sísmicos en estudio, hacia la porción Sur el cubo de Carmena-Calentón-Giraldas, en dirección NW el cubo de Herradura Norte-Ampliación y en el NE el cubo de Jujo-Tecominoacan, en estos es posible observar el desarrollo de algunos canales sinuosos, canales entrelazados, abanicos de desborde y point-bar. Martínez Méndez.

Figura 4.6.6.-Mapa de atributos de amplitud RMS dentro del Mioceno medio, en el cubo de Herradura Norte, en donde se observa el desarrollo de un canal sinuoso, a partir del cual se calcularon algunos parámetros como sinuosidad y curvatura, este canal lo encontramos en depósitos turbidíticos de Talud.. Martínez Méndez.

Figura 4.6.6 (A) Y (B).-Sección sísmica en donde se observa los depósitos canalizados agradacionales (interlineado negro) dentro del paquete del Mioceno medio, así como las terminaciones que marcan el límite del canal sinuoso. Martínez Méndez.

Figura 4.6.7.-Depositos turbidíticos del Mioceno medio, visualizados a partir del atributo RMS y la sección sísmica sin filtro y sin ganancia del cubo Herradura Norte-Ampliación Herradura. Martínez Méndez.

Figura 4.6.8.-Elementos depositacionales identificados en el cubo Carmena Calentón-Giraldas, los cuales corresponden a sedimentos en facies canalizadas, overbank, crevasse splay, lóbulos y point-bart. Esta extracción de atributos corresponde al proporcional 2, también dentro del paquete del Mioceno medio. Martínez Méndez.

Figura 4.6.9.- Principales elementos depositacionales desarrollados en ambientes de aguas profundas Posamentier-2005.

Figura 4.6.10.- Vista de elementos depositacionales desarrollados en el área del cubo Carmena-Caletón-Giraldas y sección sísmica que atraviesa dichos depósitos turbidíticos, tales como desbordes de canal, frontal splay, canales y crevasse splay. Martínez Méndez.

Figura 4.6.11.- Interpretación sísmo estratigráfica del canal meandrónico y overbank en sección sísmica sin filtro y sin ganancia, del Horizonte proporcional 2, muy cerca de la base del Mioceno medio, Martínez Méndez.

Figura 4.6.12.- Elementos depositacionales interpretados en el cubo Jujo-Tecominoacan, en el cual resaltan el desarrollo de sistemas turbidíticos en sus facies canalizadas, Overbank, Lóbulos y barras acrecionales. Martínez Méndez.

Figura 4.6.13.- Interpretación sísmo estratigráfica en la parte externa del canal meandrónico, el cual tiene un espesor aproximado de entre 100 y 120 mts. Y una extensión de 1.5 kms. Aproximadamente. Martínez Méndez.

Listado de figuras y tablas Capítulo 5.

Figura 5.1.1.- Calidad de los yacimientos en sus diferentes facies de depósito, llámese rellenos de canal, derrumbes, Levees, rellenos de cañones submarinos, sabanas de arena, complejos de lóbulos.

Figura 5.1.2.- Integración de los principales rasgos estratigráficos identificados dentro del área de estudio, todos estos dentro del Mioceno medio en donde se logra observar. A) Desbordes de canal, B) Crevasse Splay, C) Frontal Splay, D) Canales entrelazados, E) Canales sinuosos, F) Canal alimentador G) Point-Bar. José Antonio Martínez Méndez

Figura 5.1.3.- Modelo análogo de una trampa estratigráfica (Barra meandrica o Point-Bar) dentro del cubo Carmena-Caletón-Giraldas, dentro del horizonte proporcional 2 del Mioceno medio. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.1.4.- Modelo análogo conceptual de una trampa estratigráfica Desborde de canal (Overbank) dentro del cubo Jujo-Tecominoacan, dentro del horizonte proporcional 3 del Mioceno medio. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.2.1.- Sistema de canales sinuosos y entrelazados así como de abanicos submarinos de piso de cuenca de edad Mioceno inferior, identificados en base a atributos sísmicos dentro del área en estudio. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.2.2.- Evolución del Sistema de canales sinuosos y entrelazados así como de abanicos submarinos de piso de cuenca de edad Mioceno inferior, identificados en base a atributos sísmicos dentro del área en estudio. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.2.3.- Depósitos turbidíticos en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de Edad Mioceno medio. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.2.4.- Evolución del Sistema de canales sinuosos y entrelazados así como de abanicos submarinos de piso de cuenca de edad Mioceno medio, identificados en base a atributos sísmicos dentro del área en estudio. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.2.5.- Depósitos turbidíticos en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de Edad Mioceno Superior, Desde el Horizonte proporcional 1 hasta el proporcional 7, cabe hacer mención que no fue posible

identificar rasgos estratigráficos en los horizontes proporcionales 6,8,9,10,11,12,13 y 14. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.2.6.- Evolución del Sistema de canales sinuosos y entrelazados así como un sistema de abanicos de edad Mioceno superior, identificados en base a atributos sísmicos dentro del área en estudio. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.2.7.- Modelo depositacional propuesto en ambientes profundos que van desde talud al piso de cuenca. En facies de un sistema de complejo de canales sinuosos y amalgamados así como de abanicos submarinos de edad Mioceno inferior y medio respectivamente. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.2.8.- Modelo depositacional en sistemas turbidíticos, tomando una fuente puntual de abanicos submarinos y de acuerdo al tamaño de grano, pudiendo ser sedimentos ricos en lodo y sedimentos ricos en Arena/Lodo para el Golfo de México, Sedimentos Ricos en Arena y sedimentos Arena/Lodo, esto para el Mar del Norte. Tomado de Reading-Richard (1994).

Figura 5.2.9.- Modelo de sistema de depósito, para sistemas turbidítico de edad Mioceno inferior y medio, en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de cuenca, el cual es el mejor que se adapta a las condiciones del depocentro de la Cuenca de Huimanguillo, de acuerdo a la clasificación del tamaño de Grano y sistema alimentador. Reading Y Richard (1994)

Figura 5.2.10.- Modelo de sistema de depósito, para sistemas turbidítico de edad Mioceno inferior, en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de cuenca, para El Depocentro Terciario de la Cuenca de Huimanguillo. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.2.11.- Modelo de sistema de depósito, para sistemas turbidíticos de edad Mioceno inferior, en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de cuenca, para El Depocentro Terciario de la Cuenca de Huimanguillo. José Antonio Martínez Méndez.

Figura 5.2.12.- Modelo de sistema de depósito, para sistemas turbidíticos de edad Mioceno inferior y medio, en sus facies canalizadas y de abanicos submarinos de cuenca, para El Depocentro Terciario de la Cuenca de Huimanguillo. José Antonio Martínez Méndez.

ANEXO I.- Marco Teórico.

I.1. Atributos Sísmicos.

En este capítulo se tratara de describir de manera muy general el desarrollo, la historia, el significado y clasificación de los atributos sísmicos. En los últimos años se ha desarrollado una corriente de la interpretación sísmica basada en la generación de los llamados “Atributos Sísmicos”, y su correlación con la información geológica-petrofísica obtenida de los pozos. Los atributos sísmicos desde el momento de su introducción en la industria a principios de los años 1970’s (Figura I.1.1), han recorrido un largo camino hasta llegar hacer de gran ayuda para los geocientíficos, tal es el caso de la caracterización de yacimientos y su apoyo en la identificación de ambientes de depósito. Diferentes autores introdujeron diferentes tipos de atributos y sus usos.

Con la introducción de la sísmica 3D y otras técnicas como la estratigrafía sísmica y análisis de coherencia a mediados de los años 1990’s, y la descomposición espectral a finales de los años 1990’s, el alcance de la interpretación sísmica ha cambiado, con técnicas y herramientas que no estaban disponibles para los geocientíficos anteriormente. Con la introducción de técnicas de visualización 3D, el uso de atributos sísmicos ha alcanzado una nueva dimensión. (Geomorfología Sísmica años 2000’s). El desarrollo de una amplia variedad de atributos sísmicos proporciona ~~garantiza~~ múltiples opciones y una clasificación sistemática; por lo que también es necesario un buen enfoque para comprender el uso de cada uno de éstos y también sus limitaciones bajo diferentes circunstancias.

Un atributo de acuerdo al Oxford Dictionry se define como “Cada una de las cualidades o características propias de un individuo o cosa “. En Geofísica la palabra atributo sísmico se refiere a cualquier información extraída de los datos sísmicos. Para definir lo que es un atributo sísmico a continuación se muestran varias definiciones dadas por diferentes autores:

1) Atributo Sísmico es cualquier información que se extrae de los datos sísmicos, tanto por medición directa, como por razonamiento lógico y experiencia (T. Taner 1999.)

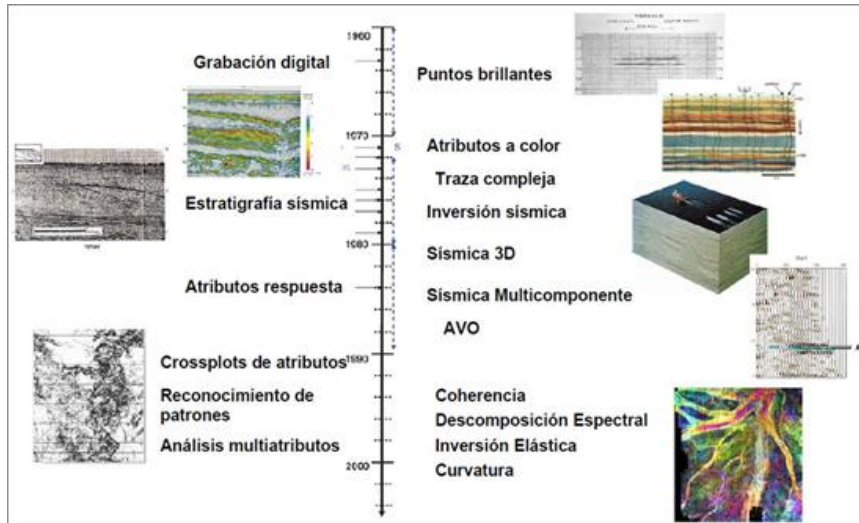


Figura I.1.1.- Desarrollo que ha tenido la introducción de los atributos sísmicos en la Industria a partir de los años 1970's. Tomada de atributos sísmicos José Regueiro-2010.

- 2) Los atributos sísmicos son mediciones específicas de propiedades geométricas, dinámicas, cinemáticas, o estadísticas obtenidas de los datos sísmicos (L. Liner)
- 3) Un atributo sísmico es cualquier medida sobre los datos sísmicos que nos ayude a visualizar y cuantificar mejor eventos de interés interpretativo (K. Marfurt,)
- 4) Son medidas de las características geométricas, cinemáticas, dinámicas y estáticas de la información total contenida en los datos sísmicos. Estas medidas están usualmente basadas en estimaciones de amplitud y frecuencia (Chen y Sidney, 1997).

Los atributos sísmicos son de gran utilidad ya que se correlacionan con algunas propiedades físicas de interés, bien sea de manera cuantitativa o cualitativa (Hart, 2002). Pueden existir diferentes objetivos para la utilización de los atributos sísmicos, por ejemplo un objetivo de un estudio cuantitativo es hacer predicciones numéricas de las propiedades del subsuelo de interés a través de la sísmica. En un análisis cualitativo, la finalidad es encontrar estructuras que comparten características similares; este análisis provee información de la geometría y de la distribución de las propiedades físicas de los estratos, tales como porosidad, litología, espesor de capa, etc. Con estas dos características, se puede extraer la mayor información de los datos sísmicos y utilizarlos para interpretar características estructurales, estratigráficas y litológicas del subsuelo. Por ello, es de suma importancia una calibración con registros de pozos e información del yacimiento para así justificar cualquier correlación entre atributos y geología.

Con respecto a la utilización de los atributos sísmicos para este trabajo el objetivo de este será un análisis cualitativo, ya que se tratara de realizar una interpretación estratigráfica con el objetivo de revelar patrones relacionados con los ambientes de depósito en aguas profundas.

I.1.1.- Clasificación de los Atributos Sísmicos.

Los atributos sísmicos crecieron tanto en cantidad como en variedad en las últimas tres décadas, muchos autores han intentado clasificarlos en familias, con el objetivo de mejorar su comprensión y aplicación.

Taner et al. (1994) divide los atributos en dos categorías generales: Geométricos y Físicos.

Atributos geométricos: El Objetivo de estos atributos es el de mejorar la visibilidad de la geometría y características de los datos sísmicos, estos incluyen: buzamiento, azimut, y continuidad, entre otros.

Atributos físicos: Son las mediciones sísmicas que relacionan directamente la propagación de la onda, litología y otros parámetros físicos, estos incluyen amplitud, fase, y frecuencia.

La clasificación puede extenderse aún más en los atributos poststack y prestack antes y después de apilar. Brown (1996, 2001) clasifica los atributos utilizando una estructura de árbol de acuerdo al dominio en donde se obtienen ya sea en tiempo, amplitud, frecuencia y atenuación como las ramas principales, que se ramifican más adentro después del poststack y las categorías del prestack. Figura I.1.1.1.

Chen y Sidney (1997) proporcionaron una clasificación basada en la dinámica/cinemática de la onda sísmica y características geológicas del yacimiento. Barnes (1997) desarrolló una clasificación de atributos de traza compleja, los cuales comúnmente se les denomina atributos instantáneos, estos son calculados muestra a muestra (2 ò 4 mseg.), indican variaciones instantáneas de varios parámetros en el dominio del tiempo y del espacio. Los atributos de traza compleja reconocen la amplitud y la fase como atributos fundamentales de los cuales todos los demás son derivados. Los atributos más comunes de este tipo son amplitud instantánea o envolvente de amplitud, fase instantánea y frecuencia instantánea.

Los atributos de ondícula, por otra parte, representan características de la ondícula y su espectro de amplitud (contenido de energía).

Algunos autores como Satinder Chopra y Kurt J. Marfurt, especialistas en temas de atributos sísmicos, prefieren la clasificación de Liner et al.'s (2004), quien realiza una clasificación en dos categorías una general y una específica. Los atributos generales son medidas de geometría, cinemática, dinámica, o estadística que son características derivadas de los datos sísmicos, éstos incluyen la amplitud del reflector, tiempo al reflector, buzamiento del reflector y el azimut, los atributos generalizados de Hilbert, iluminación, de detección de borde/ coherencia, AVO, y descomposición espectral. Los atributos generales se basan ya sea en el carácter físico o morfológico de los datos ligado a la litología o la geología y por lo tanto son de aplicación en cualquier cuenca alrededor del mundo.

En contraste, los atributos específicos tienen una base menos bien definida en la física o la geología. Mientras un atributo específico dado puede estar bien correlacionado con un rasgo geológico o al reservorio productor, dentro de una cuenca dada, estas correlaciones no pueden llevarse a una diferente cuenca. Hay literalmente cientos de atributos específicos. Liner et al.'s (2004), añade una tercera categoría en la clasificación, la de "Atributos Compuestos", (o Meta atributos Meldahl et al. 2001). Muchos de los atributos específicos citados en la literatura son sumas, productos, u otras combinaciones de más atributos generales fundamentales. Se prefieren dos tipos de atributos compuestos: los que se utilizan para mostrar más de un atributo al mismo tiempo y los que se combinan con el uso de la geoestadística, redes neuronales u otras técnicas.

Las clasificaciones anteriormente descritas han sido intentos para desarrollar una comprensión intuitiva de los diferentes atributos, y esto ha ayudado en la aplicación de atributos o combinaciones de atributos para discriminar las características del subsuelo. En términos generales, los atributos derivados del tiempo proveen información estructural y los atributos derivados de la amplitud proveen información estratigráfica (ambientes de depósito) del yacimiento (ej. Amplitud compuesta, impedancia acústica etc.).

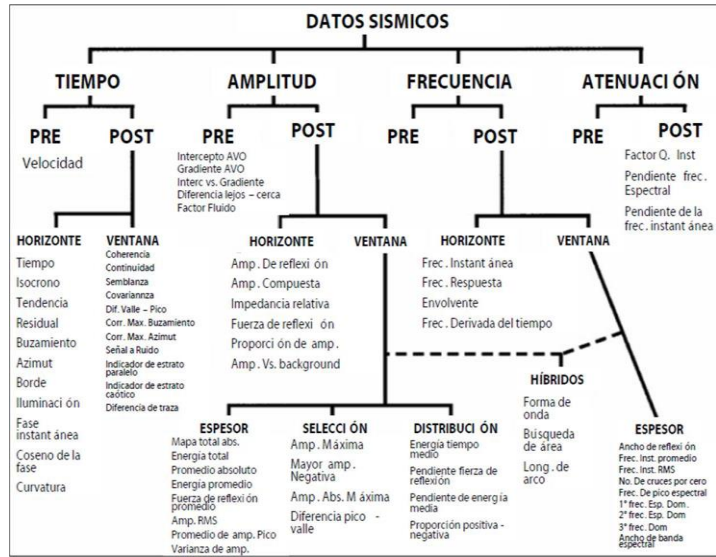


Figura I.1.1.1.- Diagrama de árbol de clasificación de Atributos sísmicos de (Brown, 1996).

I.1.2.- Ejemplos de atributos sísmicos.

I.1.2.1.- Envoltente (Amplitud Instantánea) o Fuerza de la Reflexión.

El atributo de envoltente, o fuerza de la reflexión fue diseñado por Taner et al. (1979), fue probablemente el primer atributo calculado con análisis de traza Compleja.

La envoltente de la señal $E(t)$ se calcula a partir de la traza compleja por la fórmula:

$$E(t) = \text{SQRT} \{T^2(t) + H^2(t)\}.$$

Para un instante de tiempo la amplitud instantánea es calculada como la raíz cuadrada de la energía total de la señal sísmica.

$T(t)$ = Traza Sísmica

$H(t)$ = Transformada de Hilbert's de $T(t)$

La fase de $H(t)$ está rotada 90° con respecto a $T(t)$

La fuerza de reflexión se define como la energía total instantánea de señal sísmica, tanto en sus partes reales como imaginaria. Tiene una apariencia de baja frecuencia y amplitudes positivas (Figura I.1.2.1.1). A menudo se destacan las principales características sísmicas.

La envoltente representa la energía instantánea de la señal y es proporcional en su

magnitud al coeficiente de reflexión. Representa principalmente el contraste de impedancia acústica, por consiguiente la reflectividad. Este atributo es principalmente útil para identificar:

Puntos brillantes (Bright spots)

Acumulación de gas.

Límites de secuencias, ambientes de depósito.

Efectos de sintonía de cuerpos delgados (Thin-bed tuning effects).

Discordancias.

Principales cambios litológicos.

Cambios locales asociados a fallas.

I.1.2.2.- Amplitud RMS.

Este atributo es uno de los atributos más populares utilizados en la Industria y se basa en identificar anomalías de amplitud, características de las propiedades estratigráficas y diferenciar entre tipos de estratificación. La amplitud RMS es calculada como la raíz cuadrada del promedio de los cuadrados de las amplitudes encontradas dentro de una ventana de tiempo de análisis (Figura I.1.2.2.1 a y b). Tiende a enfatizar las anomalías más que ningún otro atributo, ya que el valor de la amplitud es elevado al cuadrado antes de realizar el promedio y está dada por la siguiente formula:

$$A_{rms} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^n a_i^2}$$

Donde,

a = valor instantáneo de la amplitud.

N = número de muestras.

La utilidad que nos puede proporcionar este atributo son las siguientes:

Se utiliza para una estimación de la relación arena/arcilla.

Detección de presiones anormales en arcilla.

Mejor detección de cambios litológicos.

Descomposición en velocidad de grupo y velocidad de fase.

Envolvente de amplitud con variaciones respecto a la distancia (offset).

Variación de frecuencia instantánea respecto a la distancia (offset).

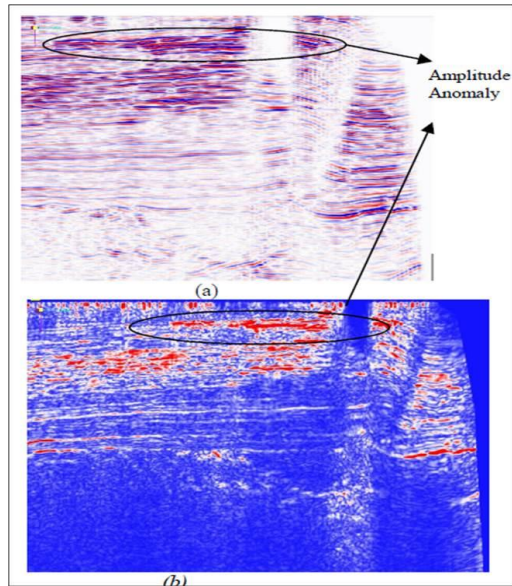


Figura I.1.2.2.1a.- Sección sísmica normal (a) Muestra una gran anomalía de amplitud a poca profundidad, (b) Muestra el atributo de amplitud de la misma sección. Nótese que la anomalía de amplitud se observa más claramente en el envolvente de la amplitud. Tomado de Seismic Attributes- A Review, D.Subrahmanyam, P.H.Rao, 2008.

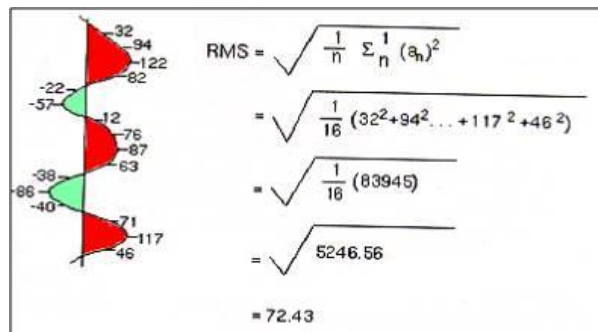


Figura I.1.2.2.1b.- Figura que muestra cómo se realiza el cálculo del atributo RMS, para determinar el promedio de velocidades RMS en una ventana de tiempo determinada.

En la Figura I.1.2.2.2, se puede apreciar la respuesta del atributo RMS, éstos nos pueden ayudar a determinar las geometrías de algunos ambientes de depósito.

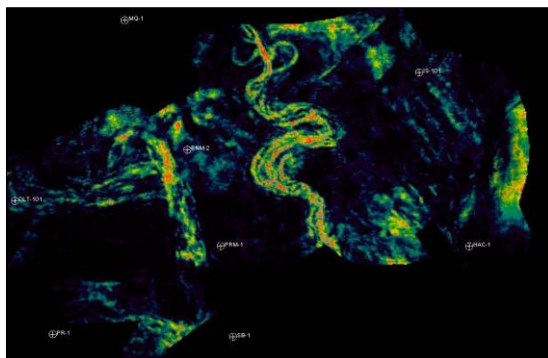


Figura I.1.2.2.2.- Desarrollo de canales meandricos en ambientes profundos de cuenca de edad mioceno medio en la Cuenca de Huimanguillo, utilizando el atributo RMS. Martínez Mendez-2014.

I.1.2.3.- Frecuencia Instantánea.

Este atributo se describe como el promedio del cambio en el tiempo de la fase instantánea sobre una ventana de tiempo definida. Es un atributo independiente de la amplitud y la información de la fase representa la frecuencia centrada instantánea, o la frecuencia del espectro de frecuencias (Taner et al., 1979). Y está dada por la siguiente ecuación, que vendría a hacer la derivada de la fase instantánea con respecto al tiempo.

$$\omega_c(t) = \frac{d\varphi(t)}{dt}$$

La mayor parte de las reflexiones registradas en los datos sísmicos no se producen a partir de una sola reflexión en el subsuelo pero son la suma de las reflexiones de los reflectores muy próximas entre sí. Estos reflectores estrechamente espaciados tienen pequeñas diferencias en la impedancia acústica entre sí mismos y entonces la superposición de reflexiones individuales produce un patrón de frecuencia que caracteriza la reflexión-compuesta. Las variaciones laterales y verticales en la litología se pueden identificar por el cambio del patrón de material compuesto (Taner et al. 1979, Chen et al. 1997).

La frecuencia instantánea se usa típicamente para mejorar la identificación de las variaciones verticales y laterales en la litología. Los canales son más fáciles de identificar en time slices de- frecuencia instantánea porque este atributo tiende a ser constante en el interior del reservorio en comparación con el medio ambiente circundante, figura I.1.2.3.1. Este efecto ocurre cuando no hay grandes variaciones litológicas dentro del canal. Las fallas y fracturas al igual que los cuerpos de sal a menudo causan efectos de absorción que provocan los bajos valores de frecuencia instantánea. Las arenas con gas o aceite también suelen causar las altas frecuencias justo por debajo del yacimiento de hidrocarburos - este efecto se le llama con frecuencia "sombra de baja frecuencia " (Taner et al, 1979; Chen y Sidney, 1997.).

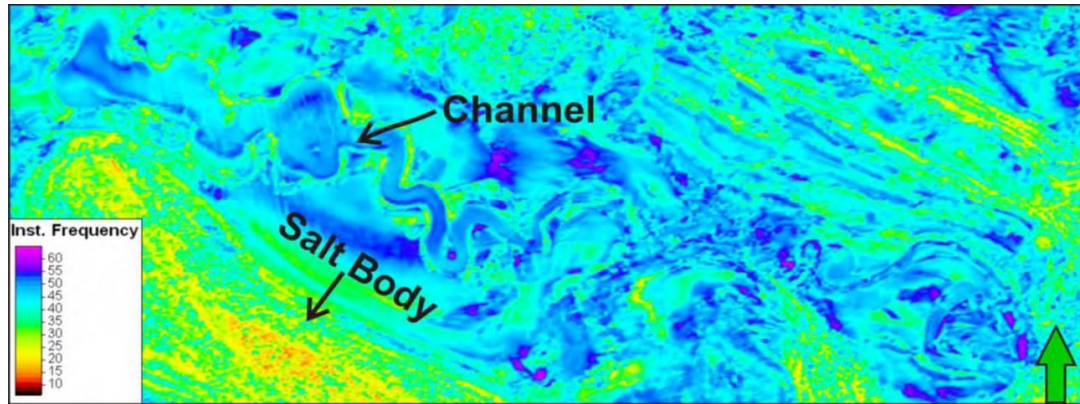


Figura I.1.2.3.1.- Time slice en tiempo de un cubo de frecuencia instantánea. En la parte central, un canal que se extiende a la parte derecha de la figura el cual se distingue claramente, por los valores constantes de frecuencia instantánea. Parte de un cuerpo sal orientado NW-SE también se puede identificar en la esquina inferior izquierda. Tomado de Seismic Attributes in Hydrocarbon Reservoirs Characterization. Azevedo-Guerra 2009.

I.1.2.4.- Ancho de Banda Instantáneo

Este atributo esta expresado en Hertz, se describe matemáticamente como el valor absoluto de la derivada de la envolvente con respecto al tiempo, dividido por la envolvente, a través de una ventana definida. Este atributo simboliza la desviación standart del espectro de potencia instantánea sobre su media.

$$\omega_B = \left| \frac{d \left[\frac{env(t)}{dt} \right]}{env(t)} \right|$$

Donde $d [(env (t) / dt)]$ se llama el factor de decaimiento.

Este atributo se debe interpretar en combinación con la frecuencia dominante (véase la sección (I.1.2.5) y los atributos de frecuencia instantánea. En comparación con el atributo de frecuencia instantánea, el atributo de ancho de banda instantáneo comúnmente da valores de frecuencia más bajos. La salida del cubo de este atributo ha mejorado las características relacionadas con los efectos de absorción y los cambios en el carácter sísmico, que están directamente relacionados con los cambios en la litología, figura I.1.2.4.1. Este atributo es también útil para correlacionar unidades sísmicas a ambos lados de una falla. El valor máximo de la barra de escala de color se debe ajustar con el fin de lograr una visualización conveniente, dependiendo de la frecuencia de adquisición.

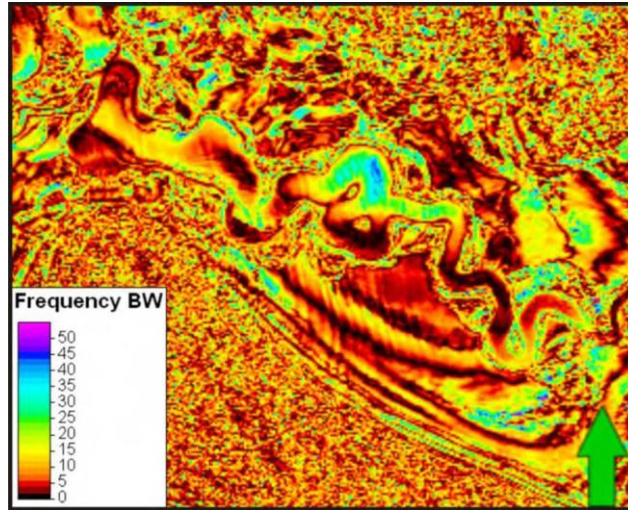


Figura I.1.2.4.1.- Time slice en tiempo a partir de un volumen de atributo de ancho de banda instantáneo, misma posición en el tiempo del intervalo de tiempo que se muestra para la frecuencia instantánea, figura I.1.2.3.1. enfocada en el E-W del canal. La parte central del canal está ahora mejor enfatizado, así como las variaciones litológicas laterales en el interior del canal, que se pueden correlacionar con los cambios bruscos en los valores de ancho de banda instantáneo. Tomado de Seismic Attributes in Hydrocarbon Reservoirs Characterization. Azevedo-Guerra, 2009.

I.1.2.5.- Frecuencia Dominante.

Es similar a la frecuencia instantánea, excepto que este atributo representa a la frecuencia RMS del espectro de amplitud (centroide del espectro de potencia) de la ondícula sísmica. Y caracteriza el tiempo en que varía las propiedades espectrales de los datos sísmicos. La diferencia entre el espectro de amplitud y el espectro de potencia es que en este último las amplitudes están elevadas a la segunda potencia. Generalmente se utiliza para calcular el ancho de banda de la señal sísmica.

El algoritmo utilizado para calcular este atributo resume el cuadrado de la frecuencia instantánea con el cuadrado de ancho de banda instantáneo y calcula la raíz cuadrada de la suma sobre una ventana determinada. Esta dada por la siguiente ecuación:

$$\omega_{RMS} = \sqrt{\omega_B^2 + \omega_c^2}$$

La combinación de los tres atributos relacionados con el espectro de potencia instantánea es la mejor manera de buscar las sombras de baja frecuencia que pueden indicar un posible yacimiento de petróleo y gas, y distinguir los rasgos estratigráficos, figura I.1.2.5.1. Una vez más la barra de color se debe ajustar con el componente de frecuencia de los datos sísmicos de entrada. Cuando se combinan los atributos de frecuencia instantánea y ancho de banda

se debe utilizar la misma escala de colores para los tres atributos; de lo contrario no se alcanzará el resultado deseado, causando errores de interpretación.

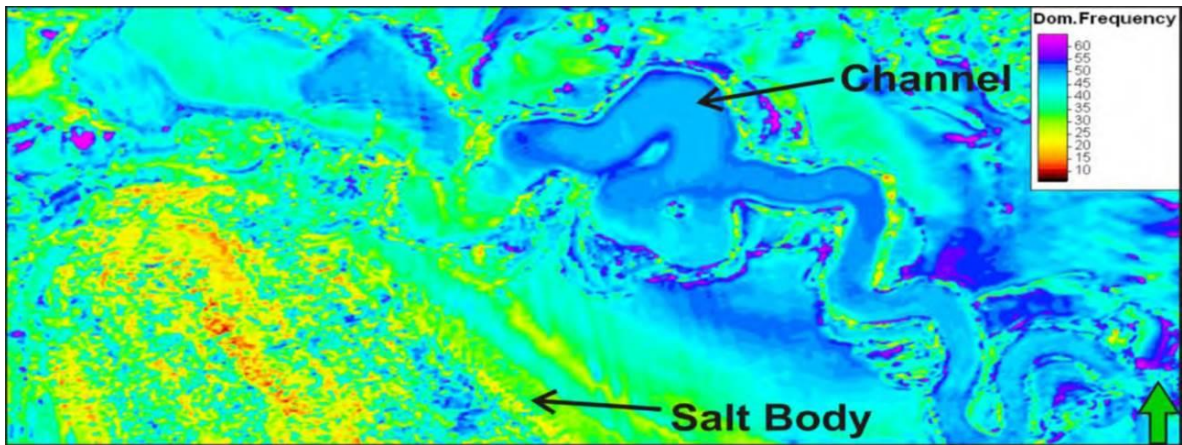


Figura I.1.2.5.1.- Time slice de cubo frecuencia dominante, la misma posición en el tiempo que se muestra en la frecuencia instantánea y ancho de banda. La comparación de los tres atributos de los cambios laterales en la geología en el interior del canal están mejor caracterizados, así como la firma sísmica para un cuerpo sal. Tomado de Seismic Attributes in Hydrocarbon Reservoirs Characterization. Azevedo-Guerra 2009.

I.1.2.6.- Varianza.

Es el resultado de la aplicación de un algoritmo de estimación de similitud entre trazas sucesivas, mediante una ventana temporal fija, figura I.1.2.6. La varianza es la medida de la desviación en el conjunto de datos sísmicos en torno al valor medio, dada por la ecuación:

$$\sigma^2 = \sum_{i=1}^l (x_i - \bar{x})^2$$

La semblanza y la coherencia, esta última introducido por Bahorich y Farmer (1995), son los atributos comunes en la industria del petróleo y el gas para mapear discontinuidades. El algoritmo de la varianza es innovador porque mide directamente, sin la necesidad de un paso intermedio, diferencias de un valor medio. La medición directa produce resultados más nítidos, en comparación con otros métodos de detección de bordes.

El atributo de la varianza es una imagen de borde y del método de detección. El tamaño de la ventana es el parámetro crítico para obtener discontinuidades tan agudas como sea posible. Ventanas verticales grandes disminuyen la resolución vertical, mientras que longitudes de ventanas cortas producen reducción de resolución horizontal cuando se muestra la variación en las secciones transversales, figura I.1.2.6.2

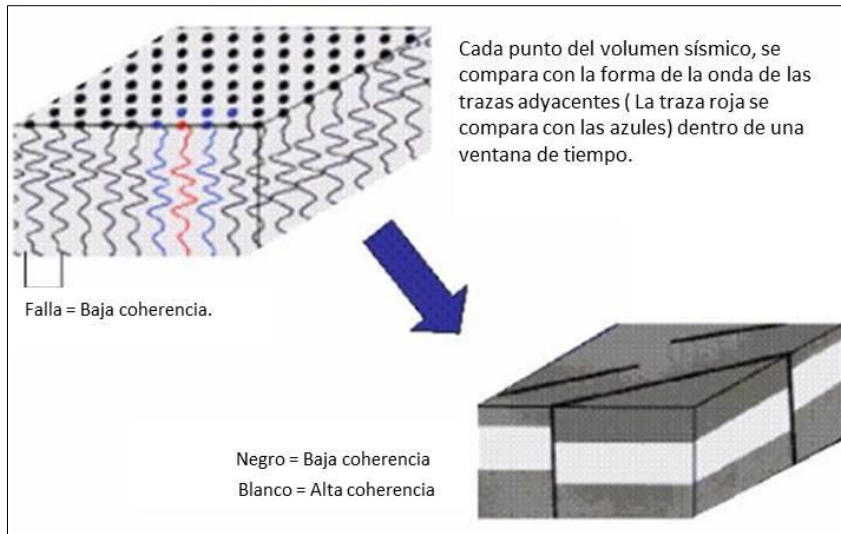


Figura I.1.2.6.1.- Forma en que se realiza la estimación de similitud entre trazas sucesivas, utilizando el atributo de varianza. Tomado de Hernandez-2008.

El tamaño de la ventana se puede ajustar en inline / crossline y vertical de forma independiente. Los diferentes valores para cada una de las dos primeras direcciones puede poner de manifiesto las características depositacionales que tienen unas direcciones preferenciales en el espacio (por ejemplo canales no meándricos). Los valores de varianza igual a 1 representan discontinuidades dentro de un evento sísmico, mientras que la continuidad está representada por el valor de 0.

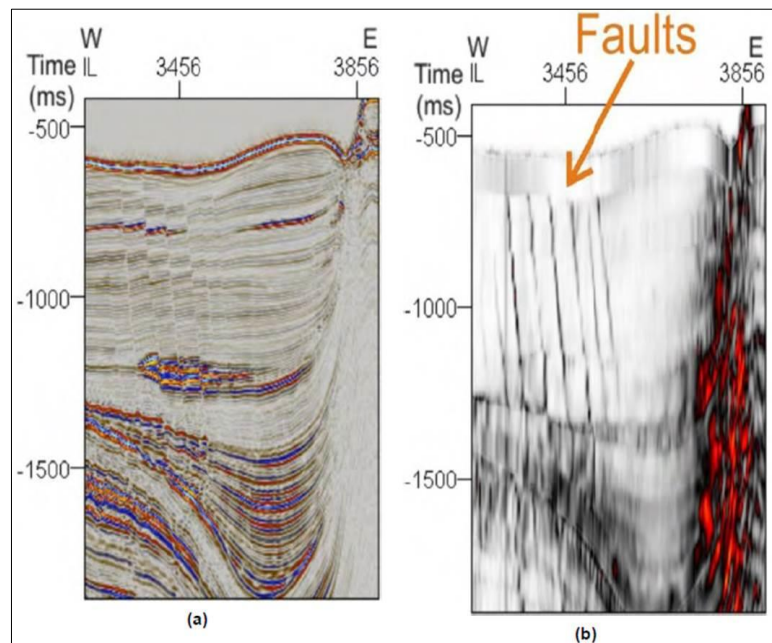


Figura I.1.2.6.2.- (a) Sección sísmica en amplitud original y (b) atributo varianza calculado sobre una ventana de trazas de 3x3 en dirección inline/crossline y 15 ms en el tiempo. El decapitado horizontal en (b) se debe a la ventana vertical corta.

I.1.2.7.- Descomposición Espectral.

Por último, para finalizar con este tema de atributos, mencionaremos algo de la descomposición espectral, que más que un atributo es una técnica.

Una señal sísmica registrada en tiempo puede ser vista como una secuencia temporal de una onda viajando a través de la tierra y registrada en un punto fijo. El rango de diferentes frecuencias utilizadas se denomina espectro. Una señal sísmica está compuesta de una serie de frecuencias. El proceso en el cual trazas sísmicas individuales en el dominio del tiempo se transforman en sus componentes de amplitud y fase en el dominio de frecuencia se le denomina descomposición espectral. (López et al, 1997; Gridley et al, 1997; Partyka et al, 1999).

Esta es una técnica muy poderosa ya que el contenido de frecuencia de la señal se ve afectado por los cambios en el espesor de las capas, la litología y el contenido de fluidos, además de que las componentes de frecuencia representan la base para muchas técnicas de interpretación y procedimientos de procesamiento sísmico, figura I.1.2.7.1 La amplitud se refiere a la variación en el espesor de una capa, y la fase se refiere a discontinuidades laterales (Partyka et al, 1999). En el proceso de interpretación, la descomposición espectral presenta dos grandes aportes: (1) una reflexión proveniente de una capa delgada tiene una expresión característica en el dominio de frecuencia y éste se constituye en un indicador de su espesor temporal (2) a través del análisis de amplitudes anómalas debido a su atenuación, la técnica de descomposición espectral puede ser usada como detector directo de hidrocarburos (López y otros, 1999). El fundamento de la descomposición espectral es que las reflexiones sísmicas de capas geológicas tienen características específicas en sus espectros de amplitud y de fase. Este método surgió a los finales de la década de los 90's, sin embargo ha ayudado en la identificación de características estratigráficas importantes en levantamientos sísmicos, figura I.1.2.7.2

Para aplicar la descomposición espectral existen diferentes métodos. El método estándar es la transformada de Fourier. Chakraborty y Okaya (1995) mencionaron que otras aproximaciones pueden proveer una mayor resolución, como la transformada de Fourier de tiempo corto (short time Fourier transform / STFT), transformada de ondícula discreta-

(discrete wavelet transform / DWT), transformada de ondícula continua (continuous wavelet transform /CWT), y la descomposición en búsqueda de coincidencia (matching pursuit decomposition /MPD).

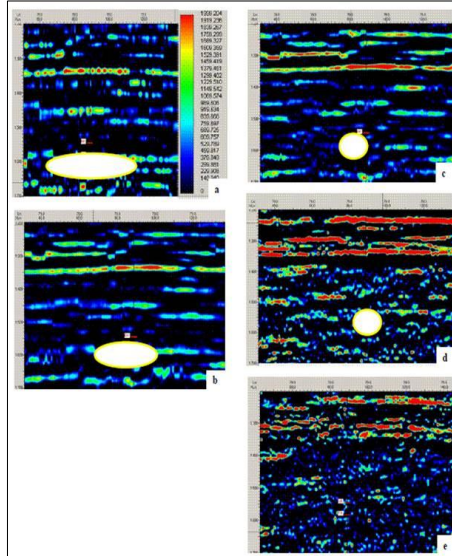


Figura I.1.2.7.1.- Sección transversal en el cual se observan los diferentes paneles de Frecuencia de (a) 10 Hz., (b) 25 Hz., (c) 40 Hz., (d) 67 Hz. y (e) 83 Hz. Tomado de Correa-Ramirez-2004.

La transformada de Fourier es una función matemática mediante la cual una traza sísmica en el dominio del tiempo puede ser convertida al dominio de frecuencia, figura I.1.2.7.3, obteniéndose así sus componentes de amplitud y fase. Opera traza por traza y los valores de salida son las amplitudes y fases en un rango discreto de frecuencias (Gridley et al, 1997). Y está dada por la siguiente ecuación:

$$x(f) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-2\pi ift} dt$$

donde x(t) representa las series en tiempo, x(f) representa la respuesta en frecuencia de la señal, y $e^{-2\pi ift}$ representa la función exponencial compleja. Tomado de Gridley et al (1997).

Los métodos basados en Fourier convierten la información de amplitud (registrada en el dominio del tiempo) al dominio unidimensional de frecuencias, éstos usan ventanas de tiempo que generan limitaciones en la visualización e interpretación de los resultados. Algunos de estos métodos son la transformada simple de Fourier que asume ondas-

estacionarias, es decir, que el contenido de frecuencia en el sismograma no cambia con el tiempo. Como en la realidad la frecuencia si varía con el tiempo, surgieron otros métodos.

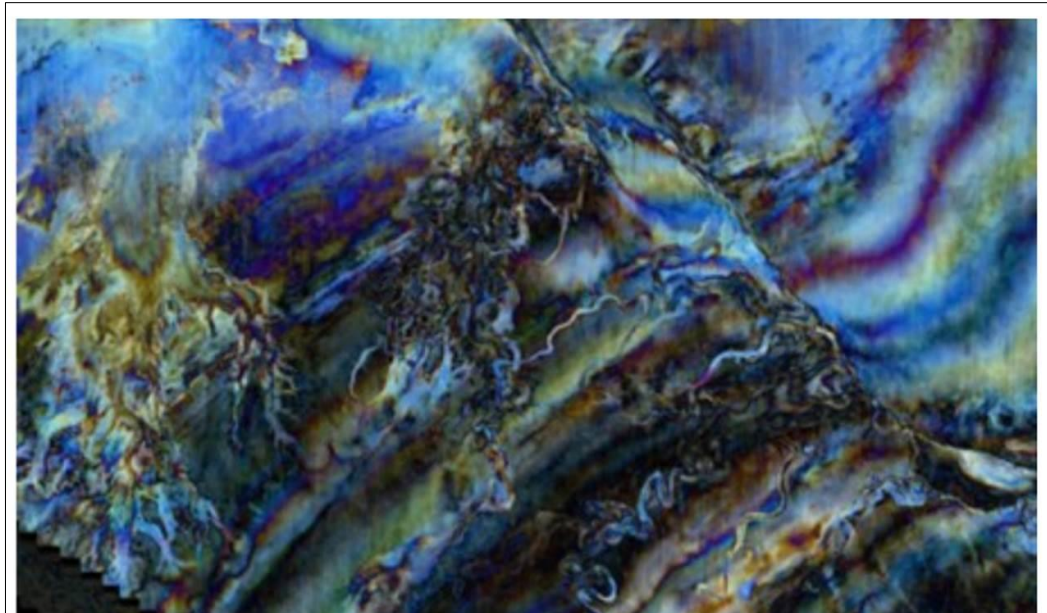


Figura I.1.2.7.2.- Mezcla RGB de 3 volúmenes de diferentes frecuencias, que resaltan algunos rasgos estratigráficos, Lóbulos y canales.



Figura I.1.2.7.3.- Esquema del funcionamiento de Fourier sobre la señal. Arenas (2010).

Estos métodos son la transformada de Fourier de tiempo corto y la transformada discreta de Fourier, que se diferencian básicamente en el tamaño de la ventana de tiempo con la cual trabajan así como en la continuidad de la función de tiempo usada (Hampson y otros, 2001).

ANEXO II.- Ejemplo de La Aplicación de la Geomorfología Sísmica.

II.1.- Antecedentes de la Geomorfología Sísmica. (Seismic geomorphology)

La derivación de rasgos estratigráficas a partir de datos sísmicos tiene sus orígenes en la década de 1970 con el advenimiento en la mejoría en la calidad de datos sísmicos en dos dimensiones (2D). La suposición de que los horizontes sísmicos corresponden con líneas de tiempo geológico fue fundamental para el desarrollo de la estratigrafía sísmica. (Vail et al. 1977). La tecnología de reflexión sísmica sufrió importantes avances en la década de 1980, por lo que estos datos son menos costosa para adquirir y por lo tanto más accesibles.

Entre mediados y finales de 1980, la visualización de los datos en 3D comenzó a hacer posible comenzaron a afianzarse, posibilitando hacer verdaderas interpretaciones en 3D. Los métodos evolucionaron para la generación de aplanado de horizontes, slices, líneas arbitraria, transversales, extracción de atributos y mapeo, y un rápido análisis de grandes volúmenes de datos complejos. Las rebanadas horizontales (Slice), los slices en tiempo (Time Slices) aplanados y slices proporcionales, derivados de volúmenes 3D, proveen imágenes en planta de la amplitud y otras distribuciones de atributos de amplitud, con un fuerte semejanza a los ambientes de depósito. El aumento en el poder de cómputo dispuso disposición grandes volúmenes de datos para ser manipulados e interpretados rápidamente, y el software de visualización incremento la habilidad para la visualización de superficies en 3D. Estos volúmenes provén vistas de mapas a través del tiempo geológico de los cuales los sistemas y elementos depositacionales pueden ser interpretados.

Tales imágenes de vista en planta proporcionan datos que muestran accidentes geomorfológicos sepultados, de ahí el nacimiento de la disciplina de la geomorfología sísmica (Posamentier, 2000). La Geomorfología Sísmica se puede definir como la aplicación de técnicas analíticas relacionadas con el estudio de las formas del subsuelo y el análisis de superficies geomorfológicas antiguas y sepultadas, todo esto a partir del conocimiento de geoformas, utilizando predominantemente los datos sísmicos en tres dimensiones. Esta es una disciplina que evoluciona rápidamente y que facilita el estudio del subsuelo utilizando imágenes de vista en planta así como en 3 dimensiones. La

Geomorfología Sísmica, cuando se utiliza junto con la estratigrafía sísmica, representa el estado del arte del enfoque de la técnica para la extracción de puntos de vista estratigráficos de datos sísmicos en 3D. En la siguiente sección se describe los flujos de trabajo para optimizar este proceso.

II.2.- Mejores prácticas de la Geomorfología Sísmica

La mayoría de los flujos de trabajo diseñados derivan de puntos de vista de la estratigrafía, se obtienen de datos sísmicos en 3D e implican un reconocimiento inicial en el cubo sísmico 3D. Comúnmente el intérprete realiza rápidamente un barrido del volumen sísmico en 3D, inline por inline y crossline por crossline en tiempo. El objetivo es identificar rasgos anómalos en la sísmica (anomalías), referidas como FLTs (i.e “funny looking things”) Los FLTs típicos incluyen altas amplitudes, llámense puntos brillantes, dim-spot, o en general cualquier rasgo que pueda asociarse a la “geología del área”

Una vez que se identifica un FLT, se convierte en el foco de un análisis más detallado. Estos análisis pueden ser de las siguientes formas :**(1)** el picado de un horizonte y su subsecuente iluminación en el cubo sísmico. **(2)** extracción de amplitud a lo largo de determinados horizontes específicos; **(3)** horizontes slice (Horizon slicing) o cortes en tiempo (time slices), en los que se realiza la extracción de amplitud en un horizonte clave; **(4)** horizontes slice proporcionales, donde un intervalo limitado por dos horizontes es subdividido proporcionalmente en varios intervalos,**(5)** análisis de intervalos de atributos mediante lo que se definen determinados rasgos estratigráficos de un cierto intervalo a través de sus rasgos sísmicos; **(6)** picado de voxbody; **(7)** extracción de atributos basados en el horizonte, atributos de curvatura y rugosidad; **(8)** extracción de atributos en el volumen tales como , fase, coherencia, e impedancia; y **(9)** volumen de co-procesamiento, mediante el cual dos o más atributos del volumen se muestran simultáneamente dentro del mismo volumen. Ejemplos de cada parte del flujo se muestra a continuación.

Un rasgo geológico debe tener una expresión que es científicamente razonable en múltiples dimensiones. Los análisis vistos en sección, integrados con imágenes vistas en planta representan la integración de la estratigrafía sísmica con la geomorfología sísmica.

Un paso crítico en el análisis de la geomorfología sísmica es la integración con los datos geológicos tales como los datos de pozos (núcleos, set de registros geofísicos), así como datos de afloramientos de geología superficial, si estos se encuentran disponibles. Estos datos proporcionan información litológica y sedimentológica que apoyará en la interpretación sísmica. Se pueden utilizar modelos análogos modernos o análogos antiguos para aumentar la credibilidad de una interpretación con geomorfología sísmica.

II.3.- Ejemplos de Técnicas Sísmicas Analíticas.

II.3.1.- Picado de horizontes y la iluminación.

El despliegue en 2D o 3D de reflexiones sísmicas a menudo puede ayudar significativamente a mejorar la apariencia de la morfología externa de un elemento depositacional. Por ejemplo, un canal puede aparecer como una depresión expresada en la sísmica, un parche arrecifal de carbonatos será reconocible por su relieve circular, relieve positivo. Una vez que un horizonte o horizontes se interpretan, varios atributos se pueden correr en una superficie y ~~nos~~ pueden mejorar la apariencia del elemento depositacional.

La figura II.3.1.1 ilustra una superficie discordante mapeada en tiempo, que muestra la estructura del subsuelo en ese horizonte.

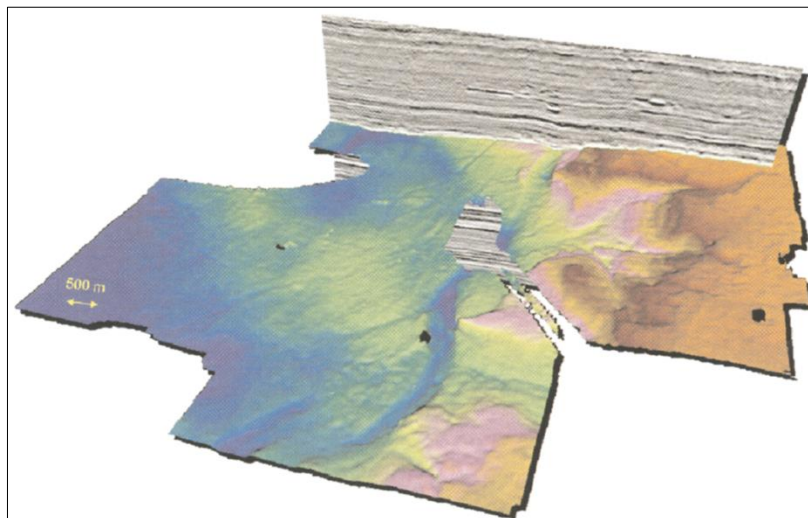


Figura II.3.1.1.- Estructura en tiempo interpretada en un Horizonte sísmico. Discordancia de la Base del Cretácico, Oeste de la Cuenca de Canadá, Alberta. Note la Presencia de canales Fluviales en esta Superficie. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

La Figura II.3.1.2 ilustra una extracción de amplitud en un horizonte dentro del cubo. En algunos casos simplemente iluminando ese horizonte desde diferentes ángulos de iluminación pueden proporcionar una significativa visión estratigráfica Figura II.3.1.3.

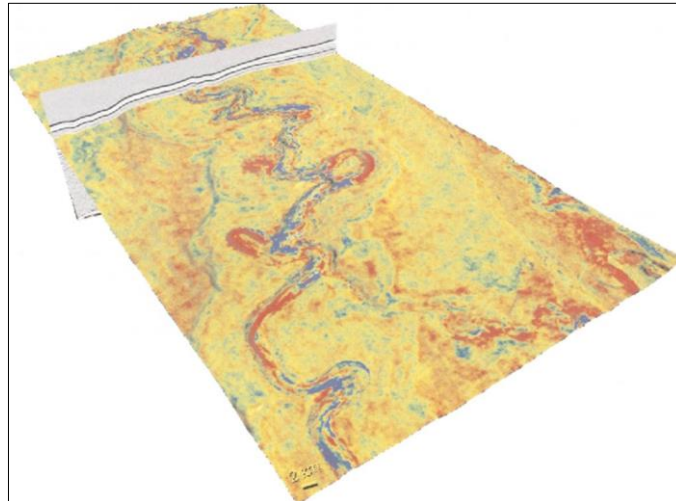


Figura II.3.1.2.- Amplitud de una Reflexión, en un horizonte interpretado, el cual sugiere la presencia de arenas dentro de un canal turbidítico en aguas profundas en El, Golfo de México. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

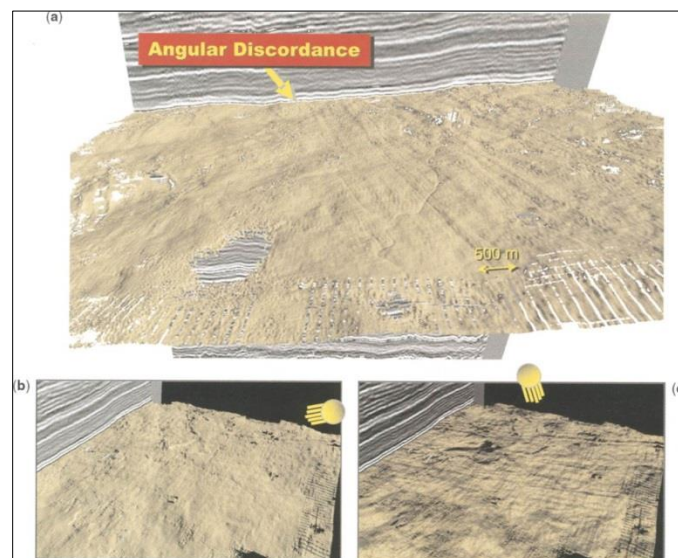


Figura II.3.1.3.- (a) Superficie discordante iluminada vista en perspectiva con un canal y barras de un remanente erosional. (b) La misma superficie discordante con iluminación desde a la derecha-paralelo al trend de las barras del remanente erosional. (c) Superficie discordante con iluminación desde arriba. Note que las barras del remanente erosional son lejanas y más visibles cuando la iluminación es ortogonal a las barras. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

II.3.2.- Horizontes Paralelos o Strata-Slicing.

Existen varias técnicas para obtener cortes en un conjunto de datos sísmicos 3D. Estas incluyen rebanadas en tiempo (time slices), cortes (slices) en horizontes paralelos (por ejemplo, strata slices), y cortes (slices) proporcionales. Comúnmente, cuando se buscan características estratigráficas, se obtienen los mejores resultados de los slices lo más cerca posible al intervalo objetivo y paralelo a un horizonte estructural bien correlacionado. Esta técnica reducirá los efectos de la estructuración que podrían oscurecer la imagen de los rasgos paleo-geomorfológicos. Donde las reflexiones sísmicas son paralelas y casi horizontales con los time slices sería suficiente (Figura II.3.2.1 y Figura II.3.2.2a). Cuando las reflexiones tienen un echado uniforme, entonces con un slice de echado planar es apropiado (Figura II.3.2.2b). Cuando las reflexiones se caracterizan por echados variables, entonces con horizontes paralelos o horizontes slices se puede obtener los mejores resultados (Figura II.3.2.2c).

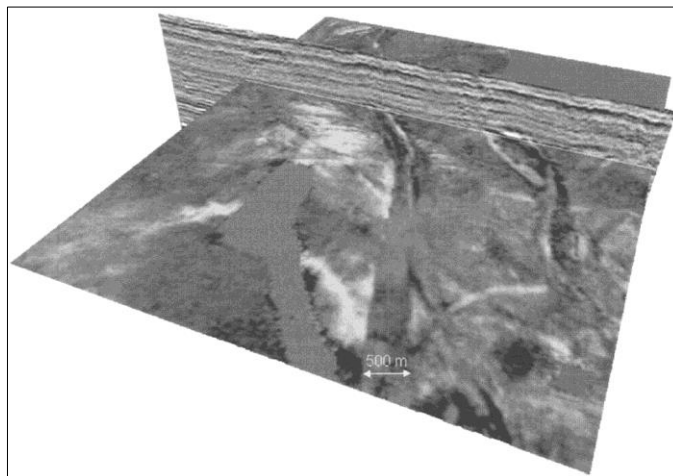


Figura II.3.2.1.- Time slices de extracción de amplitud mostrando pequeños canales fluviales, Oeste de Canadá, cuenca sedimentaria de Alberta. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

En los casos en que son reflexiones divergentes, entonces los slices proporcionales podrían ser ideales. Esto involucra cortar entre dos eventos de reflexión no paralelos, por lo

que el intervalo entre las dos reflexiones es dividido proporcionalmente en un igual número de rebanadas (Figura II.3.2.3).

II.3.3.- Extracción de amplitud en un horizonte o un slice.

La extracción de amplitud a lo largo de horizontes sísmicos o a lo largo de rebanadas en tiempo puede revelar la presencia de elementos de depositación en virtud de las diferentes características de impedancia del elemento de depósito con respecto a la que rodea los estratos. Por ejemplo, un crevasse splay de aguas profundas se muestra en la Figura II.3.3.1, es evidente la extracción de la amplitud a lo largo de un horizon slice.

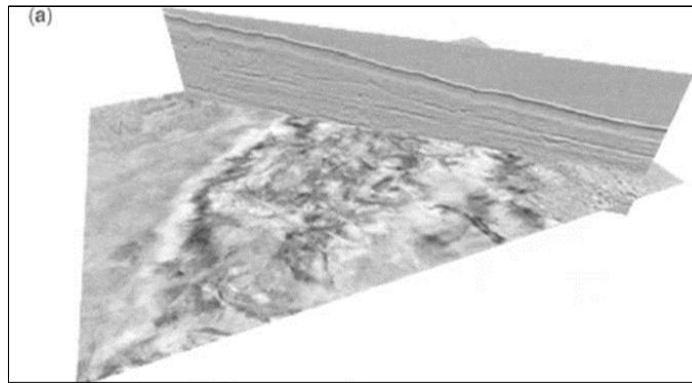


Figura II.3.2.2.- (a) Extracción de amplitud sísmica a lo largo de un time slice, hacia el Sureste de reflectores buzantes. Parte de un frontal splay (i.e. Lóbulo). Sistema Turbidítico en Aguas profundas del Golfo de México. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

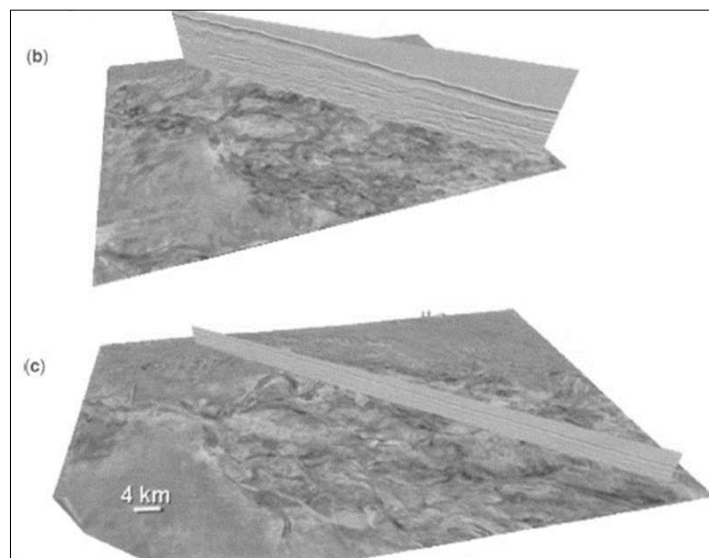


Figura II.3.2.2.- (b) Extracción de amplitudes sísmicas en un time slice orientado aproximadamente o paralelo a la reflexión sísmica, más de sistemas depositacionales turbidíticos. (c) Extracción de amplitudes sísmicas a lo largo de un estrata-slice. El Slice muestra la mejor imagen del sistema de depósito. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

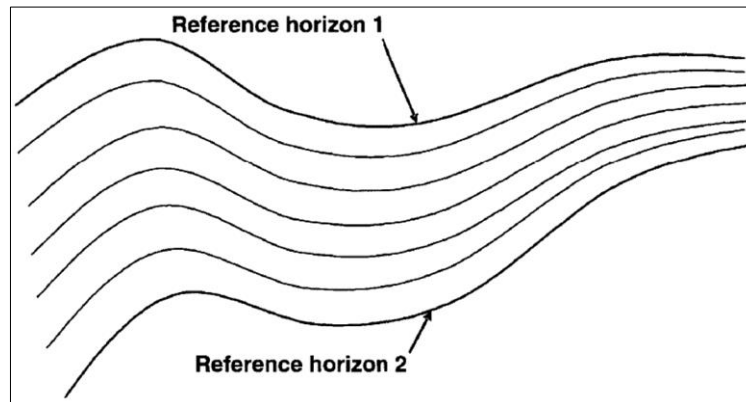


Figura II.3.2.3.- Slices proporcionales a través de horizontes sísmicos divergentes. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

II.3.4.-Análisis de intervalos de atributos.

Las características sísmicamente en un intervalo que contiene un FLT a veces se pueden obtener mejores resultados superiores ya que se pueden generar numerosos atributos en intervalos, tales como la amplitud de polaridad máxima, amplitud positiva, de polaridad máxima absoluta, la relación de máximo positivo a máximo negativo, etc.

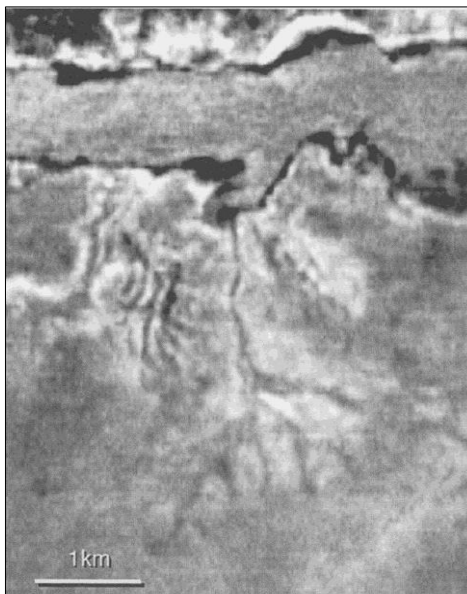


Figura II.3.3.1.- Extracción de amplitudes sísmicas a lo largo de un horizon slices, en donde se observa un crevasse splay en aguas profundas (Nótese el patrón de canal distributivo) en el Golfo de México. Las amplitudes de reflexión sugieren que los canales son propensos a arenas. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

Ejemplos de intervalo de atributos se ilustran en la Figura II.3.4.1. Un atributo de intervalo digno de mención especial es la forma de la traza o el análisis de facies sísmicas. Este atributo de intervalo consiste en examinar una sub-muestra de trazas para un área dada a través de un intervalo de tiempo específico y luego la caracterización de estas trazas de acuerdo a la forma. La interpretación arbitraria determina cuántas clases son necesarias para caracterizar la variabilidad del intervalo en cuestión y luego todas las trazas se asignan a una de estas clases. El resultado es un mapa de facies sísmicas, figura II.3.4.2a. Una extensión de este proceso es la generación de mapas de correlación, por lo que cada traza se correlaciona con una clase particular que puede producir mayor detalle, figura II.3.4.2b.

II.3.5.-Picking Voxbody.

Los datos de una imagen sísmica en 3D se componen de numerosos voxels, cada voxel corresponde a una muestra sísmica a lo largo de una traza sísmica. Voxbody picking, también conocido como detección de un subvolumen, consiste en seleccionar un voxel, resaltarlo y conectarlo a otros voxel que satisfagan valores de atributos (lo más a menudo la amplitud). Los voxels conectados destacados pueden ayudar a identificar rasgos sedimentarios tales como rellenos de canales u otros geocuerpos de valores de amplitud relativamente similares. Figura II.3.5.1.

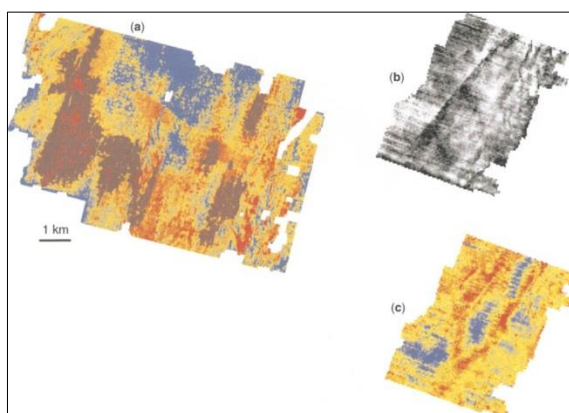


Figura II.3.4.1.- Varios intervalos de atributos que muestran barras de plataforma del Mioceno en Costa afuera al Nor-Oeste de Java (Modificado por Posamentier 2002). (a) Atributo (Amplitud acumulada) Ilustrando varias barras de arena de Plataforma. Cabe destacar la presencia un canal distributivo de 1 Km de ancho. (b) Detalle de una barra de arena aislada, delineada por una margen bien definida en un lado del borde y por el otro lado una pobre definición de esta. El atributo utilizado es de máxima polaridad negativa. (c) Detalle de la misma barra de arena mostrada en (b), este atributo corresponde a un mapa de la tercera derivada para el mismo intervalo, se aprecia pequeñas ondas en los sedimentos superpuestos o lo largo de

los sedimentos de barras. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

II.3.6.- Mapeo de atributos basados en el Horizonte.

Atributos calculados a lo largo de horizontes pueden aportar las sutilezas de elementos sedimentarios que no son evidentes en otras representaciones. La figura II.3.6.1 ilustra varios atributos calculados en un horizonte sísmico; para un canal turbidítico en aguas profundas.

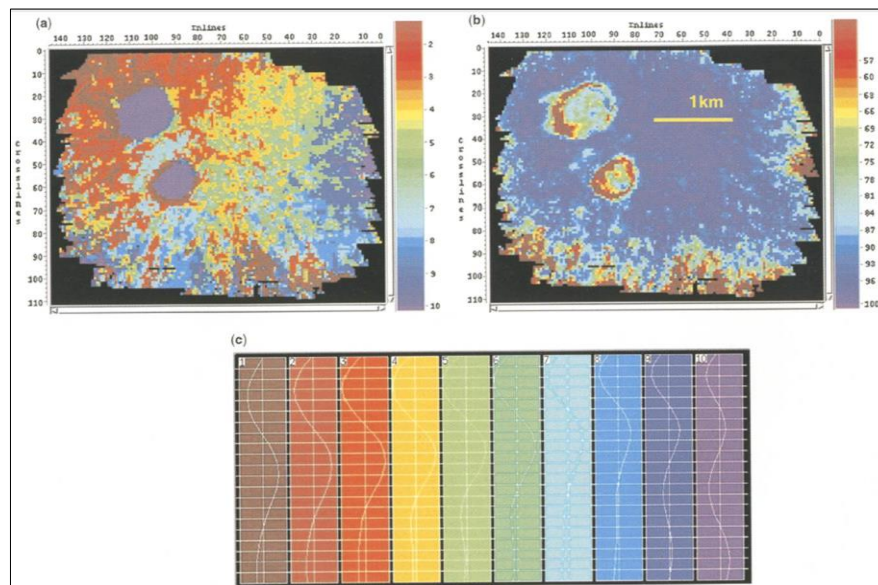


Figura II.3.4.2.- Mapa de facies sísmicas de dos pináculos arrecifales del Devoniano al Oeste de la cuenca sedimentaria de Canadá. (a) Mapa de facies sísmicas ilustrando que todas las trazas sísmicas dentro del arrecife son asignadas a una sola clase de facies sencillas. (b) Mapa de correlación de facies sísmicas donde cada traza es comparada con trazas de clase 3. Note que a más detalle sísmico se aprecia más la expresión geológica del arrecife. (c) red neuronal-derivada de las 10 clases de facies sísmicas, el análisis fue basado (Software Stratimagic). H.W.Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

II.3.7.- Mapeo de atributos basados en el Volumen.

En los casos donde el horizonte slice no funciona bien porque el horizonte de referencia no fue interpretado con cierta confianza cerca del intervalo objetivo, los análisis de atributos basados en el volumen pueden ser útiles. Uno de los atributos comúnmente utilizado es la coherencia o discontinuidad, por lo que la similitud (o la diferencia) entre las trazas adyacentes se pueden mapear. Esta tecnología, originalmente diseñado para el mapeo de

fallas, es una excelente herramienta para la detección de bordes y es especialmente útil para definir geocuerpos con márgenes bien definidos, tales como canales, figura II.3.7.1.

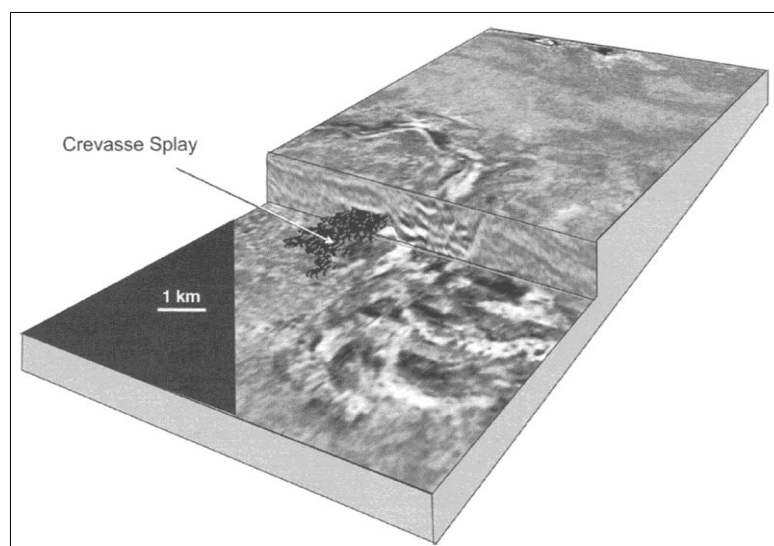


Figura II.3.5.1.- Expresión de un Voxbody de un crevasse splay en aguas profundas al Oeste del Golfo de México. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

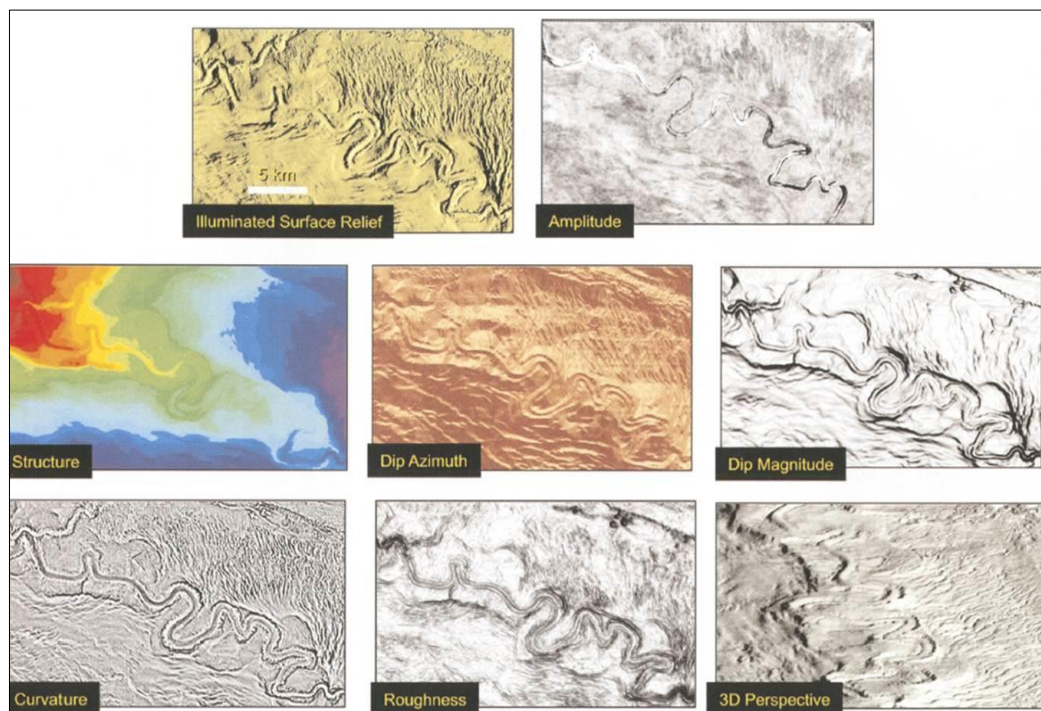


Figura II.3.6.1.- Varios horizontes basados en la extracción de atributos en la parte superior del canal turbidítico de aguas profundas en el Golfo de México. Cada atributo proporciona al intérprete diferentes ideas que le dan valor a la interpretación de los diferentes elementos de depósito. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

II.3.8.- Co-procesamiento de Volumen.

Donde dos atributos proporcionan información útil sobre la distribución de las litofacies dentro de un geocuerpo, el co-procesamiento puede proporcionar un despliegue ideal para extraer la geomorfología estratigráfica, y dar una idea de los sistemas de depósito, figura II.3.8.1. En algunos casos las interpretaciones nos facilitan al mostrar coherencia entre la vista en planta y la amplitud vista en la sección. Figura II.3.8.2.

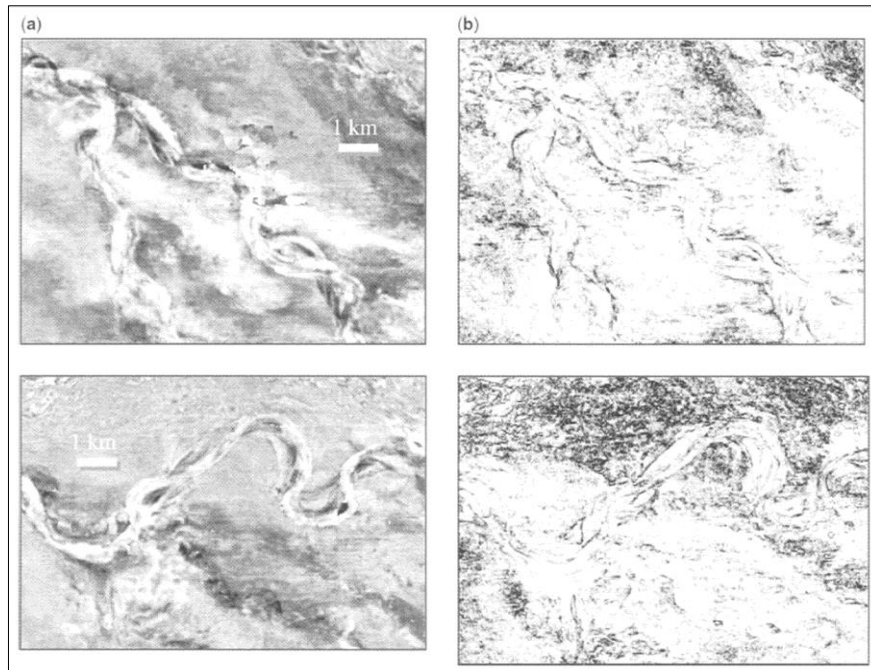


Figura II.3.7.1.- Amplitud (a) y Coherencia (b) en times slices ilustran el canal turbidítico en aguas profundas del Golfo de México. El atributo de amplitud de la reflexión es un indicativo de una propiedad acústica del relleno del canal, mientras que el atributo de coherencia destaca el relieve del canal. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

Todas las técnicas mostradas anteriormente contribuyen a mejorar la comprensión de ciertos rasgos geomorfológicos en particular, o en una superficie de interés. El éxito del enfoque anterior radica en la calibración de litofacies y sistemas sedimentarios utilizando los datos del pozo. Al igual que con cualquier otro aspecto de interpretación sísmica, es imperativo ser consciente de los errores que el sesgo del modelo aporta a el proceso de interpretación.

Por otra parte, el intérprete debe ser capaz de distinguir entre la expresión sísmica, de los elementos reales y depositacionales y artefactos de datos geofísicos. A medida que

progresan los sistemas de cómputo y más herramientas analíticas son utilizadas, es importante que el intérprete sea consciente de las limitaciones de la resolución vertical y espacial en su interpretación geológica, y cómo los diferentes atributos derivados y analizados en el flujo de trabajo se calculan.

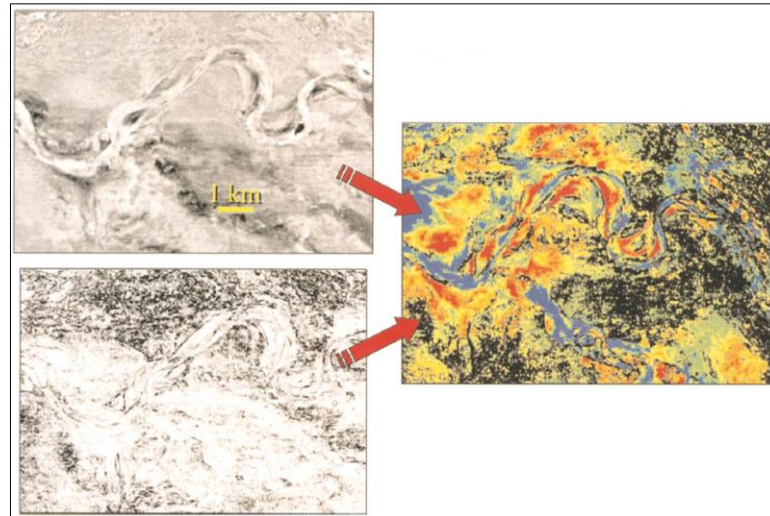


Figura II.3.8.1.- Co-procesamiento de amplitud y coherencia, imagen de canal turbidítico de aguas Profundas, Golfo de México. H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

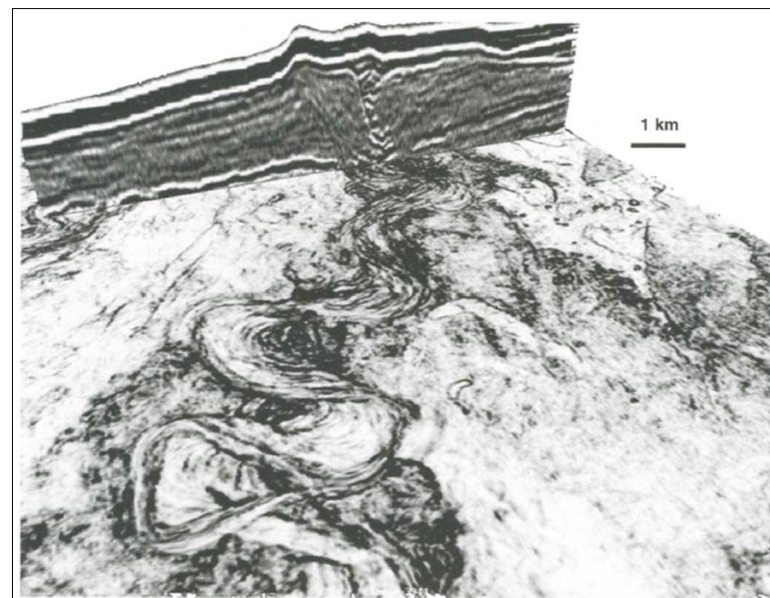


Figura II.3.8.2.- Co-Display de coherencia (Vista en Planta, Time slice) y amplitud de la reflexión (Vista en Cross-sección). H.W. Posamentier, R.J.Davies, J.A. Cartwright, Woods. Seismic Geomorphology-An overview-2007.

Bibliografía.

- BEG-IMP, 2007, Geomorfología Sísmica para la identificación de la geometría y arquitectura sedimentaria en sistemas clásticos.
- Bolli, H. M. and J. B. Saunders. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.) Plankton Stratigraphy. V. 1. Cambridge University Press.
- Caballero H. G. y Lopez V. H. Informe Geológico 949 Z.SE. Prospecto “Tecpatan”.1990. Superintendencia Gral. Distritos de Exploración, Zona Sur.
- Caracterización Geológica de los Yacimientos del Campo Rabasa. Informe Final. Nov. 2010.
- De la Cruz R. y Medina F. Informe Geológico 963. Manifestaciones Superficiales de Hidrocarburos. Prospecto Simojovel. Residencia Ocosingo. 1993.
- Espinoza L. L. et al, 1980. Informe Geológico 758. Prospecto Cerro Pelón Oriente. Suptcia. Gral. De Dttos. De Exploración. Zona Sur.
- Galloway, W.E. (1989): Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis. I and II. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull, 73.
- Hardenbol, et al. 1998. Ages of Máximum Flooding Surfaces, Third- and Fourth- Order. GCAGS Transactions Volume 51 (2001).
- Henry W, Posamentier 1, and Venkatarathnan Kolla 2 -2005, , Seismic Geomorphology and Stratigraphy of depositacional elements in deep-Water Setting. Journal Of Sedimentary Research, Vol. 73, No. 3, May, 2003, P. 367-388.
- Henry W, Posamentier, 1 R.J. Davies, 2 J.A. Cartwright 3 and Wood 4, 2007, Seismic Geomorphology-an Overview, Application to Hydrocarbon Exploration and Production. Geological Society, London, Special Publications, 277, 1-14.
- H,Zeng-2007, Seismic imaging for seismic geomorphology beyond the seabed: potentials and challenges, Application to Hydrocarbon Exploration and Production. Geological Society, London, Special Publications, 277, 15-28.

Instituto Mexicano Del Petróleo-2010. Estudio de Proveniencia de Areniscas en el Golfo de México para Estimar la Calidad de la Roca Almacén. Proyecto No.420408878. Tomo I: Cuenca del Golfo de México Sur.

López O. R. 1963. Informe Geológico 3000. Hoja Atlas Geológica Huimanguillo (D-5). Suptcia. Gral. De Exploración. Dtto. Sur.

M.J.R. Gee 1, and R.L. Gawthorpe-2007, Early evolution of submarine channels offshore Angola revealed by three-dimensional seismic data. Application to Hydrocarbon Exploration and Production. Geological Society, London, Special Publications, 277, 223-235.

Nigel E. Cross.-2009, 3D Seismic Geomorphology of a Deepwater slope channel system. The Sequoia Field Offshore West Nile.

Pemex-,Brithis Petroleum, 1994 , Cuencas terciarias del Sureste y área Marbella Informe inédito.

Pemex, 2001, Estudio de Plays Terciarios, Activo de Exploración Comalcalco

Pemex, 2006, Estudio Regional de Análisis Tectónico estructural de las cuenas del Sureste.

Pemex, 2008, Estudio de Plays Odisea-Magallanes (Paleógeno).

Pemex, 2011, Estudio de Plays Terciarios del Cuenca de Huimanguillo.

Pemex-20013, Las Reservas de Hidrocarburos de Mexico.

Reading and Richards, 1994. Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain Size and Feeder System. AAPG Bulletin, V.78, No. 5.

Robertson Inc. 2004. Estudio de Distribución y Calidad de Sello. Activo Reforma Comalcalco, Estudio de Plays en las Cuencas Terciarias del Sureste de México, 2006.

Robert K. Golhammer (Texaco) ,Christopher A. Johnson (EEC), Javier Meneses Rocha (PEMEX)-1999, Desarrollo Tectonico, Estratigrafico y Del Sistema De Hidrocarburos del Borde Sur Del Golfo de Mexico y Guatemala.

Sprague, Garfield, Goulding, Beaubouef, Sullivan, Rossen, Campion, Sickafoose, Abreu, Schellpeper, Jensen, Jennette, Pirmez, Dixon, Ying, Ardill,Mohrig, Porter, Farrell, and Mellere. 2005. Integrated Slope Channel Depositional Models: The Key To Successful Prediction Of Reservoir Presence And Quality In Offshore West Africa. 2005. Pag. 9.

Sylvia Nordfjorda,b,*, John A. Goff a,b, James A. Austin Jr.a,b, Christopher K. Sommerfieldc. 2004, Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey

outer shelf: assessing past environmental conditions. Elsevier, *Marine and Petroleum Geology* 214 (2005), 339-364

Taner, M. T. "Seismic Attributes", CSEG Recorder, Houston, U.S.A., pp. 49-55 (2001).

Tectonic Analysis Inc., PEP-2002. Analisis Paleogeografico Mesozoico-Cenozoico Y dinamica de Cuencas en el Golfo de Mexico Profundo y Margenes. Larelacion Entre Evolucion Tectonosedimentaria y Sistemas Petroleros.

V. Kollaa, H.W. Posamentierb, L.J. Woodc-2007, Deep-water and fluvial sinuous channels—Characteristics, similarities and dissimilarities, and modes of formation. Elsevier, *Marine and Petroleum Geology* 24, 388–405.