



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
MAESTRIA EN INGENIERIA EN EXPLORACION Y
EXPLOTACION DE RECURSOS NATURALES – EXPLORACION

ESTRATIGRAFIA SISMICA Y ANALISIS DE LA SECUENCIA MESOZOICA, EN EL BLOQUE TRES
DEL CUBO SISMICO SAYAB 3D EN AGUAS PROFUNDAS DEL GOLFO DE MEXICO

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

PRESENTA:
VERONICA ALICIA MUÑOZ BOCANEGRA

TUTOR: GUILLERMO ALEJANDRO PEREZ CRUZ
FACULTAD DE INGENIERIA

COMITÉ:
NOE SANTILLAN PIÑA, FACULTAD DE INGENIERIA
JAVIER ARELLANO GIL, FACULTAD DE INGENIERIA
DAVID ESCOBEDO ZENIL, FACULTAD DE INGENIERIA
GORGONIO GARCIA MOLINA, FACULTAD DE INGENIERIA

MÉXICO, D. F. AGOSTO 2016

Agradecimientos

Al Doctor Guillermo Alejandro Perez Cruz, por su dedicación, interés y profesionalismo al dirigir el desarrollo del presente trabajo.

A los profesores Javier Arellano Gil y Noé Santillán Piña por su disposición, apoyo e interés en la revisión del presente, por sus valiosos y oportunos comentarios que corrigieron, mejoraron y enriquecieron el mismo.

A mis profesores, por su valiosa contribución en mi crecimiento académico.

A todos y cada uno de mis amigos, compañeros y colegas por su apoyo, comentarios y observaciones que de alguna u otra forma contribuyeron para la realización y mejora del presente. Muy especialmente a ***Elisa***, por su amistad e incondicional apoyo en la vida.

En general a todas y cada una de aquellas personas que han contribuido a mi crecimiento profesional.

Resumen

Debido a la necesidad de evaluar el potencial petrolero de un sector del Golfo de México profundo, es necesario plantear un modelo sedimentario para la secuencia Mesozoica, mediante el cual se pueda hacer una evaluación de cada una de las facies relacionadas con el sistema petrolero y jerarquizar las zonas de mayor interés.

En el área en cuestión se dispone de información sísmica exclusivamente, por lo tanto, la estratigrafía sísmica y el análisis de facies sísmicas, representan las herramientas a emplear para caracterizar la presencia y distribución de las secuencias del: Oxfordiano, Kimmeridgiano, Tithoniano y del Cretácico en general. Considerando como análogas las secuencias sedimentarias de la zona productora, de la Región Marina en la Sonda de Campeche, en el Golfo de México.

El postulado regional considera la presencia de facies terrígenas transicionales y marinas carbonatadas para la secuencia del Oxfordiano, como roca almacén en facies de arenas y areniscas, mientras que el Kimmeridgiano, contempla facies marinas carbonatadas de ambientes someros, siendo bancos oolíticos las facies almacenadoras. El Cretácico representa interés en sus facies asociadas con flujos brechoides carbonatados por la producción constatada en los campos en aguas someras.

El presente estudio pretende reducir la incertidumbre en cuanto a los postulados paleoambientales de la secuencia Mesozoica, empleando la estratigrafía sísmica para identificar la presencia y extensión de las secuencias involucradas y apoyándose en el análisis de facies sísmicas para identificar las distintas facies sedimentarias en el sistema petrolero.

Se identificaron los posibles límites de secuencias, además de que se realizó el análisis de secuencias, el análisis sismo estratigráfico de la arquitectura interna y externa de los patrones de reflexión, que permitieron asociar las facies sísmicas con facies sedimentarias y estas a su vez con los ambientes de depósito. Se identificaron dos sistemas de nivel del mar: LST y TST que corresponden al Oxfordiano - Kimmeridgiano y Tithoniano – Cretácico, respectivamente. Se realizó el análisis estructural del área que permitió interpretar que la presencia y espesor de la sal calloviana, controló la evolución tectónica sedimentaria y condicionó la distribución de las secuencias depositacionales posteriores.

Desde el punto de vista del sistema petrolero, es muy factible la presencia de las facies almacenadoras para la secuencia del Oxfordiano, Kimmeridgiano y Cretácico. Así mismo, la existencia del resto de los elementos del sistema petrolero, asociados con las facies del Tithoniano (roca generadora y sello), que en conjunto con el estilo estructural identificado; caracterizado por bloques rotados, delimitados por fallas lístricas, con polaridad de desplazamiento al occidente, que resbalan sobre rodillos de sal, típicos de una tectónica salina extensional, constituyen trampas combinadas capaces de constituir yacimientos de hidrocarburos.

Abstract

Because of the need to evaluate the oil potential of a sector of the Gulf of Mexico deep, it is necessary to raise a depositional model for the Mesozoic sequence, whereby it can make an assessment of each of the facies related to the oil system and prioritize areas of interest.

In the area in question only seismic information is available, therefore, seismic stratigraphy and analysis of seismic facies, represent the tools to be used to characterize the presence and distribution of the sequences: Oxfordian, Kimmeridgian, Tithonian and Cretaceous in general. The sedimentary sequences of the producing area in the Marine Region of Campeche in the Gulf of México are considered as analogs.

The regional postulate considers the presence of terrigenous facies transitional and marine carbonate for the Oxfordian sequence, as reservoir rocks, while the Kimmeridgian, provides marine facies carbonated shallow environments, being oolitic bank facies as reservoir rock. The Cretaceous represents interest in their facies associated with brecciated carbonate observed in the fields in shallow waters.

This study aims to reduce uncertainty as to the paleoenvironmental postulates of the Mesozoic sequences, using seismic stratigraphy to identify the presence and extent of the sequences involved, and based on seismic facies analysis to identify the different sedimentary facies in the oil system.

The possible limits of sequences were identified, in addition the sequence analysis was performed, the seismic stratigraphic analysis of internal and external architecture of reflection patterns, allowed associating seismic facies with sedimentary facies and these in turn with the depositional environments. Two system of sea level were identified: LST and TST corresponding to Oxfordian - Kimmeridgian and Tithonian - Cretaceous respectively. Structural analysis of the area allowed interpreting the presence and thickness of the callovian salt, which controlled evolution sedimentary and tectonic conditioned the subsequent distribution of depositional sequences.

From the point of view of the petroleum system, it is very likely the presence of facies as reservoir rocks for the Oxfordian, Kimmeridgian and Cretaceous sequences. Likewise, the existence of other elements of the petroleum system associated with the facies of the Tithonian (source rock and seal), which together with the structural style identified; characterized by rotated blocks, delimited by listric faults, whit polarity to the westward, sliding on rollers salt, typical of extensional tectonics salt, are combined traps capable of forming hydrocarbon reservoirs.

CONTENIDO

Resumen.....	1
Abstract.....	2
I Introducción.....	3
I.1 Planteamiento del problema.....	4
I.2 Objetivo General.....	5
I.2.1 Objetivo particular.....	5
I.3 Justificación y pertinencia.....	6
I.4 Hipótesis.....	6
I.5 Antecedentes.....	7
II Generalidades.....	9
II.1 Localización del Área de Estudio.....	9
II.2 Marco Geológico Regional.....	10
II.2.1 Marco Tectónico - Estratigráfico.....	11
II.2.2 Columna Estratigráfica Regional.....	14
II.2.3 Origen y Evolución de la Secuencia Mesozoica.....	17
II.2.4 Modelo Sedimentológico Regional.....	21
II.2.5 Geología del Petróleo.....	31
II.3 Marco Geológico del área de estudio.....	32
III Marco Teórico.....	35
III.1 Estratigrafía sísmica conceptos y principios.....	36
III.2 Estratigrafía de secuencias.....	39
III.2.1 Secuencia estratigráfica significado.....	40
III.2.2 Modelo de estratigrafía secuencial.....	41
III.3 Análisis de secuencias.....	42
III.3.1 Límites de secuencias.....	42
III.4 Análisis de Facies Sísmicas.....	49
III.5 Geomorfología Sísmica.....	55
III.6 Importancia de la estratigrafía sísmica en la exploración y explotación de hidrocarburos.....	58
IV Metodología.....	62
IV.1 Definición de secuencias sísmicas.....	62

IV.2 Análisis de secuencias y establecimiento de límites de secuencias.....	63
IV.3 Análisis de facies sísmicas.....	65
IV.4 Asociación de facies sísmicas con facies sedimentarias y ambientes de depósito.....	68
IV.5 Modelo estratigráfico secuencial.....	72
IV.5 Extracción de atributos sísmicos.....	83
V Análisis de Resultados.....	96
V.1 Análisis estructural.....	96
V.2 Análisis sismo-estratigráfico.....	99
V.3 Extracción de atributos RMS.....	107
V.4 Evolución tectónica sedimentaria de la secuencia mesozoica.....	110
VI Conclusiones y Discusión.....	125
Referencias bibliográficas.....	128
Índice de figuras.....	131

Capítulo I Antecedentes

1.- Introducción

Desde hace 70 años el motor del desarrollo en México ha sido el petróleo y hoy en día, el reto para la industria petrolera mexicana es aprovechar la fuente de hidrocarburos que se encuentra en Aguas Profundas del Golfo de México. En la última década la exploración y producción ha enfocado sus esfuerzos en las provincias que integran el **sector de aguas profundas: Cinturón Plegado Perdido, Cordilleras Mexicanas, Planicie Abisal, Cinturón Plegado de Catemaco, Provincia Salina del Istmo y Escarpe de Campeche**. De las cuales, en tres se ha logrado probar la presencia de hidrocarburos en el subsuelo.

El **área prospectiva en Aguas Profundas del Golfo de México**, posee una extensión de alrededor de 575,000 Km² dividida en cinco sectores: **Perdido, Lamprea Profundo, Lankahuasa Profundo, Coatzacoalcos Profundo y Campeche Profundo**.

La estrategia exploratoria de **Petróleos Mexicanos (PEMEX)** para estas áreas, consiste en estimar el potencial petrolero a partir de información geológica y geofísica diversa, destacando la parte profunda del Golfo de México, que a diferencia de las demás se encuentra poco explorada, y con las mejores expectativas para **incorporar nuevas reservas**. Parte fundamental de esta estrategia fue la de **adquirir más de 45 mil Km de sísmica 2D, y alrededor de 55 mil Km² cuadrados de sísmica 3D**. En 2013 PEMEX, Exploración y Producción (PEP) adquirió el cubo sísmico denominado **Sayab-3D**, el cual se ubica en el sector Campeche Profundo, al extremo nor-oriental de la **Sonda de Campeche**, esta última forma parte de una de las cinco provincias geológicas petroleras del sureste Mexicano, junto con **Chiapas-Tabasco, Salina del Istmo, Macuspana y Veracruz**.

La región petrolera más importante del país se localiza en la **Región Marina**, particularmente en la denominada Sonda de Campeche, pues de ella se extrae el 73% de la producción total nacional. La producción consiste de aceite ligero, pesado, extra pesado y gas. Debido a ello, la importancia de buscar la extensión de esta provincia al norte y hacia al interior de la cuenca, o la extensión al sur de las provincias productoras en Aguas profundas del Golfo de México, en aguas territoriales de los Estados Unidos de Norteamérica.

La producción de petróleo en Aguas Profundas en el Golfo de México en territorio de los Estados Unidos de Norteamérica, ha tenido un importante crecimiento desde sus inicios en 1979 a la actualidad, llegando a representar el 65% de la producción total de esta zona. A nivel mundial, la producción diaria de Barriles de petróleo en Aguas Profundas (tirantes superiores a 500 metros) fue superior a 6 MMB a partir de 2007.

En México, más del 89.7% de la demanda de energía primaria se satisface con la explotación de hidrocarburos, ya sea en forma directa o indirecta. La industria del petróleo es considerada como la primera y más importante del país, ya que es la principal fuente de insumos en la generación de energía eléctrica, fuente de combustibles para los sectores industriales y del transporte. Además, de ser fuente de materia prima de una gran cantidad de productos derivados del petróleo y una de las principales fuentes en la captación de divisas, ya que poco menos del 50% se debe a esta industria, que dicho sea también aporta el 35% de los ingresos fiscales del país.

1.1 Planteamiento del problema

En un intento por dilucidar las expectativas petroleras en el sector Campeche Profundo, personal de PEMEX, Exploración y Producción se ha dado a la tarea de realizar diversos estudios en la búsqueda de *Plays hipotéticos* o la continuación de los *Plays establecidos* en la Región Marina, hacia la región de *Aguas Profundas*.

Durante el 2009 PEMEX, Exploración y Producción (PEP), adquirió sísmica 2D regional en el Golfo de México con el objetivo de densificar la malla sísmica que se tenía hasta entonces en el área (40 Km entre líneas), simultáneamente registró las variaciones de la componente vertical de los campos gravimétrico y magnético sobre la navegación de las mismas líneas sísmicas, esto con la finalidad de contar con datos derivados de métodos potenciales que interpretados en conjunto con la sísmica convencional, permitieran tener una mejor aproximación de la morfología y distribución de los cuerpos de sal en el subsuelo así como, mejorar la imagen sísmica por debajo de estos. Las áreas donde se distribuyen las líneas sísmicas adquiridas en la campaña antes mencionada son: Cinturón sub-salino (semi-regional al Noroeste del GM.), Polígono Oriental (semi-regional al norte), Provincia salina del Golfo y Sector Externo (regional porción central del GM.) y área Sayal (frente a los Tuxtlas, Veracruz.).

Debido a las dimensiones del área cubierta con sísmica 2D, esta se dividió estratégicamente en dos sectores denominados: a) Sector I que corresponde a la porción sur y permite correlacionar la información de las líneas 2D con los cubos sísmicos: Nox-Hux, Kayab, Tamil, Chuktah y Bolol, y b) el Sector externo o también llamado Sector II, que abarca la porción centro y nor-oriental del Golfo de México hasta el límite de las aguas territoriales.

Así, el sector externo se constituyó como un área frontera de estudio donde la única información disponible es la sísmica 2D. Por lo tanto y en ausencia de otro tipo de datos se recurrió a el análisis de facies sísmicas como herramienta de mapeo de la distribución de las distintas facies sísmicas presentes en el área y con ello la distribución y presencia de posible roca almacén, que originalmente se enfocó a los Plays del Jurásico Superior Kimmeridgiano y Jurásico Superior Oxfordiano ambos en sus facies de carbonatos someros (PEMEX, Exploración y Producción, Activo de Exploración Aguas Profundas Sur, Estudio de Plays, 2010.).

En 2010 un ejercicio de análisis de facies sísmicas sobre las líneas regionales GM2D-PSDM en el Golfo de México, permitió bosquejar los ambientes de depósito para los niveles: Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano. El resultado fue una evaluación y jerarquización de las áreas en cuestión, de ellas sobresalió una potencialmente prospectiva y por ello se tomó la decisión de adquirir sísmica 3D en la misma. De aquí la importancia del levantamiento sísmico Sayab 3D y por consiguiente la necesidad de reducir la incertidumbre en los postulados paleoambientales desde el punto de vista de presencia de los Plays.

Es necesario señalar que no fue posible llevar la correlación de los horizontes sísmicos interpretados en los cubos de las áreas circundantes a las líneas 2D, debido a varios aspectos: la baja resolución sísmica vertical, asociada a las bajas frecuencias de las secuencias carbonatadas del Jurásico Superior y el poco espesor desarrollado de esta, aunado a su posición estratigráfica (Profundidad); además de los distintos estilos estructurales que caracterizan las distintas

provincias tectónicas, principalmente la salina, que distingue al Golfo de México, complicando e incluso impidiendo localmente la visualización de imagen sísmica por debajo de la sal.

Una alternativa ante tal situación fue proponer candidatos para las líneas de tiempo equivalentes al Thitoniano, Kimmeridgiano y Oxfordiano, tomando en cuenta el carácter sísmico de cada horizonte, los cuales deberían presentar contrastes en impedancia, debido a la naturaleza litológica de cada uno de acuerdo con los ambientes de depósito esperados por correlación.

Cabe mencionar que el pozo más cercano al área en cuestión (localizado en el sector I), no aportó información sustancial de la columna estratigráfica ya que este se perforó sobre un anticlinal orientado N-S, con cierre natural en tres direcciones y cierre contra falla inversa hacia el norte. Dicha estructura presenta un núcleo de sal que tuvo su origen durante la compresión asociada al evento chiapaneco. La secuencia jurásica se encuentra muy condensada debido al fuerte levantamiento originado por el empuje de la sal, además de reportar mala calidad de roca almacén y sin manifestación de hidrocarburos durante la perforación.

De aquí la importancia y necesidad de contar con una interpretación sísmica basada en la estratigrafía para el área Sayab, donde la única información disponible es la sísmica 3D y algunos tramos de las líneas regionales (2D), que pasan por el cubo. El apoyo de la **Estratigrafía Sísmica** es fundamental ya que es una herramienta que se basa en la interpretación de las secuencias y las facies, tomando en cuenta las fluctuaciones relativas del nivel del mar para el establecimiento de unidades secuenciales, empleando los principios fundamentales de la estratigrafía clásica, a partir de la sísmica de reflexión.

Dado lo anterior, el presente trabajo pretende reducir la incertidumbre en cuanto a los postulados paleo ambientales desde el punto de vista de presencia de roca almacén para los Plays: Jso y Jsk. Diferenciando las facies siliciclásticas que corresponderían al Play de arenas y areniscas del Oxfordiano, de las marino carbonatadas someras equivalentes al Play de Bancos Oolíticos del Kimmeridgiano, ambas conocidas por los Plays establecidos de la Región Marina y las facies cretácicas como Plays hipotéticos.

1.2. Objetivo general

Caracterizar desde el punto de vista de la estratigrafía sísmica las secuencias Mesozoicas en la porción oriental del bloque tres, del cubo sísmico Sayab 3D, en aguas profundas del Golfo de México. Diferenciando las facies siliciclásticas que corresponderían al Play de arenas y areniscas del Oxfordiano, de las marino carbonatadas equivalentes al Play de Bancos oolíticos del Kimmeridgiano, así como identificar zonas prospectivas desde el punto de vista de trampas estructurales y/o estratigráficas capaces de constituir yacimientos.

1.2.1 Objetivo particular

Mapear la distribución de las distintas unidades depositacionales que conforman la secuencia mesozoica, en la porción oriental del bloque tres del cubo sísmico Sayab 3D y asociarlas con sus respectivas facies sedimentarias, para identificar aquellas más prospectivas como roca almacén.

1.3 Justificación y pertinencia

En el área en cuestión no se ha perforado aun ningún pozo exploratorio que aporte información fidedigna de la columna estratigráfica, solo se dispone de información sísmica y por ello el análisis de facies sísmicas representa la única herramienta a emplear en ausencia de datos provenientes de pozos, tales como núcleos y registros geofísicos. Para poder caracterizar desde el punto de vista estratigráfico y sedimentológico las secuencias del Jurásico Superior.

Una evaluación regional previa del área en cuestión, contempla la presencia de facies terrígenas continentales y marinas carbonatadas someras, correspondientes a los Plays establecidos en la Región Marina: arenas y areniscas del Oxfordiano y bancos oolíticos del Kimmeridgiano.

Dada la aparente prospectividad del área se decidió adquirir sísmica 3D en el área designada como Sayab, y hoy día existe la necesidad de realizar una interpretación a mayor detalle en ella, que nos permita reducir la incertidumbre en cuanto a los postulados paleo ambientales identificados para los Plays del Jurásico Superior, anexando los Plays cretácicos hipotéticos, en sus facies arrecifales.

1.4 Hipótesis

Las unidades litoestratigráficas que integran la columna tipo en la Región Marina, fueron definidas mediante estudios: petrográficos, paleontológicos y sedimentológicos provenientes de muestras de canal y de núcleos de los pozos hasta ahora perforados, permitiendo que se zonifiquen, correlacionen y se sitúen en tiempo y espacio dentro de un marco tectónico estratigráfico regional. Dentro de este marco es muy factible considerar la extensión al nor-orienté del Golfo de México de los Plays establecidos en la Región Marina.

En un ejercicio inicial de mapeo e interpretación regional de facies sísmicas en el área en cuestión, se postuló la presencia de las mismas facies sedimentarias que en los Plays establecidos de la Región Marina, debido a que localmente fue posible identificar la firma sísmica del Play de arenas y areniscas del Oxfordiano, con el mismo estilo estructural (secuencia típica de sal, arenas y anhidritas, asociadas a altos estructurales debido al movimiento temprano de la sal autóctona). Comúnmente, a este se encuentra asociado el Play de bancos oolíticos del Kimmeridgiano, el cual no fue posible de reconocer debido a la baja resolución sísmica vertical, pero asumimos que podría estar presente.

Dado lo anterior, es muy factible proponer la extensión al norte de los Plays establecidos de la región Marina, hacia el sector de aguas profundas del Golfo de México, o la extensión al sur de los Plays productores en Aguas profundas del Golfo de México, en aguas territoriales de los Estados Unidos de Norteamérica. Estos últimos considerados Plays análogos, debido a que ambas áreas del Golfo comparten un origen en común y la separación de las mismas hasta su posición actual fue posterior a su depósito.

Los análogos para el área en cuestión los constituyen los Plays sincrónicos de la costa del Golfo de México, en el área de Texas y Mississippi, donde la expresión sísmica y el estilo estructural denotan un origen en común y los sitúa en el mismo contexto tectónico estratigráfico.

1.5. Antecedentes

Existen varios trabajos documentados en el Golfo de México enfocados a explicar el origen y formación de los sistemas petroleros existentes. Numerosos trabajos han descrito la presencia y formación de los yacimientos actualmente productores, los cuales se ubican en las proximidades a la plataforma continental mientras que hacia el sector de Aguas Profundas del Golfo de México, son poco los trabajos realizados a la fecha y estos consisten en la integración de información regional, basados en la interpretación de líneas sísmicas regionales y la extrapolación de datos de zonas adyacentes para proponer los posibles ambientes de depósito, a partir de las condiciones geológicas y fisiográficas que se cree prevalecieron para entonces. Los estudios de integración regional consisten principalmente de mapas paleo ambientales y de litofacies para el Mesozoico y Cenozoico.

Particularmente en el área de Sayab solo existen dos trabajos documentados que anteceden al presente, estos fueron realizados por PEMEX, Exploración y Producción, Activo de Exploración Aguas Profundas Sur, Coordinación de Plays, 2010., *Estudio de Plays*, y consistió en la interpretación y análisis de facies sobre las líneas sísmicas GM2D-PSDM en ambos sectores (Sector I y Sector II); de este se obtuvieron mapas paleo ambientales para las secuencias Cenozoicas y Mesozoicas. También derivaron altas expectativas por la presencia de los Plays, además se visualizaron y documentaron numerosas oportunidades exploratorias con objetivos Jurásicos y Cenozoicos, a partir de las cuales se realizó una evaluación y jerarquización por áreas en función de la prospectividad. Derivado de ello se tomó la decisión de continuar con los estudios de Plays sobre las mismas líneas sísmicas y basadas en el análisis de facies sísmicas nuevamente, pero con más detalle en un área menor denominada *Talud de Campeche*, la cual se ubica en el extremo sur del sector II o también llamado sector externo. PEMEX, Exploración y Producción, Activo de Exploración Aguas Profundas Sur, Coordinación de Plays, 2011., *Plays Talud de Campeche*.

Como antecedentes regionales se cuenta con estudios de evaluación del potencial: Tectonic Analysis., Inc. y PEMEX Exploración y Producción, (PEP), *Análisis Paleogeográfico Mesozoico-Cenozoico y Dinámica de Cuencas en el Golfo de México Profundo y Márgenes: La relación entre evolución tectono sedimentaria y sistema petrolero*, 2002. También se cuenta con estudios de Plays, del área de la plataforma de Yucatán; PEMEX-Exxon, *Estudio Plays Paleogeno-Mesozoico*, 2008., PEMEX, *Estudio de Plays Arcas*, 2006., PEMEX-Statoil, *Integración regional de mapas paleoambientales y de litofacies para el Mesozoico y Cenozoico*, 2006., PEMEX, *Proyecto Progreso*, 1999., PEMEX, *Proyecto Yucatán Regional*, 1994. Recientemente PEMEX adquirió sísmica 2D regional en el Golfo de México, con el objetivo de densificar la malla sísmica que se tenía en el área, simultáneamente registró las variaciones de la componente vertical de los campos gravimétrico y magnético, sobre la navegación de las mismas líneas sísmicas, esto con la finalidad de tener datos de métodos potenciales que interpretados en conjunto, permitieran tener una mejor aproximación de la morfología y distribución de los cuerpos de sal y mejorar la imagen sísmica por debajo de estos. Fugro, *Métodos Potenciales Regional 2D*, 2009.

Adicionalmente existen algunos estudios con fines de investigación (no realizados por PEMEX), que han contribuido al conocimiento y entendimiento del Golfo de México, tal es el caso del Proyecto llevado a cabo por Earth and Planetary Sciences, Marine Biomedical Institute, University of Texas at Galveston, Texas, **DSDP (DEEP SEA DRILLING)**, 1970. El cual aportó conocimiento de la columna Cenozoica en diversas zonas del Golfo de México a través, de la recuperación de núcleos extraídos de la perforación de pozos exploratorios.

De la aportación de todos y cada uno de estos estudios hoy se sabe que en el sector de Aguas Profundas, podría existir un gran potencial petrolero que permitiría reponer las reservas necesarias para garantizar los beneficios de este recurso a las nuevas generaciones. La evaluación del potencial petrolero se estima en 29 mil 500 millones de petróleo crudo equivalente y representa más del 50 por ciento del total de los recursos prospectivos del país. En la Provincia Salina del Istmo, particularmente en el área Nox-Hux, se han descubierto yacimientos de aceite pesado y extra pesado, que representan la continuación hacia aguas profundas del tren productor del complejo Ku Maloob Zaap. Así mismo, en el sector se han perforado y terminado 15 pozos de los cuales, nueve se declararon productores y seis improductivos, lo que da una tasa de éxito exploratorio del 66%.

Nota: por razones de confidencialidad las imágenes alusivas a los antecedentes no se muestran

II.2 Marco Geológico Regional

La Zona Marina es un área compleja geológicamente hablando debido a su origen y evolución. La historia tectónica de la zona está asociada en su origen a los eventos tectónicos de la apertura del Golfo de México ocurridos según Pindell (1985), del Triásico Tardío al Berriasiano, mientras que según Ross y Scotese, (1988) y Sawyer et al., (1991), este evento tuvo lugar durante el Triásico Tardío al Jurásico Tardío. Posteriormente, la cuenca estuvo sujeta a procesos de enfriamiento cortical y cambios relativos del nivel del mar dentro de un régimen distensivo, que al concluir se manifestaron con un cambio en el régimen de sedimentación. Mientras que para el Neógeno Temprano, un episodio compresivo produjo la principal estructuración confinante de hidrocarburos en la Sonda de Campeche y finalmente, la configuración tectónica de la cuenca culminó con la instalación de un sistema extensional por gravedad y subsidencia, acompañado de evacuación de sal que se activó a partir del Mioceno Superior, dando pie a la formación de cuencas sin sedimentarias durante el Plioceno-Holoceno.

Las unidades litoestratigráficas que integran la columna de la Zona Marina no son del todo conocidas, pero algunas han sido interpretadas basándose en datos indirectos. Es a partir del Jurásico Medio que se cuenta con datos provenientes de núcleos que han permitido describir las unidades que integran este periodo y hasta el reciente. Trabajos de magnetometría y gravimetría sugieren la presencia de un basamento magnético, a profundidades que varían desde 2000 m. sobre la plataforma continental en la porción sur de la isla de Cozumel, hasta 12000 m. enfrente de las costas de Frontera en el Estado de Tabasco.

La columna para la Zona Marina está compuesta por depósitos de sal que caracterizan al Jurásico Medio, mientras que el Jurásico Superior está representado por depósitos que van de continentales a transicionales y localmente se considera la presencia de facies marino someras. Para el resto del Jurásico Superior y Cretácico prevalecieron los ambientes marinos con sedimentación carbonatada, ya para el Cenozoico el régimen cambió al dominio continental caracterizado por siliciclásticos y algunos horizontes locales de clásticos carbonatados.

Los procesos tectónicos a mayor y menor escala ocurridos en el sur y sureste de México durante el Mesozoico-Cenozoico, produjeron una variedad de estilos estructurales reconocibles a lo largo de la columna estratigráfica. Los estilos estructurales son: El primero resultado de la *“extensión horizontal con el involucramiento del basamento”*, que produjo un estilo de bloques escalonados (estilo dominó), con grandes y pequeños *“half-graben”* limitados por fallas normales, durante la etapa de *“rifting”* durante la apertura del Golfo de México en el Triásico tardío-Jurásico medio.

El segundo estilo corresponde a una fase extensional horizontal con despegue de cubierta sedimentaria, que produjo un estilo en bloques rotados limitados por fallas normales, durante el Jurásico Superior Tithoniano y Cretácico Inferior. Producidos por el deslizamiento gravitacional o flujo lateral de la sal, en respuesta a la subsidencia termal en el centro de la cuenca y en combinación con la carga diferencial en el margen de la misma.

El tercer estilo se asocia con las etapas de movimiento temprano de la sal, debido a los cuerpos en forma de crecimientos (asociados a la fase extensional durante el Cretácico Tardío), que evolucionaron a domos y canopies de sal en la porción noreste de la cuenca. En las secuencias del

Oligoceno Tardío y parte del Mioceno Temprano, se identifica una etapa diapírica y post diapírica del movimiento ascendente de la sal. Mismas que se han interpretado como etapas tardías del movimiento de la Sal.

El cuarto estilo estructural corresponde a la fase compresiva horizontal con despegue de cubierta sedimentaria, registrada en el Mioceno Medio-Superior y correlacionable con el tectonismo que formó la Sierra de Chiapas. El estilo de pliegues asimétricos que en muchos casos presentan núcleos de sal y están afectados algunos por fallas inversas en uno o ambos flancos.

La secuencia del Cenozoico de la Zona Marina muestra un sistema extensional horizontal, que despega de la cubierta sedimentaria siliciclástica del Neógeno y trunca la estructuración compresiva del Mioceno Medio-Tardío. Este estilo está representado por fallas normales lítricas que a profundidad se tornan a un despegue localizado regularmente en el límite Oligoceno-Mioceno (Bally, 1993).

II.2.1 Marco Tectónico – Estratigráfico

La historia tectónica de la cuenca del Golfo de México está asociada en su origen a los eventos tectónicos de la apertura del Golfo de México. De acuerdo a los modelos del origen del Golfo de México (Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988; y Sawyer *et al.*, 1991), la apertura de la cuenca del Golfo de México se llevó a cabo en las siguientes etapas:

Una fase de “rifting” temprana, que abarcó del Triásico Tardío al Jurásico Temprano. Donde la apertura del Atlántico central hacia la actual localización del Golfo de México, produjo una serie de grandes y pequeños medios “graben” intra continentales por extensión, limitados por fallas normales lítricas, que posteriormente fueron rellenados por sedimentos no marinos (lechos rojos) y volcánicos.

Una fase de “rifting” con adelgazamiento cortical durante el Jurásico Medio. Donde se generó un área de corteza transicional adelgazada hacia el centro de la cuenca, debido al adelgazamiento litosférico y la subsidencia tectónica (Sawyer *et al.*, (1991)). Mientras que hacia la periferia de la cuenca la corteza continental solo tuvo un adelgazamiento moderado, la cual denominaron *corteza transicional gruesa*. Esto ha sido interpretado a partir de sísmica de reflexión y refracción, gravimetría y magnetometría. Las posteriores invasiones marinas procedentes del Pacífico (Salvador, 1987., Gutiérrez, 1993), estuvieron sujetas a altos rangos de evaporación y precipitación compensada por la subsidencia de la cuenca, permitiendo el depósito de grandes espesores de sal sobre la corteza transicional adelgazada.

Por otra parte, la reconstrucción tectónica de la separación de la cuenca salina del Golfo de México, nos sugiere que a principios del Oxfordiano el bloque Yucatán inicia su movimiento rotacional hacia el sureste, a través de una falla de desplazamiento lateral derecho, en tanto que al oeste del golfo fragmentos continentales se desplazaron al sureste, por fallas de movimiento lateral izquierdo (Pindell, 1985).

Durante el Jurásico Tardío se registró un periodo de **formación de corteza oceánica** (por expansión de una dorsal). La instalación de una dorsal en la porción central del Golfo de México separó la cuenca salina en dos; la sal Luan en el Golfo de México de Norte-américa y la sal del Istmo en la Sonda de Campeche. Esta última tuvo un comportamiento de margen pasivo sujeta a transgresiones marinas con cortos periodos regresivos, permitiendo el depósito de: evaporitas, terrígenos y rocas carbonatadas sobre plataformas tipo rampas, para el Oxfordiano y Kimmeridgiano. Al mismo tiempo Yucatán se desplazó rotando en sentido contrario a las manecillas de reloj (Pindell, 1985), hasta alcanzar su posición actual (Sawyer et al., 1991). Aunque la entrada de agua de mar a la cuenca para esta edad no ha sido establecida, se conoce con certeza que para el Tithoniano hubo una gran transgresión marina global, que modificó las condiciones ambientales ahogando las plataformas carbonatadas tipo rampa dando lugar a una sedimentación marina profunda bajo condiciones anóxicas (carentes de oxígeno).

Simultáneamente en la región noreste de la Sonda de Campeche se desarrollaba un sistema de fallas normales lítricas, cuya superficie de despegue fue la sal de edad Calloviano. Este patrón de fallamiento produjo el crecimiento de las facies del Tithoniano y Cretácico Temprano, en el “hanginwall” o bloque alto de las mismas. El sistema extensional está asociado principalmente a la carga litostática y al deslizamiento lateral por gravedad, en respuesta a la subsidencia termal en el centro de la cuenca.

Al concluir la expansión del piso oceánico en el Golfo de México y el bloque Yucatán haber alcanzado su posición actual, **una fase de subsidencia** se registró en las cortezas transicionales durante el Cretácico, quedando sujetas a efectos de enfriamiento cortical. Los mayores rangos de subsidencia se registraron en la corteza oceánica, seguidos de la transicional adelgazada y en menor proporción en la corteza transicional gruesa (Sawyer *et al.*, 1991).

Esta diferencia entre los rangos de subsidencia en los tipos de corteza, en combinación con la gran transgresión marina del Cretácico que cubrió casi todo México, permitió el establecimiento de extensas plataformas carbonatadas con bordes pronunciados en las zonas de charnelas tectónicas o de máxima pendiente. Entre las cortezas transicional adelgazada y la gruesa se produjo el depósito de rocas carbonatadas de ambientes marino profundo, mientras que en la Península de Yucatán que para el Jurásico Tardío era un bloque de basamento emergido, se estableció una gran planicie evaporítica-carbonatada, que mantuvo un equilibrio uniforme entre la tasa de sedimentación y el rango de subsidencia (Moreno, 1988).

Para el Albiano - Cenomaniano y Cretácico Tardío además de las condiciones de subsidencia continua, la Región Marina experimentó movimientos verticales asociados al movimiento de la sal, promoviendo la condensación de la secuencia principalmente en zonas de altos estructurales, domos y diapiros. En tanto que el borde de la plataforma de Yucatán tuvo un comportamiento agradacional, incluso con un relieve topográfico localmente pronunciado (Winker y Buffler, 1988), que en combinación con un descenso del nivel del mar produjo el depósito de escombros y flujos turbidíticos, en el talud continental propiciando el depósito de una secuencia brechoide de edad Paleoceno-Cretácico Superior (Brechas Btp-Ks), cabe destacar que esta secuencia constituye la roca almacén de los yacimientos más importantes en la región Marina (Cantarell y Ku-Maloob-Zaap).

En general, durante el Cretácico el Golfo de México entró en una franca “estabilidad” tectónica, en cambio en la margen occidental al finalizar el Cretácico Tardío, la acreción de arcos volcánicos submarinos produjo la orogenia Laramide, que provocó un cambio en la sedimentación en el oriente de México (Coney, 1983), este evento tectónico alcanzó el área marina de Campeche modificando el régimen de sedimentación carbonatada a uno de tipo terrígeno principalmente. El arco de las Grandes Antillas corresponde al lineamiento de arcos que se formaron en el occidente de México (según Coney (op. cit.)), en su movimiento al noreste debido a la compresión de la placa Farallon, la cual entró al Proto-Caribe colisionando su porción más occidental, con el borde sur del bloque Yucatán durante el Campaniano y después, mediante una falla de desplazamiento lateral izquierdo el límite oriental de la península terminó chocando con el gran banco de las Bahamas en el Paleoceno Tardío.

En el 2009 el grupo de especialistas en Geología estructural y Tectónica salina de PEMEX, Exploración y Producción, realizó un estudio regional que se basó en la interpretación de líneas sísmicas regionales y logró identificar e integrar en un mapa la distribución de las distintas provincias tectónicas salinas presentes en el Golfo de México. Figura II.2

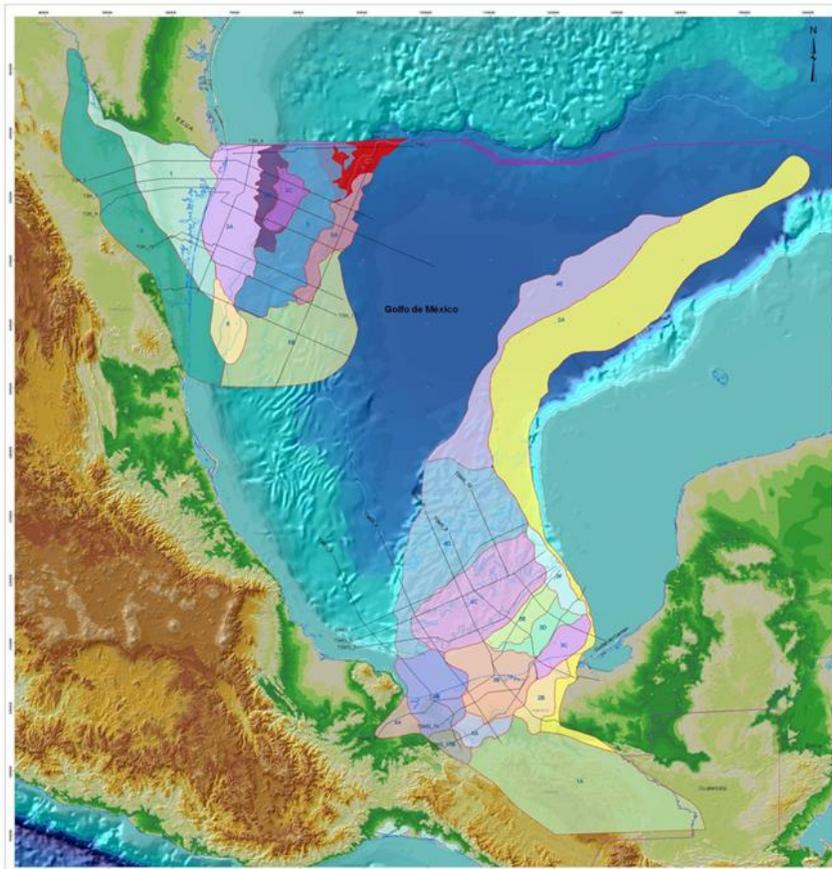


Figura II.2 Mapa de provincias tectónicas y estilos estructurales actualizado para el Golfo de México, PEMEX, (2009).

II.2.2 Columna Estratigráfica Regional

Aunque se tienen antecedentes de estudios en áreas aledañas a la plataforma de Yucatán y algunos en el Golfo de México Profundo, el conocimiento de la columna estratigráfica regional no ha sido posible de integrarse en una sola, ya que no es posible correlacionar las distintas columnas reportadas por los pozos exploratorios perforados hasta hoy en los diferentes sectores de Aguas Profundas (sectores que cuentan con pozos exploratorios), ya que la tectónica condicionó los distintos ambientes sedimentarios que existen para la misma época, denotando estilos estructurales muy particulares.

La columna estratigráfica Mesozoica, en la Zona Marina muestra tres importantes cambios en la sedimentación; el Jurásico se caracteriza por secuencias evaporíticas, terrígenas y carbonatadas. Durante el Cretácico predominaron las secuencias carbonatadas con el registro de varios episodios volcánicos representados por horizontes de bentonita y en menor proporción secuencias clásticas carbonatadas, mientras que durante el Cenozoico predominó la sedimentación terrígena con menor proporción de rocas carbonatadas clásticas. Esta columna sedimentaria comprende los periodos desde el Calloviano al Holoceno. El basamento fue reportado en Chiapas (Meneses y Mujica, 1987), sin embargo ningún pozo perforado costa afuera lo ha cortado aun, pero se infiere su presencia en la Región Marina y la sal calloviana se considera descansa sobre un basamento similar (Figura II.3).

A continuación se describen las unidades litoestratigráficas Jurásicas, para la Región Marina utilizando la división propuesta en el Proyecto Cuencas de Campeche, 1996 (Figura II.4).

Los sedimentos más antiguos que han sido cortados en la Región Marina de Campeche, son depósitos de sal que subyacen concordantemente a las rocas del Oxfordiano y probablemente sobreyacen a sedimentos continentales que se depositaron en la etapa de rift. El máximo espesor de sal perforado en la Región Marina es de 356 m en el pozo Taratunich-301. A estos depósitos se les denominó como Unidad sal de Campeche y se le asignó una edad Calloviano por posición estratigráfica.

Sobre la sal de edad Calloviano se depositó una secuencia de rocas constituida por lutitas, limolitas, bentonitas, arenas, areniscas, evaporitas y calizas de edad Oxfordiano. Esta secuencia se divide verticalmente por sus características litológicas en Oxfordiano "Inferior" y Oxfordiano "Superior". El Oxfordiano "Inferior" muestra tres cambios de facies laterales que se definen como: Unidad de arenas y areniscas, Unidad de anhidritas, lutitas y limolitas y Unidad de lutitas, limolitas y mudstone. El Oxfordiano "Superior" se caracteriza por sedimentos de ambientes marinos profundos, identificándose una sola "Unidad de lutitas con mudstone". Los ambientes de depósito para el Oxfordiano varían de fluviales a litorales, para la unidad de arenas y areniscas, mientras que para la unidad del Oxfordiano Superior el ambiente corresponde a plataforma interna. Dada la historia tectónica de la cuenca se considera que para el Oxfordiano ya existía una plataforma terrígena con influencia carbonatada.

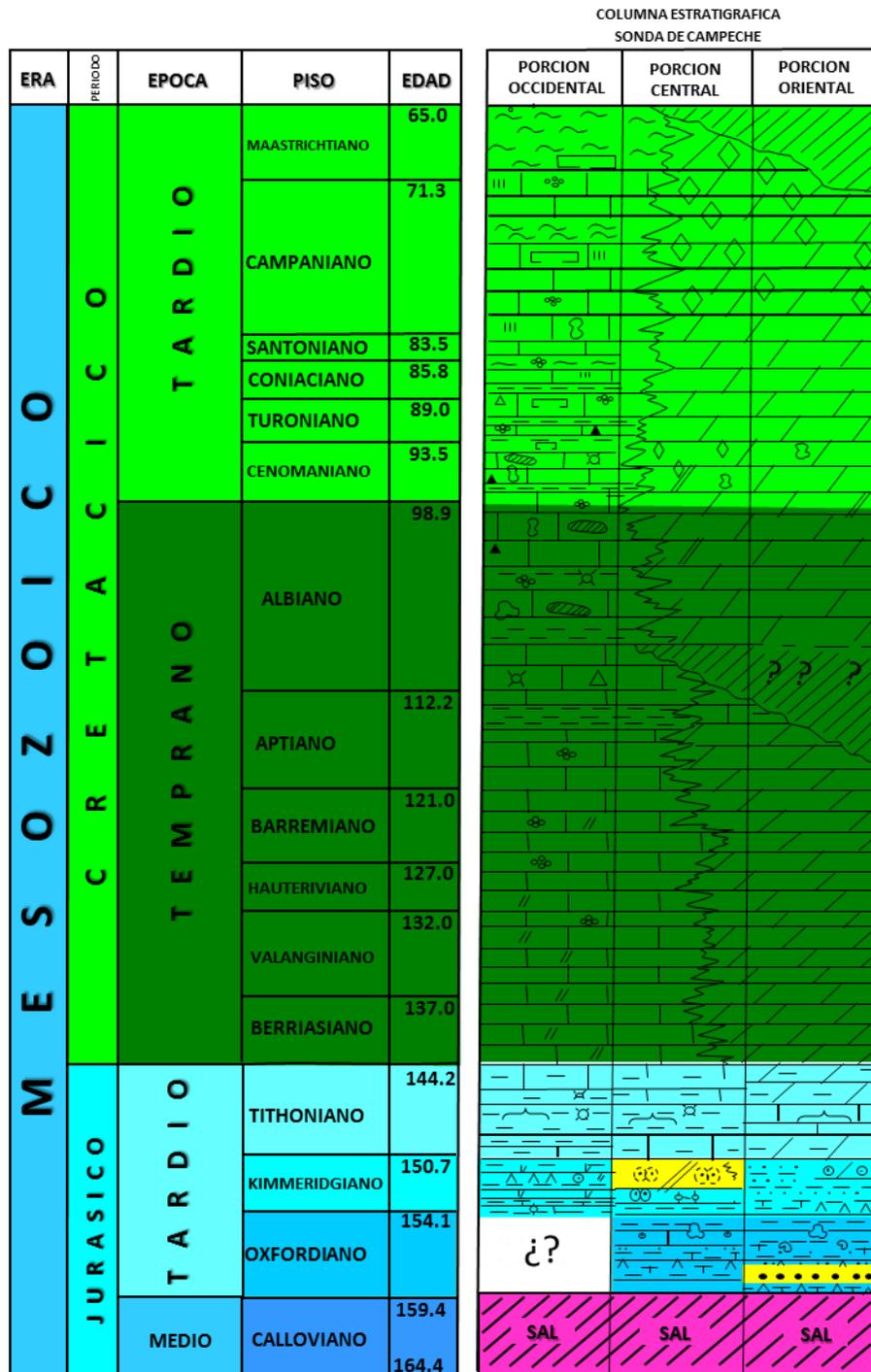


Figura II.3 Columna estratigráfica Mesozoica para la Zona Marina del Golfo de México.

Litológicamente el Jurásico Superior Kimmeridgiano se encuentra representado por cuatro unidades. De base a cima está compuesto de intercalaciones de lutitas gris verdosa y limolitas café con secuencias de mudstone, wackestone de ooides y packstone intercaladas con areniscas de color gris claro, de grano fino, sub angular y regularmente cementadas en material arcillo calcáreo.

El Kimmeridgiano se divide en: *Kimmeridgiano “Inferior”*, *Kimmeridgiano “Medio”* y *Kimmeridgiano “Superior”*. Esta división fue hecha con base en tres cambios litológicos que se observaron en la parte central de la Zona Marina. En la parte “*Inferior*” existe un paquete caracterizado por lutitas, limolitas y areniscas, la parte “*Media*” está constituida por sedimentos terrígenos y carbonatados, los cuales marcan la transición a sedimentación carbonatada que caracteriza a la parte “*Superior*”. En la porción occidental de la cuenca no se puede aplicar esta división definiéndose sólo la unidad de lutitas, limolitas y areniscas, la cual conserva sus características durante todo el Kimmeridgiano.

El Kimmeridgiano “*Inferior*” se divide en unidades con base en los cambios de facies laterales: *Unidad de lutita, limolita, mudstone* y *Unidad de lutita y arenisca*. El Kimmeridgiano “*Medio*” se divide en tres unidades lateralmente y se caracteriza en la parte central de la Zona Marina, por rocas que marcan la transición de sedimentos terrígenos a carbonatados: *Unidad de wackestone-packstone de pellets y ooides dolomitizado con lutita, Unidad de mudstone y lutita*. El Kimmeridgiano “*Superior*” presenta mayor grado de dolomitización que el Kimmeridgiano “*Medio*” y se divide en *Unidad de wackestone a packstone de pellets y ooides dolomitizado, Unidad de dolomías mesocristalinas* (packstone-grainstone de ooides), *Unidad de packstone a grainstone de pellets y ooides*. Los ambientes de depósito en el Kimmeridgiano fueron de plataforma tipo rampa, caracterizándose la parte inferior por ser principalmente terrígena con influencia carbonatada y en la parte superior, la sedimentación es predominantemente carbonatada y es donde los bancos oolíticos alcanzaron su máximo desarrollo.

El Tithoniano se dividió en: “*Inferior*”, “*Medio*” y “*Superior*” con base a los cambios de facies observados en la parte central y occidental de la Zona Marina. El Tithoniano “*Inferior*” es predominantemente carbonatado con intercalaciones de lutitas, la parte “*Media*” está constituida por lutitas y la parte “*Superior*” es predominantemente carbonatada. Para la porción oriental de la cuenca no es posible aplicar esta división tripartita y se definen solo dos unidades que conservan sus características durante todo el Tithoniano. *Unidad de lutitas, limolita y arenisca* y *Unidad de dolomía microcristalina arcillosa*. Tithoniano “*Inferior*” *Unidad de mudstone-wackestone con radiolarios arcilloso. Unidad de calizas y lutitas*. Tithoniano “*Medio*” *Unidad de lutitas bituminosa*, Tithoniano “*Superior*” *Unidad de mudstone arcilloso*. En el Tithoniano los ambientes de depósito variaron de plataforma en la parte oriental hasta ambientes de cuenca en condiciones anóxicas en la parte occidental.

El Cretácico se dividió en seis unidades litoestratigráficas considerando los cambios de facies verticales y horizontales: *Unidad de anhidrita, mudstone-wackestone de bentónicos y dolomías*, esta unidad la tenemos en el Cretácico “*Inferior*” y “*Superior*”. La *Unidad de dolomías* se presenta del Cretácico Inferior al Santoniano. La *Unidad de mudstone-wackestone con planctónicos arcilloso* se encuentra del Berriasiano al Turoniano. La *Unidad de mudstone a wackestone con planctónicos* se distribuye del Coniaciano al Santoniano y en algunas áreas se depositó hasta el Maastrichtiano. La *Unidad de brecha calcárea dolomitizada* y la *unidad de margas* se distribuye del Campaniano al Maastrichtiano.

En el Cretácico hubo una diferenciación de los ambientes en la parte oriental de la plataforma, estableciendo ambientes de talud y cuenca y al occidente un margen durante el Valanginiano.

El margen de la plataforma permaneció casi en la misma posición durante todo el Cretácico. En el Cretácico “Inferior” y parte inferior del Cretácico “Superior” fue muy similar. Un cambio local en la sedimentación ocurrió del Campaniano al Maastrichtiano, durante ese periodo se depositó en el talud la unidad de brechas y en la cuenca la unidad de margas.

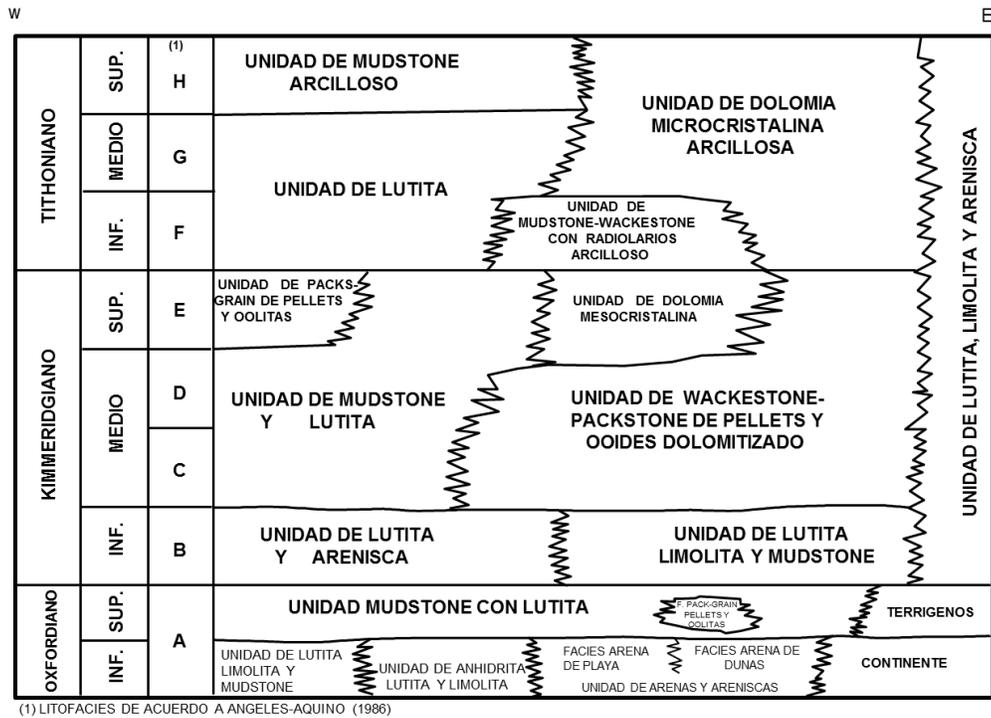


Figura II.4 Unidades litoestratigráficas Jurásicas para la Región Marina de Campeche, Según Pimenta y Villanueva, 1995. De acuerdo con Ángeles Aquino, 1986.

II.2.3 Origen y Evolución de la Secuencia Mesozoica en el Golfo de México

En general se considera que la secuencia sedimentaria esta soportada por un basamento Paleozoico, que forma parte de una corteza continental parcialmente adelgazada (Albarrán et al., 2002). Esta información está apoyada por los pozos perforados en la península de Yucatán y partes continentales del Sureste de México, además de los reportes de afloramientos en los estados de Chiapas, Oaxaca y Tabasco; así como en Belice.

Apertura del Golfo de México y la sedimentación del Calloviano-Kimmeridgiano.

La apertura del Golfo de México comenzó en el Triásico Tardío y continuó hasta el Jurásico Temprano a Medio. Esta apertura produjo un sistema de fosas tectónicas orientadas de E-NE a S-SW.

La ruptura produjo corteza oceánica en la porción central del Golfo de México y una corteza transicional adelgazada hacia las márgenes de la cuenca (la corteza es más delgada hacia el centro de la cuenca).

El Bloque Yucatán localizado al sur-este del Golfo de México, está compuesto por corteza continental gruesa que se vio afectada por el fallamiento transformante relacionado con la ruptura, este define el límite sur de la cuenca. Debido a la subsidencia diferencial entre las cortezas, el basamento sufrió un basculamiento característico hacia el noreste, incrementando la profundidad del mismo en esta dirección (hacia mar adentro).

La subsidencia posterior a la ruptura a finales del Jurásico Medio (Calloviano), creó grandes cuencas salinas a ambos lados de su eje. La sal del Istmo se depositó al sur de la cuenca formando una gruesa cuña que recubrió el basamento basculado. Se considera que la Sal del Istmo es la unidad litoestratigráfica más antigua conocida. Los intervalos de sal más gruesos se encuentran hacia la cuenca. Figura II.5 mapa que muestra la reconstrucción de placas para el Jurásico Medio según Pindell y Kennan, 2001.

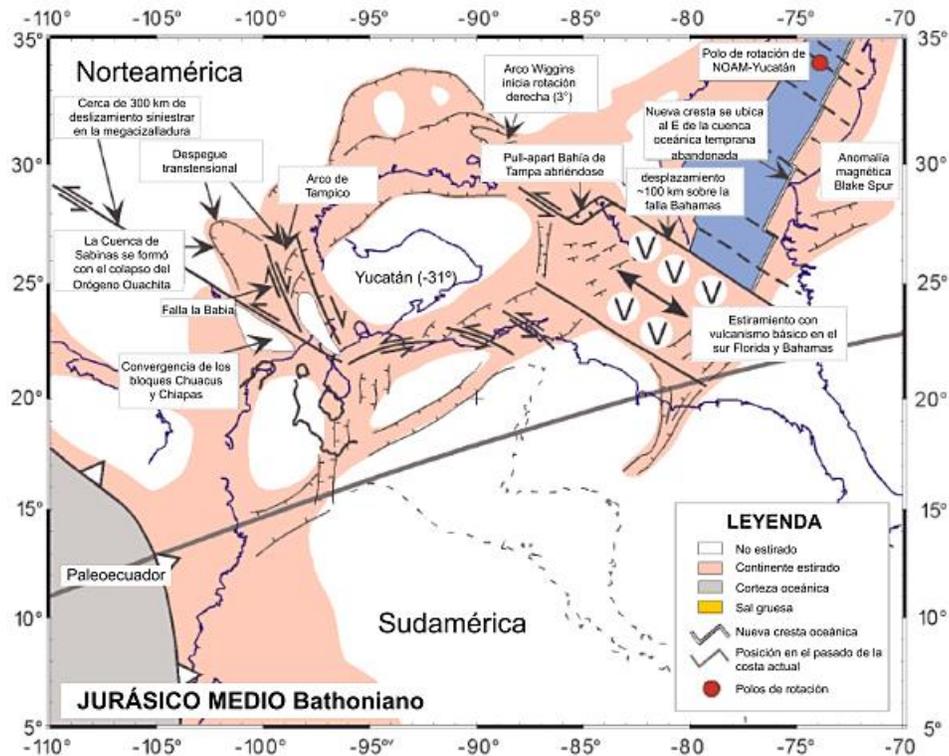


Figura II.5 Reconstrucción de placas para el Jurásico Medio (Pindell y Kennan, 2001).

Durante el Jurásico Tardío el Bloque Yucatán sufrió una ligera rotación hacia la izquierda, como consecuencia de la actividad tectónica regional proveniente de la ruptura Proto caribeña y el fallamiento transcurrente del área de Chiapas.

Esta rotación además del enfriamiento de la corteza, la subsidencia y un incremento eustático regional, abrieron las cuencas salinas a la sedimentación marina. En consecuencia, sobre la sal se encuentra una secuencia de carbonatos de plataforma que se depositaron durante el Oxfordiano y hasta el Kimmeridgiano, en una variedad de ambientes marinos someros y cercanos a la costa.

En la Sonda de Campeche la secuencia muestra un patrón sedimentario transgresivo-regresivo que refleja la incursión marina e invasión de la cuenca, seguida del desarrollo de un sistema de carbonatos costeros orientado del noreste al suroeste, ocasionando la configuración del Bloque Yucatán. Aunque los sistemas de depósito costeros tienen patrones de facies complejas, los abundantes y abruptos cambios laterales de facies (observados/interpretados) en la Sonda de Campeche, han llevado a postular un fallamiento sin depósito a pequeña escala durante el Jurásico Tardío. Figura II.6 Mapa que muestra la reconstrucción de placas para el Oxfordiano Temprano (Pindell y Kennan, 2001.).

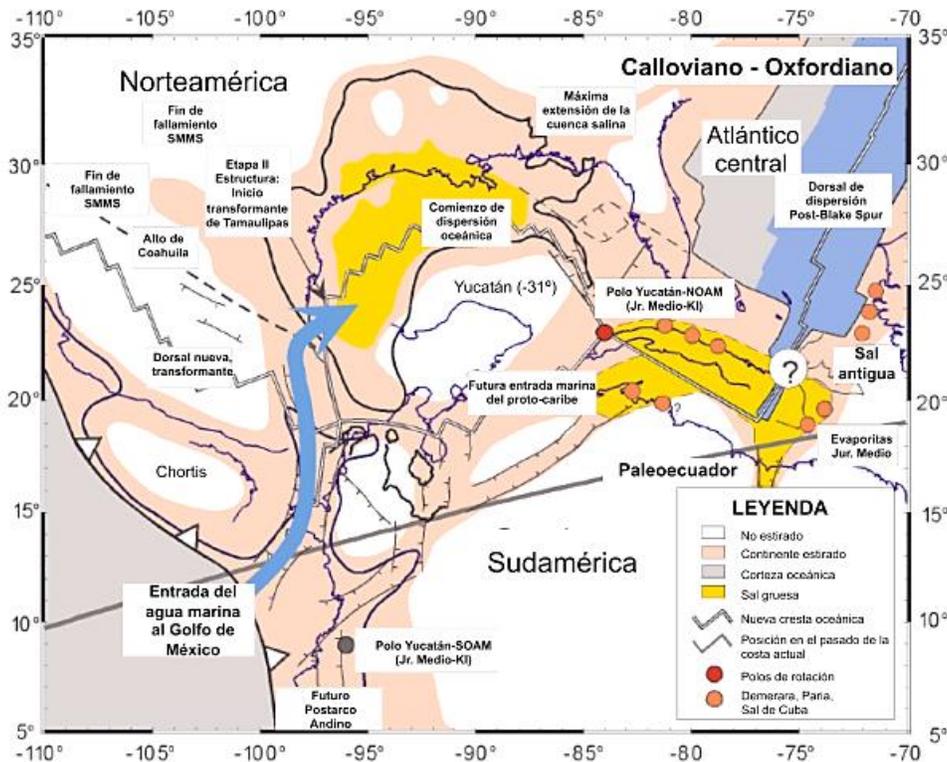


Figura II.6 Reconstrucción de placas para el Oxfordiano Temprano (Pindell y Kennan, 2001).

La cima del Kimmeridgiano es una discordancia bien definida que representa un límite de secuencia Tipo 1 (superficie de erosión), que marca el evento terminal de la corta historia de la sedimentación de carbonatos de aguas someras.

Nivel del Mar, subsidencia y sedimentación Tithoniana-Cretácica.

El Tithoniano Tardío consiste de calizas y lutitas de aguas profundas ricas en materia orgánica, que marcan el comienzo de un nuevo ciclo estratigráfico y de un nuevo sistema de depósito.

Esta unidad de lutitas es la roca generadora por excelencia, se encuentra cubierta por una secuencia gruesa de calizas de ambiente profundo del Cretácico Temprano a inicios del Cretácico Tardío.

El Tithoniano-Albiano-Cenomaniano representa un periodo de quietud durante el cual, se depositó una gruesa secuencia de lutitas calcáreas de ambiente marino profundo hacia la plataforma externa.

La cima del Aptiano marca un ligero pero significativo cambio en la sedimentación, de calizas de ambiente profundo a calizas arcillosas ricas en materia orgánica del Albiano al Turoniano. Este cambio se debió a un descenso del nivel del mar (lowstand), la cima del Aptiano puede considerarse como un límite de secuencia Tipo II. Durante el Albiano el nivel del mar se incrementó rítmicamente y hacia finales del Turoniano, los carbonatos de ambiente somero, formaron la Plataforma de Yucatán (Figura II.7) que se interpreta en la reconstrucción de placas para el Cretácico Temprano (Pindell y Kennan, 2001.).

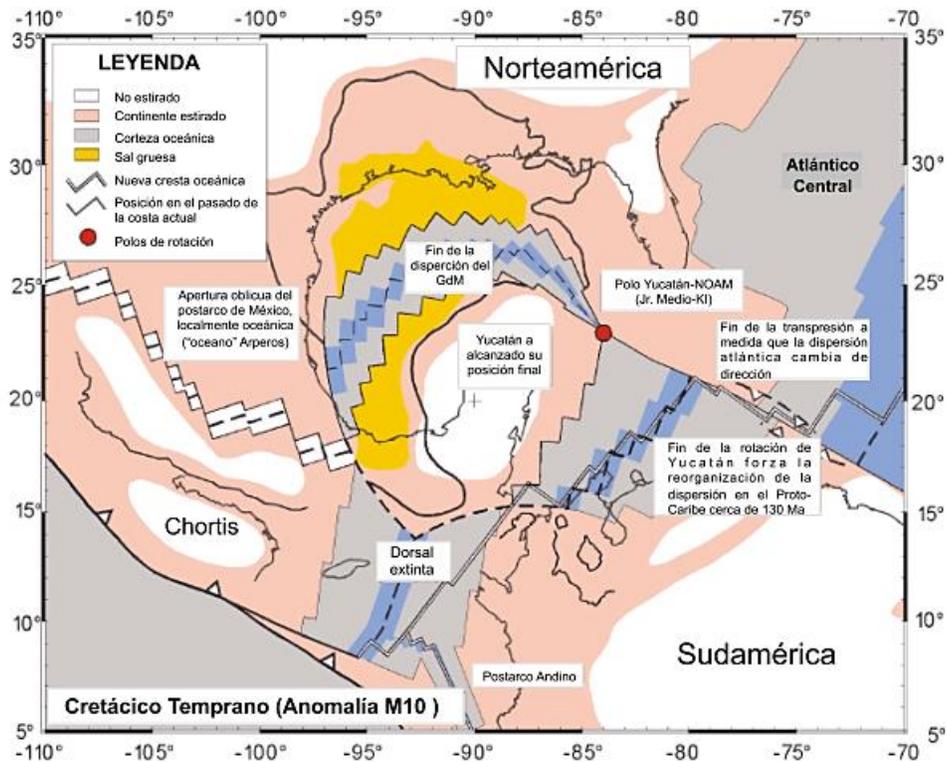


Figura II.7 Reconstrucción de placas para el Cretácico Temprano (Pindell y Kennan, 2001.).

La Discordancia del Albiano - Cenomaniano o límite de secuencia observada a través de todo el Golfo de México en el Cenomaniano, trajo como consecuencia que los estratos del Cenomaniano Tardío al Campaniano Temprano, están ausentes de la secuencia estratigráfica. La secuencia del Cretácico Tardío (Santoniano-Maastrichtiano), está constituida predominantemente por calizas de plataforma externa, con frecuente presencia de turbiditas y flujos de detritos.

Tectonismo Laramídico y sedimentación del Cretácico Tardío-Paleógeno

La secuencia Mesozoica y Paleógena (Paleoceno, Eoceno y Oligoceno), está plegada y fallada. El plegamiento produjo anticlinales de doble raíz estructural, orientados de noroeste a sureste así como, anticlinales alargados típicos y sinclinales amplios de baja inclinación. Comúnmente el núcleo de estas estructuras es un manto de sal regionalmente extendido (Sal del Istmo).

El patrón de fallamiento está íntimamente ligado a estas estructuras es decir, dominado por fallas inversas ubicadas a lo largo de los flancos de los anticlinales y por fallas secundarias normales, situadas cerca de las crestas de los anticlinales. Este tipo de plegamientos y fallas son típicos de una tectónica de compresión.

Al final del Cretácico ocurrió un fuerte descenso del nivel del mar que expuso la plataforma carbonatada, desarrollando sobre su superficie condiciones de karstificación que originaron una cantidad importante de brechas debido al intemperismo y la erosión.

Algunos estratos del Oligoceno muestran deformación adoptando la forma de los plegamientos de la secuencia del Mesozoico y Paleoceno/Eoceno. Además, muchas de las fallas asociadas a estas estructuras terminan dentro de los estratos del Oligoceno.

La tectónica compresiva que afectó todo el oriente de México se asocia generalmente con la Orogenia Laramide, ocurrida del Cretácico Tardío al Cenozoico Temprano y se le considera responsable de la deformación de la secuencia mesozoica.

II.2.4 Modelo Sedimentológico

En las áreas clásicas de apertura se observa una secuencia de sedimentos y ambientes de depósito característicos. La secuencia inicia con sedimentos continentales tipo lechos rojos que se depositaron en los grábens al ocurrir el rompimiento en bloques, cabe señalar que estos sedimentos no han sido alcanzados por ningún pozo en la Región Marina. La secuencia continua con sedimentos salinos que sobreyacen presumiblemente a los sedimentos continentales. La sal se debió de depositar en mares muy someros con alto régimen de evaporación. Dadas tales condiciones, los ambientes de depósito comenzaron a migrar variando desde fluviales a litorales hasta llegar a facies de plataforma interna, la cual pudo comenzar a presentar cierta influencia carbonatada (Figura II.8).

Una vez instalada la plataforma y después de haber disminuido paulatinamente el aporte de terrígenos, la secuencia sedimentaria evolucionó a una rampa caracterizada hacia su parte inferior por terrígenos y hacia su cima con influencia carbonatada, posteriormente dominó la sedimentación carbonatada y el desarrollo de bancos oolíticos se hizo presente alcanzando su máximo desarrollo en esta etapa.

Una transgresión marina propició que los ambientes de depósito migraran hacia la línea de costa, cambiando la sedimentación de plataforma a ambientes de cuenca en condiciones anóxicas hacia el interior de la misma. Como consecuencia de lo anterior para el Cretácico, los ambientes se establecieron de cuenca en sentido estricto, excepto hacia los márgenes de la misma donde se

establecieron extensas plataformas carbonatadas cuyo margen permaneció estable durante casi todo el Cretácico. Para el caso particular del Golfo de México un suceso cambió la sedimentación a fines del periodo, propiciando el depósito de brechas en el talud y margas hacia el interior de la cuenca.

La descripción anterior corresponde al modelo sedimentológico generalizado para la secuencia Jurásica en el Golfo de México de acuerdo con su origen y evolución.

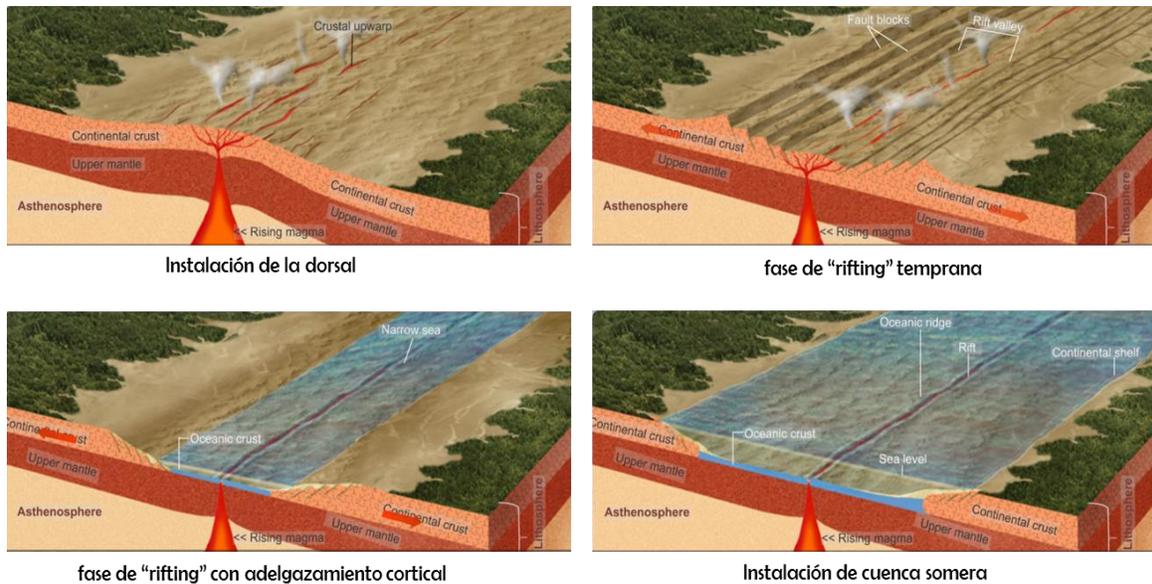


Figura II.8. Modelo de depósito conceptual para la secuencia Jurásica del Golfo de México, Recuperado de <http://recursostic.educacion.es/ciencias/biosfera/web>

Los resultados obtenidos de los trabajos que anteceden al presente se resumen en seis mapas regionales para los niveles: Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano, mostrando la distribución de las litofacies y paleoambientes para cada uno de estos niveles. A continuación se describen brevemente cada uno de los mapas en orden cronoestratigráfico y comenzando por la litología.

En los mapas de litofacies observamos que: el Oxfordiano muestra litofacies continentales que corresponden a altos locales de basamento, que de acuerdo con la litología descrita por los pozos que han cortado esta unidad en la península de Yucatán, estarían constituidos por granitoides, esquistos pelíticos y metacuarcitas intrusionadas por rocas ígneas de tipo diorítico, las cuales reportan edades desde el Cámbrico Tardío hasta el Silúrico - Misisípico.

En asociación estrecha a las rocas del basamento se reportan lechos rojos y abanicos aluviales compuestos por lutitas, limolitas horizontes delgados de bentonita color verde, arenas, areniscas de grano fino a muy fino, con intercalaciones de gravas cuarcíferas y escasas intercalaciones de carbonatos y sulfatos (anhidrita) hacia la cima. A esta unidad se le asigna una edad Triásico-Jurásico por correlación con la formación Lechos Rojos del noreste de México y Todos Santos de Guatemala.

La unidad de arenas y areniscas se distribuye circundando a toda la unidad de Lechos Rojos, pero localmente su distribución es considerable en dos sectores: en la cuenca de Chichxulub y en la porción nor-oriental de la zona marina. La informalmente denominada unidad de evaporitas y terrígenos alberga delgados horizontes de anhidritas, lutitas y limolitas; su distribución es muy restringida y esta confinada a la zona de transición marino-terrágena y en las zonas de transición, hacia los depocentros continentales. Los depocentros antes mencionados albergan a la unidad de lutitas, limolitas y mudstone en la figura II.9 se muestra un mapa de litofacies del Oxfordiano.

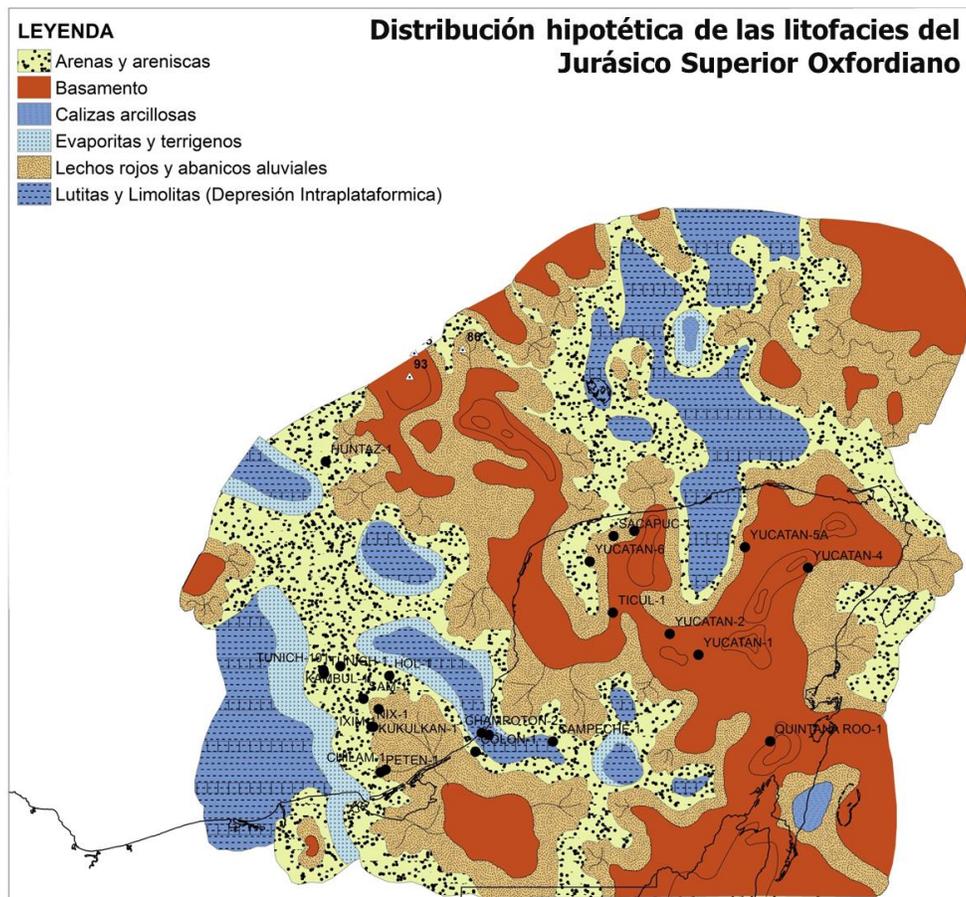


Figura II.9 Mapa de distribución hipotética de litofacies para el Oxfordiano, 2011.

El depósito de carbonatos está representado por una secuencia de wackestone-packestone de intraclastos y bioclastos con comunicación al continente por una entrada muy estrecha y truncada. En ésta unidad se identifican facies monticulares que se interpretan como posibles crecimientos orgánicos. En dirección hacia la cuenca se propone encontrar carbonatos de ambientes más profundos tales como mudstone-wackestone y calizas arcillosas.

Para el Kimmeridgiense se registró una migración lateral de las litofacies sobre una recién emplazada plataforma siliciclástica, que a mediados y finales de este periodo evolucionó a una plataforma carbonatada con desarrollo de rampa, sobre la cual se reactivaron fallas lísticas que en conjunto con el movimiento temprano de la sal, propiciaron las condiciones favorables para el desarrollo de los bancos oolíticos. Los altos estructurales que se habían manifestado como

afloramientos de basamento redujeron drásticamente su presencia y cedieron paso a los terrígenos continentales, que a su vez muestran migración lateral a terrígenos con evaporitas, estas secuencias están representadas por: lutitas, lutitas bentoníticas con intercalaciones de limolitas y areniscas con esporádicas intercalaciones de mudstone, evaporitas y dolomías.

El Kimmeridgiano medio está constituido por secuencias terrígenas y carbonatadas, las cuales marcan la transición a sedimentación carbonatada y están constituidos por lutitas, limolitas y areniscas, calizas con intercalaciones de lutitas, areniscas y dolomías con sombras de ooides. Los estudios realizados en los pozos de la Sonda de Campeche destacan que en este nivel inicia el desarrollo de los bancos oolíticos.

Para el Kimmeridgiano superior la secuencia es predominantemente carbonatada constituida por wackestone-packstone de pellets y ooides, dolomías que originalmente fueron packstone-grainstone de ooides. A este nivel corresponde la roca almacén con mayor potencial para el Play Bancos oolíticos del Kimmeridgiano, tomando en cuenta el carácter estructural por la relación que los altos estructurales guardan con el desarrollo de los bancos, las facies intra-bancos se han interpretado localmente como canales de mareas y estarían constituidos por dolomías, anhidritas y terrígenos (estos no se aprecian en este trabajo debido a la escala de los mapas). En la figura II.10 se muestra un mapa de litofacies del Kimmeridgiano

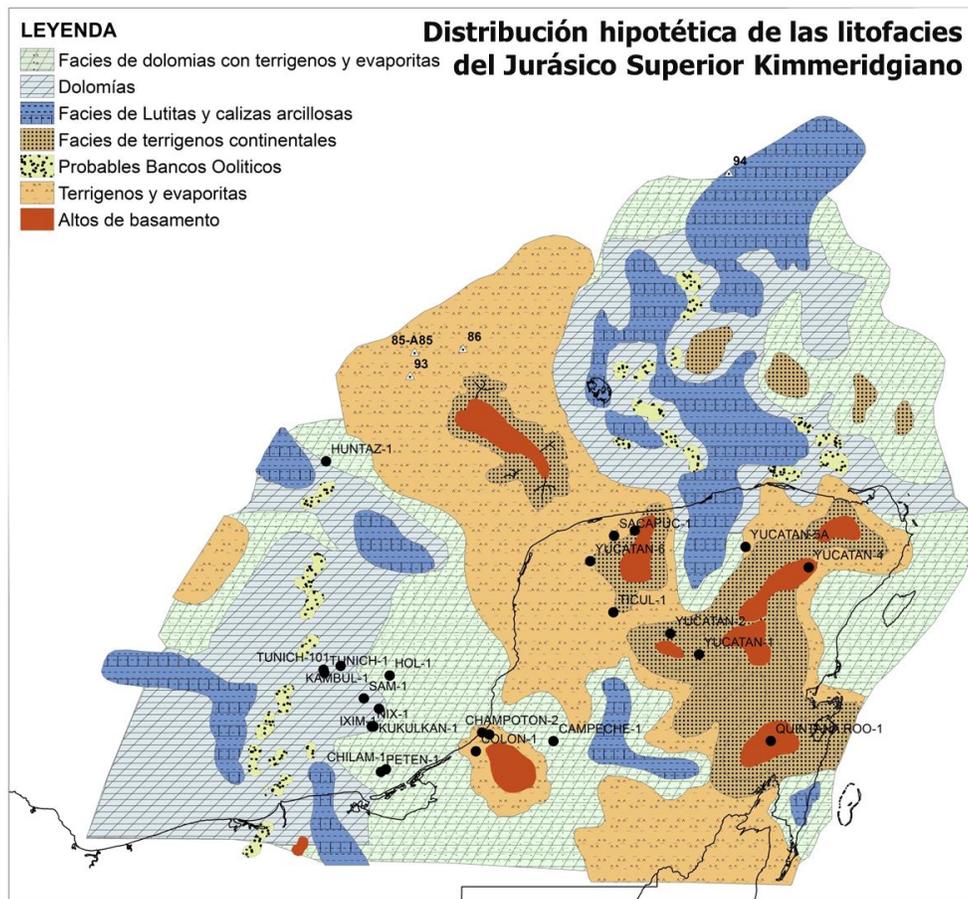


Figura II.10 Mapa de distribución hipotética de litofacies para el Kimmeridgiano, 2011.

Para el Tithoniano prevalecieron minúsculos altos de basamento aflorantes, circundan a estas secuencias de terrígenos con evaporitas de igual forma muy restringidas en extensión y a su vez, estas están rodeadas por litofacies de terrígenos con evaporitas con presencia de dolomías, que migraron lateralmente para dar lugar a la unidad de dolomías arcillo arenosas y estas a su vez, a las dolomías arcillosas. Las lutitas y calizas arcillosas se acentuaron en las depresiones intraplatafórmicas preexistentes y al interior de la cuenca abierta que fue ganando terreno en dirección de la plataforma.

La división del Tithoniano se basa en tres cambios en la sedimentación: la Inferior es predominantemente carbonatada: mudstone–wackestone y calizas arcillosas con intercalaciones de lutita a lutita calcárea. El Tithoniano Medio está constituido por mudstone de aspecto bituminoso a caliza arcillosa, en combinación con lutitas a lutitas bituminosas ligeramente calcáreas; en algunas partes carbonosas con lutitas con abundante contenido de materia orgánica de origen vegetal, que gradúa a caliza arcillosa bentonítica, mudstone–wackestone y caliza arcillosa de bioclastos e intraclastos, parcialmente recristalizado, que a su vez gradúa a dolomía microcristalina arcillosa, dolomías arcillo arenosas y estas a su vez a dolomías arcillosas, estas últimas características del Tithoniano Superior. En la figura II.11 se muestra un mapa de litofacies del Tithoniano.

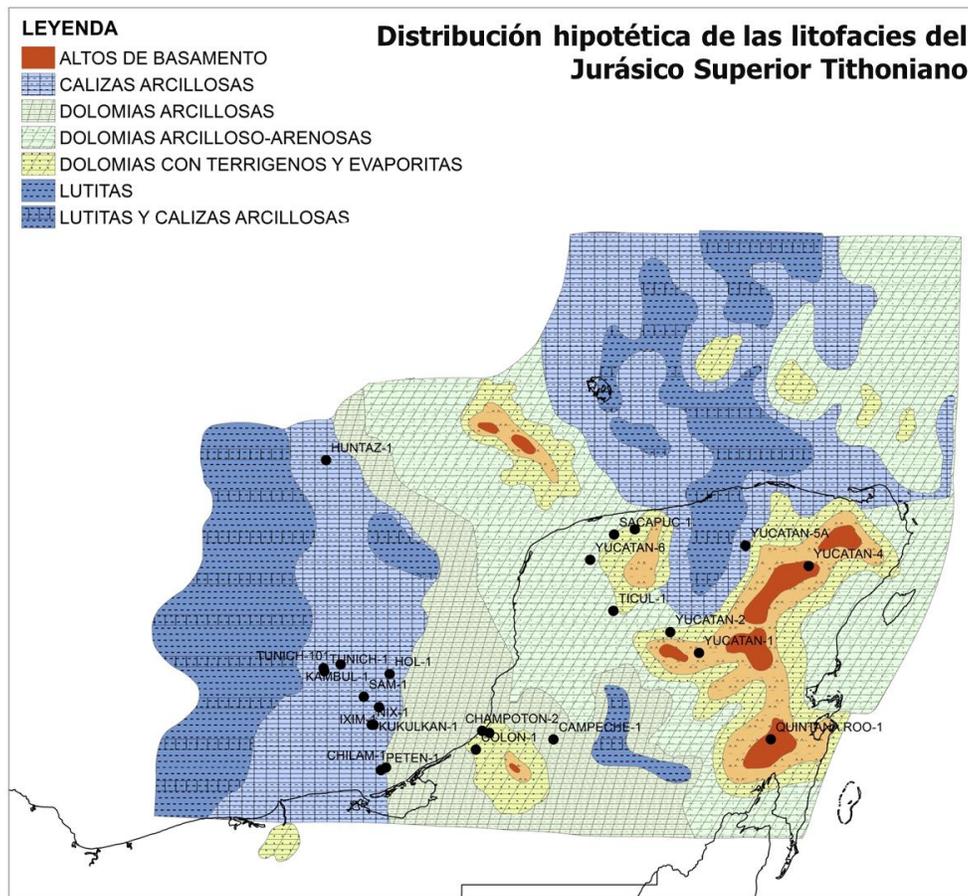


Figura II.11 Mapa de distribución hipotética de litofacies para el Tithoniano, 2011.

Cabe mencionar que los pozos que se han perforado sobre la península de Yucatán, ninguno ha cortado la secuencia del Jurásico Superior, sin embargo se considera que en la zona Marina del Golfo Profundo pueden existir condiciones análogas de depósito a las conocidas en la Sonda de Campeche, con sus respectivos cambios laterales debido a la migración de las facies en función de los cambios relativos del nivel del mar que acompañaron al proceso de apertura y configuración actual del Golfo de México.

En cuanto a los mapas paleoambientales es importante considerar como punto de partida, que en las áreas clásicas de apertura tenemos una secuencia de sedimentos y ambientes de depósito característicos, donde la secuencia inicia con la exposición sub aérea del basamento que originó sedimentos continentales que se depositaron en los grabens al concluir la etapa del Rift y dar inicio a la etapa del Drift.

Los ambientes de depósito para el Oxfordiano corresponden a ambientes costeros con sub ambientes que van desde la planicie aluvial a dunas costeras, depósitos de playa, depósitos eólicos con aportes por corrientes fluviales y canales de marea, que desembocan en ambientes marinos francos, representados por una plataforma interna terrígena para la unidad inferior (la unidad de arenas y areniscas), que posteriormente registraría un cambio en el régimen sedimentario a carbonatado (unidad superior) representada por el desarrollo de bancos oolíticos.

Cabe señalar la presencia de depresiones intraplataformicas sectorizando las extensas planicies aluviales, algunas de ellas tan someras que originaron lagunas restringidas, que a su vez originaron depósitos tipo sabkha en sus periferias. La transición del dominio terrígeno continental al marino carbonatado está representada por las facies tipo sabkha que bordean la planicie de mareas, y una rampa carbonatada somera con su respectiva profundización hacia la cuenca. Este postulado sedimentológico se aprecia en el mapa paleoambiental del Oxfordiano (Figura II.12).

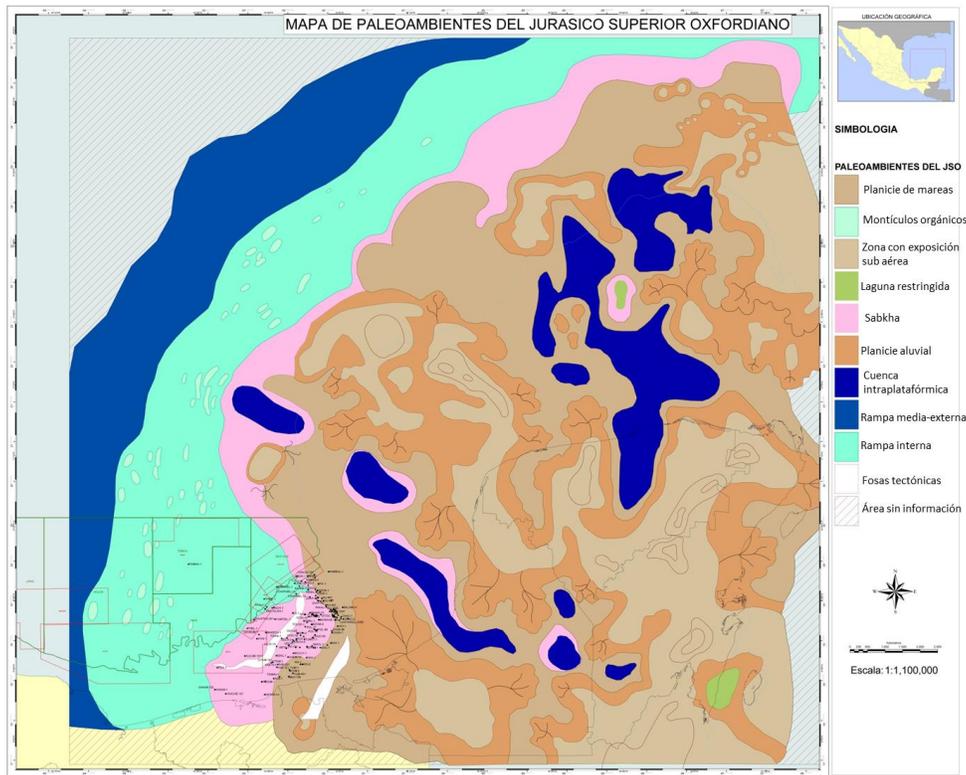


Figura II.12 Mapa paleoambiental del Oxfordiano, 2011.

Los ambientes de depósito para el Kimmeridgiano al igual que para el Oxfordiano corresponden a ambientes que van de lo continental a lo marino, pasando por los transicionales constituidos por los sub ambientes: eólicos, fluvial, aluvial, costero, sabkha, lagunar, rampa y cuenca.

Los ambientes continentales están representados por los altos de basamento aflorantes, asociados a estos tenemos a las planicies aluviales y estas a su vez, a las planicies costeras y de mareas. Cabe destacar la presencia de ambientes tipo sabkha que se desarrollaron en una extensa área asociados con los ambientes lagunares y son transicionales entre las planicies aluviales y las planicies costeras. Se sabe de la presencia de depresiones intraplatafórmicas locales, la mayor de ellas se ubica en la porción nor-oriental del área y por sus dimensiones se considera pudo desarrollar una rampa de tipo interna y debido a un periodo de exposición sub aérea pudiera estar dolomitizada.

Así mismo, se conoce la presencia de una extensa área dolomitizada que se extiende desde la planicie de mareas y hacia la rampa interna, esta área es la mejor conocida debido a la presencia de numerosos pozos exploratorios cuyo objetivo son los bancos oolíticos de esta edad. Cabe señalar que la dolomitización posterior favoreció el desarrollo de la porosidad que otorga a estas facies su calidad como roca almacén, característico del Kimmeridgiano. En la figura II.13 se muestra un mapa paleoambiental del Kimmeridgiano.

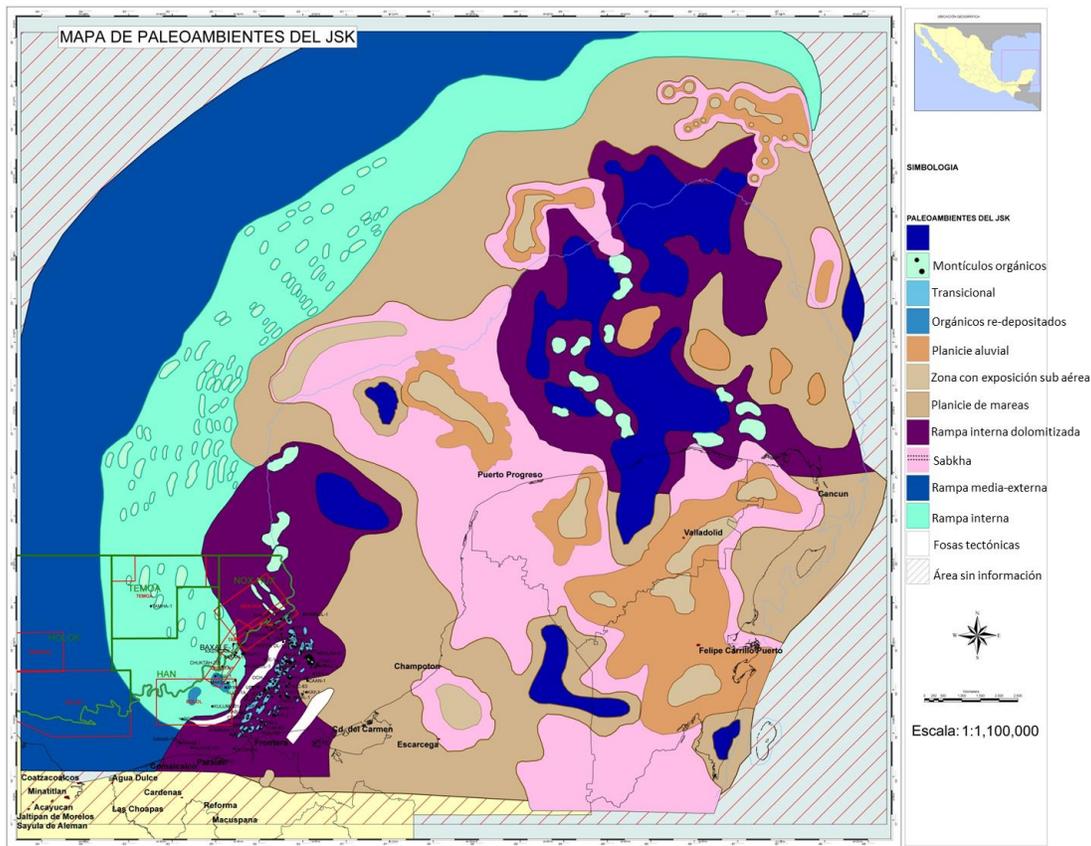


Figura II.13 Mapa paleoambiental del Kimmeridgiano, 2011.

Para el Tithoniano los ambientes de depósito variaron de continentales representados por los altos de basamento remanentes y las planicies aluviales a costeros y transicionales, estos últimos representados por las planicies costeras y la zona de supra marea, así mismo, se propone la presencia de pequeños sabkhas asociados a estas últimas pero dentro de la planicie aluvial. Por su parte, las depresiones intraplatafórmicas preexistentes prevalecieron y se profundizaron aún más consolidándose como cuencas restringidas, aunado un incremento en su extensión. Las facies de rampa media-externa circunscriben a las zonas de supra marea y a la rampa interna carbonatada que prevaleció para este periodo hacia la porción S-SW que se conoce por dato directo de pozo. En términos generales se considera que hacia la parte occidental del área prevalecieron condiciones de rampa que migro a ambientes más profundos tales como cuenca en dirección occidental. En la figura II.14 se muestra un mapa paleoambiental del Tithoniano.

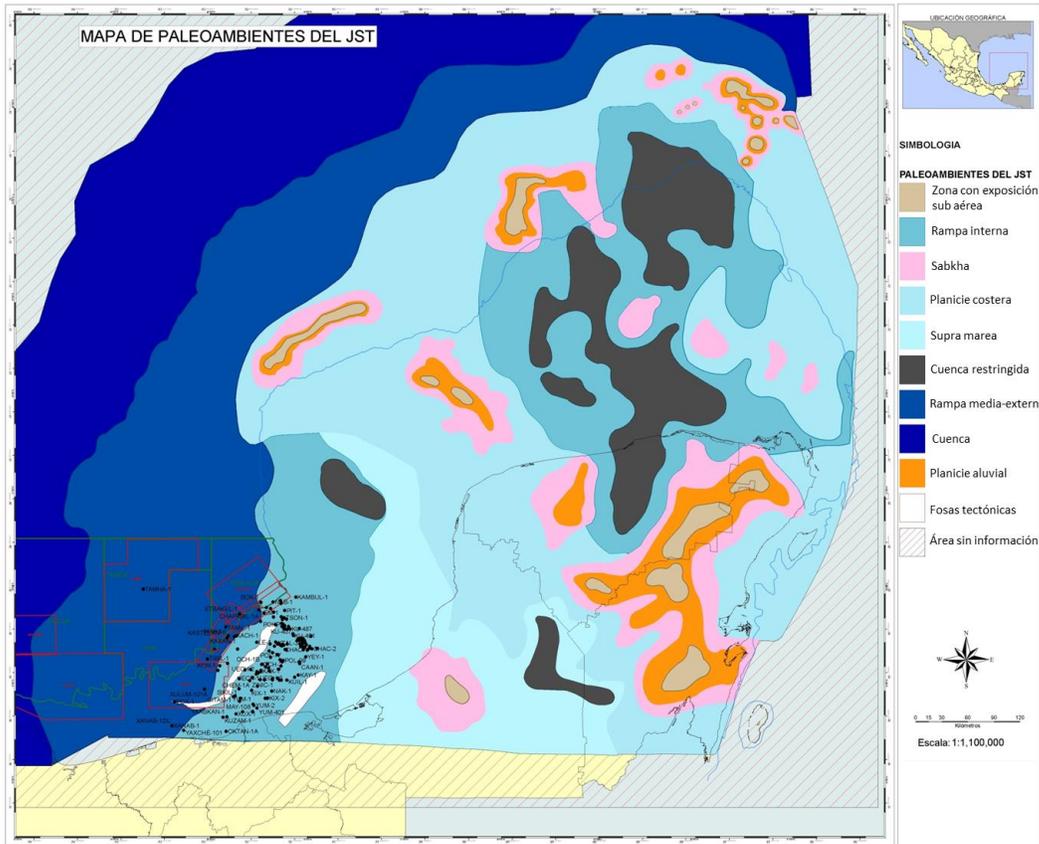


Figura II.14 Mapa paleoambiental del Tithoniano, 2011.

Los resultados que se obtuvieron al mapear los posibles ambientes de depósito y las litofacias asociadas, que integran los Plays del Jurásico Superior, señalan que existe la posibilidad de encontrar roca almacén en las facies carbonatadas del Oxfordiano (Tardío) y Kimmeridgiano, en lo que se interpretó como posibles crecimientos orgánicos, presumiblemente identificados como facies sísmicas monticulares (Figuras II.15 y II.16).

La formación de estos crecimientos orgánicos se relaciona estrechamente con la presencia de sal autóctona, en movimiento temprano ascendente debido a carga diferencial y/o asociados a fallas lítricas con despegue en la sal. Estos dos mecanismos pudieron haber originado (solos o en conjunto), los paleo altos topográficos que propiciaron las condiciones favorables para el desarrollo de los bancos oolíticos durante el Jurásico Superior.

Modelo Sedimentario del Jurásico Superior Oxfordiano Tardío

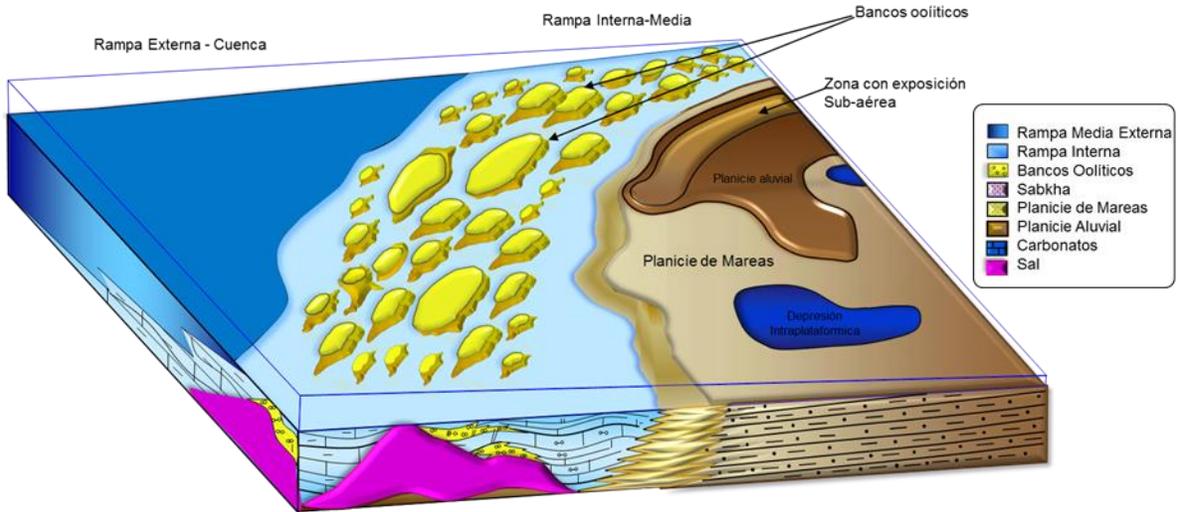


Figura II.15 Modelo sedimentario propuesto para el Oxfordiano Tardío, 2011.

Modelo Sedimentario del Jurásico Superior Kimmeridgiano

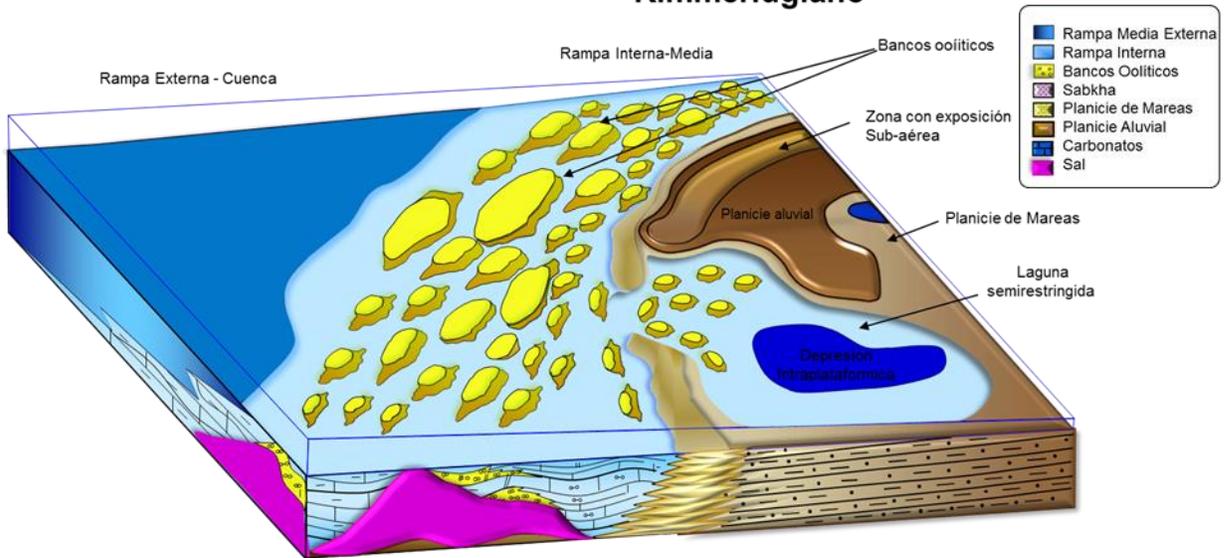


Figura II.16 Modelo sedimentario propuesto para el Kimmeridgiano, 2011.

II.2.5 Geología del Petróleo

El horizonte más prolífico de hidrocarburos en la Zona Marina es la secuencia estratigráfica del *Tithoniano* y las diferencias entre los hidrocarburos derivados de este se deben básicamente a: el grado de madurez alcanzado por las rocas tithonianas, desde poco maduras (generadoras de aceite con gravedades menores a 10 °API con contenidos de azufre mayores de 4%), hasta muy maduras (generadoras de aceites con valores superiores a 45°API con contenidos de azufre menores de 0.5%), aunque también son influenciados desde su origen por los ambientes de depósito que propiciaron el desarrollo y la acumulación de una gran cantidad de materia orgánica precursora.

Los subsistemas generadores de la Zona Marina fueron definidos por Romero et al., (2001), en tres horizontes generadores: Oxfordiano, Tithoniano y Mioceno. Sin embargo, más del 90% de toda la generación de hidrocarburos corresponde a la secuencia del Tithoniano (Ortuño, 1999).

En la secuencia sedimentaria de la Sonda de Campeche se han definido los sistemas petrolíferos del Oxfordiano, Kimmeridgiano - Berriasiano y Cenozoico. Para estos sistemas petrolíferos se han identificado, evaluado y caracterizado cuatro sub sistemas generadores de hidrocarburos que en orden estratigráfico son los siguientes:

- 1).- Subsistema Generador Oxfordiano (Romero I. A., 1995).
- 2).- Subsistema Generador Kimmeridgiano (Vera M. A., 1995).
- 3).- Subsistema Generador Tithoniano (Medrano M. L, 1994).
- 4).- Subsistema Generador Cenozoico (Eoceno - Mioceno), hipotético.

Sistema Petrolero Oxfordiano predominantemente “cerrado” definido por: un subsistema generador oxfordiano, con capacidad generadora de regular a buena, de carga moderada, responsable genético de los hidrocarburos de la familia I que carga a los Plays de la misma edad o quizás hasta el Kimmeridgiano Inferior y un subsistema de migración - entrampamiento lateral de alta resistencia.

Subsistema Generador Oxfordiano.- se conoce solamente en la porción N-NE de la Sonda de Campeche. Sus facies generadoras corresponden a horizontes arcillo calcáreos, niveles bentoníticos con algunas intercalaciones de calizas y carpetas de algas hacia la cima, sobreyacen a evaporitas y arenas eólicas que actúan como sello y roca almacén respectivamente. Los aceites de esta edad se han clasificado como provenientes de familia I, con valores API de medios a altos (21° a 48°), por lo que se considera provienen de material orgánico predominantemente bacteriano, asociado a un ambiente marino carbonatado en condiciones hipersalinas y anóxicas.

Sistema Petrolero Tithoniano esencialmente “abierto” definido por: un subsistema generador Tithoniano, con capacidad generadora de regular a excelente, carga generalmente moderada a súper cargada, responsable genético de los hidrocarburos de la Familia 2 (2A, 2B y 2C) que carga a los Plays del Kimmeridgiano, Cretácico y Eoceno. Un subsistema de migración - entrampamiento vertical de alta resistencia y un subsistema generador Cenozoico (hipotético), actualmente inactivo por inmadurez.

Subsistema Generador Tithoniano.- (Kimmeridgiano – Tithoniano - Berriasiano), constituye el principal precursor de los hidrocarburos en el área. Sus litofacies se asocian con ambientes marinos de régimen carbonatado que van de plataforma externa a cuenca. Se sugiere una edad que va del Kimmeridgiano Tardío al Berriasiano Temprano; se distribuye en toda la zona marina. Los aceites pertenecientes a esta familia varían en densidad de bajas a altas (10° a 50° API), por lo cual se asocian con materia orgánica producida en ambientes de baja salinidad.

Subsistema Generador Cenozoico (hipotético).- Se considera con mayores posibilidades en las facies arcillosas (lutitas calcáreas y lutitas bentónicas), del Eoceno y Mioceno. Aunque este subsistema presenta características de ser potencialmente generador, prácticamente en la Sonda de Campeche es inmaduro, a excepción del área S-SW cercana a la línea de costa, cuya madurez alcanza la base del Mioceno Medio. Aunque los biomarcadores indican que los aceites producidos en los intervalos del Cenozoico son cargados por el subsistema generador Tithoniano.

II.3 Marco geológico del área de estudio (Campeche Profundo, Sayab-3D).

El levantamiento sísmico Sayab 3D se localiza en las provincias fisiográficas del Golfo de México: Rampa continental y Talud continental (incluyendo los escarpes de Sigsbee y Campeche), (Ewing et al., 1955, 1958).

- a) Provincia fisiográfica Talud Continental. El talud continental se extiende desde el límite de la plataforma al límite superior de la rampa continental, o localmente a la planicie abisal. La profundidad media a la base del talud es de 2,800 m (Emery y Uchupi, 1972). Incluye nueve subprovincias, es de suave inclinación el piso marino en las regiones con sedimentación siliciclástica e inclinación abrupta en las regiones de naturaleza carbonatada, incluye montículos, mini cuencas y topografía de crestas y valles.
- b) Provincia fisiográfica Rampa Continental; comprende de la base del talud hasta el límite con la planicie abisal, en profundidades mayores de 2,880 m. hasta 3,700 m. Es una amplia zona con suave inclinación siendo más extensa al oriente del Golfo de México.

Martin y Bouma, 1978, consolidaron los nombres fisiográficos asignados a las provincias del Golfo de México, en un esquema basado en la topografía submarina que fue dividida en cinco niveles: nivel I corresponde al continente y a la cuenca oceánica; nivel II corresponde a las principales divisiones geomorfológicas (p. ej., margen continental); nivel III corresponde a la plataforma continental, talud continental, rampa continental y planicie abisal; nivel IV contempla a las subprovincias y principales rasgos subordinados y el nivel V contempla a todos los elementos de la topografía submarina presentes en las subprovincias (Figura II.17).

Como se mencionó previamente en el área en cuestión no se ha perforado aun pozo alguno y por lo tanto, se carece de datos duros provenientes de estos que proporcionen información fehaciente. Como consecuencia el conocimiento de esta área se limita a la interpretación sísmica de los rasgos estratigráficos y estructurales.

Así mismo, se mencionó que los antecedentes del presente consisten de trabajos regionales de interpretación sísmica 2D y modelado geológico geoquímico (basado en esta interpretación), los primeros han permitido reconocer y mapear patrones sísmicos cuyas facies asociadas corresponden con las facies sedimentarias reportadas en los mapas paleoambientales y de litofacies de la Región Marina, estos últimos han contribuido en la generación de expectativas de los subsistemas generadores dentro de los sistemas petrolíferos en el área.

Por otro lado, cabe mencionar que fue posible identificar dentro de las facies terrígenas del Play Oxfordiano, el estilo típico estructural del Play de arenas y areniscas asociadas a fallas de crecimiento hacia el área de las cuencas de Chichxulub y Bisal, con la salvedad que en este no se identifica el horizonte de anhidrita que típicamente acompaña a la secuencia de arenas-areniscas-anhidrita-sal, y que caracteriza la huella sísmica del Play en la región Marina. Fuera de estas zonas la posibilidad de encontrar roca almacén para este Play es baja dadas las facies sedimentarias que por antecedentes y analogía se considera están presentes.

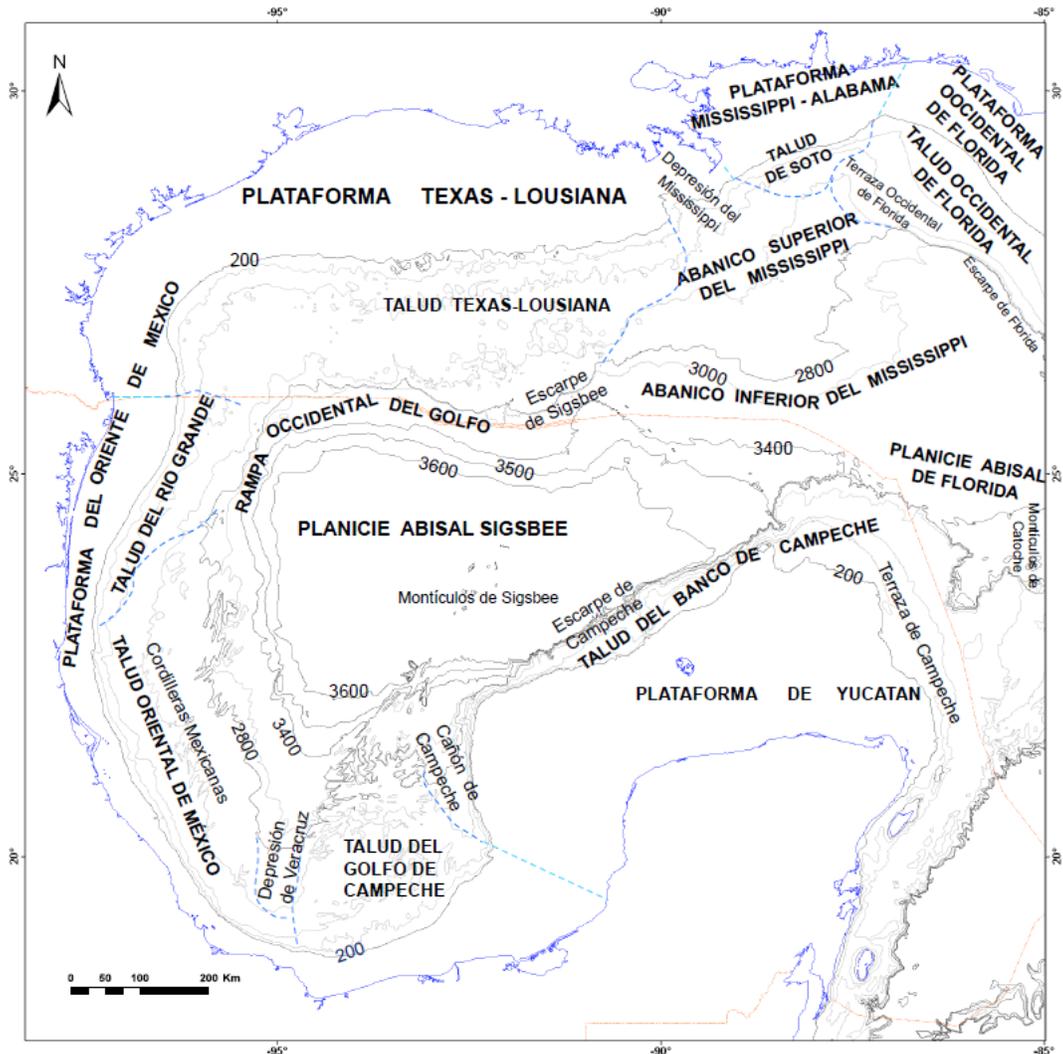


Figura II.17 Mapa fisiográfico batimétrico del Golfo de México (Martin y Bouma, 1978).

De acuerdo con la interpretación de los posibles crecimientos, su distribución tendría una tendencia general NE-SW y estarían restringidos a una franja para la cual se postulan facies de rampa interna y que al igual que en la Sonda de Campeche, estarían constituidos por wackestone-packestone de intraclastos y bioclastos.

Capítulo III Marco Teórico

Antecedentes

Suess (1885), definió el concepto de *eustacia* el cual corresponde con los cambios globales del nivel del mar. Sloss (1963), estableció el concepto de *secuencia* que corresponde a unidades de estratos limitados por discordancias. Tomando como base la estratigrafía regional de sedimentos intracratónicos del Precámbrico Superior al Reciente de Norteamérica. Wheller, H. E. (1959), describió unidades estratigráficas limitadas por discordancias regionales. Hallam, A. (1963), describió cambios eustáticos asociados a cambios en volúmenes de rocas acumuladas en los centros de expansión oceánica.

Curry, J. R., (1964), reconoció y describió las relaciones entre los cambios del nivel del mar y aporte de sedimentos. Describió períodos de ascenso del nivel del mar bajo aporte de sedimentos, que da como resultado agradación fluvial, costera y en zonas retiradas de la costa. Describió también periodos de descenso del nivel del mar y aporte de sedimentos con encajonamiento de ríos y progradación deltaica. Frazier (1974), realizó una subdivisión de sucesiones deltaicas del Río Mississippi en fases transgresivas, progradacionales y agradacionales y discutió controles autocíclicos y glacioeustáticos.

Payton, C. E. (Exxon Company 1977), publicó los conceptos de *Estratigrafía Sísmica* en la memoria 26 de la AAPG. Vail, P. R. (1977), relacionó los conceptos fundamentales de eustacia y los patrones de estratos limitados por discordancias resultantes, aplicados y documentados con perfiles sísmicos. Documentó que la eustacia es el mecanismo dominante para el desarrollo de secuencias. Publicó las primeras cartas de ciclos globales del nivel del mar (Precámbrico al Reciente), también, explicó por primera vez el significado cronoestratigráfico de los reflectores sísmicos.

Mitchum (1977), describió el concepto de secuencia depositacional, como un concepto importante en la estratigrafía. Brown, L.F., y Fischer, W.L., (1977), describieron el concepto de *system tracts* (sistemas de depósitos). Aplicó la estratigrafía sísmica al análisis de cuencas a escala sísmica, no orientada a problemas a escala de yacimientos. Brown, L.F., y Fischer, W.L., (1980), realizaron interpretación estratigráfica sísmica orientada a problemas a escala de yacimientos.

A finales de los 80's y principios del siglo pasado, muchos autores publicaron sobre estratigrafía de secuencias por lo que se consolidó esta área de investigación-aplicación sobre todo en la industria petrolera. Se estableció la metodología que integra a diferentes áreas de geociencias y que es utilizada principalmente para la caracterización de yacimientos petroleros.

La estratigrafía de secuencias también es aplicada extensamente en estudios de y entre unidades estratigráficas a nivel de afloramiento. Vail P. R., Colin, J. P., Chene, R. J. y Kuchli, J. (1987), publicaron modelos de Estratigrafía de secuencias para depósitos terrígenos (slug model), en el Atlas de Estratigrafía sísmica de la AAPG, Editor Bally). Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. y Hardenbol, J. (1998), publicaron los conceptos clave de estratigrafía de secuencias, en el Atlas de Estratigrafía sísmica de la AAPG, Editor Bally).

Haq, B. U., (1987 y 1991), Publicaron la carta de ciclos eustáticos del Mesozoico y Cenozoico (1987) y los principios de Estratigrafía de Secuencias (1991), respectivamente.

Sarg, J. F., (1988), publicó un documento geológico detallado sobre Estratigrafía de Secuencias de Sistemas carbonatados. Posamentier, H. W., Jervey, Loutit, Van-Wagoner, J.C., y Vail, P.R., (1988), publicaron los conceptos de Estratigrafía de Secuencias revisado (Pub. Especial 42 de SEPM, Editor Wilgus).

Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. W., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S. y Hardenbol, J. (1988), publicaron un artículo amplio sobre Estratigrafía de Secuencias en sistemas siliciclásticos, empleando registros de pozos, núcleos y afloramientos. Posamentier, H.W. y James, D. P. (1993), publicaron sobre las aplicaciones de la estratigrafía de secuencias a yacimientos en areniscas de plataforma, empleando análogos de afloramientos del Cretácico de las Montañas Book Cliffs (Utah y Colorado). También publicaron sobre Estratigrafía de Secuencias y las facies características de secuencias siliciclásticas y carbonatadas.

Posamentier, H.W. y James, D. P. (1993), publicaron un interesante artículo sobre los abusos del uso de la Estratigrafía de Secuencias. Posamentier, H.W. y Allen (1999), publicaron los Conceptos y actualizaciones de la Estratigrafía de Secuencias. Weimer y Slatt (1999), publicaron sobre la Relación entre Estratigrafía de secuencias y sistemas terrígenos deltáicos y turbidíticos marinos profundos. Mutti, E. (1999). Publicó sobre sistemas turbidíticos marinos y la relación con la Estratigrafía de Secuencias. Harris (1999), publicó un extenso y completo artículo sobre Estratigrafía de Secuencias de Sistemas carbonatados.

III.1 Estratigrafía sísmica conceptos y principios

Sismoestratigrafía

Rama de la estratigrafía que estudia las secuencias de depósito asociadas a los diferentes estadios de los ciclos eustáticos y en la cual, se utilizan paquetes sedimentarios definidos en base a datos sísmicos como unidades de correlación (Peter R. Vail).

Alcances de la estratigrafía sísmica:

- a) Definir las condiciones de depósito
- b) Describir ambientes y facies
- c) Reconstruir la historia geológica
- d) Predecir la litología esperada
- e) Estimar cambios de facies
- f) Enfocar las trampas estratigráficas

La estratigrafía sísmica es un método de interpretación basado en definiciones precisas y en el que se procede en forma secuencial dependiendo de los objetivos de estudio e información disponible. El método se fundamenta en la descripción de un margen continental pasivo como modelo geológico de sedimentación así como, la aplicación de conceptos de geología estructural.

Con ambas herramientas la estratigrafía sísmica puede deducir la litología, episodios tectónicos y ambientes de depósito, con la finalidad de reconstruir la historia geológica del área de estudio.

En 1977, cuando Vail y sus colaboradores publicaron las técnicas que habían desarrollado referente a la interpretación de las secciones sísmicas, reconocieron que las señales de movimiento eustático fueron expresadas por las principales discordancias y causaron una revolución en el análisis estratigráfico. Asumieron que los reflectores sísmicos continuos en secciones geofísicas acústicas, son estrechas coincidencias con el crono o límites de tiempo, como los planos de estratificación y discordancias.

Establecieron que las discordancias son claramente reconocibles en secciones sísmicas marinas y asumieron que al igual que las discordancias del Paleozoico identificados por Wheeler, 1958., y Sloss, 1963., 1972., Sloss, 1974, fueron producto de los cambios a nivel mundial en el nivel del mar o eustatismo. Señalaron que las discordancias envuelven paquetes de reflectores y llamaron a estas, *secuencias sísmicas*. Que a su vez están delimitadas por reflectores sísmicos onlapandose y que terminan ya sea contra la superficie de discordancia inferior o uno contra el otro.

Utilizando técnicas desarrolladas por Schuchert, 1916., Umbgrove, 1939 y Wheeler, 1958., asumieron que la posición de los reflectores sísmicos onlapandose, estuvo controlada por el nivel base de la línea de marea alta. Así, una secuencia puede ser representada en una carta de invasión marina y se puede representar hasta qué punto, la cuña de sedimentos marinos llegó a los sedimentos costeros y aluviales (representada sísmicamente), onlapando un margen de cuenca (Vail et al., 1977).

Se construyó un gráfico de una secuencia agradante para mostrar la componente vertical por la cual, los reflectores sísmicos onlapandose habían subido o bajado (Vail et al., 1977). Se correlacionaron los ciclos de cambios relativos del nivel del mar en varias ubicaciones y se construyeron gráficos que incorporaron la presencia de sedimentos onlap con los ciclos globales. Usando las medidas agradacionales de la sísmica, Vail et al., estimaron la magnitud de las invasiones en relación al nivel del mar. Sin embargo, reconocieron que la posición de un evento eustático en el continente, se complica por los efectos locales de la subsidencia tectónica (Bally, 1981; Watts, 1982; Thorne y Watts, 1984).

Esto puede explicar por qué las curvas de nivel del mar para el Jurásico compiladas por Hallam (1981); Vail y Todd (1981), a partir de diferentes fuentes de datos, registran diferentes posiciones para el mismo nivel del mar. Posamentier y Allen (1999) confirmaron este efecto de tectonismo local, con un diagrama de bloques de un margen que mostraba diferentes eventos tectónicos a lo largo de la cuenca y en consecuencia, diferentes posiciones relativas del nivel del mar.

Tras la publicación de Vail et al. (1977), en 1988 Jervey publicó un documento que revolucionó la manera en que vemos la relación entre la tectónica, eustatismo y sedimentación. Lo hizo mediante una simulación sedimentaria 2D. Al mismo tiempo, la comprensión de los sistemas adquirió fuerza con las publicaciones sobre estos en Baum y Vail 1988, Donovan et al. 1988, y Loutit et al., 1988.

La estratigrafía sísmica *busca recuperar información estratigráfica a partir del análisis cualitativo de los eventos de la sísmica de reflexión*. El supuesto subyacente es simple: reflexiones sísmicas

dentro de una secuencia depositacional, se generaron a lo largo de las superficies de depósito que tienen significativa impedancia acústica.

Debido a que las superficies de depósito se suponen superficies depositacionales, relictos o capas que se formaron casi instantáneamente, esas reflexiones se suponen entonces cronoestratigráficamente significativas. Este supuesto tiene dominado la interpretación geológica de los datos sísmicos para las últimas décadas (Vail et al., 1977).

Aunque Vail et al., 1977 advirtieron que la precisión de correlación en tiempo estratigráfico utilizando datos sísmicos es solo de $\pm 1/2$ longitud de onda (o ± 1 evento sísmica de reflexión), la afirmación rígida que las reflexiones sísmicas primarias son siempre estratigráficas, puede conducir a interpretaciones erróneas (Zeng and Kerans, 2003).

La estratigrafía sísmica apareció en los años 1970 (Vail, 1975; Vail et al., 1977), provocando una revolución en la estratigrafía. Conjuntamente con el concepto de estratigrafía sísmica se publicó la carta de los ciclos globales (Vail et al., 1977), basada sobre el postulado que el eustatismo es el motor principal de la formación de las secuencias y de la ciclicidad estratigráfica.

Cuando se incorporaron a la estratigrafía sísmica los datos de campo y de perforaciones, se pasó a la estratigrafía secuencial; esto fue en los años 1980 (Posamentier et al., 1988; Posamentier y Vail, 1988; Van Wagoner et al., 1990). Pero en su comienzo, la estratigrafía secuencial presentaba al eustatismo global como el principal (y para muchos autores el único) motor de la génesis de las secuencias, la carta de los ciclos eustáticos globales (la carta de Vail) constituía con la estratigrafía secuencial un conjunto inseparable.

En los años 1990 la noción de variación del nivel del mar (es decir la noción de eustatismo global), a la variación relativa del nivel del mar constituyó un avance mayor en la estratigrafía secuencial. Con esta nueva noción de variación relativa del nivel del mar (o de nivel base), no intervienen las consideraciones relativas a las fluctuaciones del nivel eustático o de tectónica en la determinación de las secuencias o de los otros elementos (sistemas sedimentarios, superficies estratigráficas) de la estratigrafía secuencial. Por el contrario, la naturaleza de las superficies y la relación de las unidades estratigráficas entre ellas, son consideradas como elaboradas según una curva de los cambios relativos del nivel del mar, que toma en cuenta tanto lo que corresponde al eustatismo a la tectónica y a los otros controles alógenos de la sedimentación.

El gran desarrollo de la estratigrafía sísmica se dio principalmente por la industria del petróleo, en particular por su interés para la interpretación de medios sedimentarios y por su potencial aplicado en la prospección de hidrocarburos (Brown y Fisher, 1980; Berg, 1982, Balch y Lee, 1984; Hubbard et al., 1985). Subsecuentemente estos estudios dieron lugar al establecimiento conceptual de factores de control y evolución a escala global de parámetros tales como cambios eustáticos (Miall, 1986).

Definición.- La estratigrafía sísmica es la disciplina que pretende interpretar y modelar estratigráficamente las facies sedimentarias y su historia geológica, a partir de los datos de sísmica de reflexión en relación con cambios globales del nivel del mar (Cross y Lessenger, 1988).

III.2 Estratigrafía de secuencias

A finales de los años ochenta nace un nuevo concepto de la estratigrafía denominado *Estratigrafía Secuencial*, que versa sobre la redistribución continua de los sedimentos mediante los cambios relativos o globales del nivel mar y representa hoy en día una de las teorías fundamentales en Geología. Gran parte de este estudio deriva directamente del establecimiento del concepto de secuencia y el reconocimiento de unidades limitadas por discontinuidades. Gracias a esta teoría los geólogos tienen una herramienta para explicar y predecir la distribución espacial, temporal y composicional de los sedimentos.

La unidad fundamental de la estratigrafía de secuencias es la secuencia, la cual está limitada por conformidades e inconformidades. Una secuencia puede ser dividida en *sistemas* definidos por su posición dentro de la secuencia y por los patrones de apilamiento de una parasecuencias limitada por superficies de estratificación.

Estas unidades de depósito se definen con base en la geometría de los estratos y se desarrollan en respuesta a los cambios por acomodamiento en la plataforma; consiste de un marco cronoestratigráfico global de estratos genéticamente relacionados, limitados por superficies de erosión (discontinuidades), de no depósito o sus respectivas conformidades, dentro de este marco se define la distribución de sistemas de depósito, los ambientes de depósito asociados y sus litofacies, estas unidades de litofacies podrían ser reducidas a intervalos sincrónicos limitados por superficies de estratificación, o por intervalos no sincrónicos que pasan a través de las superficies de estratificación.

La estratigrafía de secuencias es el estudio de las relaciones de las rocas sedimentarias dentro de un marco cronoestratigráfico de superficies de estratos, discordancias regionales y sus conformidades correlativas. Esas relaciones incluyen la distribución de ambientes de depósito y litofacies dentro de ese marco establecido. El análisis estratigráfico secuencial puede aplicarse a pozos afloramientos y datos sísmicos, idealmente involucra la interpretación integrada de todos estos datos.

Existen dos preceptos básicos en la estratigrafía de secuencias: las superficies estratigráficas que corresponden a líneas de tiempo geológico y las reflexiones sísmicas que corresponden a superficies estratigráficas y representan líneas de tiempo geológico dentro de los límites de la resolución sísmica.

En la estratigrafía de secuencias existen dos tipos de secuencias:

Secuencias Exxon limitada por discordancias definida por Mitchum, 1977.

Secuencias genéticas limitadas por superficies de inundación marina (MFS) Galloway, 1989.

El modelo estratigráfico secuencial de Exxon caracteriza los sedimentos depositados durante un solo ciclo del nivel eustático del mar, bajo tres sistemas de depósito principales (System tracs) (e.g. Vail et al., 1991), (Figura III.1).

III.2.1 Secuencia estratigráfica significado y clasificación

El término *secuencia estratigráfica* fue introducido por Galloway, 1989. El cual consiste en una *unidad depositacional regresiva, limitada por superficies transgresivas*.

De igual forma describió la secuencia como un paquete de sedimentos que registran un episodio significativo de relleno de cuenca y construcción exterior de margen de cuenca, limitado por periodos de extensa inundación en la margen de la cuenca.

El desarrollo de las secuencias está relacionado con la interacción de factores globales y regionales tales como ciclos globales de cambios de nivel del mar, diastrofismo, subsidencia y aporte sedimentario. Los cambios eustáticos relativos en una cuenca desarrollados por la interacción de estos factores, se materializan en una predecible distribución espacial de litofacies relacionadas genéticamente, denominadas sistemas depositacionales (Fisher y McGower, 1967). El conjunto de Sistemas depositacionales contemporáneos es denominado con el término cortejo sedimentario (Brown y Fisher, 1977; Posamentier et al., 1988).

La secuencia estratigráfica se basa en el concepto de Frazier's (1974), de sucesiones deltaicas de episodios depositacionales (Río Mississippi), en fases transgresivas, progradacionales y agradacionales y discutió controles autocíclicos y glacioeustáticos.

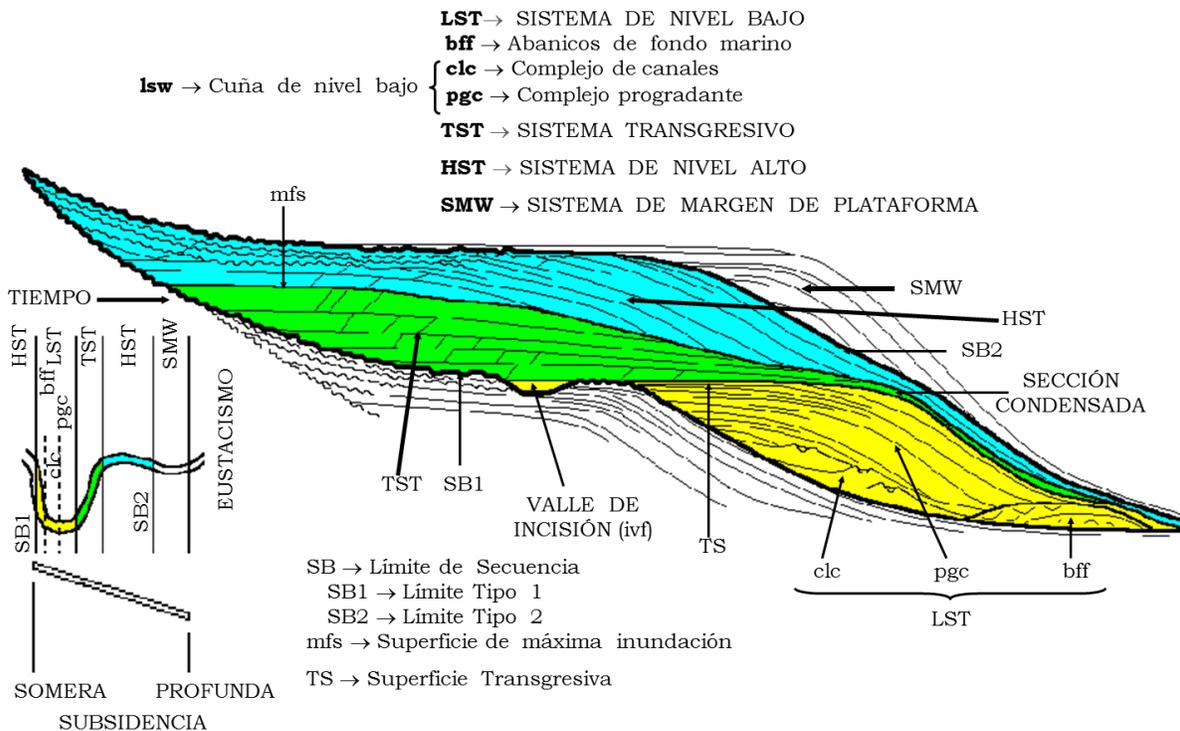


Figura III.1 Arquitectura de la estratigrafía de secuencias (Modificada de Peter Vail 1977).

III.2.2 Modelo de estratigrafía secuencial

El modelo de estratigrafía secuencial contribuye a explicar de forma general como se han edificado los márgenes continentales y las cuencas oceánicas durante la dinámica marcada por las variaciones del nivel del mar. La dinámica geológica que caracteriza a cada estadio del nivel del mar contribuye a formar sistemas depositacionales con facies, geometría y configuración interna típicas. Las características típicas de los cuerpos depositacionales pueden verse afectados por otra serie de procesos dinámicos, como son: la tectónica (levantamiento/subsidencia), morfología y oceanográfica durante su evolución a través del tiempo.

La tectónica condiciona principalmente la preservación, geometría y configuración interna de las secuencias sedimentarias. La morfología del medio marino y su evolución temporal también condicionan la preservación y geometría así como, la variabilidad lateral del desarrollo de las secuencias que se van depositando en respuesta a los cambios del nivel del mar. Con la estratigrafía secuencial se realiza la diferenciación en el relleno sedimentario de una cuenca, de volúmenes de materiales separados por superficies reconocibles en el conjunto de la cuenca y que corresponden a eventos (tectónicos, eustáticos, etc.).

Tiene dos acepciones:

- a) Concepto analítico
- b) Concepto sintético

a) concepto analítico: se refiere a la interpretación y uso moderno de la estratigrafía considerando las asociaciones de facies, elaboradas a partir de datos de geología del subsuelo (estratigrafía sísmica) o de datos de observación de campo, que permitan reconocer los límites de ciclos en una cuenca sedimentaria. A estas unidades se les denomina “unidades genéticas”.

b) concepto sintético: considera que durante la historia de la tierra han sucedido diferentes cambios globales que han quedado registrados en los rellenos de las cuencas sedimentarias, muy diversas y distantes. Elabora una escala temporal de dichos cambios globales: cronoestratigrafía secuencial.

La estratigrafía de secuencias es una forma diferente de examinar la estratigrafía de una cuenca sedimentaria:

- Proporciona un marco cronoestratigráfico en una sucesión de estratos.
- Permite correlacionar facies diferentes pero contemporáneas.
- Como parte fundamental utiliza las líneas de tiempo para la correlación de facies contemporáneas.
- Sus estudios no están restringidos a sedimentos marinos.

III.3 Análisis de secuencias

El desarrollo de las secuencias está relacionado con la interacción de factores globales y regionales, tales como ciclos globales de cambios de nivel del mar, diastrofismo, subsidencia y aporte sedimentario. Los cambios eustáticos relativos en una cuenca desarrollados por la interacción de estos factores, se materializan en una predecible distribución espacial de litofacies relacionadas genéticamente, denominadas sistemas depositacionales (Fisher y McGower, 1967). El conjunto de sistemas depositacionales contemporáneos se denomina **sistema sedimentario** (Brown y Fisher, 1977; Posamentier et al., 1988).

El término de secuencia sísmica fue introducido por Vail y colaboradores (1977), como una modificación del término secuencia depositacional. Mitchum y colaboradores (1977), retomando las ideas de Sloss (1963) y Frazier (1974), definen el término secuencia depositacional como una “sucesión continua de estratos genéticamente desarrollados, limitados en su cima y su base por discontinuidades o por continuidades correlativas”.

La secuencia se desarrolla entre los dos mínimos eustáticos relativos de un ciclo eustático y comprende varios sistemas sedimentarios, correspondientes a los diversos segmentos de la curva eustática (Posamentier et al., 1988).

Las reflexiones sísmicas están compuestas de reflexiones individuales originadas por superficies que separan depósitos con diferente impedancia acústica. Por este motivo, las reflexiones sísmicas suelen coincidir con superficies de estratificación o discontinuidades y tienen el mismo significado cronoestratigráfico que estas (Mitchum et al., 1977).

El equivalente de una secuencia depositacional en estratigrafía sísmica recibe el término de secuencia sísmica. La secuencia sísmica se define como un conjunto de reflectores continuos en el espacio y el tiempo genéticamente relacionados, que están limitados en su cima y su base por discontinuidades o por sus continuidades correlativas (Vail et al., 1977; Brown y Fisher, 1980; Cross y Lessenger, 1988).

III.3.1 Límites de Secuencias

Los límites de secuencias están definidos por discontinuidades, continuidades correlativas o hiatos. Para Brown y Fisher (1980) estos puede ser erosionales, no erosionales y continuos.

Las discontinuidades que limitan tanto las secuencias como los sistemas, están representados por la superficie envolvente de las terminaciones de los reflectores. Por encima de la discontinuidad, son posibles tres tipos de terminaciones: downlap, onlap y concordante.

Por debajo de la discontinuidad, son posibles tres tipos de terminaciones: truncamiento erosional, truncamiento aparente y truncamiento toplap (Mitchum et al., 1977).

Además de estos por encima y por debajo de una discontinuidad puede existir una disposición concordante que puede corresponder a una continuidad correlativa lateralmente con una discontinuidad, hiato o una sección condensada. El solapamiento costero y la truncación erosional coinciden siempre con límites de secuencia por implicar la existencia de una discontinuidad producida por un cambio relativo del nivel del mar. Las otras geometrías pueden corresponder a límites de secuencia sísmica, de depósito o de sistemas sedimentarios.

La definición de secuencia sísmica implica la existencia en su base y su cima, de discontinuidades desarrolladas durante cambios consecutivos del nivel del mar, Vail et al., (1984), definen dos tipos de discontinuidades en función de la velocidad y extensión a la que se produce el descenso eustático.

Las discontinuidades tipo 1 se caracterizan por una etapa de erosión submarina y subaérea en la cima de la secuencia. Estas se forman cuando la velocidad de descenso del nivel eustático excede a la subsidencia, en el borde de la plataforma continental. Bajo estas condiciones se produce un desplazamiento del solapamiento expansivo costero, por debajo del borde de la plataforma, produciendo la exposición subaérea de la misma y el encajonamiento de los valles fluviales, por rejuvenecimiento del perfil de equilibrio y formación de cañones submarinos en el borde de la plataforma y el talud, que controlan el desarrollo de abanicos submarinos en su base.

Las discontinuidades del tipo II presentan únicamente erosión subaérea en la parte interna y media de la plataforma sin alcanzar el borde. Estas se forman cuando la velocidad del descenso eustático es inferior a la subsidencia en el borde de la plataforma, pero excede a la de la parte interna. El desplazamiento de los depocentros hacia el centro de la cuenca se puede traducir en un solapamiento expansivo distal.

Las discontinuidades del tipo I y II constituyen la base de las secuencias depositacionales del tipo I y II respectivamente, definidas por Vail y colaboradores (1984).

Galloway (1989) introduce un nuevo concepto en el análisis estratigráfico de cuencas. Este nuevo concepto hace referencia a la secuencia estratigráfica genética, la cual se diferencia de la secuencia depositacional en sus límites, los cuales en lugar de estar constituidos por superficies de discontinuidad, están definidos por superficies de máxima inundación desarrolladas al final de los periodos transgresivos.

Mecanismos de evolución de los sistemas depositacionales y su relación con las fluctuaciones del nivel del mar

La mayoría de los sistemas depositacionales desarrollados en el margen continental aparecen en sucesiones de facies contemporáneas, interrelacionada entre sí, que responden a una determinada posición del nivel del mar. Cada una de estas sucesiones puede delimitarse mediante superficies de inundación marina y se denomina parasecuencia (Van Wagoner, 1985).

El conjunto de parasecuencias asociadas a un segmento de la curva de nivel relativo del mar, constituye un sistema sedimentario. Estos sistemas están delimitados por discontinuidades que se desarrollan en los momentos de desequilibrio, entre la subsidencia y la oscilación eustática y el aporte sedimentario.

Van Wagoner y colaboradores (1988), emplean los sistemas sedimentarios para establecer tres subdivisiones en cada tipo de secuencia: la secuencia Tipo I está formada por los sistemas: de nivel bajo del mar tansgresivo y nivel ato del mar. La secuencia Tipo II está formada por los sistemas de borde de plataforma, transgresivo y de nivel ato del mar.

Sistema de nivel bajo del mar

El Sistema de nivel bajo del mar, está asociado a un descenso de Tipo I (Van Wagoner et al., 1988). Relacionándose únicamente con este tipo de descenso a la mayoría de los depósitos acumulados en el margen continental distal. La acumulación de depósitos en la base del talud continental, no es considerada en los descensos del mar del Tipo II por los referidos autores. El sistema de borde de plataforma, no se incluye en la asociación del sistema de nivel bajo del mar, aunque se ha desarrollado en el mismo segmento de la curva eustática.

El ciclo depositacional durante un cambio eustático puede describirse conceptualmente a partir de un nivel bajo del mar (Vail et al., 1984), cuando la línea de costa se aproxima al borde de la plataforma continental. El desplazamiento de los depocentros se produce en función del balance entre las velocidades de descenso eustático y subsidencia en el borde de la plataforma, que pueden dar lugar a descensos relativos del tipo I y Tipo II. Un descenso Tipo I favorece la transferencia directa de materiales terrígenos al talud y base de talud, principalmente a través de cañones que socavan la plataforma. Durante esta fase de nivel bajo del mar se desarrollan dos conjuntos separados no contemporáneos: sistemas turbidíticos (Mutti y Sgavetti, 1987) y sistemas progradantes en cuña (Vail, 1987). (Figura III.2).

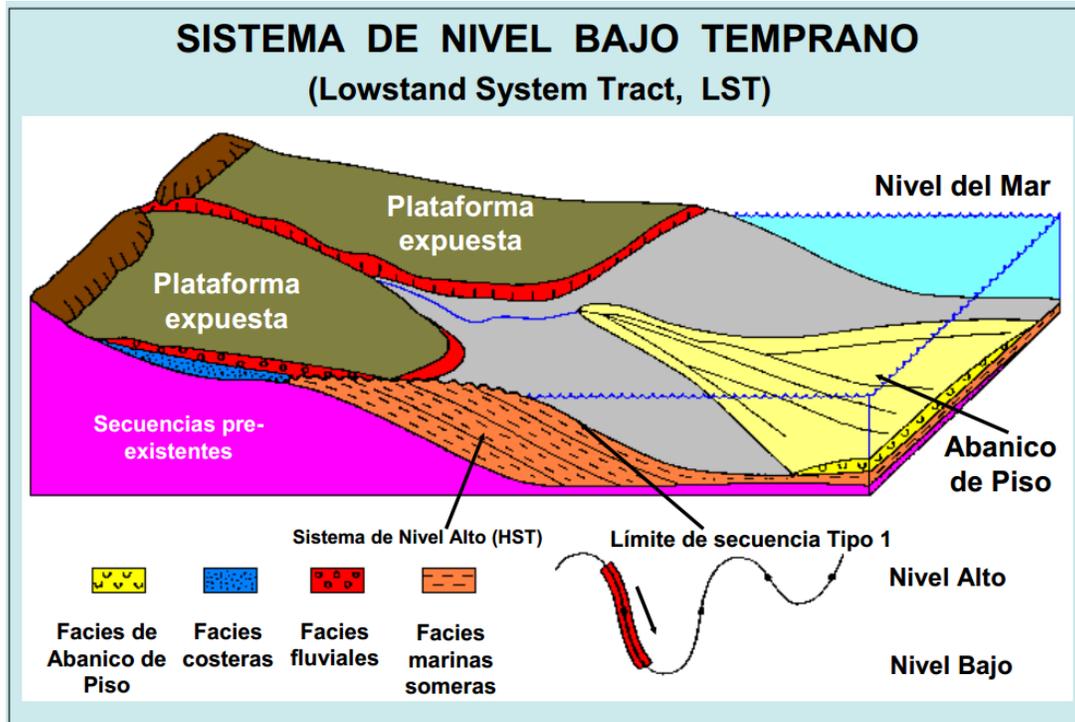


Figura III.2 Sistema de nivel bajo del mar temprano (*Lowstand System Tract, LST*), modificado de Posamentier y Vail, 1988.

Sistemas progradantes en cuña

Los sistemas progradantes en cuña son una sucesión de sistemas depositacionales regresivos acumulados en los cañones y en el talud, al final de un rápido descenso relativo del nivel del mar cuando la línea de costa se desplaza al talud superior (Posamentier y Vail, 1988).

El límite inferior es un downlap, como consecuencia del inicio de su desarrollo a partir del momento en que la subsidencia supera a la velocidad del descenso eustático del nivel del mar. Presenta una estructura agradacional y progradacional con solapamiento expansivo de las terminaciones (Figura III.3).

Estos depósitos se acumulan en condiciones de altas tasas de sedimentación, favorecidos por un ambiente de alta energía (corriente y oleaje), sobre el talud superior que favorece la inestabilidad sedimentaria en los depocentros someros así como, la dispersión de estos depósitos a lo largo del borde de la plataforma por deriva litoral (Posamentier y Vail, 1988).

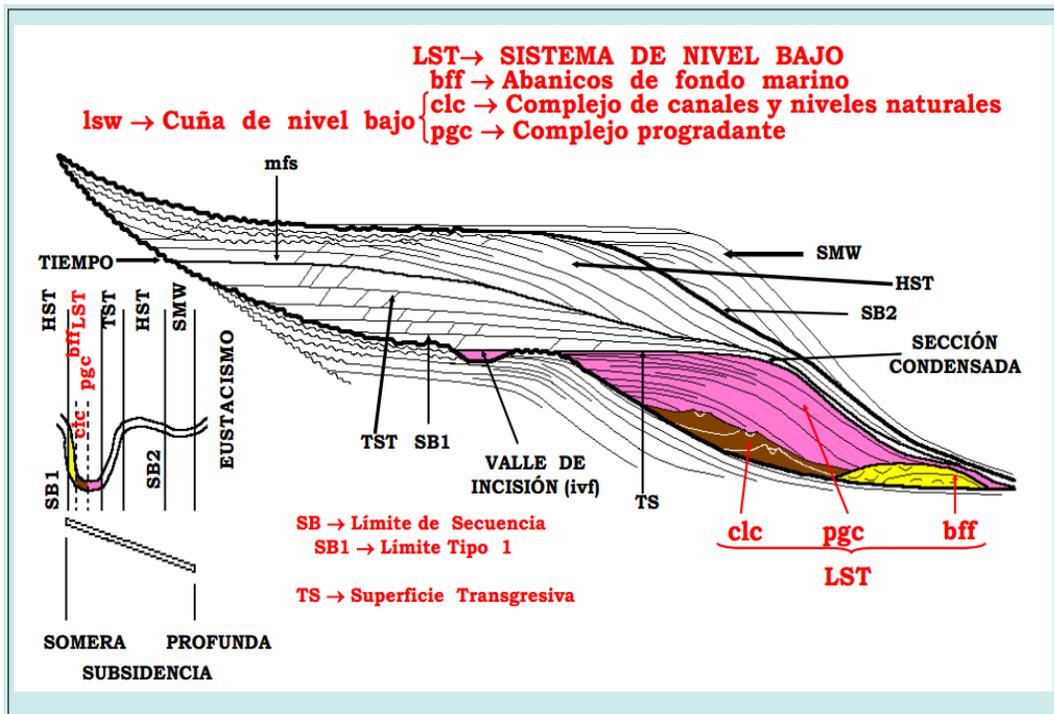


Figura III.3 Sistemas progradantes en cuña de nivel bajo de mar (*Lowstand System Tract, LST*), Modificado de Posamentier y Vail, 1988.

Sistemas de borde o margen de plataforma

Se define como el conjunto de sistemas de depósito acumulados sobre la plataforma continental externa y el talud. Es el sistema asociado al segmento más bajo de la curva de descenso relativo de nivel del mar de tipo II. Su desarrollo tiene lugar desde el punto de inflexión de la curva de

descenso eustático, hasta el mínimo eustático. Su base está constituida por el límite de la secuencia de tipo II y la cima está constituida por una superficie transgresiva que constituye la base de un sistema transgresivo (Posamentier y Vail, 1988).

Los sistemas de borde de plataforma difieren de los sistemas progradantes en cuña, en que los primeros se edifican sobre la plataforma media y externa como consecuencia de un descenso relativo de tipo II y los segundos, sobre el talud superior y los cañones socavados sobre la plataforma como consecuencia de un descenso de tipo I (Figura III.4).

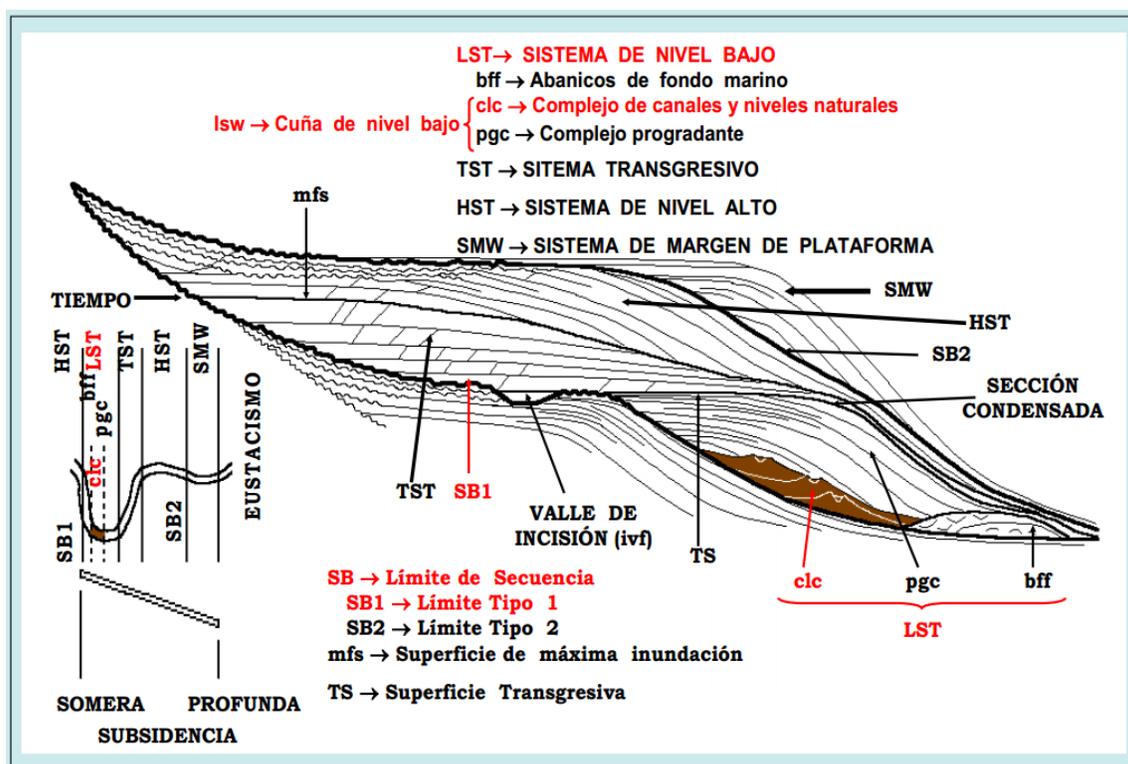


Figura III.4 Complejo de sistemas de borde o margen de plataforma de nivel bajo del mar (Lowstand System Tract, LST), Modificado de Posamentier y Vail, 1988.

La característica principal de este sistema es la de exponer facies someras de grano grueso, sobre el quiebre de progradación del sistema de nivel alto predecesor. Si la fuente de sedimentos gruesos es lo suficientemente basta, el sistema puede apilar una serie de barras deltaicas o islas de barreras en la plataforma externa. En este sistema los sedimentos son atrapados en la plataforma y no llegan a formar valles socavados que transporten sedimentos hasta el talud o la entrada de los cañones submarinos.

Los sistemas de borde de plataforma se definen como cuerpos regresivos de configuración sigmoidal con un gradual aumento de espesor de los topsets, debido al progresivo aumento de espacio de acomodo a medida que el ascenso del nivel del mar progresa. Al alcanzar la máxima

velocidad de ascenso se desarrollan sistemas transgresivos sobre los anteriores (Posamentier y Vail, 1988).

La configuración sigmoidal es característica de medios de baja energía (Brown y Fisher, 1980). En consecuencia su desarrollo implica baja tasa de sedimentación y por tanto, un largo periodo de acomodo constante, suficiente para que quede constancia en el registro estratigráfico.

Sistemas transgresivos

El sistema transgresivo es el conjunto de parasecuencias retrogradacionales desarrolladas durante un ascenso relativo del nivel del mar. La base es una superficie transgresiva desarrollada sobre la cima de un sistema de borde de plataforma o de nivel bajo del mar. La cima la constituye la superficie downlap del sistema de nivel alto del mar. Esta superficie denominada superficie de máxima inundación, representa el tránsito vertical brusco de parasecuencias retrogradacionales a progradacionales.

Las parasecuencias que constituyen el sistema transgresivo, presentan una configuración paralela, de bajo ángulo, que terminan hacia tierra en un solapamiento expansivo y hacia mar en una truncación aparente (Van Wagoner et al., 1988).

La denominada superficie transgresiva es en realidad una superficie de origen mixto por cuanto en su desarrollo han intervenido varios procesos. En principio la transgresión se produce sobre la superficie de erosión correspondiente a un descenso relativo del nivel del mar. Sin embargo, los procesos litorales permiten una sucesión de eventos depositacionales y erosivos antes del tránsito al ambiente depositacional netamente de plataforma, donde se inicia el desarrollo de los reflectores agradacionales con solapamiento expansivo sobre una superficie irregular (Nummedal y Swift, 1987; Kraft et al., 1987).

La truncación aparente que aparece en la parte distal de los reflectores debida a la retrogradación de los depocentros, corresponde en realidad a una sección condensada formada por depósitos marinos originados por suspensiones de baja densidad (Loutit et al., 1988).

La distribución superficial de los sistemas transgresivos depende del tipo de descenso (Tipo I o Tipo II), previo a la transgresión. En una secuencia Tipo I los depósitos alóctonos (Nittrouer y Swift, 1989), tienden a concentrarse en los valles excavados en la plataforma, mientras que en el tipo II su dispersión superficial puede ser mayor dando lugar a depósitos más delgados (Van Wagoner y Vail, 1988). Figura III.5

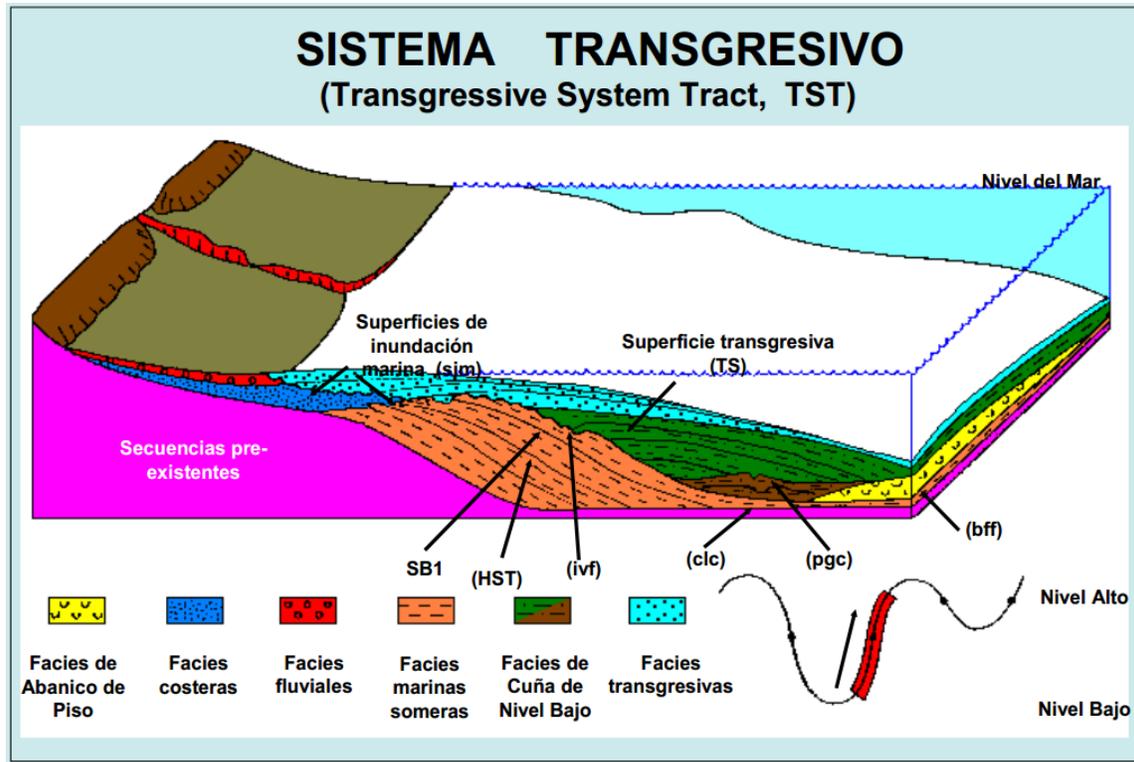


Figura III.5 Sistema Transgresivo (*Transgressive System Tract*, TST), modificado de Posamentier y Vail, 1988.

Sistema de nivel alto de mar

Es el sistema de parasecuencias desarrolladas entre las dos inflexiones de la curva, entre un ascenso y un descenso relativo del nivel del mar. Su base corresponde a una superficie downlap o a una sección condensada. La cima de este sistema está asociada a superficies de discontinuidad de Tipo I o Tipo II. Este sistema presenta un amplio desarrollo de facies progradacionales en consonancia con el nuevo perfil de equilibrio alcanzado (Posamentier y Vail, 1988), (Figura III.6).

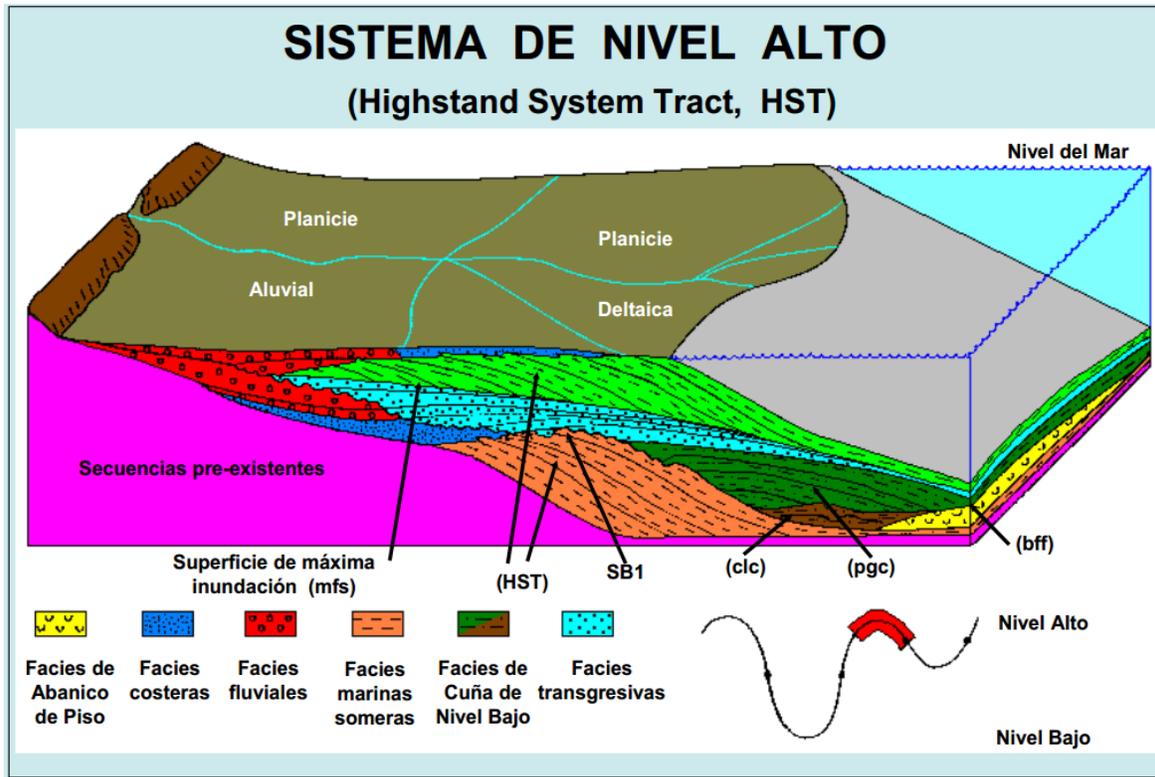


Figura III.6 Sistema de Nivel Alto del mar (“Highstand System Tract”), modificado de Posamentier y Vail, 1988.

III.4 Análisis de Facies Sísmicas

Las facies sísmicas son la respuesta acústica de una litofacies de un sistema de depósito a una determinada señal acústica de características controladas (Brown y Fisher, 1980). Una facies sísmica es una unidad tridimensional compuesta por reflexiones sísmicas, cuyos parámetros acústicos (amplitud, frecuencia, continuidad, velocidad de intervalo), difieren de los correspondientes a las unidades adyacentes dentro de una misma secuencia (Sangree y Widmier, 1977; Mitchum et al., 1977).

La interpretación de una facies sísmica en términos de litología, estratificación y ambiente de depósito constituye la unidad litosísmica. La deducción de las unidades litosísmicas constituye el fin más inmediato del análisis de facies sísmicas.

El análisis de facies sísmicas consiste en la descripción e interpretación de los ambientes de depósito, a partir de las características sísmicas de las reflexiones que constituyen la secuencia. Esas características incluyen configuración, continuidad, amplitud, frecuencia, velocidad de intervalo y geometría (Tabla I).

Parámetro sísmico	Interpretación geológica
Configuración:	Disposición de los estratos Procesos de depósito Erosión y paleotopografía
Continuidad:	Continuidad de los estratos Procesos de depósito
Amplitud:	Contraste velocidad/densidad Distancia entre los estratos
Frecuencia:	Espesor de los estratos
Velocidad del intervalo:	Estimación de la porosidad Estimación de la litología
Configuración externa de la facies	Ambiente de los sedimentos Fuente de los sedimentos Marco geológico

Tabla I Interpretación geológica de los parámetros sísmicos

Los principales criterios empleados para identificar, clasificar, cartografiar e interpretar las facies sísmicas son tres:

- La geometría y terminación de la reflexión con respecto a las superficies de discontinuidad que limitan al sistema o la secuencia.
- La configuración de las reflexiones en las facies sísmicas (ej. Paralela, divergente, progradante, etc.).
- La forma tridimensional tal como: lámina, cuña, banco, montículo, etc. (Cross y Lessenger, 1988).

La geometría y terminación; sitúan a las facies sísmicas en un contexto de sistema depositacional o secuencia depositacional, limitando el espectro de posibles ambientes depositacionales y litologías relacionadas con una determinada geometría (Figura III.7).

La configuración de las reflexiones permite la deducción de procesos y topografía del ambiente de depósito a partir de las características de la estratificación e impedancia acústica, mientras que la forma tridimensional informa acerca de la cuenca de depósito y del posible ambiente (Figura III.8).

Terminaciones	Abreviación	Significado Geológico
ONLAP	ON	Agradación
DOWNLAP	DOWN	Progradación
TOPLAP	TOP	Hiatus Sedimentario
Truncación erosional	TE	Erosión

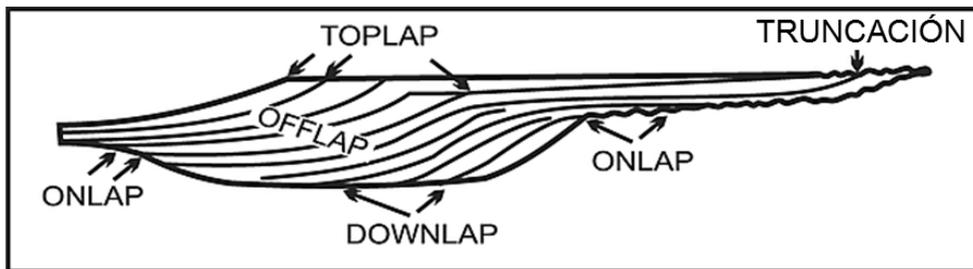


Figura III.7 Terminaciones para el reconocimiento de límites de secuencias.

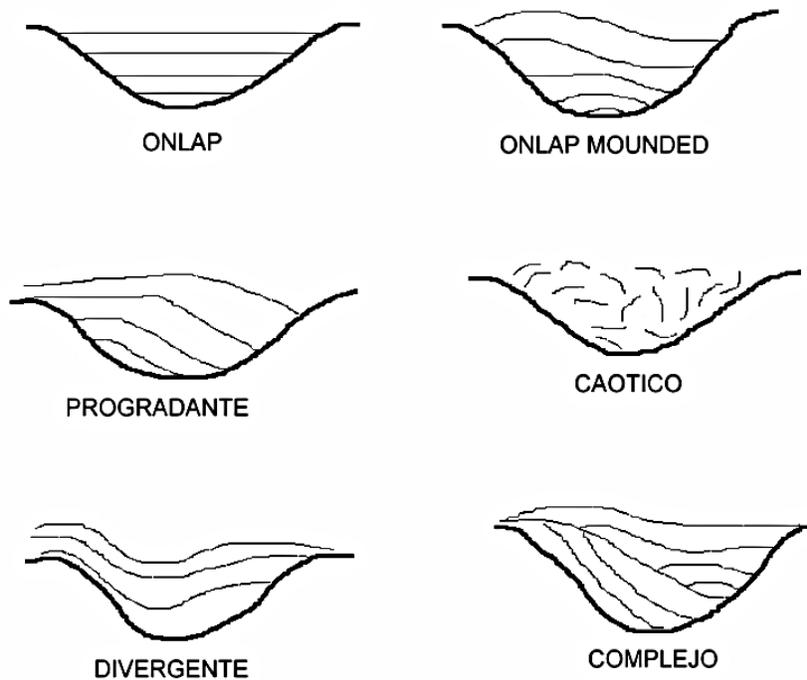


Figura III.8 Tipos de configuraciones internas

La delimitación y análisis de los cuerpos estratigráficos con base en sus características sísmicas constituyen el análisis de facies sísmicas, las cuales reflejan las características depositacionales de una secuencia y de ahí se interpretan y postulan los ambientes correspondientes.

La metodología comúnmente empleada para el mapeo de las facies sísmicas, consiste en identificar la configuración de las secuencias y delimitar su extensión areal mediante el empleo de la nomenclatura propuesta por Mitchum et al., 1977 para distinguir las principales geometrías: paralelas o sub paralelas, divergentes, clinoformos, sigmoidales, caóticos, sin reflexiones, divergentes, interrumpidos, ondulados, contorsionados, lenticulares y en sus formas compuestas: clinoformos complejos oblicuos, sigmoidales paralelos, clinoformos tangenciales oblicuos, clinoformos paralelos oblicuos, clinoformos en teja, uniformes, shingled y hummocky estas últimas definidas por Veeken, (2007); para la configuración de los patrones de reflexión dentro de la unidad.

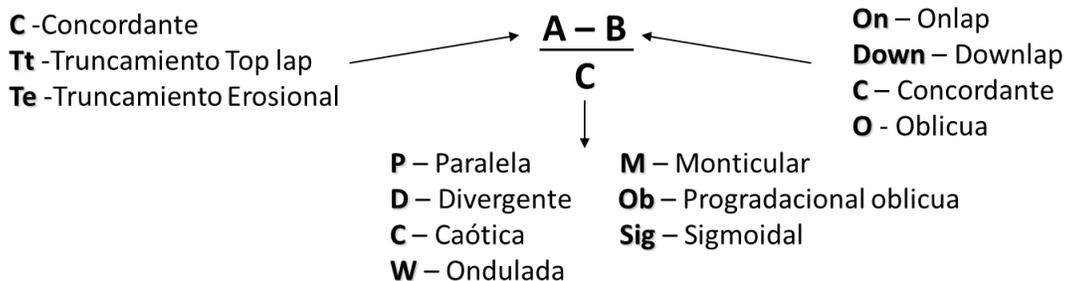
Para el mapeo de las facies sísmicas se utiliza la fórmula de Ramsayer (1979), la cual permite expresar de manera esquemática las relaciones que guardan las secuencias contra el límite superior y límite inferior así como, la configuración interna de las mismas. La manera de representar esquemáticamente estas relaciones se muestra en la figura III.9 de acuerdo con Bradford Macurda, Jr., 1995.

Metodología

Análisis de facies sísmicas

1.- Definir patrones de reflexión interna identificados

- A** – La geometría de las reflexiones por debajo del límite superior
- B** – La geometría de las reflexiones por encima del límite inferior
- C** – La configuración de las reflexiones en el interior de la secuencia



2.- Análisis de los patrones de reflexión

- A** – Continuidad
- B** – Amplitud
- C** – Frecuencia
- D** – Energía

Figura III.9 Representación esquemática de las relaciones geométricas que guardan las reflexiones sísmicas dentro de una secuencia.

Estos tres términos que describen la secuencia se pueden combinar en una razón cuantitativa sencilla, $(X-Y)/Z$. Este parámetro, $(X-Y)/Z$ es sólo una de muchas definiciones posibles del comportamiento de las facies sísmicas que se puede observar en los datos que se interpretan.

La forma externa (forma geométrica) de la unidad se puede clasificar como:

- ✓ Capa
- ✓ Cuña
- ✓ Lente
- ✓ Banco
- ✓ Relleno
- ✓ Montículo

Configuración de secuencias y propiedades así como su interpretación geológica, se muestran en la figura III.10

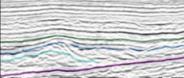
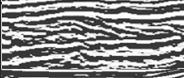
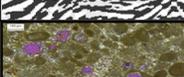
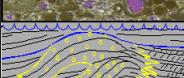
<i>Propiedades de las facies sísmicas</i>		<i>Interpretación geológica</i>
<i>Geometría y configuración</i>		<i>Paralela, subparalela, divergente, cliniformos, reflexiones libres, etc.</i>
<i>Limites superior e inferior</i>		<i>Concordante, Top-lap, Down-lap, truncamiento erosional, onlap, oblicua.</i>
<i>Configuración interna</i>		<i>Monticular, sigmoidal, paralelo, subparalelo, caótico, hummocky, sigmoide, etc.</i>
<i>Relaciones laterales</i>		<i>Extensión lateral: continua, discontinua, graduada, etc.</i>
<i>Amplitud</i>		<i>Alta, baja, fuerte y débil</i>
<i>Continuidad</i>		<i>Buena (en los limites), discontinua (internamente o incluso con cambios de polaridad lateral).</i>
<i>Frecuencia</i>		<i>Baja o alta</i>
<i>Litofacies y composición</i>		<i>Construcciones biogénicas, (Packestone - grainstone de ooides, lenticulares (lutitas), etc.</i>
<i>Asociación con ambiente de deposito</i>		<i>Crecimientos orgánicos, bancos oolíticos de borde de Plataforma, etc.</i>

Figura III.10 Características de las facies sísmicas a considerar e interpretación geológica de las secuencias correspondientes.

La terminología sugerida por Sangree y Widmier (1979), para describir las tres propiedades de reflexión definidas (X, Y, Z), junto con la transformación de un patrón típico de secuencia a una

distribución de facies. La ilustración de esta distribución de facies en un plano conlleva a interpretar que la secuencia objeto de estudio describe un ambiente de depósito. La descripción del carácter de las reflexiones mediante una técnica de esta naturaleza permite crear patrones de distribución regional de las facies, de manera tal que las formas geométricas de los patrones de facies sísmicas por ellas mismas, pueden sugerir un ambiente sedimentario específico.

La interpretación para algunas configuraciones es la siguiente:

Configuración paralela y subparalela: indica condiciones uniformes de sedimentación para una secuencia o relleno.

Configuración divergente: se encuentran en cuerpos de sedimentos en forma de cuña, donde el espesor del sedimento es asimétrico.

Clinoformos o foresets: se originan en los sistemas progradacionales de talud en cuerpos permanentes de agua.

Configuración caótica: compuesta por reflexiones discontinuas, discordantes, de amplitud y frecuencia variable.

Configuración de reflexiones libres: las zonas de libre reflexión coinciden con zonas donde el contraste de impedancias acústicas, son débiles o no existen. Esta implica cambios litológicos abruptos y cuerpos no homogéneos.

La consideración de todos y cada uno de los aspectos antes señalados conducen a la interpretación de las facies sísmicas, que a su vez serán asociadas con facies sedimentarias y estas a su vez con los ambientes de depósito correspondientes. La figura III.11 muestra la asociación de los patrones de reflexión con las facies sísmicas correspondientes y estas a su vez con sus facies sedimentarias.

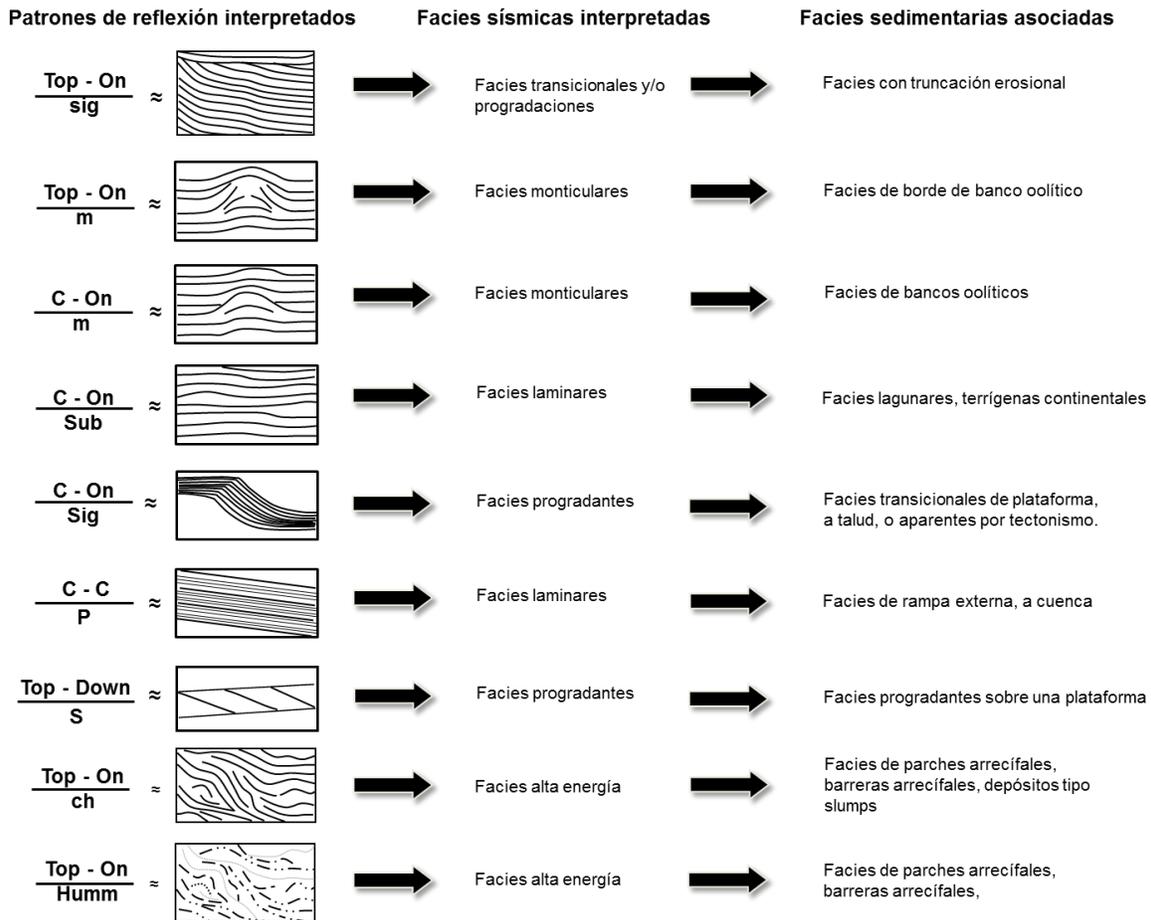


Figura III.11 Asociación de los patrones de reflexión con las facies sísmicas y estas a su vez con sus correspondientes facies sedimentarias.

III.5 Geomorfología sísmica

La **geomorfología sísmica** para algunos geocientíficos es considerada un concepto y no una rama de la geomorfología, debido a que su empleo en los estudios de exploración petrolera inició a través de métodos geomorfológicos estructurales y paleogeomorfológicos desde el siglo pasado en la ex Unión Soviética (Aristarjova, 1979, en Lugo 1988).

La geomorfología sísmica es un concepto joven y su aporte es valioso en cuanto ambientes sedimentarios se refiere, a través de la identificación de rasgos asociados o característicos de ciertos ambientes de depósito: deltas, meandros, cañones entre otros que son de interés petrolero.

Para Posamentier (Geological Society, 2007) la geomorfología sísmica puede ser definida como la aplicación de técnicas analíticas pertenecientes al estudio de las formas de la tierra y al análisis de antiguas superficies geomorfológicas sepultadas, reflejadas por datos sísmicos tridimensionales.

La clave para cada uno de estos análisis es buscar y reconocer geológica o geomorfológicamente patrones significativos en el plano de vista o en una sección, tales patrones pueden tomar la forma de un río o canales, depresiones y deslizamientos, altos topográficos y/o arrecifes por mencionar algunos (Geological Society, op. cit.).

Sin embargo, no todos los rasgos geomorfológicos se pueden reconocer en la información sísmica. La geomorfología sísmica está enfocada a identificar: canales fluviales, meandros, deltas, talwegs, depresiones, montículos, etc., principalmente por ser formas que reflejan las condiciones necesarias para fines de exploración petrolera. Todas estas formas sepultadas por material sedimentario pertenecieron a un paleorelieve y formaron parte de un ambiente de depósito en particular.

La interpretación geomorfológica se realiza de manera intuitiva a distintos niveles estratigráficos y en diferentes direcciones de acuerdo con la geología de cada cuenca y a lo que se percibe según la geometría de las formas identificadas en la información sísmica.

En muchos casos la calidad de la imagen sísmica no permite hacer una buena interpretación de geoformas sin embargo, en algunas cuencas es posible reconocer las formas del relieve sepultado.

Existen dos formas de verificar la geomorfología sísmica (Posamentier, 2004):

- a) Buscar una superficie próxima a centenas de metros donde la resolución y calidad de los datos sea mejor.
- b) Comprender cómo se pueden obtener imágenes de los sistemas depositacionales y qué tipo de características estratigráficas se pueden obtener.

El análisis de los datos sísmicos y una metodología subjetiva para exploración de campos, mediante la aplicación de técnicas de geomorfología sísmica e integración de técnicas de visualización e interpretación tales como atributos sísmicos, pueden proporcionar con precisión la ubicación de geoformas, cuerpos y llenado de secuencias.

Con el afán de disminuir la incertidumbre en la exploración de yacimientos de hidrocarburos, los intérpretes sísmicos han visto en la geomorfología sísmica una valiosa herramienta en la que pueden apoyar sus modelos geológicos con el afán de realizar una exploración más asertiva (Figuras III.12 y III.13).

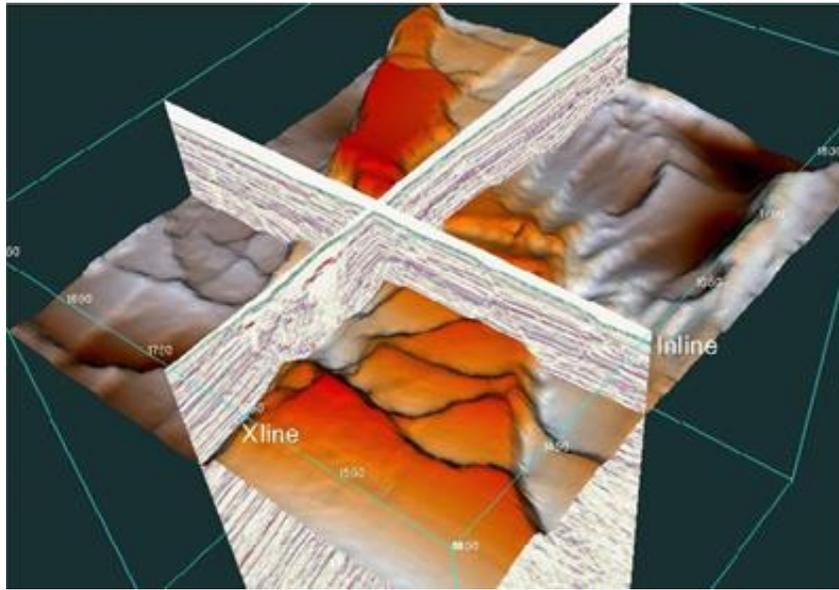


Figura III.12 Interpretación de terrazas estructurales a partir de sísmica 3D, apoyada en la geomorfología sísmica. Using 3D Seismic Data: Implications for Exploration and Development, Geological Society London, Memoirs, 29:11-24, doi:10.1144/GSL.MEM.2004.029.01.02

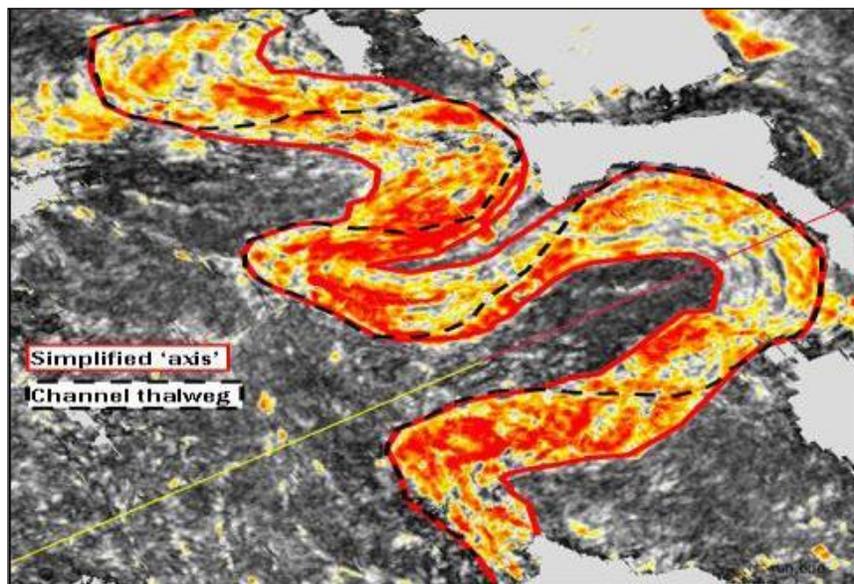


Figura III.13 Interpretación de la trayectoria de un canal meándrico a partir del reconocimiento de geofomas enfatizadas con una paleta de atributos. Using 3D Seismic Data: Implications for Exploration and Development, Geological Society London, Memoirs, 29:11-24, doi:10.1144/GSL.MEM.2004.029.01.02

III.6 Importancia de la estratigrafía sísmica en la exploración y explotación de hidrocarburos

La estratigrafía de secuencias se considera una herramienta de exploración petrolera inigualable, dado que provee de técnicas que permiten una interpretación cronoestratigráfica en líneas sísmicas.

Sin embargo, en la interpretación estratigráfica de las secciones sísmicas hay que tomar en cuenta las limitaciones de este método. Los cambios litológicos se verifican generalmente a distancias verticales más pequeñas que la longitud de onda de una onda sísmica, por lo que se registra corresponde con cambios entre paquetes de estratos de diferente litología.

Los límites de parasecuencias constituyen un control estratigráfico importante sobre la acumulación de hidrocarburos, pudiendo actuar como barreras verticales parciales o totales al movimiento de los fluidos.

Los sistemas de nivel bajo están asociados con la parte más distal de los límites de secuencias tipo SB1, en el caso de un descenso rápido del nivel del mar en una cuenca con un marcado quiebre de plataforma, consiste de tres consecutivas unidades depositacionales:

- ❖ Abanicos de piso de cuenca
- ❖ Complejos de abanicos de talud
- ❖ Cuñas progradantes

Existe otra unidad depositacional que está activa durante todo el tiempo de nivel bajo del mar e incluso durante la etapa inicial del ciclo transgresivo, esta unidad son los valles encajonados que actúan como vías de transporte inicial y depositación final.

Las características de los abanicos submarinos muestran un cambio abrupto de arenas sobre el límite SB1, que en la mayoría de los casos consiste de arcillas pelágicas del sistema de nivel alto anterior. Los abanicos de piso de cuenca forman excelentes trampas estratigráficas cuando están encajonados entre arcillas pelágicas. Aunque el riesgo de perder este sello existe bajo la condición que las arenas de canales y desbordes de los mismos se depositen directamente sobre los abanicos.

Así mismo, las arenas de canal, desbordes de banco y abanicos proximales forman excelentes trampas estratigráficas de interés exploratorio; se consideran potencialmente almacenadoras de hidrocarburos. Las litofacies correspondientes a estas son arenas típicamente masivas, bien clasificadas y presentan buenos valores de porosidad y permeabilidad, varían en espesor desde pocos metros a más de 200 m.

Los valles socavados representan un play exploratorio muy importante, estratigráficamente exhiben cuerpos arenosos que socavan la plataforma externa y generan excelentes trampas estratigráficas de hidrocarburos.

La cima arenosa del sistema transgresivo es una superficie diacrónica que se forma por la superposición retrogradante de las parasecuencias. Presenta buen sello vertical pero la continuidad lateral representa un riesgo para el sello, por sí sola no representa una buena trampa estratigráfica, pero la asociación de este sistema con cierres estructurales puede generar excelentes yacimientos.

Un buen porcentaje de la producción mundial de hidrocarburos (35%) proviene de los yacimientos localizados en la cuña progradante de nivel bajo del mar (LST). La importancia de esta unidad depositacional radica en la gran cantidad de arena que en ella se acumula. Si a esta estadística se suma lo que se produce en abanicos submarinos, turbiditas, valles socavados y canales se obtendría que más del 65% de la producción mundial proviene del sistema de nivel bajo del mar.

En el caso del sistema transgresivo (TST) presenta un buen sello vertical, pero la continuidad lateral puede ser un factor de riesgo para el mismo. La sección condensada es una excelente roca generadora y conjuntamente con la superficie de máxima inundación concluye el sistema transgresivo y da comienzo una etapa regresiva.

Los yacimientos y sellos son frecuentemente discontinuos en el sistema de nivel alto del mar (HST), ya que se pueden formar una serie de trampas estratigráficas en canales distributarios, barras costeras o barras de desembocadura, sistemas deltaicos y sus correspondientes sistemas interdelticos.

Los diferentes procesos que originan a las rocas clásticas y a las carbonatadas, implican que el estudio y clasificación de las mismas sea completamente diferente, mientras que las rocas clásticas se clasifican por su composición, tamaño y forma de los granos que las constituyen, los carbonatos se clasifican por el tipo y cantidad de componentes, textura y presencia de cemento o matriz, principalmente.

Si bien normalmente tanto los clastos como los carbonatos son sepultados, compactados y cementados, los carbonatos contienen importantes cantidades de minerales metaestables susceptibles de precipitar nuevamente, en formas más estables o no, pero capaces de modificar factores tales como la porosidad.

Otra característica de los carbonatos es la susceptibilidad a la disolución. Los sistemas paleocársticos pueden llegar a formar yacimientos de hidrocarburos, aunque para la industria petrolera esta hipótesis representa un arma de doble filo, ya que este tipo de yacimiento ocasionaría problemas durante la perforación por pérdida de fluidos y desviación de la trayectoria de la barrena. Pero desde el punto de vista exploratorio puede originar porosidades y permeabilidades extremadamente altas.

Los yacimientos carbonatados se caracterizan por una alta porosidad primaria sin embargo, esta porosidad es usualmente reducida por procesos diagenéticos tales como: cementación, compactación, presión de solución y cementación tardía. En algunos yacimientos la porosidad se incrementa o se mantiene por efecto de disolución, involucrando tanto a las partículas originales como a cualquier material cementante resultando la porosidad secundaria.

La mayoría de los yacimientos carbonatados están fuertemente influenciados por la presencia de fracturas y fallas, particularmente los yacimientos del Mesozoico, en lo que se conoce como porosidad secundaria. Estos yacimientos tienen una alta heterogeneidad que se manifiesta complicando la perforación, la terminación e incluyendo la evaluación petrofísica.

La caliza granular (grainstone) a menudo la menos porosa ofrece la mayor permeabilidad de entre los tipos de roca carbonatadas. A medida que aumenta el contenido de lodo y se convierte en una caliza granular lodosa (packstone) o incluso una caliza lodosa (wackstone), en la cual por lo general aumenta la porosidad total pero la permeabilidad es de 10 a 100 veces menor a la caliza granular, debido a la importancia de la microporosidad en los lodos asociados.

Alrededor del 60% de las reservas mundiales de petróleo se encuentran en yacimientos carbonatados, con un gran potencial adicional de reservas de gas.

En el sistema progradante de nivel bajo del mar, las facies arrecifales muestran una progradación dominante mientras que las facies lagunares se hallan poco desarrolladas y las facies de talud y plataforma abierta tienen escaso espesor. En el lowstand la plataforma es expuesta, pudiendo llegar hasta la karstificación de la misma.

Sobreyaciendo al anterior se desarrolla un sistema agradante, como consecuencia el espesor de las secuencias alcanza su máximo en todas las facies: lagunares, arrecifales, de talud y de plataforma abierta. Las facies arrecifales son predominantemente agradantes y las facies lagunares se onlapan contra el sistema de nivel bajo del mar, mientras la superficie de erosión hace lo mismo sobre la unidad acrecional precedente. Los depósitos de talud y de plataforma abierta muestran también su máximo espesor en este sistema.

Las facies lagunares que corresponden al ambiente submareal se encuentran atrás del borde externo de la plataforma, incluyen facies de fangos de pellets que pueden llegar a constituir montículos, así mismo suele contener parches arrecifales en torno a los cuales se acumulan sedimentos producto de la erosión de los mismo, con buena calidad de roca almacén en litofacies de wackstone y packstone generalmente muy bioturbados.

En áreas proximales al borde de la plataforma y entre las islas de barrera y los arrecifes, se forman oolitas y está disponible gran cantidad de material esquelético que dará lugar a la formación de bancos con morfologías diversas, y/o cinturones calcareníticos de borde de plataforma y canales de mareas, con oportunidad de generar roca almacén de buena calidad.

Un sistema progradante de nivel alto del mar, recubre en dirección a la cuenca al sistema agradante. En este sistema no se observan normalmente facies lagunares, las facies de borde arrecifal son predominantemente progradantes y las facies de talud hacia la plataforma abierta no presentan un espesor importante, acuniéndose en dirección a la cuenca.

En el sistema de nivel alto del mar de perimarea, las facies gradúan de: evaporitas, submareal somero, arrecifal a depósitos de talud. Un sistema en offlap se dispone hacia la cuenca sobre el sistema subyacente. En este las facies lagunares están prácticamente ausentes y las facies arrecifales ofrecen muy escasos depósitos al talud, progradan directamente sobre las facies de plataforma abierta y se correlacionan hacia la cuenca en una sección condensada.

La base de este sistema es una superficie downlap y su cima la superficie de erosión del límite de la unidad. Los carbonatos de las llanuras de marea comúnmente están asociados a evaporitas que actúan como sellos de los yacimientos.

En el sistema transgresivo se desarrollan ambientes de llanuras perimareales, submareal somero, arrecifes, bancos y deslizamientos hacia la cuenca.

La fábrica de carbonatos queda confinada a una pequeña franja de la plataforma sobre el talud, o el borde de la misma dependiendo la configuración. Lo antes descrito demuestra la dependencia entre la producción y acumulación de carbonatos y los ciclos de fluctuación del nivel del mar como una característica generalizable para las plataformas carbonatadas.

Capítulo IV Metodología

IV.1 Definición de secuencias sísmicas

De acuerdo con los conceptos revisados en el capítulo anterior, la metodología a emplear para el desarrollo del presente fue adaptada en función de la información disponible considerando los objetivos del mismo.

Los estudios de estratigrafía sísmica convencionales comprenden tres etapas principales:

- ✓ Definición de secuencias sísmicas
- ✓ Análisis de facies sísmicas
- ✓ Determinación de variaciones relativas de nivel del mar

La metodología particular del presente inició con la definición de las secuencias sismo estratigráficas: Cretácico no diferenciado, Jurásico Superior Thitoniano, Jurásico Superior Kimmeridgiano y Jurásico Superior Oxfordiano. Así como, el establecimiento de la cima y base de la sal autóctona, esta última como marco de referencia tectonosedimentario. Cabe señalar que la definición de las secuencias se hizo por reconocimiento de imagen sísmica es decir, cada una de las secuencias involucradas posee características sísmicas peculiares que permiten identificarlas o reconocerlas dentro de la columna estratigráfica.

Así la cima del Cretácico Superior se definió sobre un reflector positivo, que marca el inicio de una secuencia que se caracteriza por contener a un conjunto de reflectores de muy alta amplitud y baja frecuencia, contrastante con la columna suprayacente correspondiente al Paleógeno y la infrayacente correspondiente con la sal autóctona. La cima del Tithoniano se definió sobre un reflector negativo, que indica un cambio en la impedancia entre los medios (litología) y muestra un ligero decremento en cuanto a la amplitud y frecuencia de los eventos sísmicos que involucra.

La cima del Kimmeridgiano se definió sobre un reflector positivo, indicando nuevamente un incremento en impedancia con respecto a la secuencia suprayacente, esta secuencia muestra cambios laterales locales en cuanto a amplitud y frecuencia, pero en general se caracteriza por eventos de muy alta amplitud y mucho menor frecuencia. La cima del Oxfordiano se definió sobre un reflector negativo, por el decremento de impedancia con respecto a las secuencias supra e infrayacentes, localmente se identifica por un reflector de alta amplitud que llega a ser localmente de alta frecuencia, mientras que en otros sitios se relaciona con un reflector de alta amplitud y baja frecuencia y en otros más, se aprecia como un conjunto de eventos de baja amplitud y baja frecuencia.

Finalmente la cima y base de la sal autóctona fueron definidos ambos sobre eventos positivos, debido a la alta impedancia de este cuerpo con respecto a la columna suprayacente. La figura IV.4 ilustra a detalle las características sísmicas de las reflexiones en el interior de las secuencias y la tabla del extremo derecho describe las características particulares de cada una de ellas.

IV.2 Análisis de secuencias y establecimiento de límites de secuencias

Como límites para cada una de estas secuencias se consideró su cima cronoestratigráfica, que a su vez corresponde a los horizontes sísmicos denominados: Cretácico Superior (Ks), Jurásico Superior Tithoniano (Jst), Jurásico Superior Kimmeridgiano (Jsk), Jurásico Superior Oxfordiano (Jso), cima de la sal autóctona (csa) y base de la sal autóctona (bsa). La figura IV.1 muestra los límites de secuencias en una línea sísmica en (dirección este-oeste), estos fueron interpretados en el área de estudio empleando para ello un software de interpretación especializado.

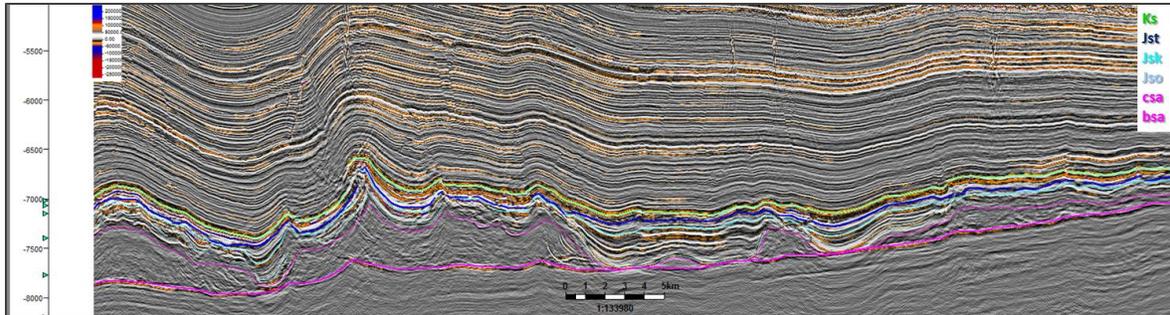


Figura IV.1 Muestra los límites de secuencias y/o cimas sísmoestratigráficas correspondientes a los seis horizontes interpretados de base a cima: base de la sal autóctona (bsa), cima de la sal autóctona (csa), Jurásico Superior Oxfordiano (Jso), Jurásico Superior Kimmeridgiano (Jsk), Jurásico Superior Tithoniano (Jst), Cretácico Superior (Ks).

Cabe aclarar que en ausencia de marcadores cronoestratigráficos provenientes de pozos, a partir de los cuales llevar a cabo una correlación sísmo estratigráfica desde los mismos y hacia al área de estudio (lo cual correspondería en sentido estricto a la calibración de los datos), se recurrió a la identificación de las secuencias antes mencionadas por imagen sísmica es decir, se buscó el contraste de imagen entre las distintas secuencias dadas las características litológicas particulares esperadas para cada una de ellas. La figura IV.2 muestra un conjunto de cuatro paquetes de secuencias con características particulares para cada una de ellas, las cuales están en asociación estrecha con la litología que cada una alberga.

Es necesario señalar que para establecer los límites de secuencias no se buscaron las terminaciones típicas top lap y down lap que caracterizan a las secuencias silicioclásticas, debido a la naturaleza carbonatada de las secuencias aquí involucradas. Mas sin embargo, no dejamos de lado el concepto de lo que cada una de esas terminaciones representa y consideramos que las mismas podrían identificarse y/o estar presentes, pero asociadas a procesos tectónicos posteriores al depósito. Así mismo, señalamos que los datos sísmicos aquí interpretados están en el dominio del tiempo y la conversión a profundidad no está considerada dentro de los alcances del presente trabajo.

Si lo primordial en un trabajo de estratigrafía sísmica es identificar las secuencias sedimentarias y sus límites, es necesario considerar que las secuencias sísmicas pueden o no corresponder con las secuencias sedimentarias y la única forma de saberlo es a partir de la calibración de la información sísmica con datos de pozos que permitiera determinar esta correspondencia.

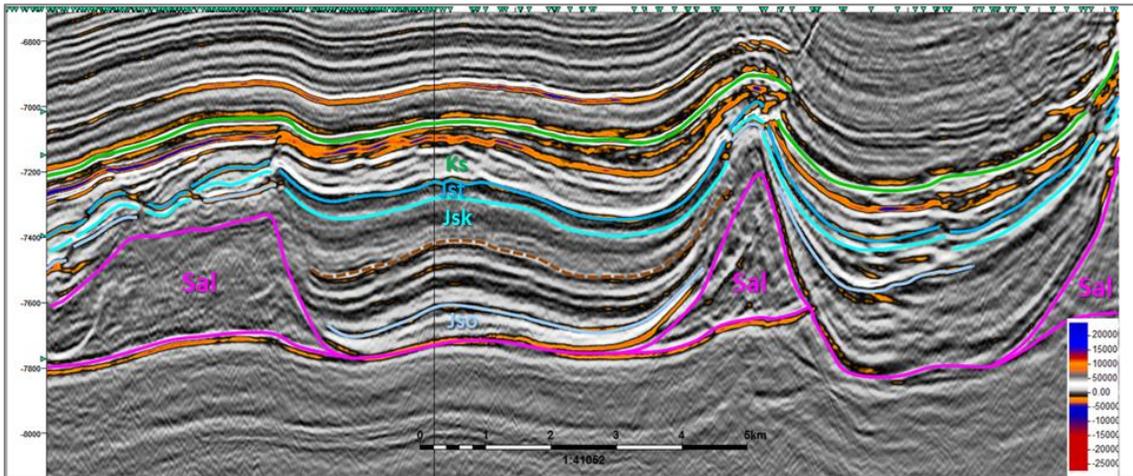


Figura IV.2 Línea compuesta que muestran las diferencias en cuanto a carácter sísmico de las diferentes secuencias presentes en el área de estudio, criterio empleado para su distinción. Estratigráficamente son: Jurásico Superior Oxfordiano (Jso), Jurásico Superior Kimmeridgiano (Jsk), Jurásico Superior Tithoniano (Jst), Cretácico no diferenciado (Ks).

Como ya se mencionó, por ausencia de datos de pozos en el área de estudio no fue posible establecer tal correspondencia y por lo tanto, asumiremos que las secuencias sísmicas si no corresponden en sentido estricto con las secuencias sedimentarias, si guardan una estrecha relación genética con ellas. Por otro lado, consideramos la afectación tectónica sin-sedimentaria y post depósito, además de los problemas de imagen sísmica a nivel del Jurásico, dada la complejidad del modelo de velocidades que pretendería representar gráficamente fuertes contrastes de velocidades (asociados a las diferentes litologías presentes) en intervalos de tiempo muy pequeños.

Así mismo, cabe señalar que los planos de estratificación se pueden distinguir sólo si, coinciden a su vez con un cambio contrastante de impedancia acústica, por ello la distinción en cuanto a imagen sísmica se refiere, entre la cima de la sal autóctona y la secuencia sedimentaria sobre yacente no es clara ni certera ya que la velocidad sísmica asociada a la sal es muy semejante a la velocidad sísmica asignada a la litología esperada por modelo conceptual para la secuencia del Jurásico Superior Oxfordiano. La figura IV.3 muestra algunos ejemplos referentes a problemas de imagen para establecer la cima de la sal autóctona, ya que no existe contraste en el límite entre ambos medios y en otros casos, la sal podría estar estratificada a grado tal que podría considerarse como parte de la secuencia sedimentaria.

Recordemos que la geometría de las reflexiones es la relación entre las terminaciones de las reflexiones internas y las superficies que las envuelven. Y que la configuración interna es un reflejo de la morfología de las reflexiones en el interior de la secuencia.

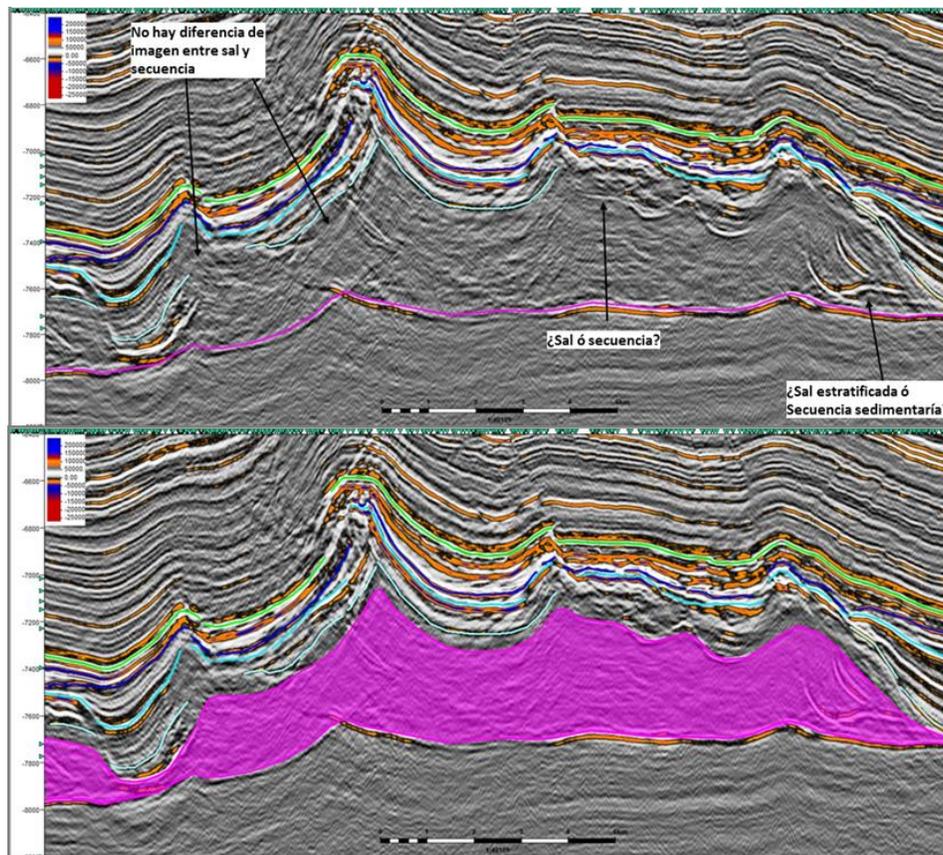


Figura IV.3 Línea sísmica con diversas situaciones asociadas con problemas de imagen que dificultan el establecimiento de la cima de la sal autóctona (interpretada en la imagen inferior en color rosa), para delimitar la secuencia sedimentaria correspondiente al Oxfordiano (línea azul claro).

IV.3 Análisis de Facies Sísmicas

Para definir las facies sísmicas evaluamos el conjunto de características de las reflexiones en el interior de las secuencias así, una vez concluida la interpretación de los límites de las secuencias (horizontes sismoestratigráficos), evaluamos sus características internas tales como: amplitud, frecuencia, continuidad y energía, bajo una descripción cualitativa que depende en gran medida de la calidad de la imagen sísmica.

De esta manera la amplitud puede ser fuerte o débil y está en función de la profundidad y el medio de propagación es decir, las propiedades petrofísicas de las rocas y el contenido de fluidos, al igual que la frecuencia, depende de la velocidad de propagación y ésta puede ser alta o baja, la continuidad es cualitativa pues es un reflejo de las propiedades físicas del medio y se considera buena o mala según se manifieste y finalmente, la energía que al igual que la frecuencia y la amplitud depende de la profundidad o distancia y las propiedades físicas de los diferentes materiales presentes en el medio de lo cual depende que la señal de ésta sea fuerte o nula.

La figura IV.4 ilustra las características de las reflexiones en el interior de las secuencias; en general se observan reflectores de fuerte amplitud (buena definición) y baja frecuencia (mínimo de repeticiones), con muy buena continuidad (extensión lateral) y de fuerte energía (señal clara).

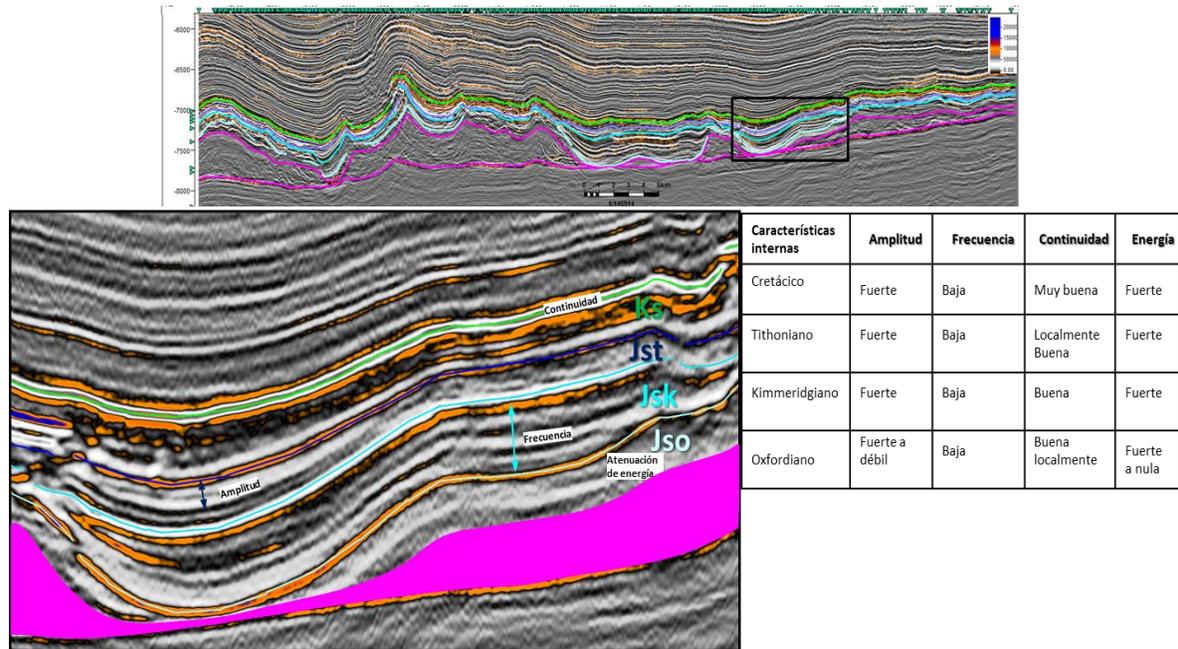


Figura IV.4 Sección sísmica mostrando las características de las reflexiones en el interior de las secuencias en un sector (recuadro en negro), de una línea sísmica interpretada este-oeste (parte superior), la tabla del extremo derecho describe las características particulares de cada una de ellas, mientras que la imagen del extremo izquierdo ilustra dichas características.

Una vez delimitadas las secuencias y definidas las facies sísmicas, interpretamos las características de los reflectores al interior de las secuencias, en general se aprecian paralelos entre sí, a los planos de estratificación y/o con los límites de secuencias, pero atendiendo a la deformación post cinemática. La figura IV.5 ilustra el comportamiento regional de los reflectores al interior de las secuencias y en detalle, se puede apreciar el papel de la tectónica salina en ellas. Cabe señalar que no fue posible identificar paquetes de estratos contenidos en el interior de las secuencias esto debido a la limitación de la resolución sísmica vertical.

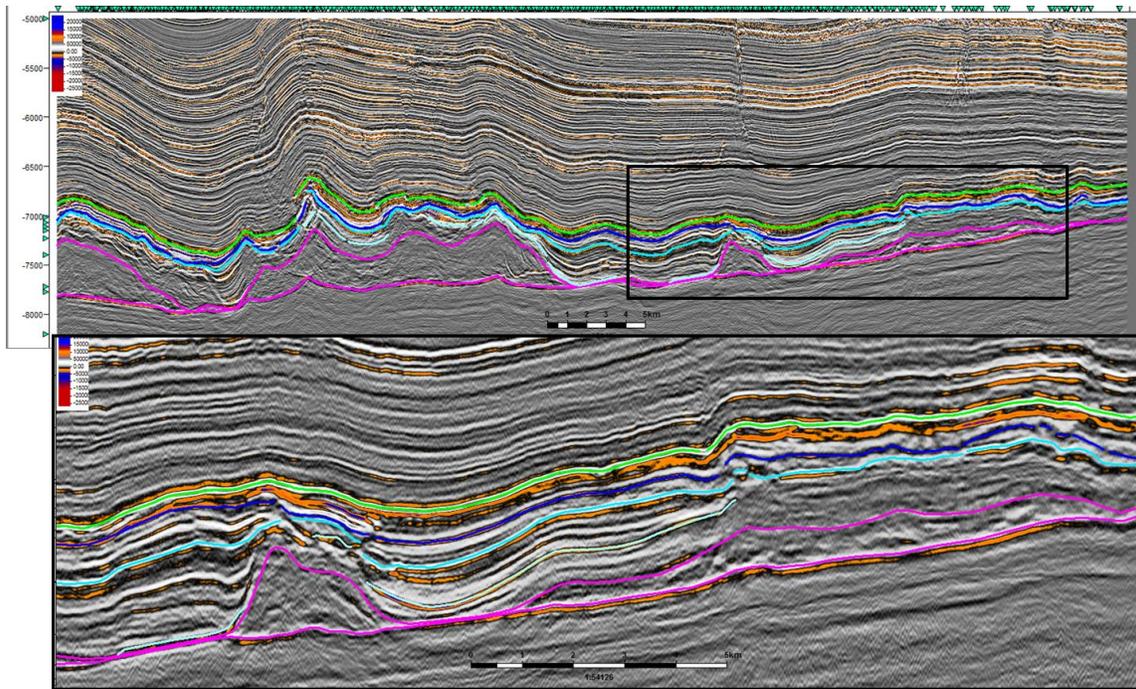


Figura IV.5 Sección que muestra el arreglo interno de las secuencias sobre una línea sísmica interpretada (parte superior), a detalle en un sector de la misma (recuadro en negro), en general los reflectores son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y a su vez con los límites de las secuencias.

La resolución sísmica fue estimada a partir de las velocidades de intervalo promedio, calculadas en aquellos pozos cercanos al área de estudio y considerados como análogos estratigráficos. Para calcular la resolución sísmica vertical se obtuvieron las velocidades promedio por intervalo estratigráfico, posteriormente se realizó el análisis de frecuencias sísmicas también por intervalo estratigráfico, para obtener la frecuencia dominante en cada uno de ellos. Ya con estos datos disponibles se calculó el límite de separabilidad (de reflectores, es decir la resolución vertical) que está en función de la longitud de onda dominante, la cual depende de la velocidad y la frecuencia dominante. Los resultados obtenidos para el Jurásico no diferenciado y el Cretácico se resumen en la figura IV.6

Es importante mencionar que para el Jurásico no fue posible estimar la resolución vertical por intervalo estratigráfico por dos razones: la primera y más importante es en relación con los espectros de frecuencias obtenidos en los diferentes intervalos (Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano), los cuales dieron gráficos muy semejantes entre sí, es decir, las tres secuencias se encuentran dentro del mismo rango y la segunda razón se debe a la incertidumbre en cuanto a la ubicación de las cimas estratigráficas y el posible error acumulativo derivado de este hecho, por lo que consideramos todo el rango como posibilidad para el Jurásico no diferenciado.

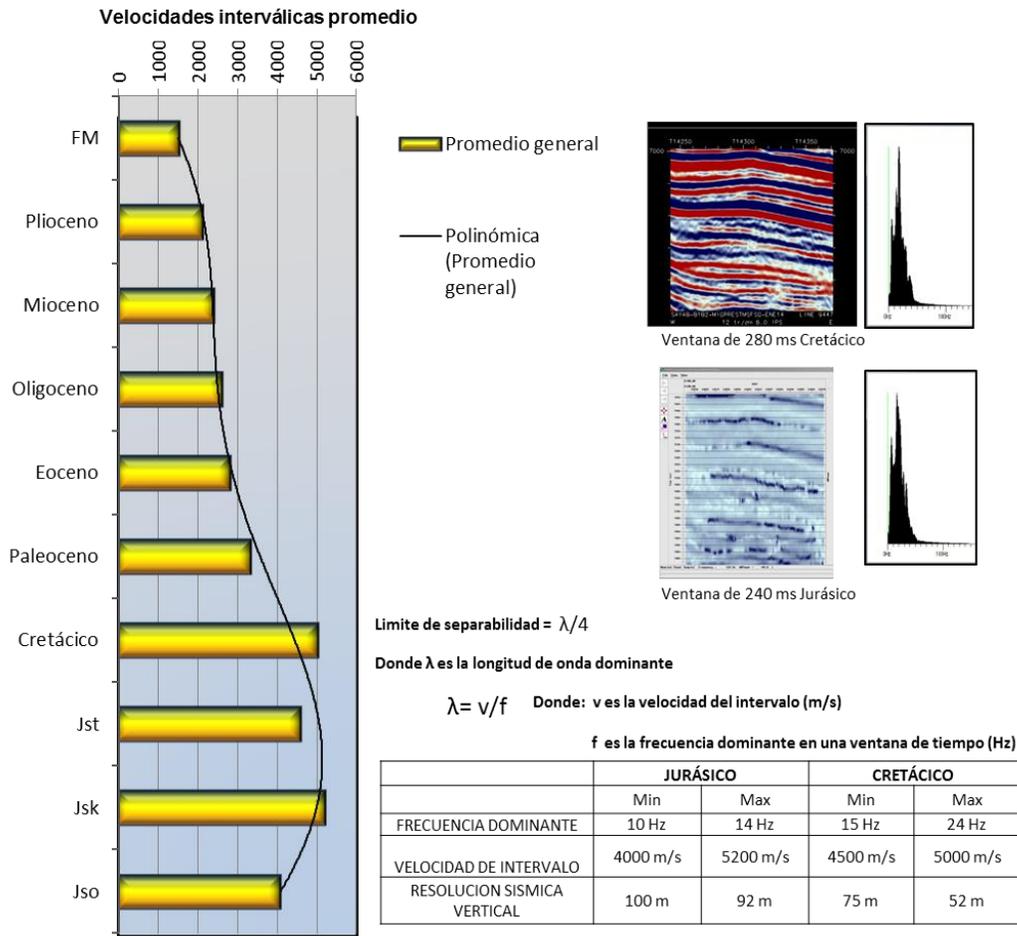


Figura IV.6 Grafica que muestra los rangos de la resolución sísmica estimada a partir de las velocidades de intervalo promedio y la longitud de onda (esta última en función de la frecuencia dominante) para el Cretácico y Jurásico no diferenciado.

IV.4 Asociación de facies sísmicas con facies sedimentarias y ambientes de depósito

El análisis de facies sísmicas consistió en la descripción e interpretación del ambiente de depósito a partir de las características de los reflectores al interior de las secuencias. Los reflectores sísmicos por medio de sus características tales como: configuración, continuidad, amplitud, frecuencia, velocidad del intervalo y forma, de las cuales la más importante para la interpretación geológica es probablemente la configuración o forma ya que a partir de la disposición de estos se puede especular sobre las condiciones de energía en el ambiente al momento del depósito.

La figura IV.7 muestra algunos rasgos sedimentarios interpretados: para el Oxfordiano se aprecian reflectores paralelos entre sí, destacados en color café, reflejando condiciones de baja energía, quizás de ambientes muy someros, en una posición muy proximal a la línea de costa penecontemporánea como lo indica el acuñamiento de la secuencia mesozoica hacia el extremo derecho de la imagen.

Para el Kimmeridgiano se aprecian patrones de reflexión de tipo monticular o acrecional (crecimiento vertical), resaltados en color amarillo y con una extensión lateral limitada a paleo altos locales, este tipo de patrón refleja condiciones de alta energía asociada a ambientes someros.

En la secuencia del Cretácico se aprecian al igual que en la del Kimmeridgiano patrones monticulares o acrecionales, destacados en color amarillo, pero aún más limitados en cuanto a extensión a paleo altos puntuales y se interpreta corresponden a ambientes de depósito semejantes a los del Kimmeridgiano, someros en condiciones de alta energía.

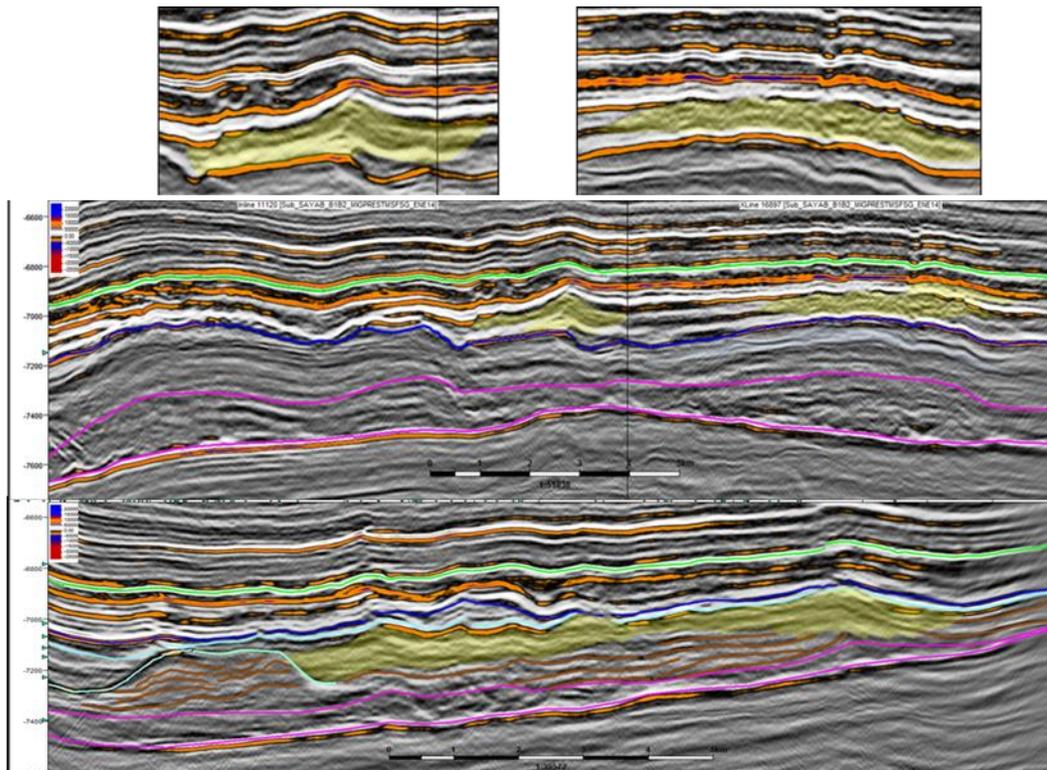


Figura IV.7 Línea compuesta que muestra rasgos sedimentarios interpretados a partir del análisis de facies sísmicas, en detalle (parte superior resaltadas en color amarillo), la imagen de en medio muestra la disposición de los rasgos al interior de la secuencia del Cretácico y la imagen inferior muestra los rasgos identificados para la secuencia Jurásica.

Las variaciones relativas de nivel del mar no fueron posibles de identificarse o reconocerse para las secuencias del Jurásico, debido a que la mayoría de ellas son de ambientes transicionales a carbonatos marinos someros presumiblemente, con excepción del miembro inferior del Oxfordiano que se presume terrígeno, razón por la cual no esperábamos identificar límites de secuencias en sentido estricto para este intervalo y decidimos considerar sus límites cron estratigráficos.

Otra excepción la constituye el Cretácico debido a que la plataforma continental para esa edad se encuentra al oriente del área de estudio y fuera del área del levantamiento sísmico 3D (la plataforma y su borde para esta edad se conocen por líneas sísmica 2D). Tomando en cuenta este hecho y considerando la paleogeografía regional, los ambientes sedimentarios para el Cretácico en el área de estudio corresponden a ambientes de cuenca en condiciones de mar abierto; al ser ambientes marinos profundos, resulta difícil identificar límites de secuencias en esta posición de la cuenca, debido a que los depósitos corresponderían principalmente a secciones condensadas representando la escasas de aporte de sedimentos a la cuenca durante la máxima transgresión.

Así también, asumimos que la sedimentación fue continua y homogénea, por lo tanto los límites de secuencias estarían asociados a cambios de facies laterales incapaces de identificarse o reconocerse por medio de estratigrafía sísmica en carbonatos. La figura IV.8 ilustra las secuencias sísmicas identificadas como posibles candidatos a límites de secuencias, resaltadas en diferentes tonalidades de color azul para el Jurásico y en diferentes tonalidades de color verde para el Cretácico numeradas cronológicamente.

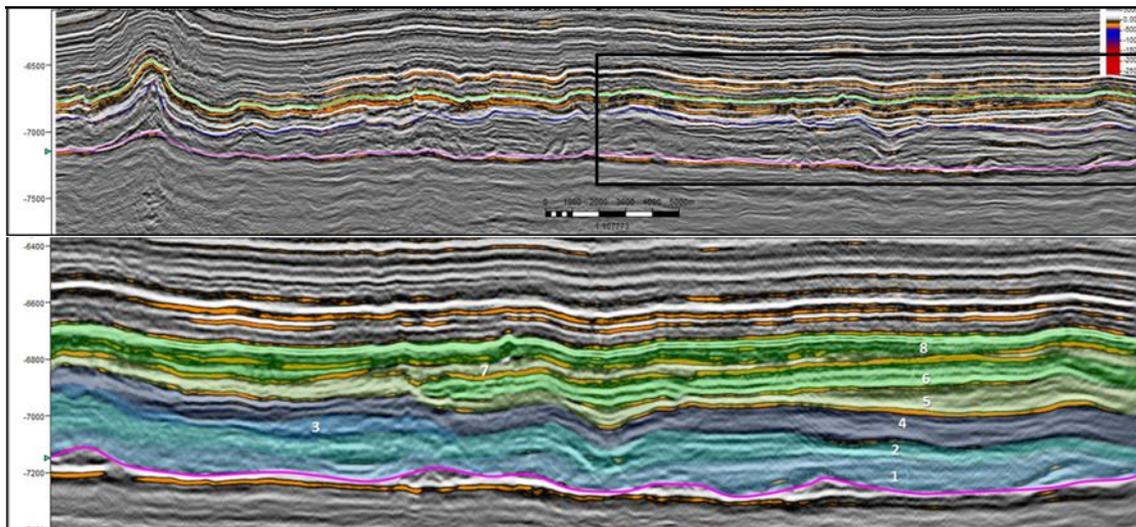


Figura IV. 8 Sección que muestra la posible subdivisión en secuencias sísmicas, en un segmento de una línea sísmica (recuadro en negro), las cuales se aprecian continuas y homogéneas localmente, pero no son posibles de mapear en el área de estudio pues sus límites cambian lateralmente de expresión y no se reconocen más.

Una vez concluida la interpretación sísmica de los seis horizontes sismoestratigráficos, se realizó la configuración estructural de cada uno de ellos, con el fin de obtener la configuración del relieve actual de los mismos. Para ello la interpretación fue interpolada para obtener una configuración más densificada y convertirla en una superficie estratigráfica, que posteriormente sirvió como dato de entrada para el modelo estructural y la configuración de los horizontes estructurales correspondientes, donde estos últimos reflejan el efecto de las fallas presentes para cada nivel estratigráfico, constituyendo así el marco estructural del modelo. En la figura IV.9 se muestra la integración por etapas del marco estructural del modelo.

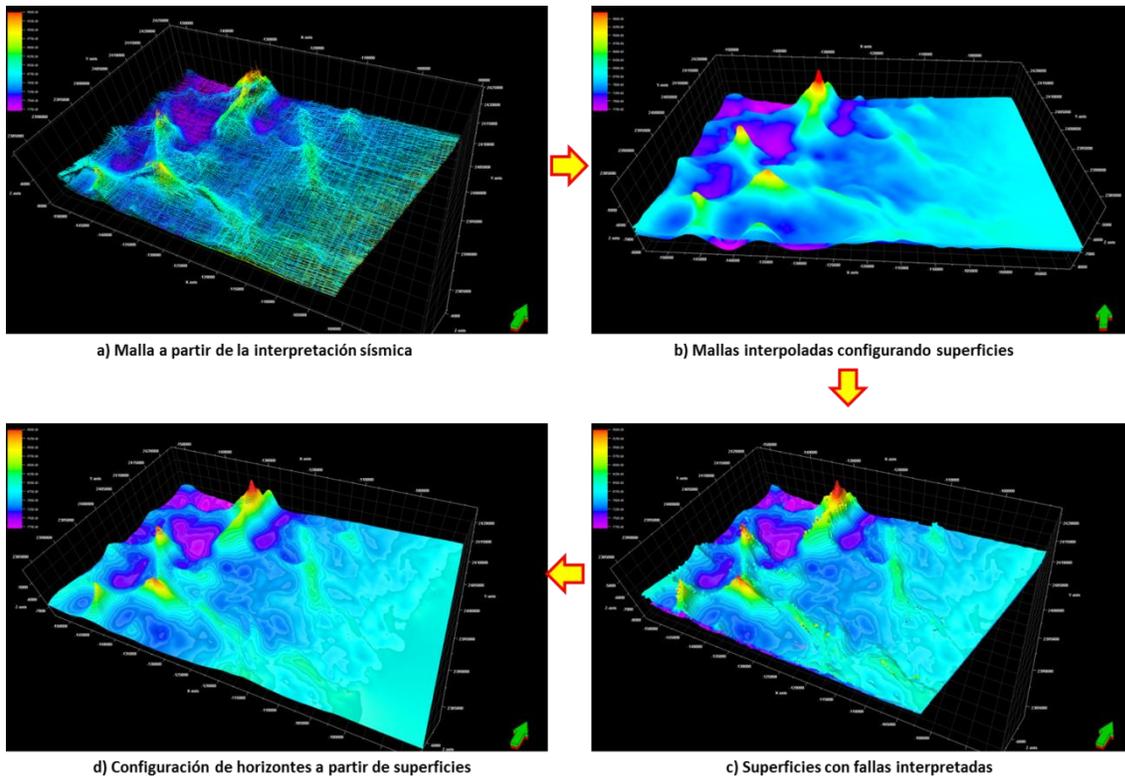


Figura IV.9 Secuencia de imágenes que muestran la construcción por etapas del marco estructural del modelo

Una vez conformado el modelo estructural se revisó el comportamiento de cada una de las secuencias identificando: cambios de espesor, zonas de erosión y buscando cambios sistemáticos en la configuración de los patrones de reflexión sísmica. Derivado de lo anterior se identificó una zona de minicuenas sin afectación tectónica aparente, esta se estudió a detalle para poder establecer con más claridad el origen y evolución de la secuencia Jurásica así como, su importancia desde el punto de vista de presencia del sistema petrolero. La figura IV.10 muestra la ubicación del sector de minicuenas sobre la configuración estructural del Oxfordiano, en este nivel es donde se aprecia una gran depresión central en el área, delimitada por estructuras menores. En esta misma se aprecia el máximo desarrollo en espesor de la secuencia Jurásica y a la vez, la mínima afectación estructural, por esta razón decidimos trabajar en este sector a detalle el resto de la metodología planteada para alcanzar el objetivo del presente.

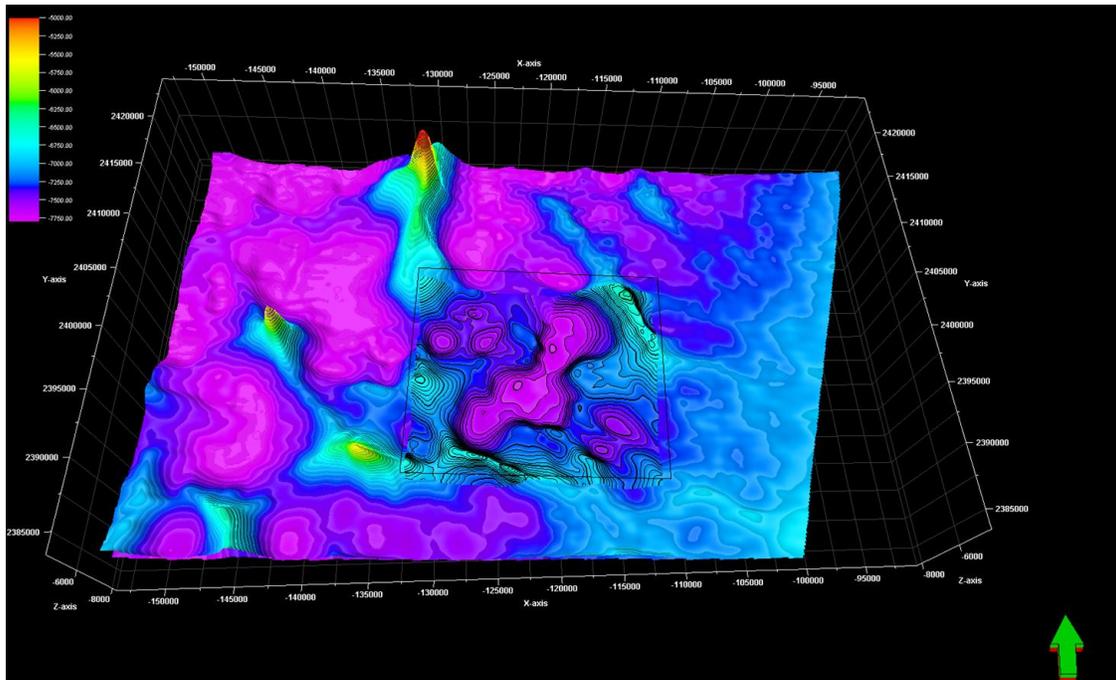


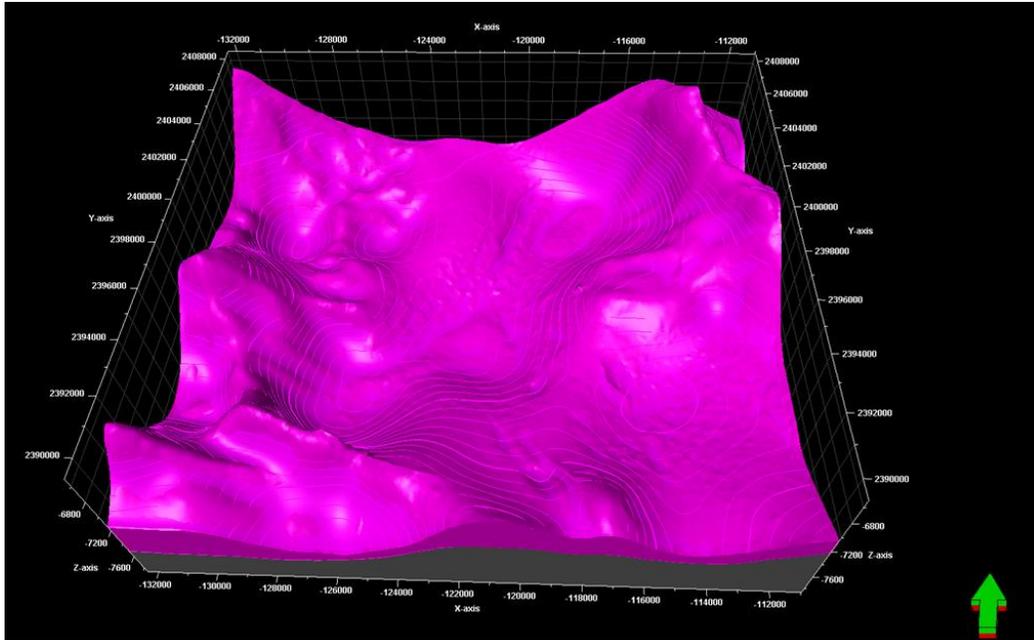
Figura IV.10 Configuración estructural para la posible cima del Oxfordiano mostrando un sector de minicuecas (recuadro negro), identificado hacia la porción central del área de estudio y es aquí donde la secuencia jurásica alcanza su mayor espesor.

IV.5 Modelo estratigráfico secuencial

Para el sector de minicuecas fue necesario detallar la interpretación de los seis horizontes crono estratigráficos así como, las fallas geológicas y su alcance estratigráfico. Esta escala nos permitió apreciar el depósito cronológico de cada una de las secuencias así como, interpretar su paleogeografía, postular posibles ambientes de depósito y la consideración de las posibles facies asociadas.

A continuación se describe brevemente la presencia de cada una de las secuencias en orden estratigráfico: la sal autóctona está presente en toda el sector con espesores muy variables que van desde cero, hasta más de 1800 ms los primeros corresponden con las zonas de soldadura y los segundos con estructuras tipo aguja, que obligan a la secuencia mesozoica a irrumpir en las secuencias del Paleógeno y Neógeno, mientras que otras estructuras de tipo alimentadores atraviesan ambas secuencias (Paleógeno y Neógeno), llegando casi al fondo marino.

Cabe señalar aquí, la consideración referente a la relación entre la presencia de la sal autóctona y sus implicaciones respecto a la presencia de la secuencia del Oxfordiano, que de acuerdo con el criterio establecido para reconocer y/o identificar el límite superior de esta última, parece estar parcialmente ausente. La figura IV.11 muestra la configuración estructural de la cima de la sal autóctona así como algunas zonas con los cambios de espesor en la misma.



Configuración estructural para la cima de la sal autóctona

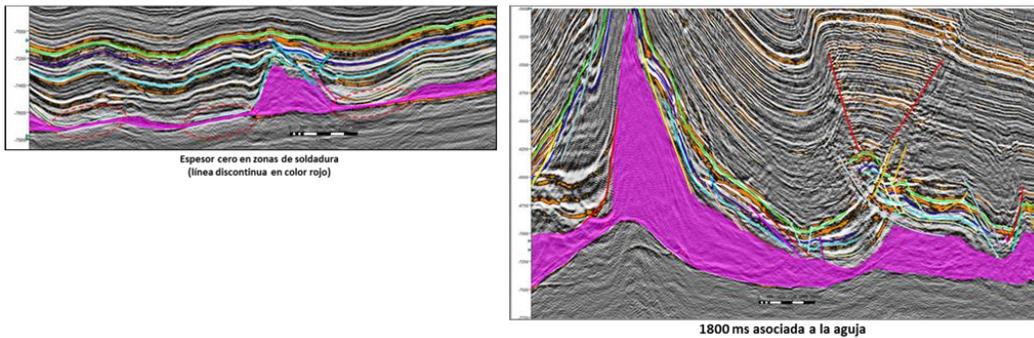


Figura IV.11 Configuración estructural para la cima de la sal autóctona y dos sectores que muestran los espesores máximos y mínimos identificados.

La secuencia del Jurásico Superior Oxfordiano está presente en casi toda el sector de minicuecas, excepto en algunas zonas asociadas con soldaduras, donde la expulsión de la sal debido a la sobre carga litostática se llevó probablemente total o parcialmente a “la secuencia del Oxfordiano”. Es importante destacar otras zonas con “aparente ausencia” debido: a) que no se identifica el evento sísmico o reflector que se consideró como el límite de la secuencia del Oxfordiano, b) por no depósito y c) la presencia de la misma está en duda pero no podemos aseverar la causa, erosión o no depósito.

La figura IV.12 muestra la configuración estructural de la cima del Oxfordiano y las zonas donde esta secuencia está ausente, ya que se encuentra en zonas de soldaduras. En el resto del sector los espesores son muy variables con mínimos de 45 ms asociados a las cimas de las almohadas de sal y máximos de 300 ms rellenando minicuecas.

Figura IV.13 Configuración estructural para la cima del Oxfordiano (en planta), ubicando las zonas con ausencia así como, las posibles causas de la misma e ilustra en diferentes sectores los espesores mínimos y máximos.

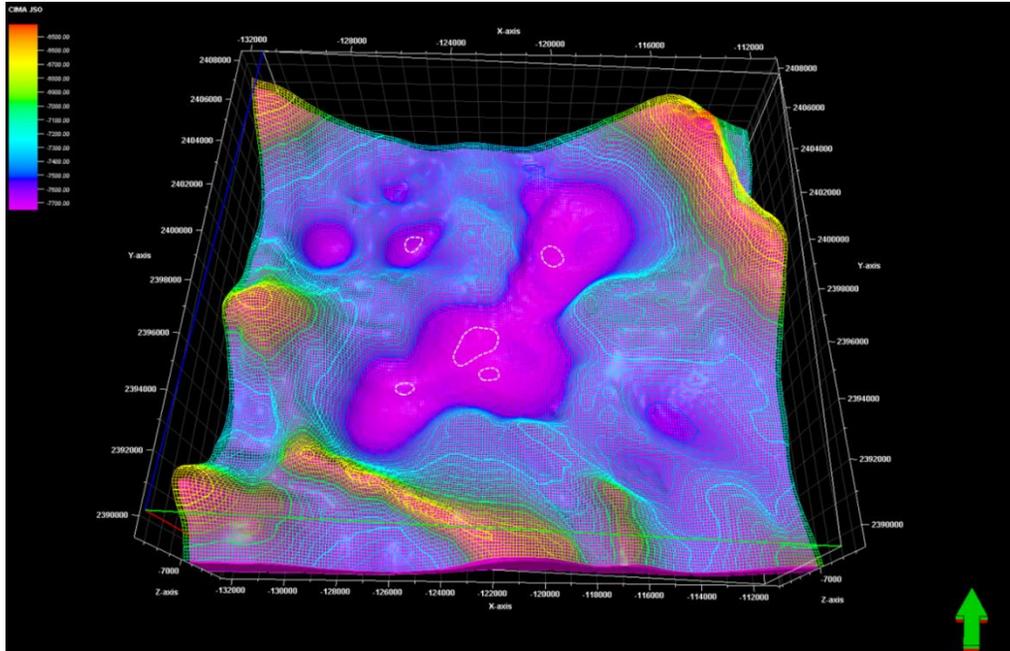


Figura IV.12 Configuración estructural para la cima del Oxfordiano y su ausencia relacionada con zonas de soldaduras (delimitadas con línea blanca discontinua).

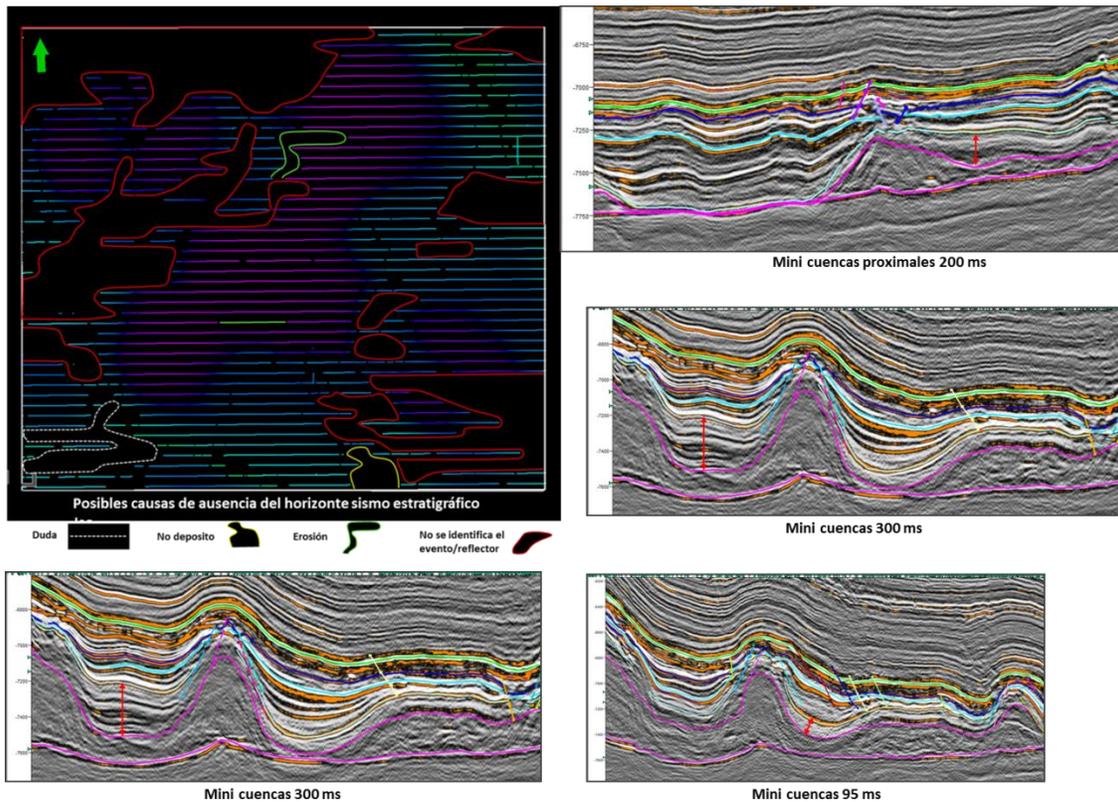


Figura IV.13 Configuración estructural para la cima del Oxfordiano (en planta), ubicando las zonas con ausencia así como las posibles causas de la misma e ilustra en diferentes sectores la estimación de los espesores antes mencionados.

La secuencia del Kimmeridgiano está presente en todo el sector con espesores muy variables que van desde los 35 ms estimados en la cima de las estructuras menores, hasta los 380 ms rellenando las minicuenas. Cabe destacar que esta secuencia “aparentemente” rellena en su totalidad a las minicuenas. La figura IV.14 muestra la configuración estructural para la cima del Kimmeridgiano (en planta), e ilustra en los diferentes sectores las variaciones de espesor antes citados.

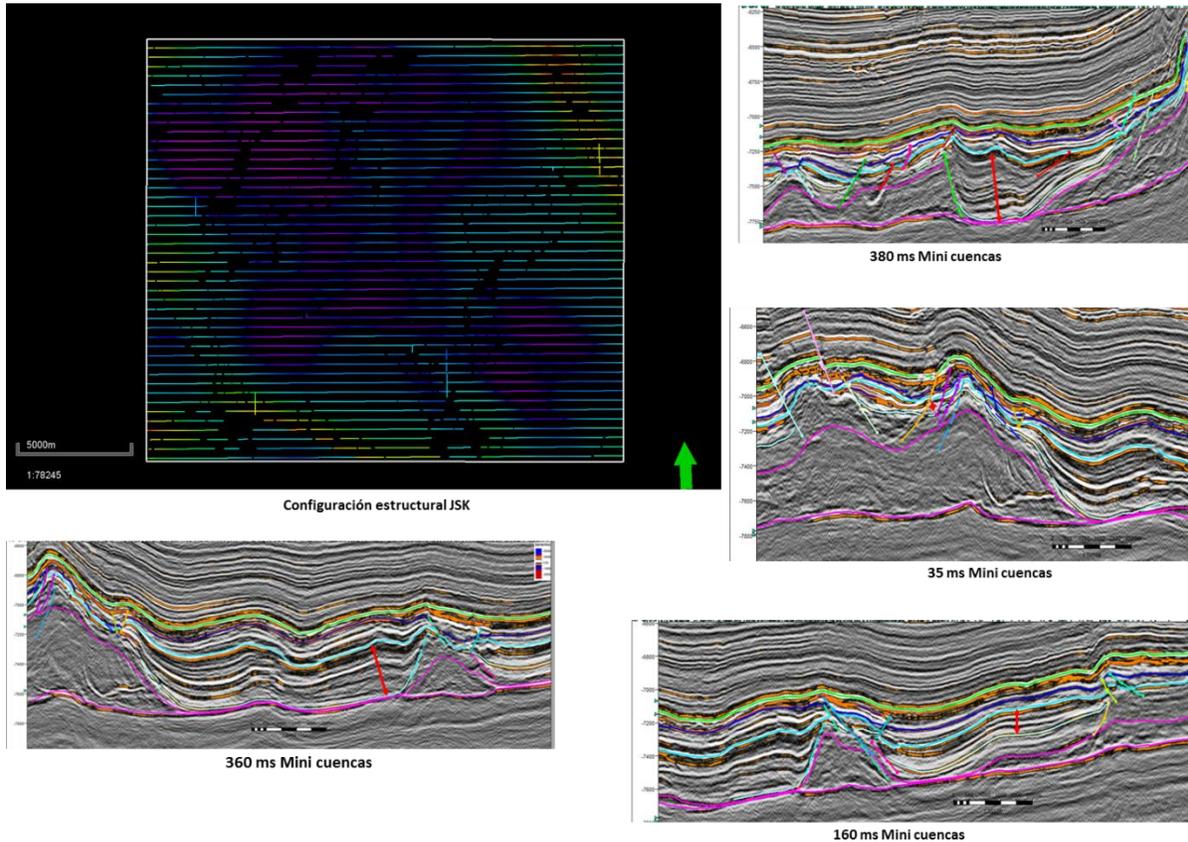


Figura IV.14 Configuración estructural para la cima del Kimmeridgiano (en planta), e ilustra en diferentes sectores los espesores mínimos y máximos estimados.

La secuencia del Tithoniano está presente en todo el sector con espesores poco variables en comparación con las anteriores secuencias, ya que van desde los 20 ms en la cima de las estructuras, hasta 160 ms en las minicuenas. La figura IV.15 muestra la configuración estructural para la cima del Tithoniano (en planta), e ilustra en los diferentes sectores las variaciones de espesor estimadas.

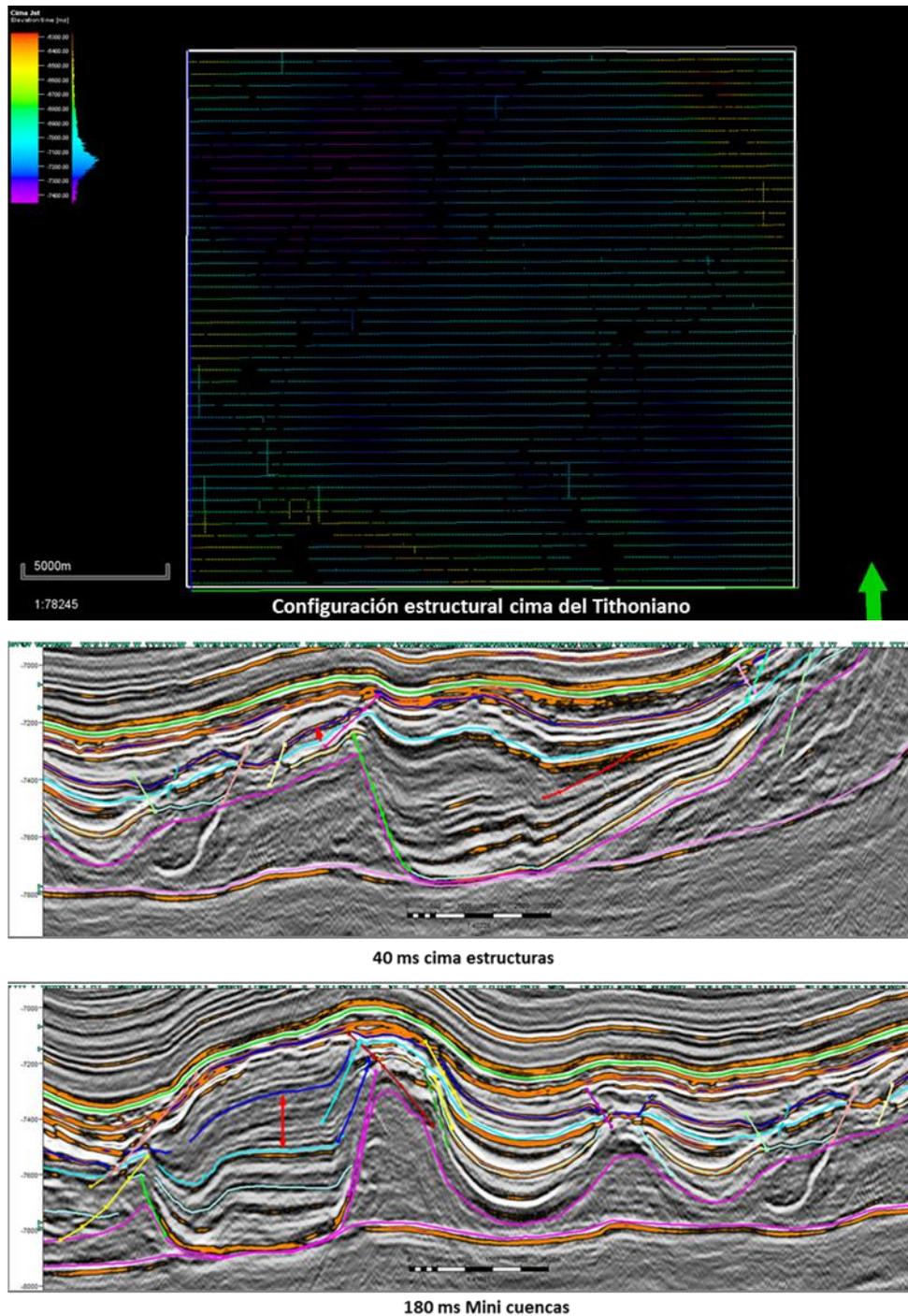


Figura IV.15 Configuración estructural para la cima del Tithoniano (en planta), e ilustra en dos diferentes sectores los espesores mínimos y máximos estimados.

La secuencia del Cretácico está presente en todo el sector con espesores variables que van de los 40 ms en la cima de las estructuras, hasta los 280 ms en las minicuevas. La figura IV.16 muestra la configuración estructural para la cima del Cretácico Superior (en planta), e ilustra en diferentes sectores las variaciones de espesor estimadas.

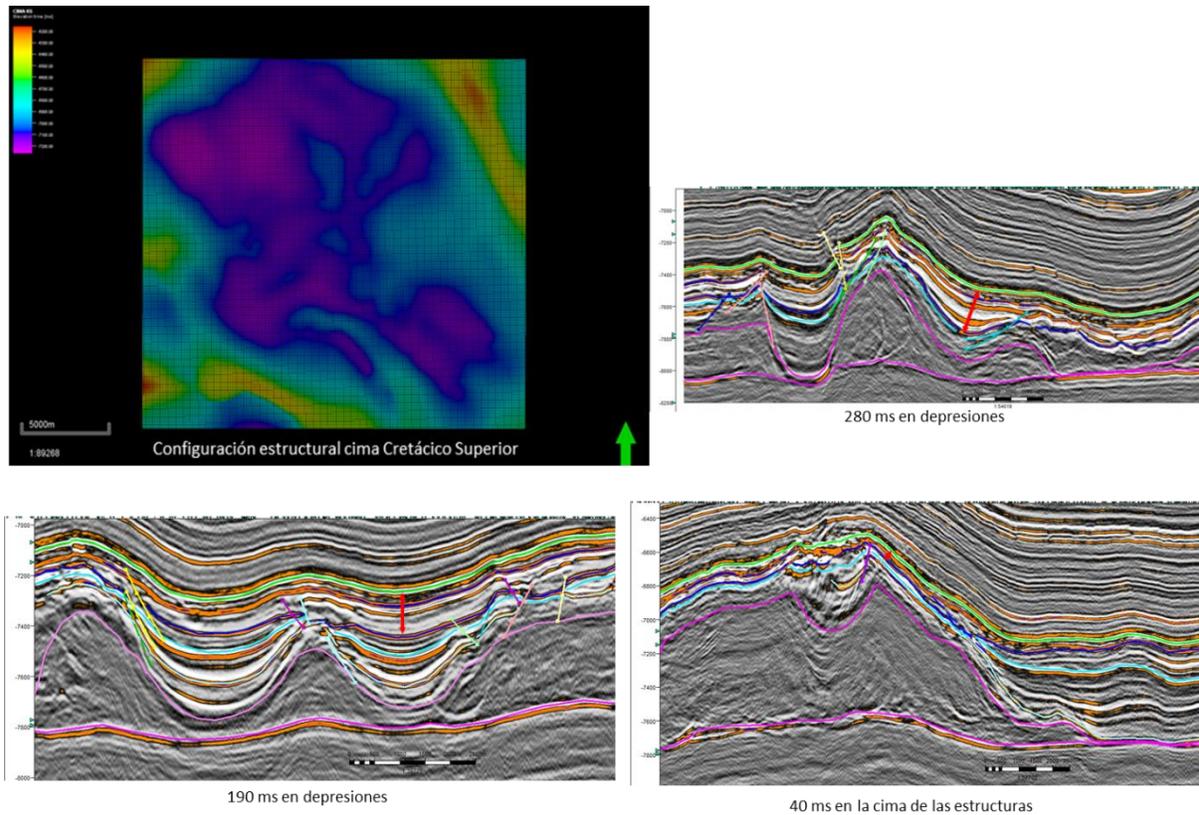


Figura IV.16 Configuración estructural para la cima del Cretácico (en planta), e ilustra en diferentes sectores los espesores mínimos y máximos estimados.

Las figuras IV.17, IV.18 y IV.19 muestran mediante líneas sísmicas interpretadas el comportamiento de la secuencia del Jurásico al interior de las minicuevas así como, el papel de las almohadas de sal durante la generación de las mismas y el aplanado cronológico de los límites de las secuencias, nos permite apreciar las variaciones de espesor o desarrollo para cada una de ellas.

Dichos cambios de espesor eran importantes de plasmar en mapas por nivel estratigráfico que ayudasen a identificar la presencia, distribución y orientación preferencial de las secuencias.

Debido a que no se realizó la conversión a profundidad de los datos empleados para el desarrollo del presente, se obtuvieron mapas de isocoras (alcance de la unidad estratigráfica en el dominio del tiempo), como equivalentes a mapas de isopacas que ayudaran en la interpretación paleogeográfica del Jurásico, las figuras IV.20, IV.21, IV.22, IV.23 y IV.24 muestran los mapas de isocoras obtenidos desde la sal autóctona y hasta el Cretácico.

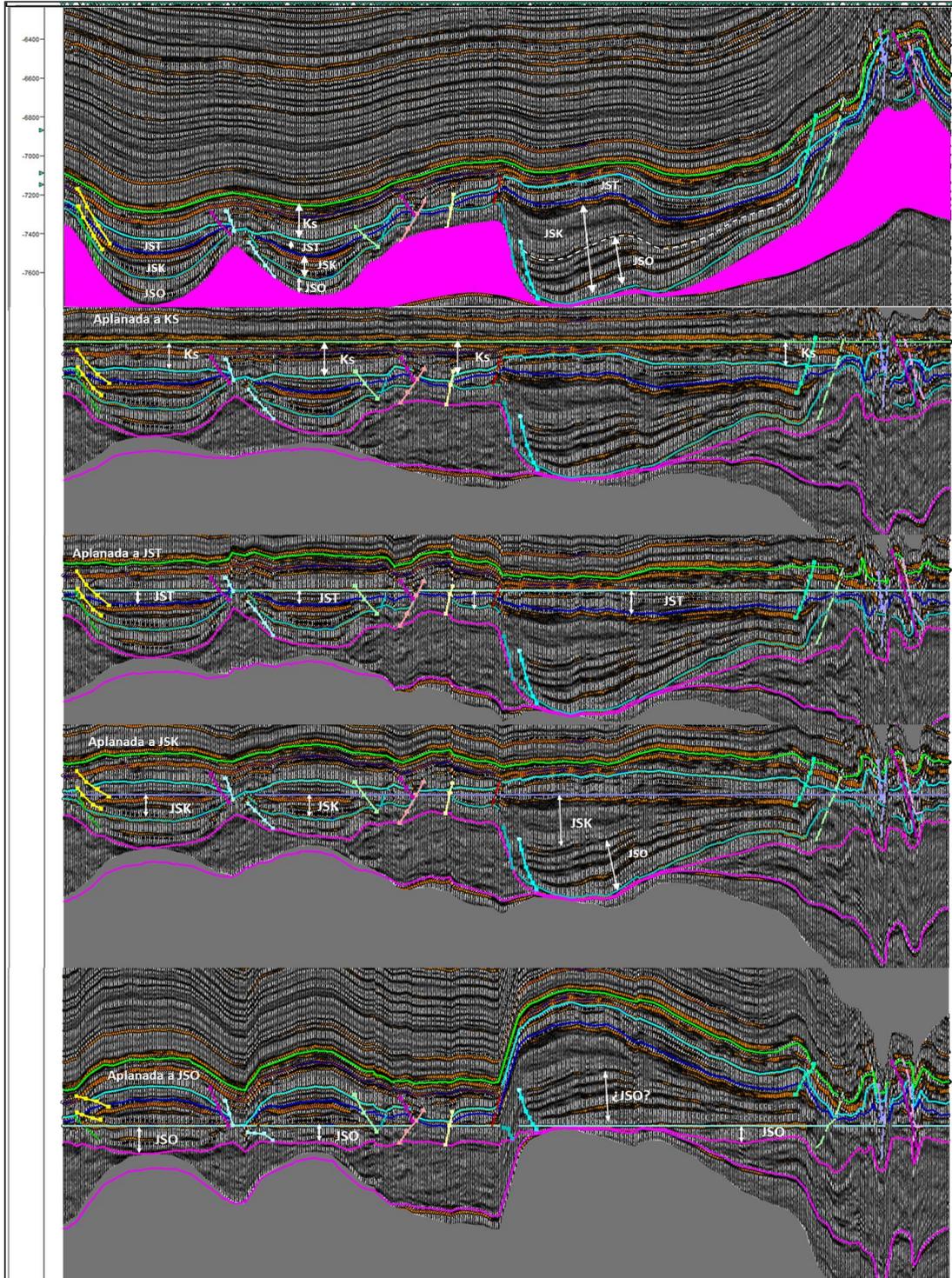


Figura IV.17 Línea sísmica compuesta (oeste – este y sur – norte) interpretada en el sector de mini cuencas, en ella se aprecia la relación de las almohadas de sal con las minicuevas al parecer la sal se mantuvo activa hasta el Thitoniano, es decir la secuencia jurásica sería la secuencia sin cinemática mientras que el Cretácico sería la secuencia post cinemática. Con línea blanca discontinua se propone una posible ubicación para la cima del Oxfordiano dentro de la mini cuenca.

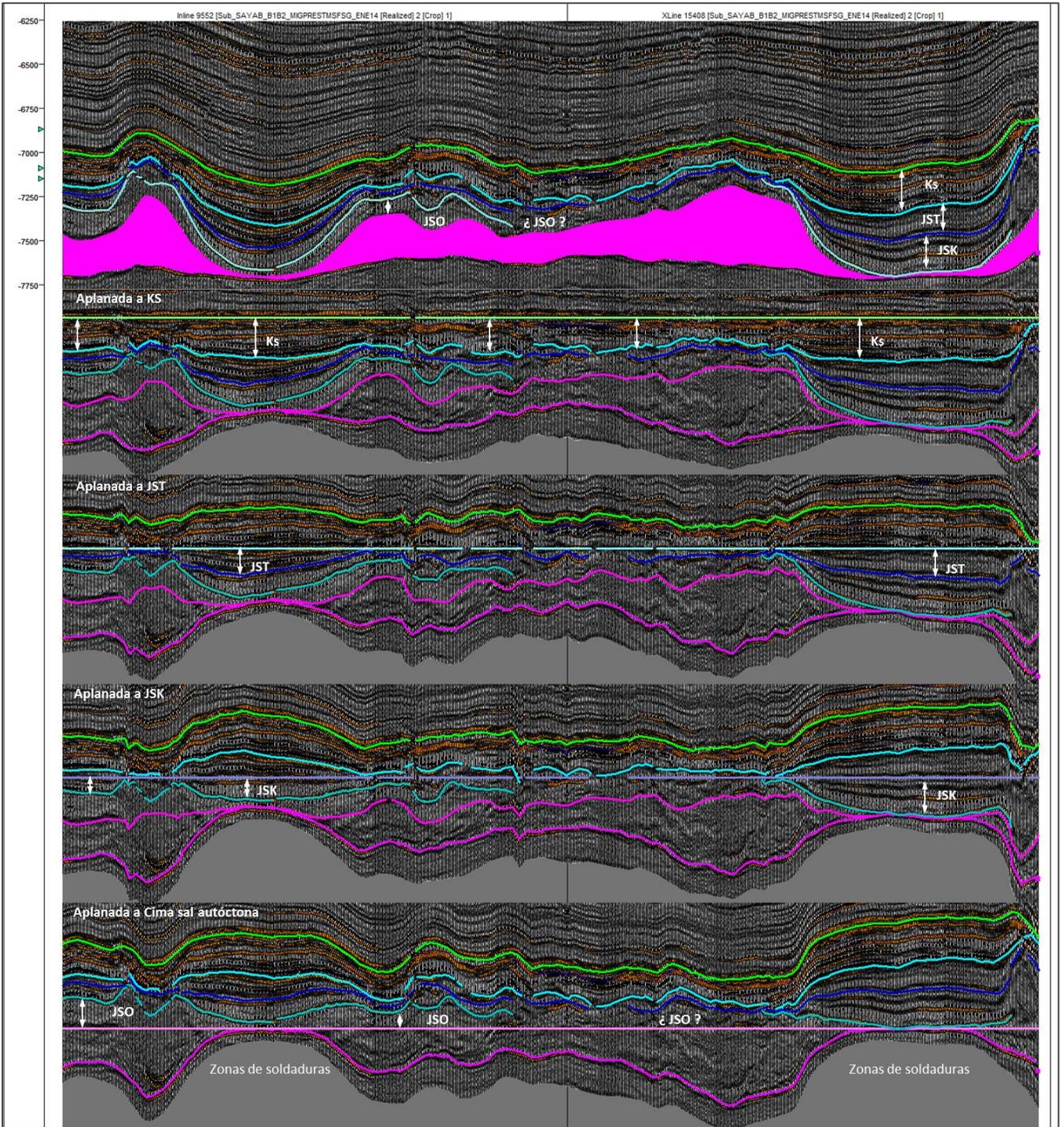


Figura IV.18 Línea sísmica (este - oeste) interpretada, en ella se aprecia la migración de las minicuevas en dirección este-oeste, debido al desarrollo limitado y simétrico de las mismas en el extremo occidental, mientras que en el sector oriental una minicueva asimétrica es aparentemente rellena por la secuencia del Kimmeridgiano, denotando que su desarrollo no fue sincrónico. El aplanado cronológico a cada uno de los límites de las secuencias permite observar su variación en espesor y/o desarrollo.

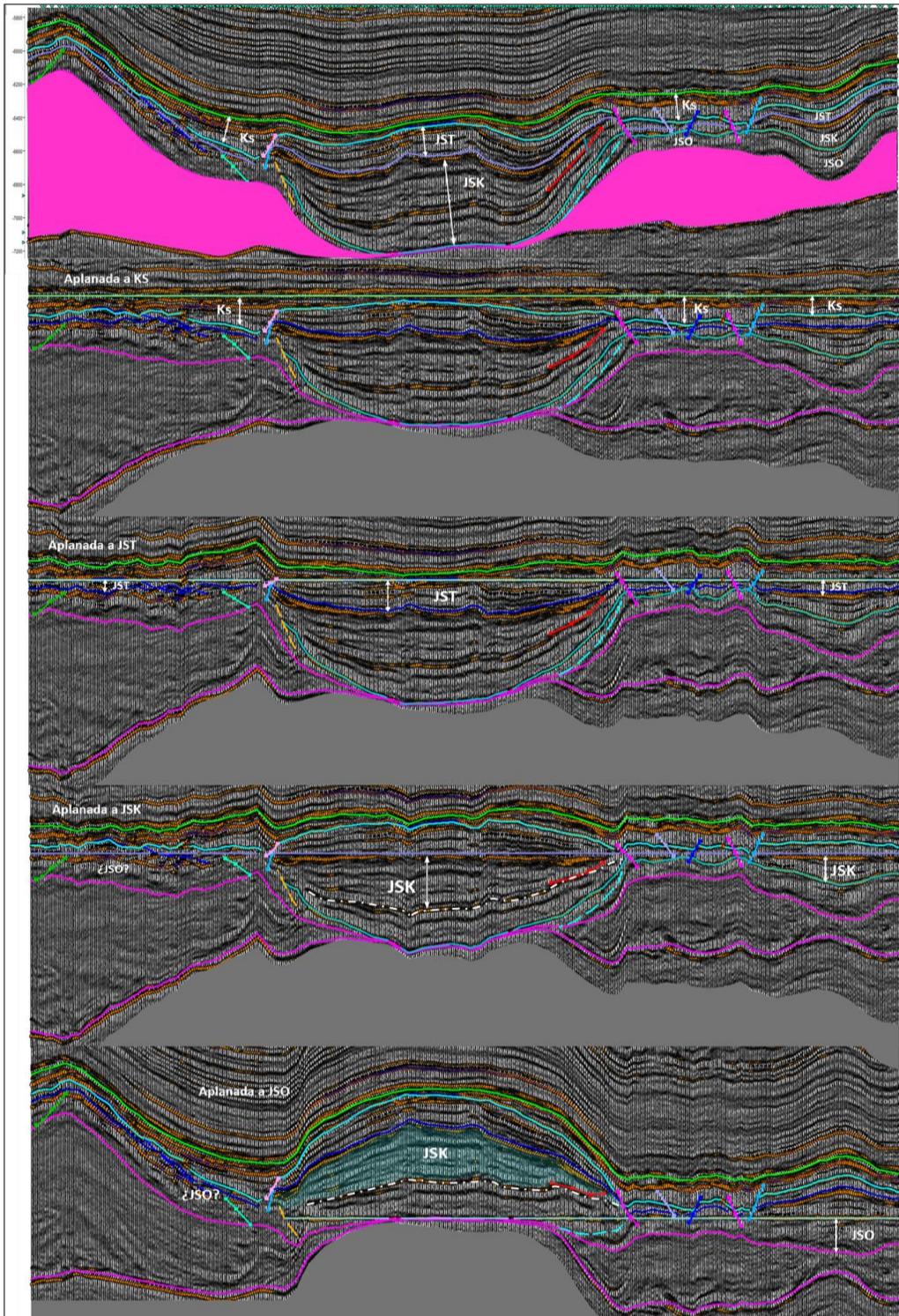


Figura IV.19 Minicuenca simétrica donde la sal se expulsó en su totalidad hasta generar una soldadura en el centro de la misma, la secuencia del Kimmeridgiano rellena la cuenca casi en su totalidad pero existe la posibilidad que esta contenga al miembro superior (carbonatado), del Oxfordiano (línea blanca discontinua), solo que no se aprecia contrastante de imagen entre ambas secuencias por ser de la misma constitución litológica.

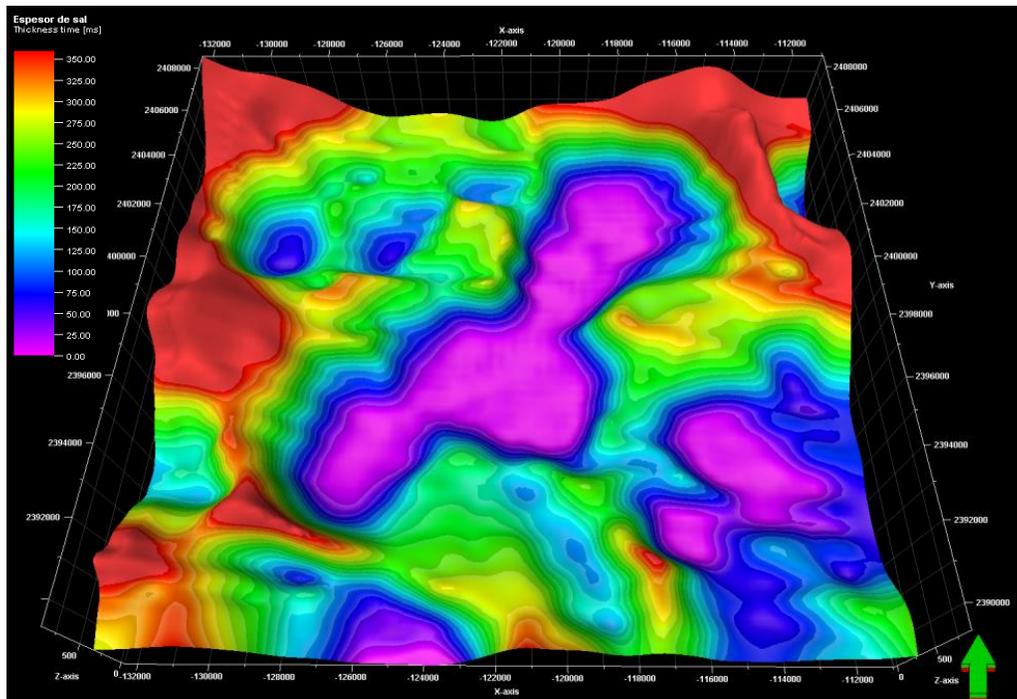


Figura IV.20 Distribución de isocoras para la sal autóctona.

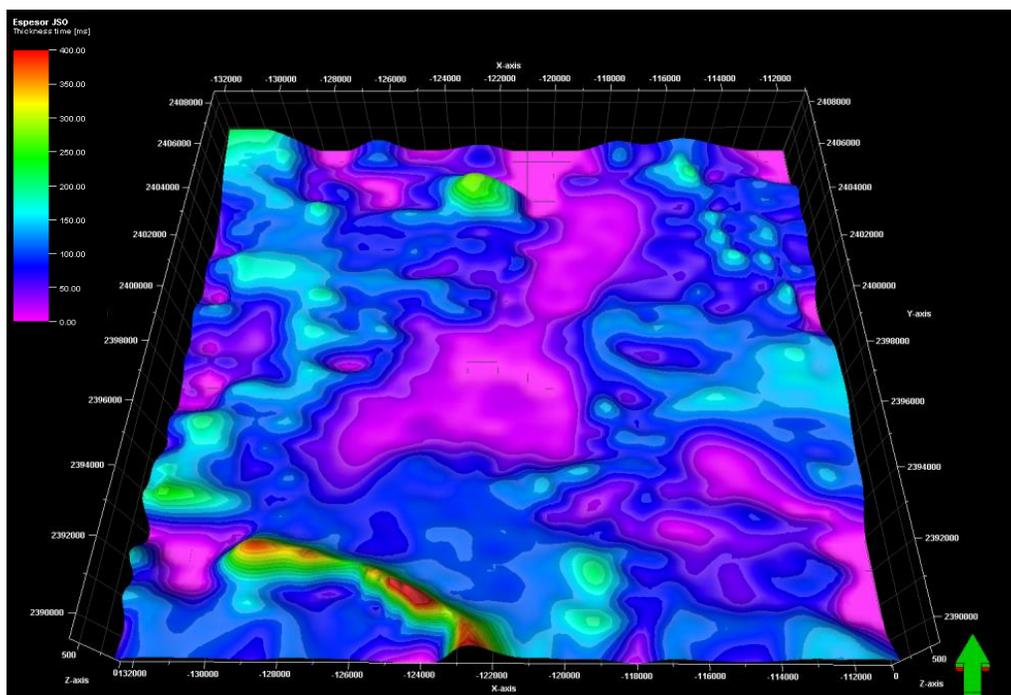


Figura IV.21 Distribución de isocoras para la secuencia del Oxfordiano.

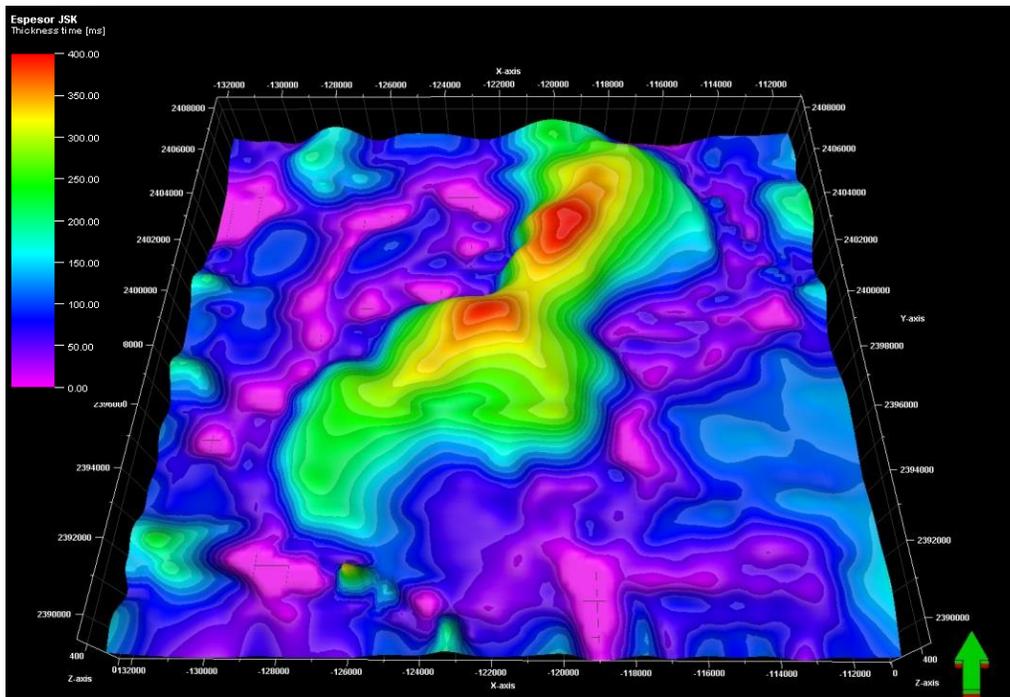


Figura IV.22 Distribución de isocoras para la secuencia del Kimmeridgiano.

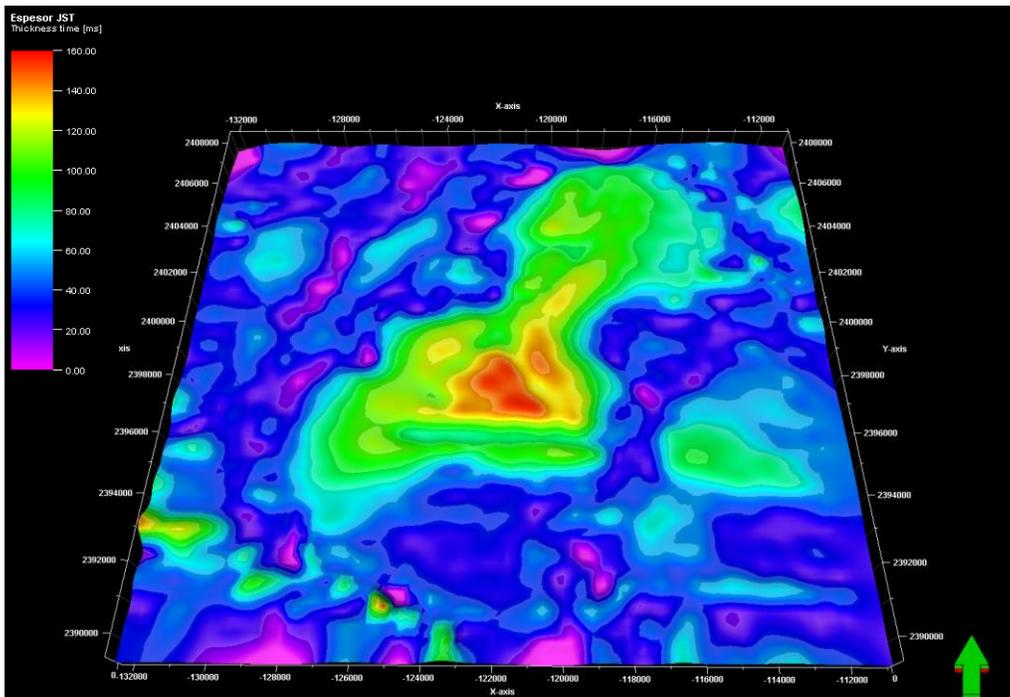


Figura IV.23 Distribución de isocoras para la secuencia del Tithoniano.

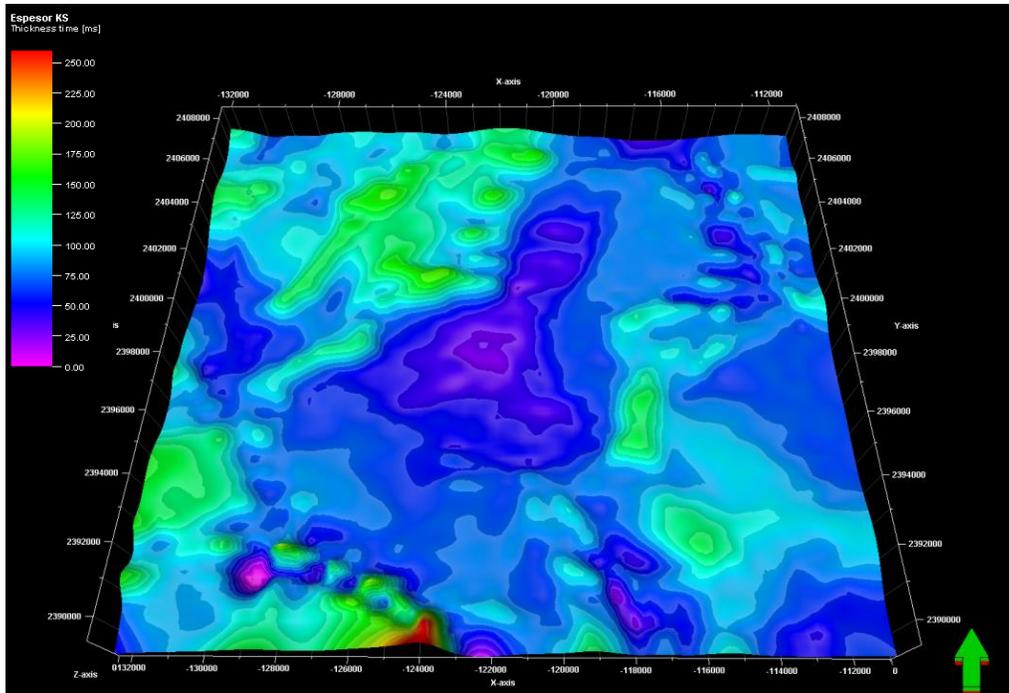


Figura IV.24 Distribución de isocoras para la secuencia Cretácica

IV.5 Extracción de atributos sísmicos

Para apoyar la propuesta litológica de acuerdo con los cambios de facies esperados para las secuencias del Oxfordiano, Kimmeridgiano y Cretácico, se recurrió a la extracción de atributos sísmicos de amplitud RMS, con la finalidad de identificar la posible presencia y distribución de la roca almacén, mediante la identificación de anomalías que mostrasen alguna tendencia y/o correspondencia de distribución con los cambios de facies sísmicas.

Los atributos sísmicos RMS (root mean square), son calculados como la raíz cuadrada media de la suma de los cuadrados, de las amplitudes encontradas en la ventana de análisis. Para las secuencias de interés (desde el punto de vista de roca almacén), se extrajeron atributos en superficie y volumétricos, los primeros sobre una superficie de una sección de tiempo y sobre diferentes secciones proporcionales de tiempo, con la finalidad de indagar los intervalos de mayor interés. Los segundos se analizaron en diferentes ventanas de tiempo que se acotaron por arriba de la cima del horizonte y por debajo de la cima del horizonte, dentro de la secuencia y así hasta encontrar aquellos intervalos con la mejor manifestación de anomalías.

Cabe mencionar que se realizaron varios ensayos considerando el espesor bruto de cada secuencia (equivalente a la zona estratigráfica en el modelo estructural) y dividiendo a éstas en diferentes secciones proporcionales.

La figura IV.25 muestra las diferentes zonas estratigráficas generadas entre dos horizontes estratigráficos y la figura IV.26 muestra la integración de las mismas en el modelo estructural.

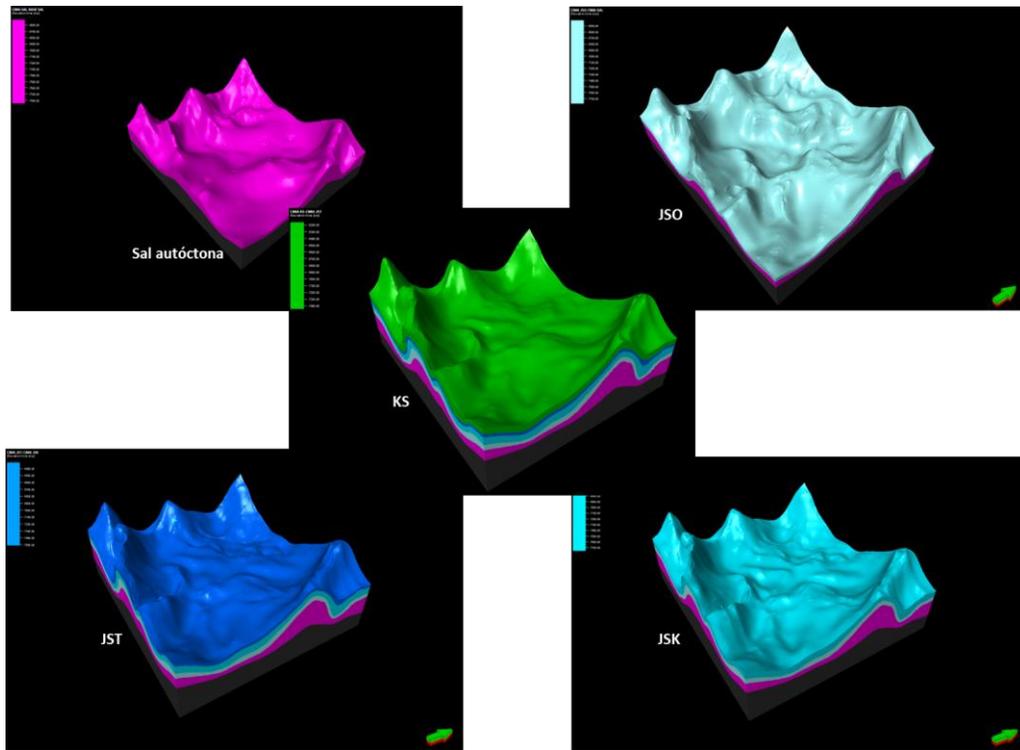


Figura IV.25 Zonas estratigráficas generadas entre dos horizontes estratigráficos o límites de secuencias

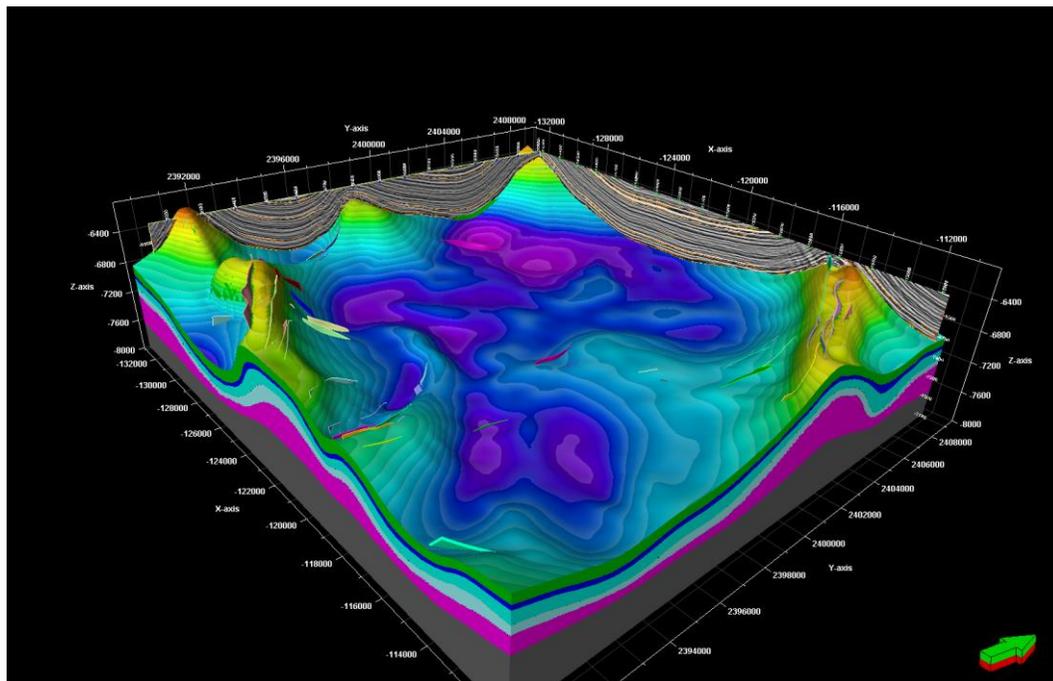


Figura IV.26 Integración de las zonas estratigráficas en el modelo estructural

Las figuras IV.27, IV.28 y IV.29 muestran la distribución de las anomalías de amplitud identificadas a partir de la extracción de atributos RMS en superficie, a diferentes intervalos de tiempo de acuerdo con los espesores mínimos y máximos identificados para cada secuencia, donde solo se muestran las imágenes en aquellos intervalos de tiempo con tendencias acorde a la interpretación de las facies sísmicas y/o con el modelo conceptual.

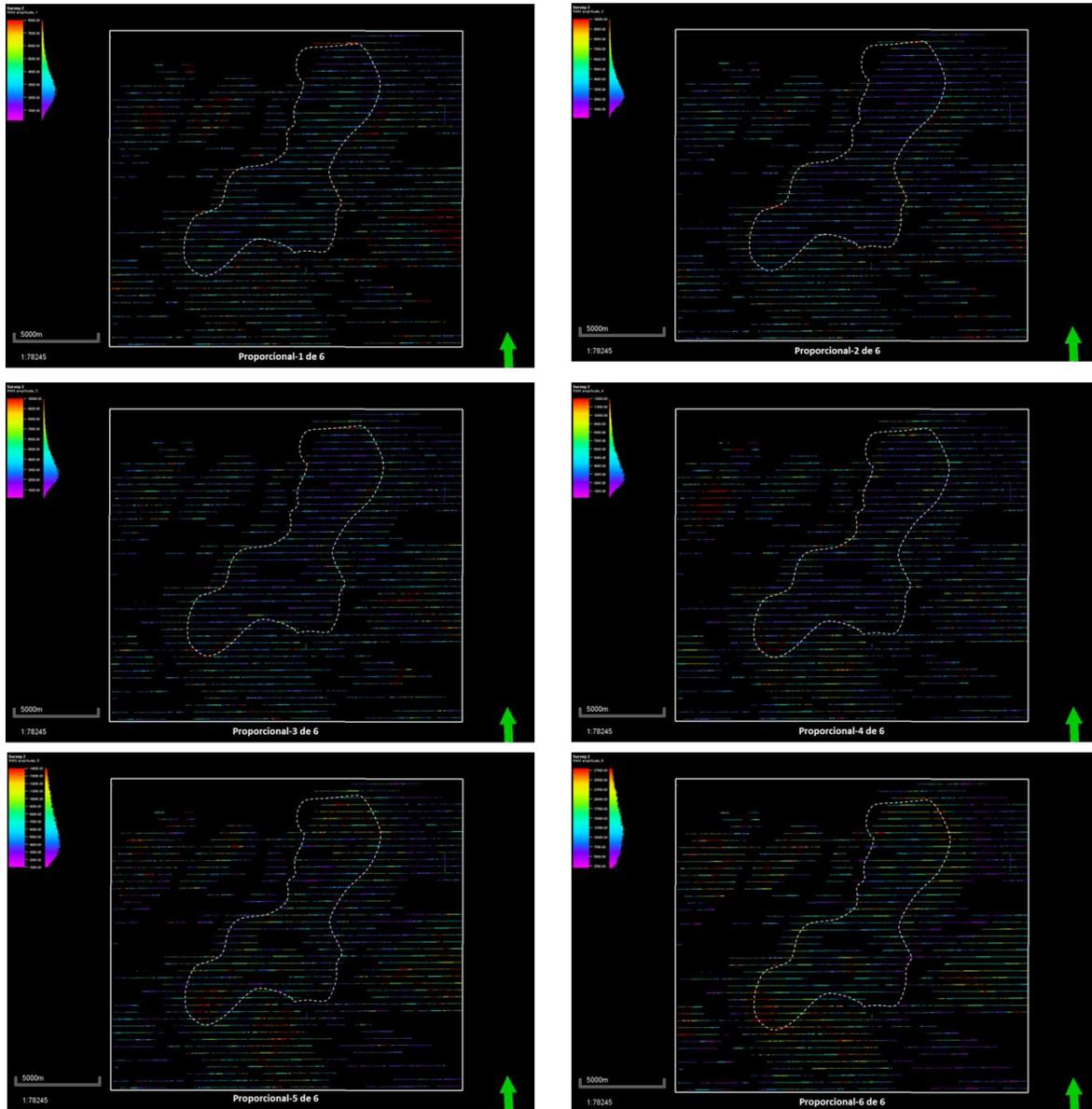


Figura IV.27 Distribución de las anomalías RMS para la zona estratigráfica del Oxfordiano, en una ventana de 300 ms y dividida en 6 proporcionales, la línea blanca discontinua delimita la mini cuenca principal donde el espesor de la secuencia es mínimo o está parcialmente ausente.

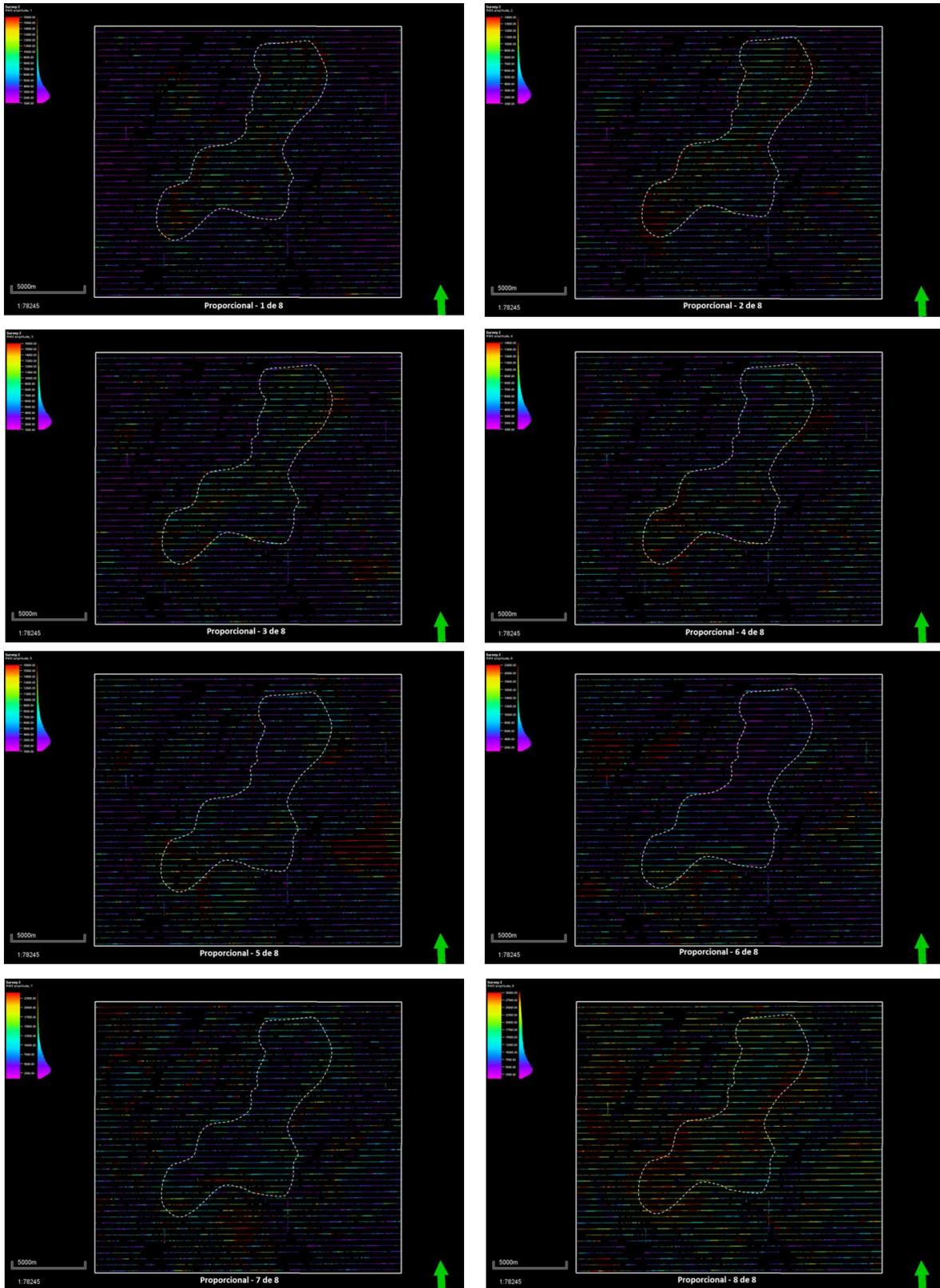


Figura IV.28 Distribución de las anomalías RMS para la zona estratigráfica del Kimmeridgiano, en una ventana de 400 ms y dividida en 8 proporcionales, la línea blanca discontinua delimita la mini cuenca principal donde el espesor de la secuencia es el máximo.

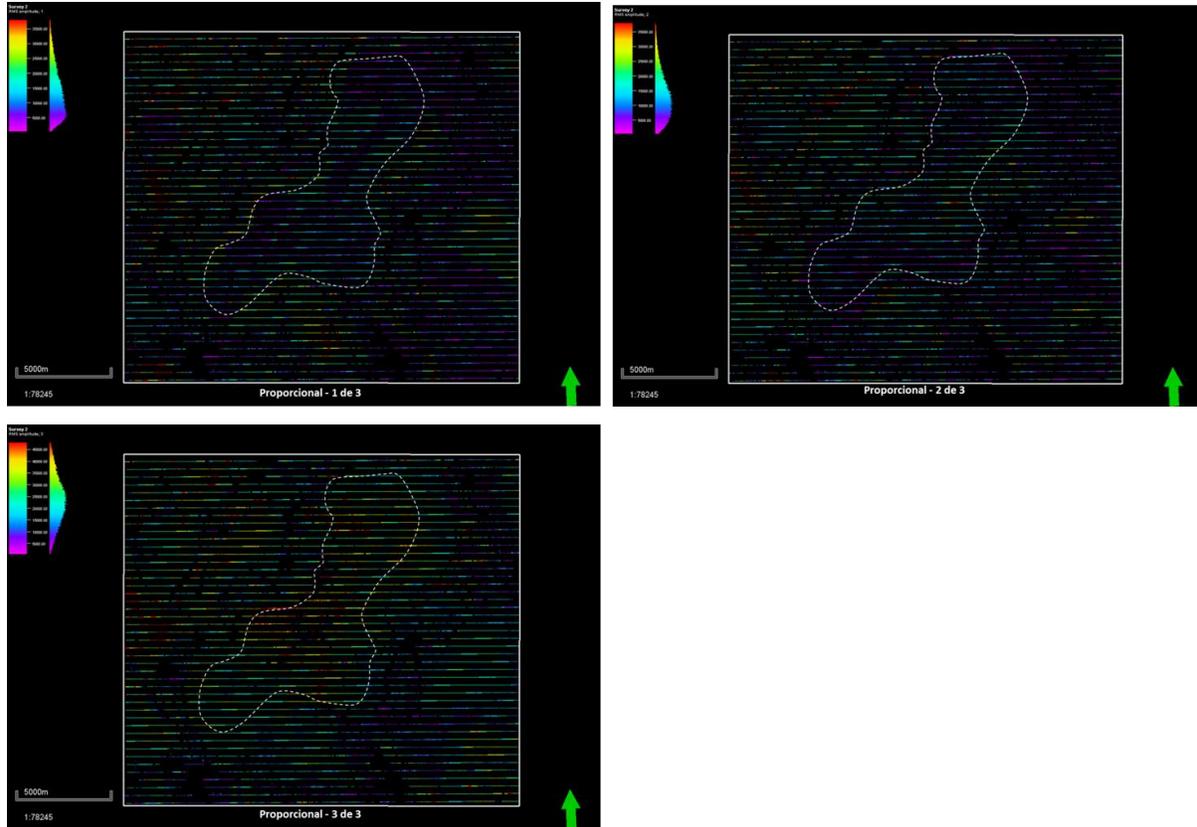


Figura IV.29 Distribución de las anomalías RMS para la zona estratigráfica del Cretácico, en una ventana de 150 ms y dividida en 3 proporcionales, la línea blanca discontinua delimita la mini cuenca principal.

Cabe mencionar que se realizó un control de calidad para la extracción de anomalías RMS y la secuencia del cretácico mostro una excelente correlación con la cima del horizonte definido como límite de secuencia, debido a que este no presenta problemas de interpretación es decir, el reflector asociado con la cima del Cretácico Superior (Ks), se encuentra en toda el área de estudio y su identificación es fácil, mientras que la secuencia del Kimmeridgiano muestra una buena correlación en general, no así para la secuencia del Oxfordiano debido a que el horizonte no se interpretó en toda el área por las siguientes razones: a) no se reconoció sísmicamente, b) se considera ausente por erosión y c) por cambios en cuanto a carácter sísmico, mismos que se relacionan con cambios de facies sedimentarias.

Por tal motivo, las anomalías generadas en los puntos relacionados con la problemática de interpretación para la secuencia del Oxfordiano, abarcan más allá del intervalo establecido para la extracción de amplitudes (ventana de tiempo), y su presencia en estas zonas, pierde confiabilidad. Las figuras IV.30 y IV.31 muestran en líneas de intersección la posición de las anomalías extraídas en superficie para la secuencia del Kimmeridgiano y Oxfordiano respectivamente.

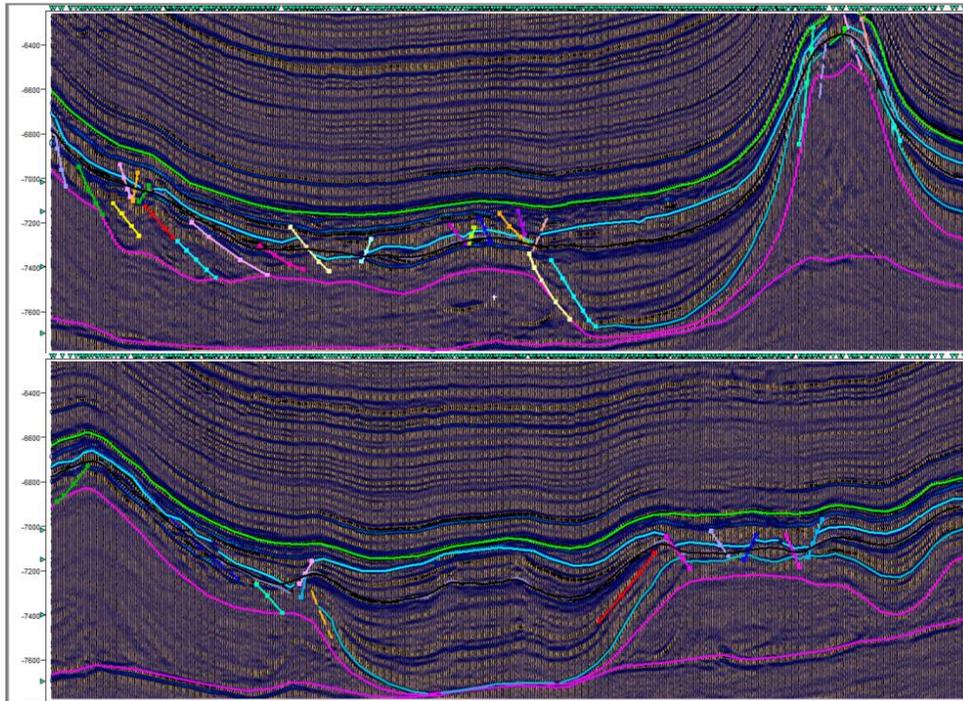


Figura IV.30 Control de calidad para la extracción de anomalías RMS para el horizonte correspondiente a la cima del JSK, en general muestra una buena correlación con la zona estratigráfica (línea negra continua sobrepuesta al horizonte Jsk).

Las figuras IV.32, IV.33 y IV.34 muestran la distribución de las anomalías RMS en cortes volumétricos para cada secuencia.

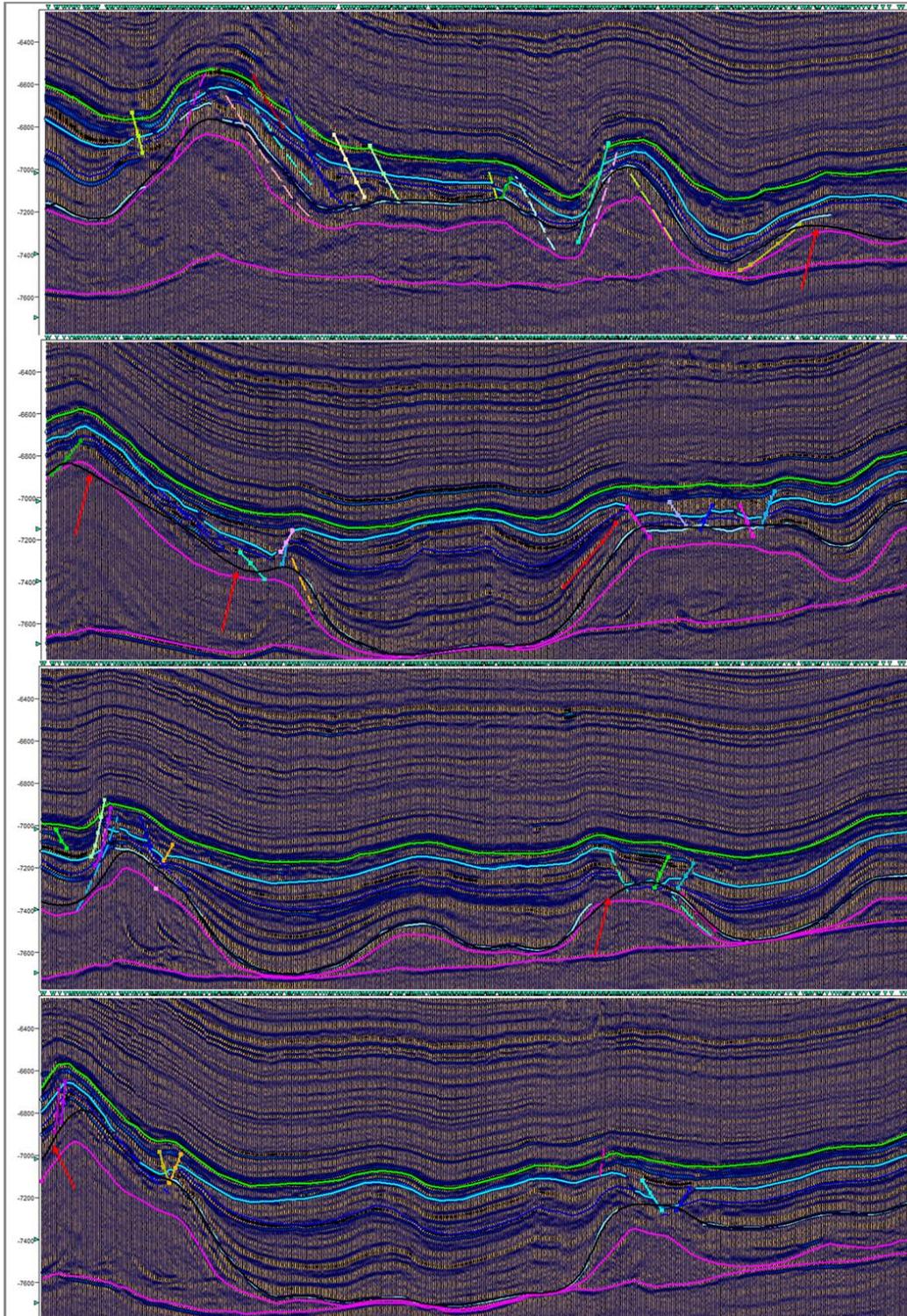


Figura IV.31 Control de calidad para la extracción de anomalías RMS para el horizonte correspondiente a la cima del Jso, este muestra una buena correlación en superficie del atributo al horizonte, pero solo en las zonas donde el considerado reflector de anhidrita está presente y fue interpretado, fuera de estas, las anomalías asociadas pierden credibilidad (línea negra continua sobrepuesta al horizonte Jso).

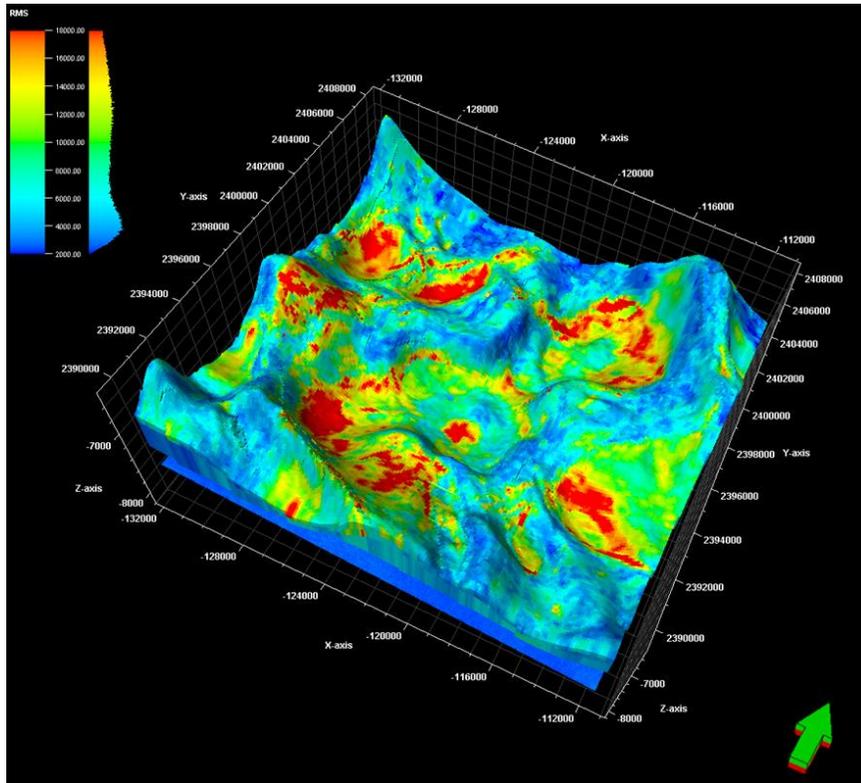


Figura IV.32 Distribución de las anomalías RMS para la zona estratigráfica del Oxfordiano (espesor bruto), en extracción volumétrica.

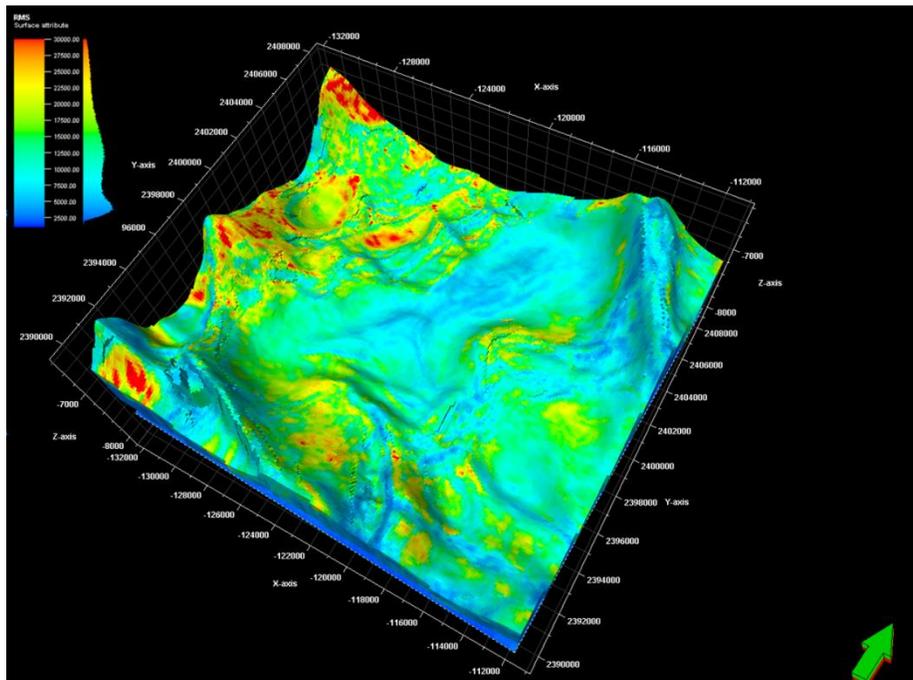


Figura IV.33 Distribución de las anomalías RMS para la zona estratigráfica del Kimmeridgiano (espesor bruto), en extracción volumétrica.

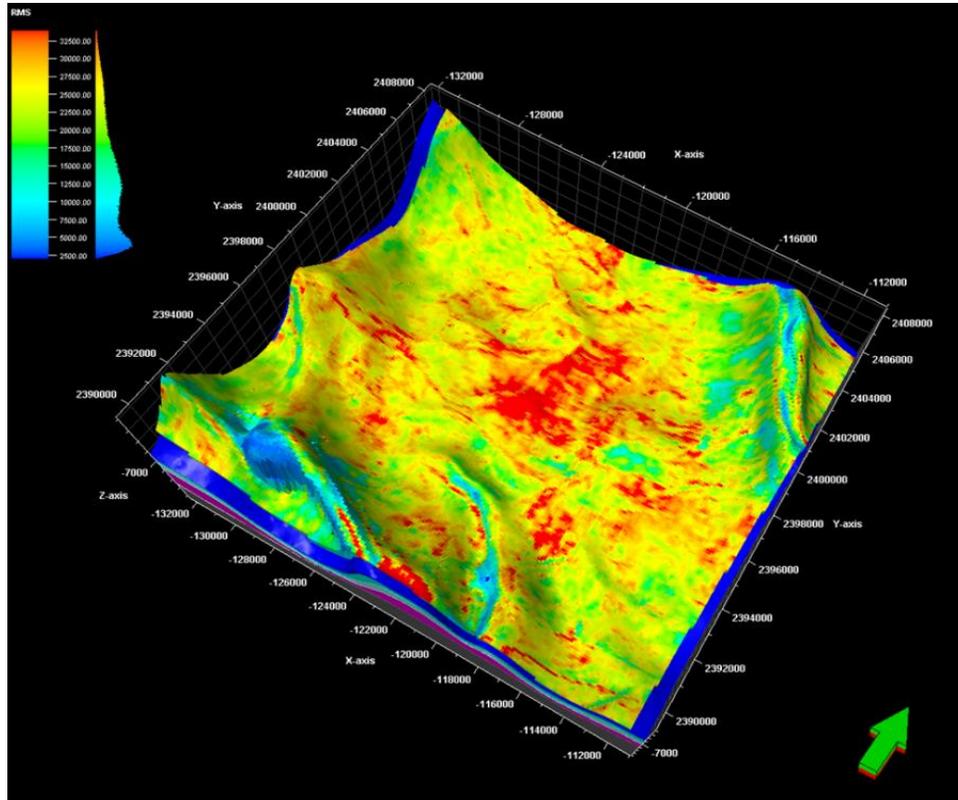


Figura IV.34 Distribución de las anomalías RMS para la zona estratigráfica del Cretácico (espesor bruto), en extracción volumétrica.

Para obtener mayor detalle de la respuesta volumétrica de los atributos RMS, las zonas estratigráficas se subdividieron con base a los cambios litológicos esperados para cada secuencia, de acuerdo con los cambios de facies conocidos por modelo correlacionable y mencionados en los antecedentes del presente.

El Oxfordiano se dividió en dos zonas proporcionales con el objetivo de vislumbrar al miembro inferior terrígeno del miembro superior carbonatado. La figura IV.35 muestra en secciones que barren el sector de minicuecas en dirección norte a sur, las zonas donde se manifiestan las máximas anomalías RMS, así como su posición estratigráfica es decir, su correspondencia con el miembro inferior terrígeno o con el miembro superior carbonatado.

El Kimmeridgiano se dividió en dos zonas proporcionales con el fin de poder identificar las facies carbonatadas limpias de las facies con influencia de terrígenos, esto apoyado en el análisis de facies sísmicas dada la expresión sísmica local de los reflectores al interior de las minicuecas. La figura IV.36 muestra la manifestación de las anomalías RMS, a lo largo de tres secciones distribuidas de norte a sur en el sector de minicuecas y su correspondencia estratigráfica de acuerdo con la subdivisión realizada.

Cabe mencionar que la secuencia correspondiente al Tithoniano carece de interés desde el punto de vista de roca almacén, por tal motivo no se extrajeron atributo RMS a esta secuencia.

El Cretácico se dividió en tres zonas proporcionales con el objetivo de poder diferenciar las facies más limpias que corresponderían a la parte media, de las arcillosas que corresponden a la parte basal de la secuencia y de la entrada del Cretácico Superior, donde se aprecian localmente facies sísmicas caóticas que podrían ser brechas halocinéticas es decir, clastos producto del movimiento por flujo plástico de la sal, al ser expulsada de las zonas de minicuenas por carga diferencial e inyectada hacia los altos topográficos adyacentes. Esto asociado a la etapa temprana del movimiento diferencial vertical de la sal, y que podrían resultar de interés como posibles facies almacenadoras. La distribución de anomalías RMS para esta secuencia se muestra en la figura IV.37

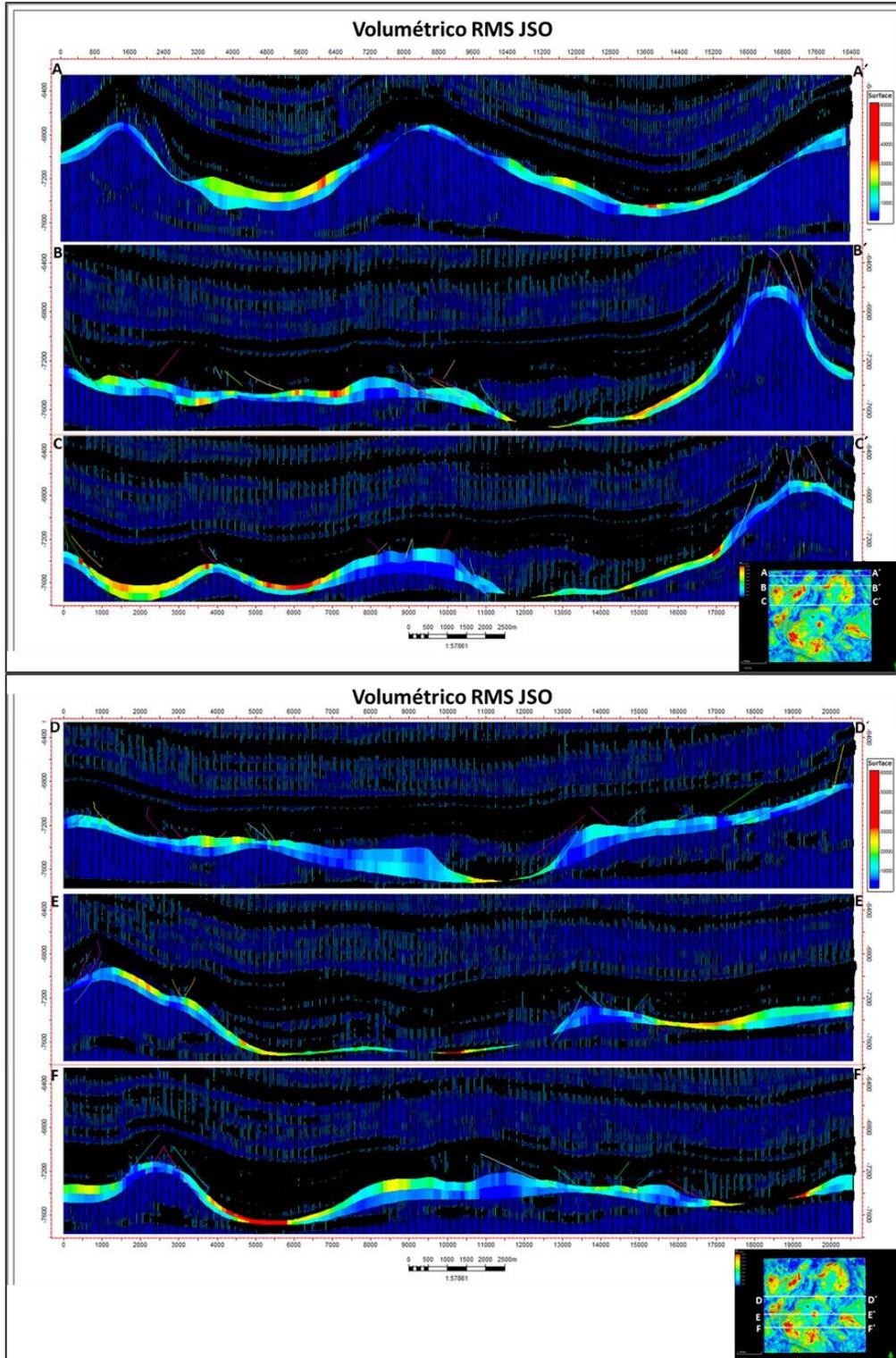


Figura IV.35 Sección que muestra la ubicación estratigráfica de las máximas anomalías para el Oxfordiano, distribuidas en ambos proporcionales y como se aprecia no están restringidas a altos estructurales, lo mismo se encuentran flanqueando las estructuras, que en las cimas de pequeños altos así como, en las partes bajas de las cuencas asociadas a las zonas de soldadura.

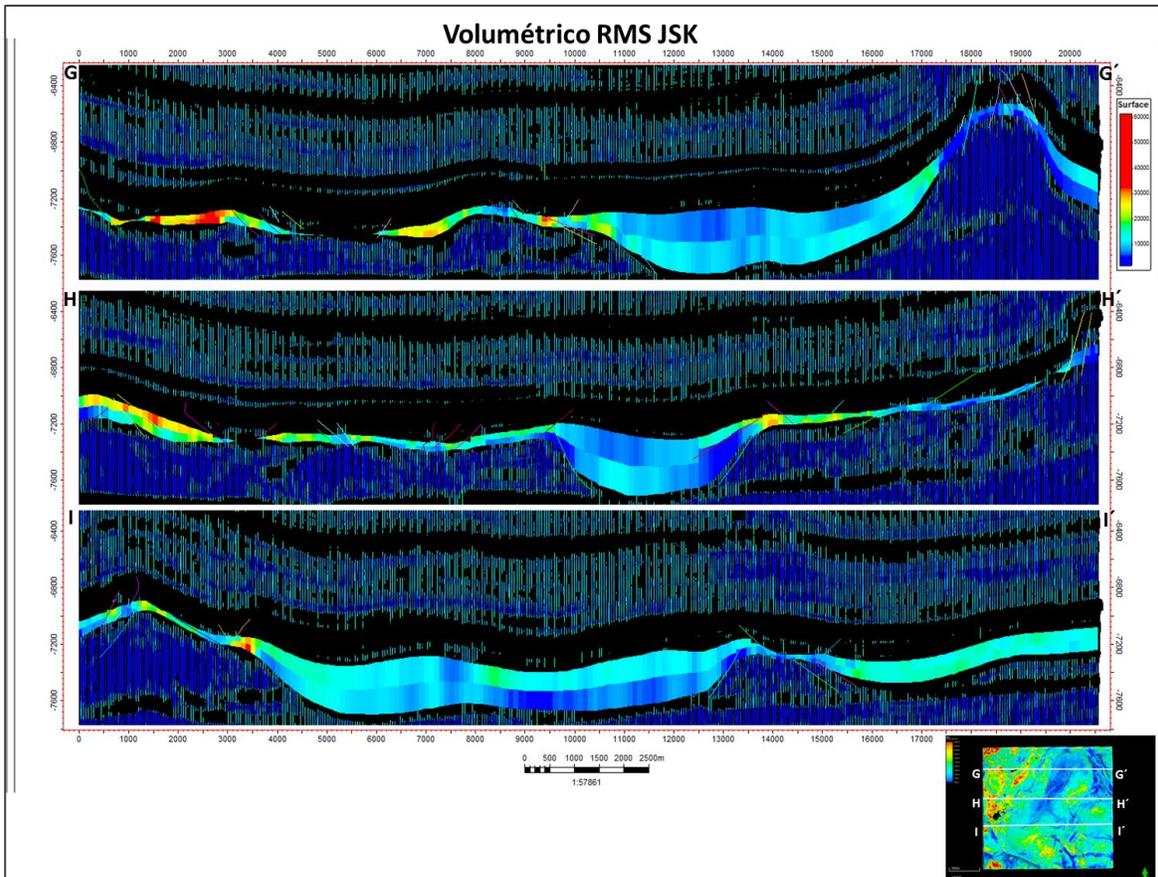


Figura IV.36 Sección que muestra la ubicación estratigráfica de las máximas anomalías para el Kimmeridgiano, estas se encuentran principalmente en el proporcional uno o en la capa más joven estratigráficamente hablando, la posibilidad que estas correspondan a las facies de bancos oolíticos se contempla, y a diferencia del Oxfordiano estas parecieran estar restringidas a paleo altos estructurales y en las zonas con mayor desarrollo de espesor como al interior de las mini cuencas no se aprecian anomalías.

Los resultados interpretativos de todas y cada uno de las etapas aquí descritas se describen en el siguiente capítulo análisis de resultados.

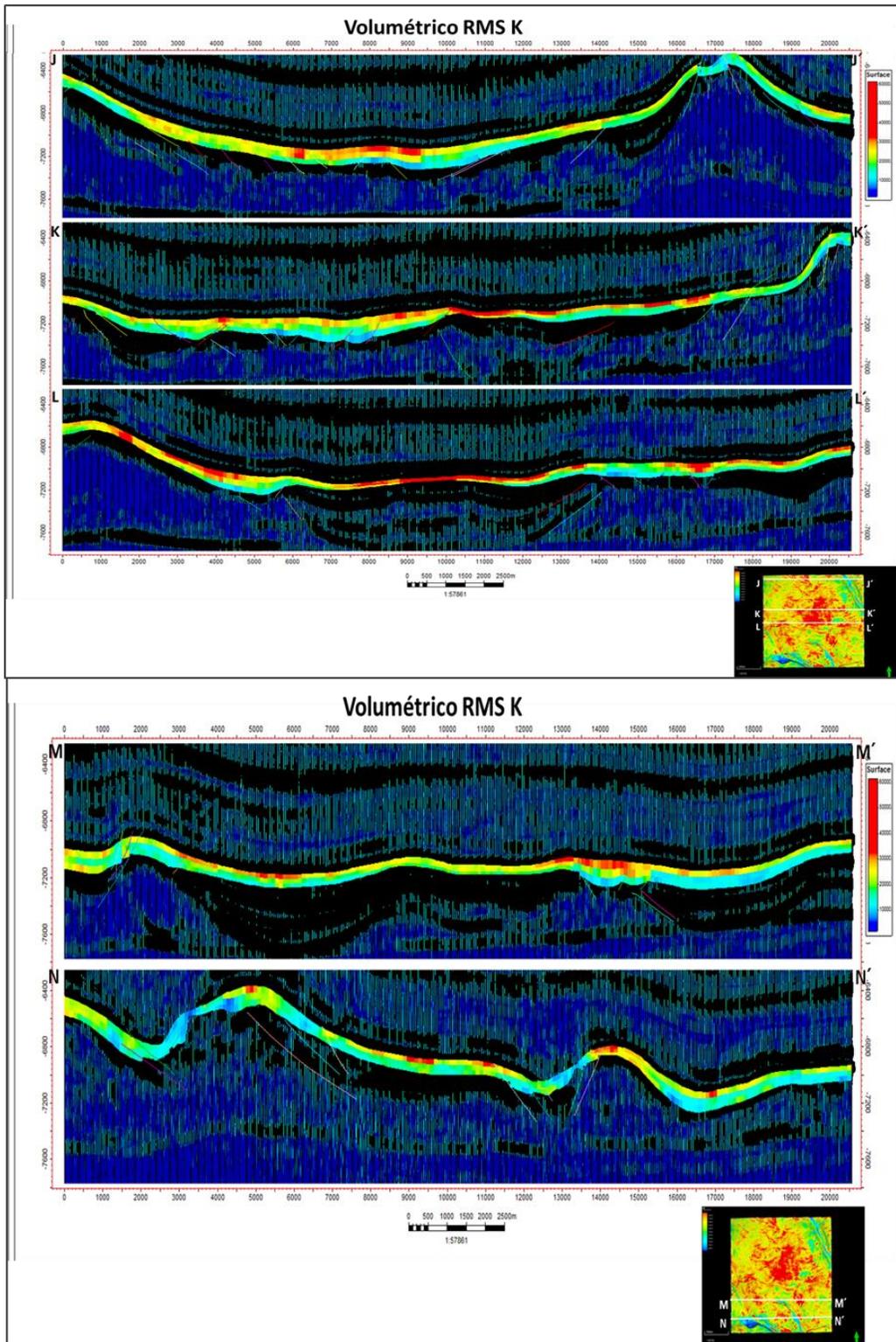


Figura IV.37 Distribución de anomalías RMS para la zona estratigráfica del Cretácico dividida en tres proporcionales, la distribución es errática pues igual están presentes hacia las zonas bajas con buen desarrollo en espesor como con pobre desarrollo de espesor y lo mismo hacia los flancos de las estructuras no así, para las cima de las mismas, donde las anomalías no son máximas o están ausentes.

Capítulo V Análisis de resultados

V.1 Análisis estructural

Con el fin de elaborar el modelo estructural así como, identificar las etapas de deformación y proponer la evolución tectónica sedimentaria de la secuencia mesozoica en el área en cuestión, se seleccionaron 4 líneas sísmicas para describir: a) el comportamiento estructural y b) el análisis de facies sísmicas. A continuación se describen los resultados interpretativos desde el punto de vista estructural iniciando en dirección norte a sur y de oriente a occidente, cronoestratigráficamente.

Nota: por razones de confidencialidad la ubicación de las líneas sísmicas solo es referida.

La línea sísmica I-I' se localiza al extremo norte del área en cuestión y hacia el sector oriental de la misma, muestra como principal estilo estructural un lineamiento de fallas lítricas, con desplazamiento al occidente, que despegan sobre rodillos de sal; estos últimos migran y evolucionan hacia el interior de la cuenca a almohadas y diapiros. En el centro de la línea, la extensión llegó a rotar algunos bloques con el considerable crecimiento o desarrollo de las secuencias: Oxfordiano y Kimmeridgiano, pero sin involucrar aparentemente al Tithoniano. Ésta apreciación data un primer periodo de actividad de la extensión, mientras el desplazamiento lateral, es asimilado por la sal infrayacente.

Hacia el sector occidental los diapiros delimitan las minicuevas incipientes y es aquí, donde se identifica el segundo estilo de deformación asociado con fallas normales, con desplazamiento al oriente y de alcance estratigráfico al Cretácico Temprano. Hacia la parte media de la línea se identifica la transición entre el dominio extensional (extremo oriental) y un probable frente compresivo, esta zona de transición se reconoce por la presencia de diapiros y una depresión asociada con una aparente subsidencia flexural, que indicaría el inicio de la transición que se caracteriza por el emplazamiento de los cuerpos de sal, de manera ascendente. Aunque, actualmente es antecedida por el desarrollo de un diapiro que se reactivó probablemente por la contracción del Mioceno Medio, este último evento corresponde a un tercer estilo de deformación que no consideramos en el presente trabajo, pues creemos que sus efectos hacia esta zona del Golfo de México fueron mínimos o están ausentes. Sin embargo, hacia esta región del Golfo de México se reconoce o identifica una etapa compresiva asociado a un sistema de deslizamiento gravitacional sobre la sal, que afecta a sedimentos tan jóvenes como los del fondo marino (Figura V.1). Las figuras de este capítulo se encuentran al final del mismo.

La línea II - II' contigua a la anterior, muestra el estilo estructural extensional al extremo oriente de la misma, solo que con menor alcance hacia el interior de la cuenca. Caracterizado por la presencia de pequeños rodillos de sal sobre los cuales despegan fallas normales, con desplazamiento al occidente y cuyo alcance estratigráfico no va más allá del Tithoniano. Cabe destacar que las secuencias del Oxfordiano y Kimmeridgiano ya no se aprecian expandidas, ni en el estilo de bloques rotados, probablemente debido a la evolución de los cuerpos de sal, que fue más allá de la rotación de los bloques y cedió paso a las minicuevas asimétricas.

Más allá del centro de la línea y hacia el sector poniente, se identifica la zona de transición, caracterizada por la presencia de diapiros y en menor proporción almohadas de sal y entre ambos, controlaron el desarrollo de las minicuenas jurásicas que en éste sector se aprecian más desarrolladas. Con relación a estas últimas es aquí donde se hace más evidente la presencia del segundo estilo de deformación, caracterizado por fallas normales con desplazamiento al oriente y de alcance estratigráfico al Cretácico Temprano. Cabe mencionar que la secuencia cretácica muestra cambios de espesor que en general, atienden a la topografía contemporánea.

El tercer evento compresivo identificado en la línea anterior, se hace presente de manera más evidente pues sus manifestaciones afectan tanto a las secuencias mesozóicas, como a las cenozoicas y cuaternarias, indicando el desarrollo de una etapa contraccional de edad relativamente reciente, probablemente durante el Plio-Pleistoceno. Finalmente, en esta línea no identificamos más estratos de crecimiento de edad jurásica debido tal vez a que los bloques rotados y las minicuenas fueron re-deformados por esta fase compresiva (Figura V.2).

La línea III-III' contigua a la línea II - II' muestra como principal estilo estructural fallas normales, con desplazamiento al occidente, que despegan sobre almohadas, anticlinales y diapiros de sal, el alcance estratigráfico es al Tithoniano. Otro estilo estructural identificado es aquel asociado con fallas normales con desplazamiento al oriente, que despegan sobre almohadas y diapiros de sal, con alcance estratigráfico al Cretácico Temprano. Al centro de la línea se observa una minicuenca jurásica invertida; ésta se manifiesta como una estructura tipo tortuga, donde la secuencia del Kimmeridgiano y Oxfordiano, muestran crecimiento al interior de la misma y debido a la sobrecarga litostática expulso la sal, hasta generar una zona de soldadura entre su cima y base. Al occidente de ésta estructura la presencia de anticlinales y diapiros delimitan a las minicuenas jurásicas, cuyo desarrollo estuvo controlado por fallas normales con desplazamiento al oriente y fallas de crecimiento con desplazamiento al occidente.

La sobre posición de ambos eventos extensionales se interpreta con base al alcance estratigráfico de los mismos, que originalmente era al Tithoniano y algunas de ellas se muestran reactivadas durante el Cretácico Temprano. En esta línea se aprecia que el estilo de tipo extensional ha migrado hacia el occidente y a diferencia de las líneas anteriores, ha ganado terreno en esta dirección. La zona de transición se identifica hacia el extremo occidental y su alcance en dirección al continente ha disminuido drásticamente. La zona de transición se infiere por la presencia de una subsidencia flexural atenuada, donde a partir de está el buzamiento de la sal parece invertirse es decir, en dirección hacia el continente. Antecediendo a la subsidencia se destaca la presencia de diapiros de sal. Cabe señalar que la secuencia correspondiente al Tithoniano, se comporta como una superficie niveladora y la secuencia cretácica muestra cambios de espesor condicionados al paleo relieve existente (Figura V.3).

La línea IV-IV' ubicada al extremo sur del área, muestra el estilo estructural caracterizado por fallas lítricas con desplazamiento al occidente y un segundo estilo estructural representado por fallas normales, con desplazamiento al oriente, este último se aprecia directamente relacionado con el movimiento diferencial vertical de la sal.

De oriente a occidente se aprecian almohadas de sal en evolución, probablemente por influencia del frente compresivo. Cabe destacar que al centro de la línea no se aprecia un volumen de sal considerable, esto podría deberse a que no se depositó suficiente cantidad de sal en esta zona, como para generar estructuras típicas asociadas con la tectónica salina, salvo pequeños rodillos de sal donde la expansión de las secuencias es mínima y local.

Una interpretación alterna sería que las secuencias jurásicas se depositaron sobre una delgada capa de sal que fue expulsada por sobre carga durante el Kimmeridgiano, hacia las estructuras adyacentes y por ello las secuencias jurásicas, se muestran sumamente adelgazadas y con una deformación sincrónica a ambos extremos quizás, por un mecanismo semejante a la formación de una estructura tipo tortuga, pero en la cual los echados característicos de las secuencias al interior de la misma serían aparentes. Se presentan pequeños rodillos asociados con la posible expansión de las secuencias del Oxfordiano y Kimmeridgiano, limitan al occidente a la estructura antes descrita y apoyarían la interpretación alterna de la misma, ya que estos están asociados con fallas lítricas y la posible reactivación de otras fallas durante el Cretácico, ya que es ésta la secuencia que se muestra localmente expandida. Una minicuenca antecede a un diapiro asociado con la fase temprana del movimiento vertical diferencial de la sal, que predomina al extremo occidental de la línea. Cabe destacar que en ésta línea ya no se reconocen ambas componentes la extensión ya no sé identifica como tal y en su lugar, la zona de transición avanza hacia el continente, echado arriba de la cuenca y ésta se aprecia a todo lo largo de la línea. Figura V.4

De la interpretación estructural del área de estudio resumimos que ésta estuvo sujeta a dos dominios estructurales, que atendiendo a su tiempo de actividad e importancia corresponden a dos fases extensionales con despegue de cubierta sedimentaria y alcance estratigráfico, Jurásico Superior Tithoniano-Cretácico Temprano. La primer fase extensional tiene una sub fase que se caracteriza por la **extensión horizontal**, que produjo un estilo en bloques rotados, limitados por fallas lítricas, con desplazamiento al occidente, que despegan sobre rodillos de sal. Y la segunda fase estaría asociada con una etapa temprana del movimiento diferencial vertical de la sal, cuyo alcance se considera hasta el Cretácico Tardío. Cuyos mecanismos de empuje fueron: la carga diferencial y el desplazamiento de carga (o flujo lateral de sal), que se produce como consecuencia de la sobre carga litostática. En ésta segunda etapa de extensión los cuerpos de sal en forma de rodillos, evolucionaron a almohadas y anticlinales debido al movimiento vertical. Ésta segunda fase pudo haber condicionado el depósito de la secuencia del Cretácico Superior, que localmente muestra una expresión sísmica caótica a manera de flujos que rellenan y nivelan los bajo estructurales.

Lo anterior nos ubica en el contexto de una tectónica gravitacional en una cuenca salina, donde el estadio temprano se asocia con la fase de extensión, donde la base de la sal buza hacia la cuenca y la pendiente es la que condiciona la deformación y/o acortamiento. El estadio tardío se relaciona con la subsidencia flexural de la plataforma, donde el quiebre de esta se ubica por encima del depocentro y la pendiente condiciona la deformación y a partir de ésta, la base de la sal invierte su echado por levantamiento hacia el continente. La zona de transición entre la extensión y la compresión, se caracteriza por el emplazamiento de las masas dúctiles con trayectoria ascendente.

V.2 Análisis sismo-estratigráfico

El **análisis de facies sísmicas** contempla la arquitectura interna y externa de los patrones de reflexión así como, la asociación de las facies sísmicas con sus respectivas facies sedimentarias y éstas a su vez con los ambientes de depósito. A continuación y considerando elementos cronoestratigráficos se describen los resultados interpretativos del análisis de facies sísmicas iniciando en dirección norte a sur y de oriente a occidente.

Las características de los patrones de reflexión en el interior de la secuencia correspondiente al Oxfordiano y hacia el sector oriental de la línea I-I', ubicada en el extremo norte del área de estudio, muestran una configuración interna de paralelos entre sí, con los planos de estratificación y con sus límites correspondientes. La amplitud de los reflectores es débil, la frecuencia es baja, la continuidad es buena localmente y la energía es nula, dificultando el reconocimiento de la cima de esta secuencia. Cabe señalar que hacia el sector occidental de la línea el reconocimiento de la cima es muy incierto, debido a que el reflector de alta amplitud que se estableció como límite superior de la misma no se identifica más, esto implica considerar que la secuencia esté ausente o un cambio lateral de facies nos impida su reconocimiento. Localmente y en asociación estrecha con las almohadas de sal, los patrones de reflexión que podrían corresponder a esta edad son monticulares y/o sigmoidales, discordantes con sus límites superior e inferior, de amplitud media, frecuencia baja, de continuidad regular y de energía media (Figura V.5).

La secuencia del Kimmeridgiano en el sector oriente de la línea y al interior de la secuencia, muestra reflectores paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes. La amplitud de los mismos es débil, la frecuencia es baja, la continuidad es buena y la energía es baja, dificultando el reconocimiento de la cima de ésta secuencia. Para el sector occidental los patrones de reflexión cambian y su configuración ahora es de sub paralelos a sigmoidales, de amplitud fuerte, baja frecuencia, de continuidad regular y de energía fuerte. Al igual que la secuencia del Oxfordiano y coincidiendo en ubicación (por su asociación con las almohadas de sal), los patrones de reflexión son localmente sigmoidales y monticulares, de alta amplitud, baja frecuencia, discontinuos y de alta energía. Discordantes con sus límites superior e inferior, esto último puede ser aparente debido a la deformación sin cinemática y post cinemática de la secuencia (Figura V.5).

La secuencia del Tithoniano en el sector oriente de la línea y al interior de la secuencia, muestra reflectores que son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, la amplitud de los reflectores es media, la frecuencia es baja, la continuidad es buena y la energía es media. Hacia el sector occidental los patrones de reflexión son paralelos a sub paralelos entre sí, de amplitud fuerte, frecuencia baja, continuidad buena y energía fuerte. Al igual que las secuencias del Oxfordiano y Kimmeridgiano y coincidiendo en ubicación, con las almohadas de sal, los patrones de reflexión son localmente sigmoidales y monticulares, de alta amplitud, baja frecuencia, discontinuos y de alta energía. Discordantes con sus límites superior e inferior, aunque esto último puede ser aparente debido a la deformación post cinemática (Figura V.5).

El Cretácico muestra reflectores de configuración paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, estos son los de más fuerte amplitud, menor frecuencia, la continuidad es muy buena y la energía es muy fuerte, manifestada así por la contrastante claridad de imagen con respecto a los reflectores de las secuencias suprayacentes y subyacentes. Cabe señalar que en el sector oriental del área, el arreglo interno de los patrones de reflexión muestra cambios laterales muy puntuales, de ser paralelos a sigmoidales y monticulares, estos se muestran en asociación directa con pequeños altos estructurales asociados con rodillos y/o almohadas de sal. El alcance stratigráfico de estos patrones monticulares está restringido de la parte basal de la secuencia a la parte media de la misma. Por otro lado, la cima de la secuencia cretácica muestra un horizonte de espesor variable y distribución lateral restringida, que exhibe patrones de reflexión de configuración caótica, compuesta por reflexiones discontinuas, discordantes, de amplitud y frecuencia variable. Cabe señalar que este horizonte no está presente en el sector occidental (Figura V.5).

En la línea II - II' contigua a la anterior, la secuencia del Oxfordiano en el sector oriental de la misma exhibe un cambio de la base a la cima, en cuanto a la expresión sísmica de los patrones de reflexión. En la parte basal los patrones son principalmente paralelos a sub paralelos entre sí, localmente de alta amplitud, baja frecuencia, discontinuos, de energía débil a fuerte. Y presentan cambios laterales relacionados con la presencia de rodillos y almohadas de sal, donde los patrones son sigmoidales a monticulares, de muy baja amplitud, alta frecuencia, discontinuos y de muy baja energía. Hacia la cima los patrones son paralelos a sub paralelos entre sí, de muy baja amplitud, frecuencia media, discontinuos, de baja energía, dificultando el reconocimiento de la cima de ésta secuencia.

Hacia el sector occidental de la línea, ya no se aprecia la diferenciación entre la cima y la base, aquí los patrones son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de muy fuerte amplitud localmente, baja frecuencia, aparentemente discontinuos, de muy fuerte energía. Es necesario señalar que hacia las cima de las almohadas y diapiros de sal, aparentemente cambia su configuración a sigmoidales y/o monticulares, de baja amplitud, baja frecuencia, discontinuos y de baja energía, pero atendiendo a la deformación post cinemática (Figura V.6).

La secuencia del Kimmeridgiano en el sector oriental de la línea y al interior de la secuencia, muestra patrones de reflexión paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de amplitud localmente débil, frecuencia muy baja, de continuidad regular y de energía nula, con cambios laterales condicionados a los rodillos y almohadas de sal, aquí los patrones de reflexión se muestran sigmoidales y/o monticulares, de baja amplitud, baja frecuencia, discontinuos y de baja energía, dificultando el reconocimiento de la cima de esta secuencia. Para el sector occidental los patrones de reflexión se muestran de alta amplitud, muy baja frecuencia, de continuidad regular y de energía fuerte. Y al igual que en el sector oriental se registran cambios laterales condicionados a los rodillos y almohadas de sal, descritos para el sector oriental de la línea (Figura V.6).

La secuencia del Tithoniano en el sector oriente de la línea y al interior de la secuencia, muestra patrones de reflexión que son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de amplitud baja, frecuencia baja, de continuidad buena y baja

energía. Hacia el sector occidental los patrones de reflexión mantienen las mismas características que en el sector oriental (Figura V.6).

La secuencia del Cretácico muestra reflectores que son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, estos son de muy fuerte amplitud, baja frecuencia, la continuidad es muy buena y la energía muy fuerte. Pero en el sector oriente de la línea y muy localmente, el arreglo interno de los patrones muestra cambios laterales muy puntuales, de paralelos a sigmoidales y monticulares, estos se muestran sobre pequeños altos estructurales asociados con rodillos y/o almohadas de sal. Con aparente restricción temporal pues no llegan a la cima de la secuencia. Al igual que en la línea anterior se identifica el horizonte con patrones de reflexión de configuración caótica y espesor variable, solo que con una distribución lateral muy restringida, de amplitud y frecuencia variable, reflexiones discontinuas y de fuerte energía (Figura V.6).

La secuencia del Oxfordiano en la línea III-III' y hacia el sector oriente de la misma, exhibe un cambio lateral en cuanto a la configuración de los patrones de reflexión, de sigmoidales a monticulares, de baja amplitud, baja frecuencia, discontinuos, de energía débil, cuyo límite superior es localmente discordante, cambiando lateralmente a paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, pero de baja amplitud, baja frecuencia, con buena continuidad y de energía débil, excepto en las áreas asociadas con almohadas y diapiros de sal donde la configuración de los patrones de reflexión es difícil de identificar, por lo cual cabe la posibilidad que la secuencia esté ausente o presente cambios de facies asociados con estos paleoaltos y por ello no los identifiquemos.

Es preciso señalar que hacia los flancos de algunas almohadas y diapiros resulta incierto establecer la cima de la sal, debido a que al interior esta secuencia muestra cierto arreglo en la configuración de los patrones de reflexión, que es congruente con los echados estructurales, por tal motivo debemos considerar la posibilidad que la secuencia sedimentaria del Oxfordiano tenga mayor alcance ó que la sal autóctona pueda estar interestratificada (Figura V.7).

La secuencia del Kimmeridgiano en el sector oriente de la línea y al interior de la secuencia, muestra patrones de reflexión paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de alta amplitud, muy baja frecuencia, de continuidad buena y de energía fuerte, a excepción de una pequeña estructura relacionada con almohadas de sal en el extremo oriental de la línea, donde los patrones de reflexión se muestran sigmoidales y localmente monticulares, son de baja amplitud, baja frecuencia, discontinuos y de energía débil, su límite superior es localmente discordante. En el sector occidental los patrones de reflexión cambian y ahora se muestran de alta amplitud, muy baja frecuencia, de continuidad buena y de energía fuerte, salvo en una minicuenca central, donde al interior de la secuencia los patrones de reflexión son de baja amplitud, alta frecuencia, discontinuos y de baja energía llegando a ser discordantes con su límite superior por progradación (Figura V.7).

La secuencia del Tithoniano en el sector oriental de la línea y relacionada con una pequeña estructura asociada con almohadas de sal, muestra configuraciones sigmoidales y/o monticulares, de amplitud media, baja frecuencia, discontinuos, de energía débil, discordantes con su límite superior.

Cabe señalar que ambas secuencias Kimmeridgiano y Tithoniano, muestran el mismo carácter y arreglo interno de patrones de reflexión, por lo cual cabe considerar la posibilidad de una transgresión del depósito en el tiempo. Fuera de esta estructura la secuencia del Tithoniano muestra patrones que son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de amplitud alta, frecuencia muy baja, de continuidad buena y alta energía. Hacia el sector occidental los patrones de reflexión mantienen las mismas características que en el sector oriental (Figura V.7).

La secuencia del Cretácico en general, muestra reflectores que son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, estos son de muy fuerte amplitud, muy baja frecuencia, la continuidad es muy buena y la energía muy fuerte. Pero en el sector oriente de la línea el arreglo interno de los patrones muestra cambios laterales a sigmoidales y monticulares, sobre pequeños altos estructurales asociados con almohadas de sal, de fuerte amplitud, baja frecuencia, discontinuos pero de energía fuerte, concordante con sus límites. Al igual que en la línea anterior se identifica el horizonte con patrones de reflexión de configuración caótica, muy reducido en espesor pero con mayor distribución al occidente de la línea, de amplitud y frecuencia variable, reflexiones discontinuas y energía de fuerte. Cabe señalar que este horizonte pareciera estar nivelando bajos topográficos al centro de la línea (Figura V.7).

La línea IV-IV' al extremo sur del área de estudio y referente a la secuencia del Oxfordiano, al oriente muestra configuraciones sigmoidales y/o monticulares, de baja amplitud, alta frecuencia, discontinuos, de energía débil, discordantes con sus límites, asociado con las almohadas de sal. Fuera de estas zonas, al interior de las minicuecas los patrones de reflexión son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de baja amplitud, baja frecuencia, con buena continuidad, pero de energía débil. Nuevamente y excepto en las áreas asociadas con pequeñas almohadas y rodillos de sal, donde los patrones de reflexión son monticulares, de baja amplitud, baja frecuencia, discontinuos y de energía media, discordantes con sus límites superior e inferior. Siendo difícil de diferenciar el límite de la sal autóctona con la secuencia sedimentaria, por lo anterior se debe considerar la posibilidad que la secuencia esté expandida hacia el sector oriental, y/o presente cambios de facies en estrecha relación con pequeños altos estructurales asociados con rodillos de sal y por ello no reconocamos la cima o límite de ésta secuencia.

Al igual que en la línea anterior en algunas almohadas y diapiros resulta incierto el establecimiento de la cima de la sal, debido a que al interior de ésta se observa cierto arreglo en la configuración de los patrones de reflexión, que es congruente con los echados estructurales y nuevamente debemos considerar la posibilidad que la secuencia sedimentaria del Oxfordiano tenga mayor alcance o espesor, y/o que la sal autóctona pueda estar interestratificada (Figura V.8).

La secuencia del Kimmeridgiano en el extremo oriental de la línea y al interior de la secuencia, muestra patrones sigmoidales y/o monticulares, de baja amplitud, alta frecuencia, discontinuos, de energía débil, discordantes con sus límites, con excepción de la cima de la secuencia, la cual tiene alta amplitud. Fuera de las estructuras asociadas con almohadas de sal y rodillos, los patrones de reflexión son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con

sus límites correspondientes, de alta amplitud, muy baja frecuencia, de continuidad buena y de energía fuerte.

Hacia el sector occidental los patrones de reflexión se muestran de alta amplitud localmente, muy baja frecuencia, de continuidad buena y de energía fuerte. Salvo en una pequeña área asociada con rodillos de sal, donde los patrones de reflexión son monticulares, de amplitud media, baja frecuencia, discontinuos y de energía media. Pero atendiendo a la deformación post cinemática (Figura V.8).

La secuencia del Tithoniano en el sector oriente de la línea y referida a una pequeña estructura asociada con almohadas de sal, muestra patrones de reflexión sub paralelos, sigmoidales y localmente monticulares, de baja amplitud, baja frecuencia, discontinuos, de energía débil y discordante con sus límites. Al igual que en la línea anterior ambas secuencias: Kimmeridgiano y Tithoniano muestran el mismo carácter y arreglo en cuanto a patrones de reflexión interna, por lo cual cabe considerar la posibilidad de una transgresión del depósito en el tiempo. Fuera de esta estructura y hacia el sector occidental la secuencia del Tithoniano muestra patrones de reflexión paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de amplitud alta en la cima, frecuencia muy baja, de continuidad buena y alta energía (Figura V.8).

La secuencia del Cretácico en general, muestra reflectores que son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, estos son de muy fuerte amplitud, muy baja frecuencia, la continuidad es muy buena y la energía muy fuerte. Pero en el sector oriental de la línea el arreglo interno de los patrones muestra cambios laterales asociados con almohadas de sal, aquí la configuración de los patrones es; sigmoidales y monticulares, de amplitud fuerte, baja frecuencia, discontinuos y de energía fuerte. Al interior de la secuencia se identifican patrones divergentes y/o progradantes, lo cual nos refiere a cuñas sedimentarias y/o quizás parte de un sistema progradante.

Al igual que en la línea anterior se identifica el horizonte con patrones de reflexión de configuración caótica, que ha ganado extensión lateral al occidente y cuyo espesor se engrosa al oriente reduciéndose al occidente en forma de cuña. De amplitud y frecuencia variable, caracterizado por reflexiones discontinuas y de energía fuerte (Figura V.8).

Del **análisis de facies sísmicas** podemos concluir lo siguiente:

Las secuencia sedimentaria más antigua presente en el área corresponde a la **sal**, cuya edad por posición estratigráfica es del Calloviano, Jurásico Medio y su origen se relaciona con la historia de apertura del Golfo de México, marcando el inicio de la invasión marina posterior a la etapa de rift, donde la sal precipitó químicamente en un estadio Temprano de subsidencia termal, en una cuenca en evolución de márgenes divergentes. Ésta se identifica y/o relaciona con configuraciones caóticas y de reflexiones libres, discontinuas, discordantes, de amplitud y frecuencia variable, debido al contraste de impedancias acústicas que es débil o localmente no existe.

Se distribuye en la mayoría del área a excepción del extremo oriente donde se identificó su límite depositacional, muy próximo al límite del levantamiento sísmico. La sal muestra

espesores muy variables que van desde cero en las zonas de soldadura, hasta alimentadores que intrusionan a las secuencias del Paleógeno y Neógeno.

La secuencia del **Oxfordiano** albergaría litofacies que posiblemente marcan la transición de los ambientes de continentales a marinos, dada la configuración sigmoidal/monticular de baja amplitud, baja frecuencia, discontinuos, de energía débil, localmente discordante con sus límites, en el sector oriente. Además en este sector no se reconoce la presencia de sal calloviana y su límite depositacional se interpreta más al interior de la cuenca, por ello cabe la posibilidad que el ambiente marino no esté del todo instalado para esta región del área, para esta edad.

Las litofacies podrían corresponder con ambientes de llanuras de mareas y litorales compuestos por: arenas, lutitas y horizontes de evaporitas principalmente. Pero al interior de la cuenca las facies debieron migrar y corresponder a un ambiente marino somero, tal como una rampa interna siliciclástica, con desarrollo local de arenas, tal como se interpreta en algunas líneas sísmicas donde la extensión propició el crecimiento de los estratos de esta edad y les otorgo un estilo estructural similar al conocido en la región de los Plays establecidos.

Respecto a la migración de las facies hacia ambientes más profundos no se considera, ya que de acuerdo con la interpretación de las facies sísmicas hacia el sector occidental del área, es la misma expresión y configuración de reflectores paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, pero de baja amplitud, baja frecuencia, con buena continuidad y de energía débil, la que prevalece.

Cabe señalar que en el área en cuestión la presencia del miembro superior carbonatado identificado por algunos pozos en la región de los Plays establecidos, no se identifica o reconoce por expresión sísmica, aunque cabe la posibilidad de que su presencia se restrinja a la cima de los rodillos y almohadas de sal, que pudieron fungir como altos locales, donde la migración vertical de las facies somerizó el ambiente y propició el depósito de carbonatos bioclásticos, o que la posición del límite de la secuencia en el presente estudio, pudiera estar desfasado y por ello no se identifica y éste estaría incluido como parte basal de la secuencia del Kimmeridgiano. Otra consideración implica que para el área en cuestión, el ambiente estaba bajo un régimen siliciclástico, de somero a transicional y posiblemente, la presencia de carbonatados se limitaba a bioclastos depositados durante episodios de tormentas. Localmente esta secuencia se muestra adelgazada hasta llegar a la ausencia en la base de algunas minicuevas, en asociación con zonas de soldadura.

La secuencia del **Kimmeridgiano** sería muy semejante a la secuencia del Oxfordiano en una franja del sector oriente del área en cuestión, albergaría litofacies que corresponden con ambientes transicionales a marinos, dada la semejanza desde el punto de vista de facies sísmicas con la secuencia del Oxfordiano. Un posible cambio en el régimen sedimentario se postula dada la expresión de los patrones de reflexión en dirección a la cuenca, estos son de alta amplitud localmente, muy baja frecuencia, de continuidad buena y de energía fuerte, no así para la base de la secuencia. Por ello se considera que la rampa siliciclástica cambio gradualmente a un régimen carbonatado, propiciado probablemente por la somerización de los ambientes.

La migración lateral de las facies sobre una recién emplazada rampa carbonatada, estarían representadas por terrígenos con evaporitas: lutitas, limolitas y areniscas con intercalaciones de carbonatos, hacia la base de la secuencia y en dirección hacia la cuenca, la rampa carbonatada (superficie de muy baja pendiente), estaría en facies de rampa interna a externa quizás, cuyas litofacies estarían representadas por: packstone - grainstone esqueletales y oolíticos, así como de peletoides.

Cabe destacar que en el área no se reconoce o identifica un quiebre de plataforma como tal y por ello, se considera se trata de una rampa donde la transición de los ambientes fue gradual. La cima de esta secuencia y en dirección a la cuenca, se identifica la sedimentación carbonatada por la expresión sísmica y por la configuración de los patrones de reflexión, que ahora se muestran sub paralelos a sigmoidales, de amplitud fuerte, baja frecuencia, de continuidad regular y de energía fuerte.

Caso particular resultan las facies asociadas con almohadas de sal, donde los patrones monticulares de baja amplitud, baja frecuencia, discontinuos y de energía débil podrían estar relacionados con bancos: de arenas bioclásticas, montículos de lodos carbonatados, acumulaciones de ooides y peletoides e incluso crecimientos orgánicos.

Cabe señalar que esta secuencia es de las de menor espesor con excepción del sector de minicuencas, donde se aprecia un buen desarrollo al interior de las mismas así como, en los altos asociados con pequeñas almohadas de sal donde el aparente incremento de espesor puede ser (estructural) o sedimentario.

Para el **Tithoniano** se identifica un nuevo cambio en las condiciones de depósito, en el sector oriente del área las facies que estarían migrando a ambientes marino somero, estarían caracterizadas por patrones de reflexión que son paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de amplitud baja, frecuencia baja, de continuidad buena y baja energía, las litofacies corresponderían a mudstone – wackestone, calizas arcillosas a lutitas.

Localmente y relacionado con la presencia de almohadas de sal, el Tithoniano podría presentar facies de carbonatos someros semejantes a las del Kimmeridgiano, acumulaciones de ooides y peletoides e incluso crecimientos orgánicos, cuyo depósito transgredió en el tiempo. Estas se caracterizan por reflexiones sigmoidales y/o monticulares, de amplitud media, baja frecuencia, discontinuos, de energía débil, discordante con su límite superior.

Al interior de la cuenca la configuración de los reflectores es paralela entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de amplitud alta, frecuencia muy baja, de continuidad buena y alta energía, estas características se relacionan con ambientes marinos quizás en facies de rampa externa a cuenca y las litofacies corresponderían a lutitas bituminosas, e incluso carbonosas, con abundante contenido de materia orgánica.

Esta secuencia es la menos desarrollada de todas incluso en el sector de minicuencas y hacia la cima de las almohadas y estructuras asociadas con sal, muestra espesores que permiten interpretar que esta actuó como una superficie niveladora de los bajos estructurales, lo

anterior en relación con la transgresión marina acontecida en esta época y de la cual la sedimentación es representativa de este evento.

Para el caso del **Cretácico** es necesario hacer la siguiente observación, debido a que no fue posible asignar una edad cronológica a los límites de las secuencias identificadas al interior de ésta (por falta de datos de núcleo para datar los mismos), en lo subsecuente haremos referencia a la secuencia basal, secuencia media y secuencia superior, división que atiende a posibles variaciones relativas de nivel del mar, identificados y referidos en la figura IV.8 de la metodología del presente, pretendiendo coincidir con los sistemas de nivel bajo del mar y transgresivo que por modelo regional se sabe caracterizan este periodo.

La secuencia basal muestra patrones de reflexión paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, es de fuerte amplitud, muy baja frecuencia, continuidad buena y energía fuerte. Presenta cambios de facies laterales relacionados con rodillos y/o almohadas de sal, por arriba de estas estructuras los patrones de reflexión son sigmoidales, de amplitud media, baja frecuencia, discordantes y de energía fuerte aunque localmente algunos muestran energía débil. Los patrones sigmoidales podrían estar relacionados con las progradaciones de cuñas sedimentarias, interpretadas así por su carácter discordante con sus límites y el cambio de espesor decreciente hacia las estructuras. Cabe mencionar que esta es también la razón por la cual, no fue posible interpretar y mapear el límite superior de ésta secuencia. Las facies sedimentarias asociadas serían cuñas de progradación sobre el talud. Mientras que los patrones de reflexión paralelos podrían asociarse con condiciones de mar abierto y las facies sedimentarias corresponder a flujos turbidíticos carbonatados que penetraron más allá del talud y/o abanicos distales.

De forma muy local y restringida en el sector sur oriental, se aprecian patrones monticulares hacia las cimas y flancos de algunas estructuras con núcleo de sal. Estos son de alta amplitud, baja frecuencia, discordantes y de energía media. Las facies sedimentarias asociadas podrían corresponder a construcciones biogénicas sobre altos topográficos locales y las litofacies corresponderían a acreciones orgánicas.

La secuencia de la parte media muestra configuraciones paralelas para los patrones de reflexión, que a su vez lo son con los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de muy fuerte amplitud, muy baja frecuencia, muy buena continuidad y fuerte energía. Las facies sedimentarias asociadas podrían corresponder a cuenca y las litofacies serían mudstone – wackestone, lutitas a margas.

En ésta secuencia se identifican cambios mínimos de facies laterales, lo que si se aprecia son patrones tipo teja (shingled) o clinoformas oblicuas. Las facies sedimentarias asociadas podrían corresponder a progradaciones ya sea de abanicos de talud o de piso de cuenca, interpretadas así por su truncación aparente hacia su cima y su base. Las litofacies asociadas serían mudstone – wackestone, intraclastos y bioclastos con horizontes arcillosos.

De forma muy local y restringida al sector sur oriental se aprecian patrones monticulares hacia las cimas y flancos de algunas estructuras con núcleo de sal. Estos son de alta amplitud, baja frecuencia, discordantes y de energía media. Las facies sedimentarias asociadas podrían

corresponder a construcciones biogénicas sobre altos topográficos locales y las litofacies corresponderían a acreciones orgánicas.

La secuencia superior muestra patrones de reflexión paralelos entre sí, a los planos de estratificación y con sus límites correspondientes, de fuerte amplitud, muy baja frecuencia, buena continuidad y energía fuerte. Las facies asociadas corresponden a condiciones de mar abierto y las litofacies serían lutitas y margas principalmente.

Esta secuencia superior alberga paquetes de configuración divergente y/o clinofomas oblicuas, de alta amplitud, baja frecuencia, energía media, discordantes con sus límites. Al interior la configuración de los patrones de reflexión es caótica, discontinua, discordante, de amplitud y frecuencia variable. Las facies asociadas podrían ser cuñas por su espesor asimétrico y se interpretarían como abanicos distales. Las litofacies asociadas estarían representadas por flujos de escombros. Otra posibilidad es que correspondan a progradaciones de flujos turbidíticos carbonatados sobre el talud y las litofacies serían compuestos de litoclastos e intraclastos de la misma plataforma.

Hacia la cima de esta parasecuencia se identificó un horizonte de expresión sísmica peculiar, caracterizado por configuraciones caóticas, discontinuas, discordantes, de amplitud y frecuencia variable. Su presencia se identifica lo mismo en el sector oriental que hacia el sector occidental del área, de manera intermitente y de espesor variable. Dada la expresión de los reflectores al interior del horizonte, la constitución de los clastos debe ser de la misma litología que el resto de la secuencia, ya que no se aprecia contraste de imagen entre ellos, solo se identifica por su carácter caótico al interior y por sus límites discordantes. Las facies sedimentarias asociadas podrían corresponder a brechas de pie de talud y piso de cuenca y las litofacies corresponderían a flujos de escombros provenientes de la misma plataforma.

V.3 De la extracción de atributos sísmicos podemos referir lo siguiente:

De la extracción de atributos sísmicos RMS, para la secuencia del **Oxfordiano** podemos comentar: de la extracción en superficie, en una ventana de 300 ms los proporcionales de la parte basal (P-7, P-8), son los que muestran las mayores anomalías de amplitud, éstas se localizan hacia la periferia de la minicuenca principal, es decir hacia los bordes interiores y exteriores principalmente. Cabe señalar que de acuerdo con la interpretación aquí propuesta para la cima de la sal autóctona, el espesor de la secuencia del Oxfordiano no estaría desarrollado de manera “homogénea en este sector”, lo que implica considerar un ajuste interpretativo para la cima de la sal autóctona, o ajustes locales para la cima del Oxfordiano atendiendo el modelo de bloques rotados re-deformados (Figura V.9).

De la extracción volumétrica se realizaron varios ensayos atendiendo el intervalo de tiempo equivalente al espesor bruto de la secuencia (equivalente a la zona estratigráfica en el modelo estructural), estimado en los diferentes sectores y dividiendo la zona en capas proporcionales dentro del modelo para su equivalencia en unidades depositacionales (este fue el criterio empleado para dividir a las demás secuencias involucradas). Esta secuencia se dividió en dos capas proporcionales con el objetivo de vislumbrar al miembro Inferior terrígeno del miembro superior carbonatado.

Las anomalías volumétricas se localizan hacia la periferia de la minicuenca principal y en la parte basal de algunas de las minicuecas más antiguas, atendiendo la idea de migración de las mismas propuesta en el capítulo cuatro del presente. Otras más se ubican sobre las charnelas de los pliegues que separan las minicuecas al occidente.

El análisis de las anomalías sobre líneas de intersección, muestra que la distribución de las mismas predomina en la capa superior y su presencia, se restringe a los flancos de las estructuras y en la parte basal de algunas minicuecas en relación directa con zonas de soldadura. Es decir, la correspondencia con el miembro Inferior terrígeno no es evidente y esto puede ser debido a la incertidumbre para reconocer y/o identificar los límites de esta secuencia comentados reiteradamente en la metodología del presente.

De la extracción de anomalías RMS en superficie para la secuencia del **Kimmeridgiano**, se analizó una ventana de 400 ms y se dividió en 8 proporcionales, en ésta los proporcionales más superficiales o someros (P-1 a P-4), muestran ligeras anomalías en trenes, con orientación preferencial NE-SW al interior de la minicuenca principal, mientras que hacia la base de la secuencia las anomalías se mitigan al interior de la minicuenca y aparecen otras más, con la misma orientación preferencial NE-SW hacia las minicuecas del occidente. La excepción es el proporcional en la base de la secuencia (P-8) este muestra las máximas anomalías en trenes con orientación preferencial NE-SW que coinciden con los bordes de la minicuenca principal y el interior de las minicuecas al occidente.

De la extracción volumétrica, la zona estratigráfica del Kimmeridgiano se dividió en dos capas proporcionales con el fin identificar las facies carbonatadas limpias de las facies con influencia de terrígenos, esto apoyado en el análisis de facies sísmicas dada la expresión local de los reflectores al interior de las minicuecas. Pero al interior de la minicuenca principal no se aprecian anomalías y es aquí donde la secuencia muestra su máximo desarrollo. Algunas anomalías se presentan en la porción occidental del sector de minicuecas, básicamente sobre las charnelas de las estructuras y en los bordes que delimitan las minicuecas.

Del análisis de anomalías sobre líneas de intersección, la distribución de las mismas se encuentran presentes principalmente en la capa superior o en la capa más joven estratigráficamente hablando, y a diferencia del Oxfordiano estas parecieran estar restringidas a paleo altos estructurales con una extensión muy local o puntual (Figura V.10).

De la extracción en superficie de anomalías RMS para la secuencia del **Cretácico**, en una ventana de 150 ms que se dividió en 3 proporcionales, se aprecia en la parte basal de la secuencia (secuencia inferior), las máximas anomalías de todo el intervalo estratigráfico y estas se muestran sin tendencia y restricción en el sector de minicuecas. Los proporcionales correspondientes a las secuencias de en medio y superior, muestran anomalías incipientes en trenes preferenciales con orientación NE-SW. Y ambas se muestran muy semejantes entre sí.

De la extracción volumétrica podemos referir, el **Cretácico** se dividió en tres capas proporcionales, con el objetivo de diferenciar las facies limpias que corresponderían a la parte media, de las arcillosas que corresponderían a la parte basal y la parte superior de la secuencia donde se aprecian localmente facies sísmicas caóticas, que podrían resultar de interés como facies almacenadoras. Las anomalías de amplitud, se localizan en el centro del

sector de minicuenas y en la superficie de la misma es decir, en la parasecuencia Superior, sin tendencia alguna y con una distribución errática, aparentemente en relación estrecha con el relleno de bajos estructurales.

Del análisis de anomalías sobre líneas de intersección, la distribución de las mismas es principalmente en las secuencias; superior y media y se localizan sobre los bajos estructurales, con extensión lateral considerable pero de poco espesor. En menor proporción se localizan en la cima de pequeños altos estructurales, con poca extensión y mayor espesor pero en la secuencia superior (Figura V.11).

Resumiendo, la distribución de anomalías máximas puede tener varias interpretaciones sedimentológicas, no descartando en ninguna de ellas la posibilidad de ser equivocadas debido a la falta de datos de pozos en el área que permitiesen calibrar dicha interpretación sin embargo, se plantean las siguientes hipótesis de trabajo que podrán ser corroboradas o descartadas conforme se disponga de nueva información proveniente del subsuelo.

El mapa de amplitudes RMS de la secuencia del **Oxfordiano**, muestra tendencias de amplitudes máximas con patrones sinuosos en la dirección este-oeste predominantemente, que coinciden con los flancos de las estructuras que bordean la minicuenca principal y la parte basal de aquellas minicuenas en relación directa con zonas de soldadura. Estas podrían representar la distribución de los sedimentos siliciclásticos antes de la deformación y el hecho que las anomalías se ubiquen tanto en los flancos de las estructuras, como en los bajos topográficos, no es más que la consecuencia de la intensidad de la deformación provocada por los movimientos tempranos de la sal, producto de la sobre carga litostática.

Para la secuencia del **Kimmeridgiano** las máximas anomalías de amplitud RMS muestran tendencias con patrones sinuosos, en la dirección este-oeste principalmente y coinciden con las charnelas de las estructuras que bordean y delimitan algunas de las minicuenas, y otras más se ubican al interior de las mismas al occidente del sector. No así para la minicuenca principal en la cual las anomalías máximas, solo se muestran hacia su flanco occidental y todas ellas podrían representar la respuesta de las facies carbonatadas de rampa interna, posiblemente albergando acumulaciones de ooides y peletoides (similares a las conocidas en el área de Plays establecidos), antes de la deformación y el hecho que las anomalías se ubiquen tanto en las charnelas de las estructuras como al interior de las minicuenas, no es más que consecuencia de la deformación post deposito, provocada por los movimientos tempranos de la sal.

Para el caso del **Cretácico** las máximas anomalías de amplitud RMS identificadas para la secuencia basal, se localizan en todo el sector de minicuenas sin tendencia aparente, esta respuesta se puede asociar con depósitos concernientes a flujos turbidíticos carbonatados, que fueron transportados por corrientes de turbidez desde el borde de la paleo plataforma de Yucatán, hasta el pie del talud o piso de cuenca. El depósito de estos flujos debió de ocurrir sobre una superficie irregular constituida por suaves altos topográficos, producto del movimiento temprano de la sal, que condicionaron la distribución de los mismos hacia los bajos locales.

La secuencia intermedia muestra anomalías incipientes con tendencias preferenciales con orientación NE-SW y se localizan sobre los bajos estructurales, con extensión lateral considerable pero de poco espesor. Estas podrían corresponder con la respuesta de depósitos asociados con abanicos de pie de talud o piso de cuenca, interpretadas así por su truncación aparente hacia su cima y su base.

En la secuencia superior las máximas anomalías de amplitud RMS, se localizan en el centro del sector de minicuenas y hacia la superficie de la misma, no muestran una tendencia bien definida y aparentemente guardan una relación estrecha con el relleno de bajos estructurales. En menor proporción se localizan en la cima de pequeños altos estructurales pero con menor extensión y desarrollo. Estas podrían representar la respuesta a depósitos de flujos brechoides calcáreos, polimícticos, provenientes de la plataforma como flujos turbidíticos que penetraron hasta la cuenca, como un sistema de abanicos carbonatados.

V.4 De la evolución tectónica sedimentaria

La **sal**, calloviana, Jurásico Medio, marca el inicio de la invasión marina posterior a la etapa de rift, se distribuye en la mayoría del área a excepción del extremo oriente donde se identifica su límite depositacional, muy próximo al límite del levantamiento sísmico. El espesor de ésta controla el estilo estructural el cual está en función de los mecanismos dominantes: carga diferencial y desplazamiento de carga.

La secuencia del **Oxfordiano** se depositó sobre la sal calloviana en facies transicionales a rampa interna. El espesor de esta secuencia siliciclástica estuvo condicionado a la presencia de la sal, que se encontraba en un estadio Temprano de subsidencia termal, en una fase de extensión y con buzamiento hacia la cuenca, lo cual propició el crecimiento de los estratos de la secuencia del Oxfordiano asociadas con fallas lítricas, con desplazamiento al occidente, que despegaron sobre rodillos de sal. Aunado a la transgresión marina que se registró para esta edad consecuencia de la vigente subsidencia termal.

La secuencia del **Kimmeridgiano** se depositó de forma concordante sobre la secuencia del Oxfordiano, en facies transicionales a rampa interna - externa carbonatada. El cambio del régimen sedimentario de siliciclástico a carbonatado, se debió a una regresión marina regional producto de la subsidencia termal acentuada al interior de la cuenca. Durante el emplazamiento de la rampa carbonatada la extensión continuó y se manifiesta en el crecimiento de los estratos de esta edad, concluyendo la misma fase inicial de extensión con despegue de cubierta sedimentaria.

La secuencia del **Tithoniano** refleja la transgresión marina regional acontecida para esta edad y que modificó los ambientes de depósito, de rampa carbonatada a plataforma carbonatada y quizás cuenca localmente. Sísmicamente se caracteriza por su carácter nivelador y la afectación tectónica de esta secuencia se relaciona con la culminación de la fase de extensión horizontal, que se caracteriza por un estilo en bloques rotados, limitados por fallas lítricas, con desplazamiento al occidente, que despegan sobre rodillos de sal, que de acuerdo con la interpretación sísmica aquí propuesta, concluye en esta edad.

La gran transgresión marina del **Cretácico** proveniente del Atlántico central, cubrió casi todo México y permitió el establecimiento de amplias plataformas carbonatadas, al concluir la expansión del piso oceánico del Golfo de México y el bloque Yucatán alcanzar su posición actual. Durante este periodo las cortezas transicionales estuvieron sujetas a efectos de enfriamiento cortical, siendo los mayores rangos de subsidencia en la corteza oceánica, menor en la transicional delgada y mínimo en la corteza transicional gruesa. Conjuntamente; la subsidencia diferencial de las cortezas y la transgresión marina, propiciaron el depósito de rocas carbonatadas de ambientes profundas hacia la cuenca y permitieron el establecimiento de amplias plataformas carbonatadas con bordes pronunciados, en las zonas de charnelas tectónicas o de máxima pendiente, entre las cortezas: transicional delgada y la gruesa. El borde de la plataforma de Yucatán debió de tener un relieve topográfico pronunciado, que aunado con **ligeros cambios eustáticos** produjo el depósito de escombros y flujos turbidíticos con diferentes alcances a lo largo de todo el periodo hacia el interior de la cuenca.

Las secuencias sedimentarias del Cretácico representan el re depósito al interior de la cuenca, de clastos provenientes de una plataforma que probablemente desarrolló un borde y ambos fueron sujetos de erosión, consecuencia de las fluctuaciones eustáticas producto de la combinación subsidencia – transgresión. La probable erosión de la plataforma pudo haber propiciado un talud accidentado, que permitió que el material erosionado penetrara más al interior de la cuenca, dando lugar a los depósitos de pie de talud y piso de cuenca.

Para el Cretácico Superior el margen de la plataforma pudo haber quedado expuesto y ser sujeto de erosión, para dar origen a depósitos de flujos de escombros, que penetraron hasta la cuenca como un sistema de abanicos carbonatados. Otra opción sería que la exposición del margen de la plataforma, llevo a la karsticidad e incluso quizás colapsó del talud, lo cual originó depósitos en masa que fueron transportados a la base del talud y sobre el piso de cuenca.

El horizonte brechoso de la secuencia superior que al parecer se encuentra rellenando bajos estructurales, podría ser producto de flujos brechoides transportados como flujos turbidíticos al pie del talud y se relacionan con la culminación del movimiento diferencial vertical de la sal, dada su distribución alrededor de paleoaltos topográficos suaves.

Desde el punto de vista de la **estratigrafía sísmica** y en ausencia de datos de pozos que proporcionasen información paleoambiental fidedigna, se propone un **modelo secuencial depositacional conceptual** para la secuencia mesozoica. Cabe aclarar que sísmicamente no se identificaron los límites de secuencias propuestos en el modelo, lo cual pude ser debido a que la resolución sísmica vertical no es la adecuada para identificar estos eventos y debido a los efectos de la tectónica salina que enmascara la configuración original de los reflectores y no permite el reconocimiento de las terminaciones.

La figura V.12 muestra un modelo secuencial depositacional conceptual de acuerdo con lo identificado y descrito en el presente: la sal calloviana se depositaría en condiciones transgresivas, es decir corresponde a un sistema transgresivo del nivel del mar (TST), y marcó el inicio de la invasión marina en la recién instalada cuenca. Al interior de la misma se depositó una cuña siliciclástica que conforme fue progradando fue reduciendo el espacio de acomodo lo suficiente como para dar lugar a la sedimentación de carbonatos, este hecho

instaló una rampa siliciclástica evaporítica carbonatada, bajo condiciones de lowstand (LST sistema de nivel bajo del mar), que corresponde a las facies de la secuencia del Oxfordiano. Para la secuencia del Kimmeridgiano las condiciones bajo un régimen carbonatado prevalecieron y se conformó probablemente una rampa distalmente pronunciada, bajo condiciones de Lowstand. Ya para el Tithoniano iniciaron las condiciones transgresivas y los ambientes de cuenca se instalan al interior de la misma, mientras que la rampa interna fue solapada por sedimentación de carbonatos que inició antecediendo a una plataforma somera, hasta la instalación de la misma. Ya para el Cretácico en general, las condiciones serían transgresivas (TST), sobre una plataforma carbonatada que probablemente desarrollo un borde de tipo arrecifal, susceptible a los cambios relativos de nivel del mar, que pudo quedar temporalmente expuesto, ser erosionado y re depositado al interior de la cuenca. La posible presencia de varias secciones condensadas no se descarta, pero debido a la resolución sísmica vertical y la posición del área de estudio en la cuenca para ésta edad (Cretácico), no son posibles de identificarse sísmicamente. Este hecho debió registrarse en cuando menos tres ocasiones para originar los depósitos correspondientes a las secuencia basal, la secuencia de la parte media y la secuencia de la parte superior, exceptuando la brecha halocinética.

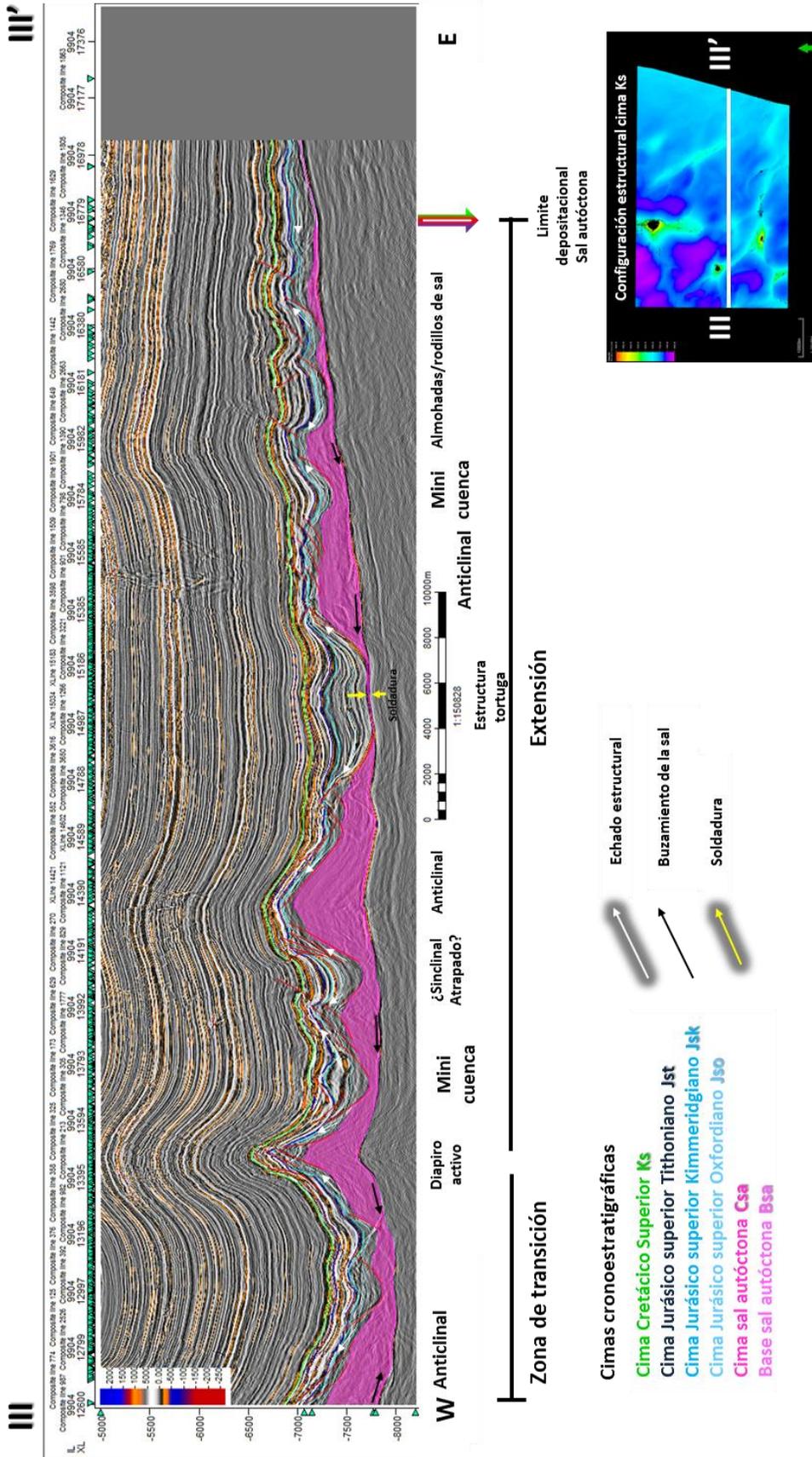


Figura V.3 Línea sísmica III-III' que muestra los estilos estructurales asociados a la tectónica salina así como las componentes extensional y transicional de un sistema gravitacional en una cuenca salina.

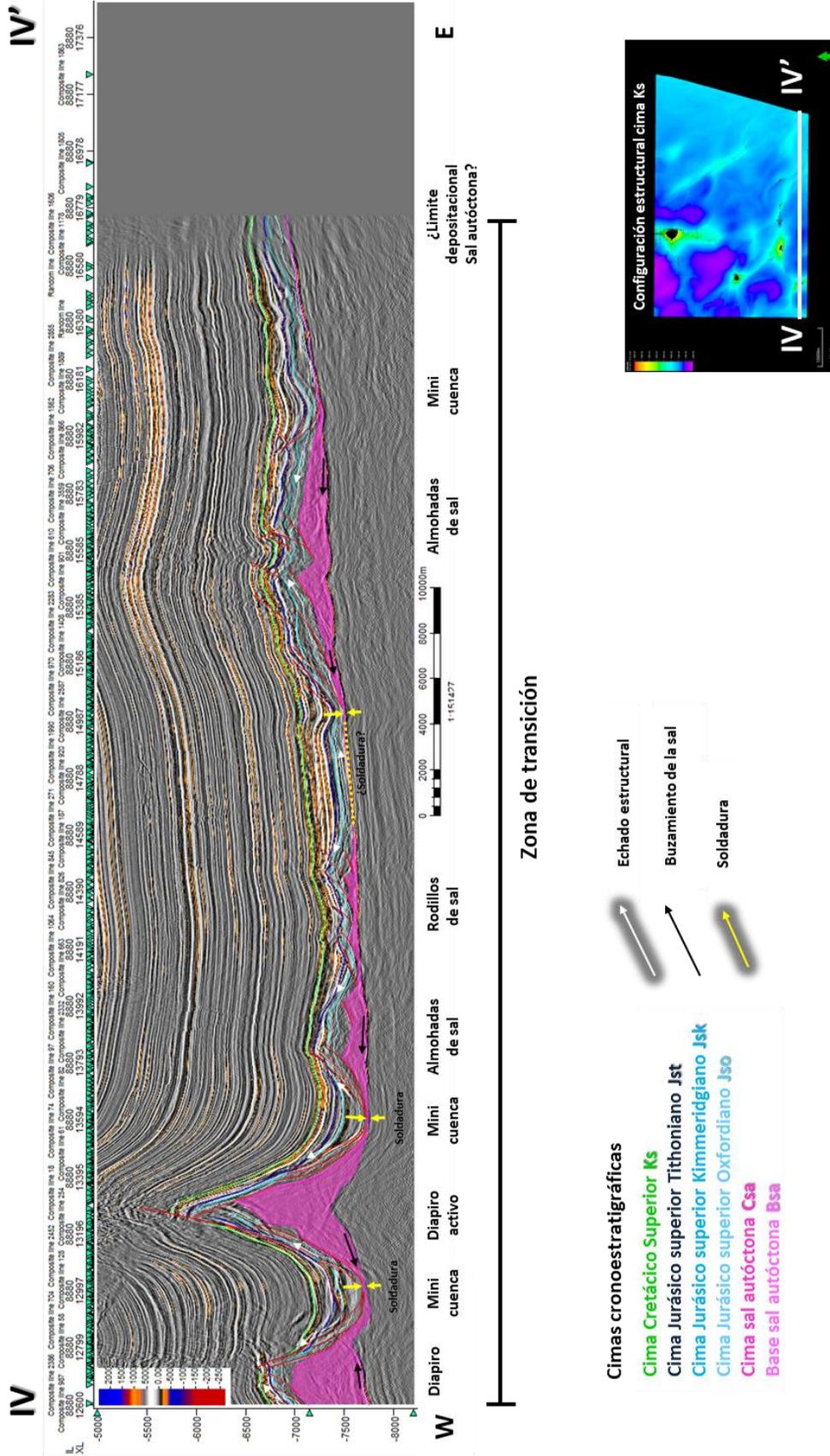


Figura V.4 Línea sísmica IV-IV' que muestra los estilos estructurales asociados a la componente transicional de un sistema gravitacional en una cuenca salina.

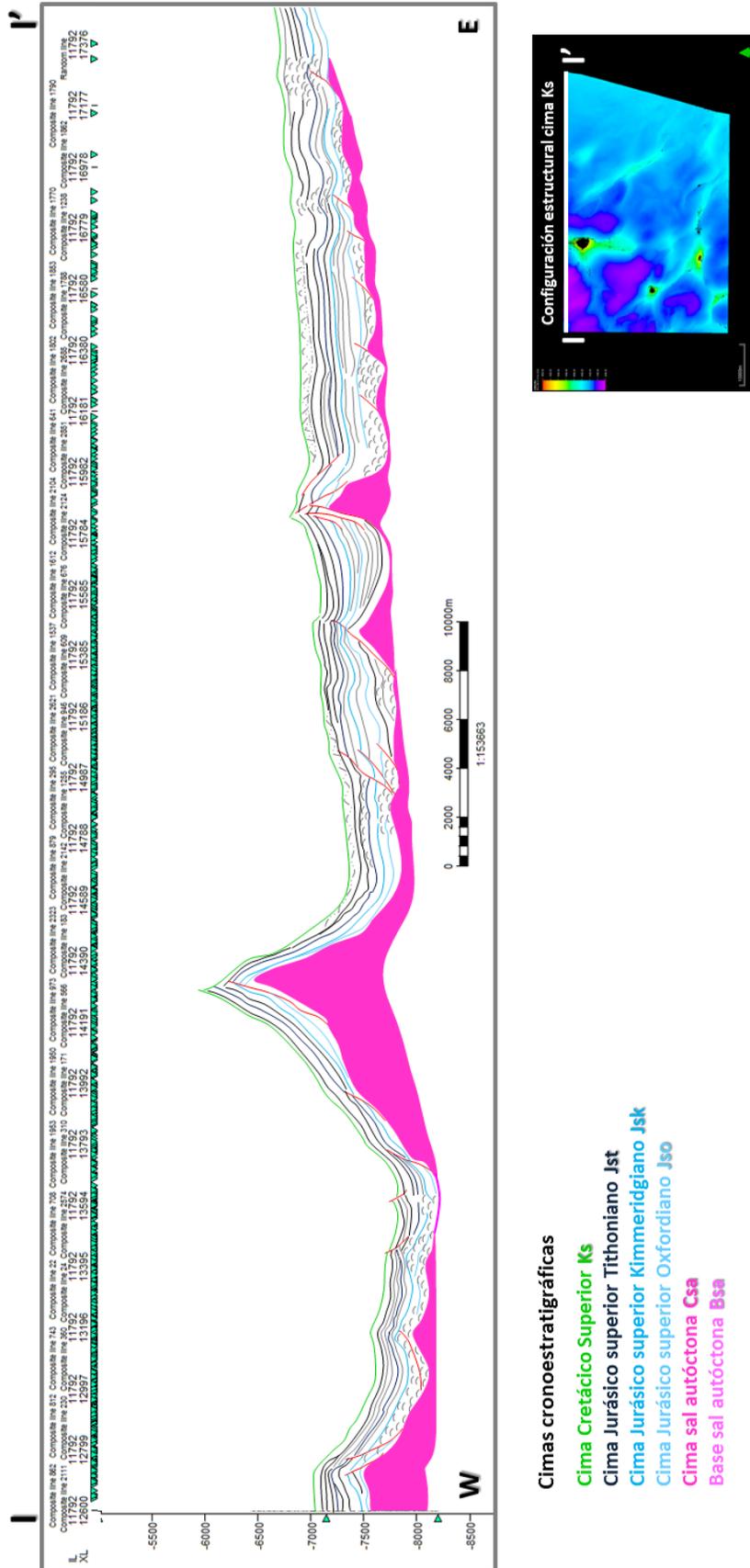


Figura V.5 Línea sísmica I-I' que muestra en un boceto la configuración de los patrones de reflexión sísmica identificados al interior de las secuencias y que se describieron en el análisis sísmo-estratigráfico así como, los estilos estructurales asociados a la tectónica salina.

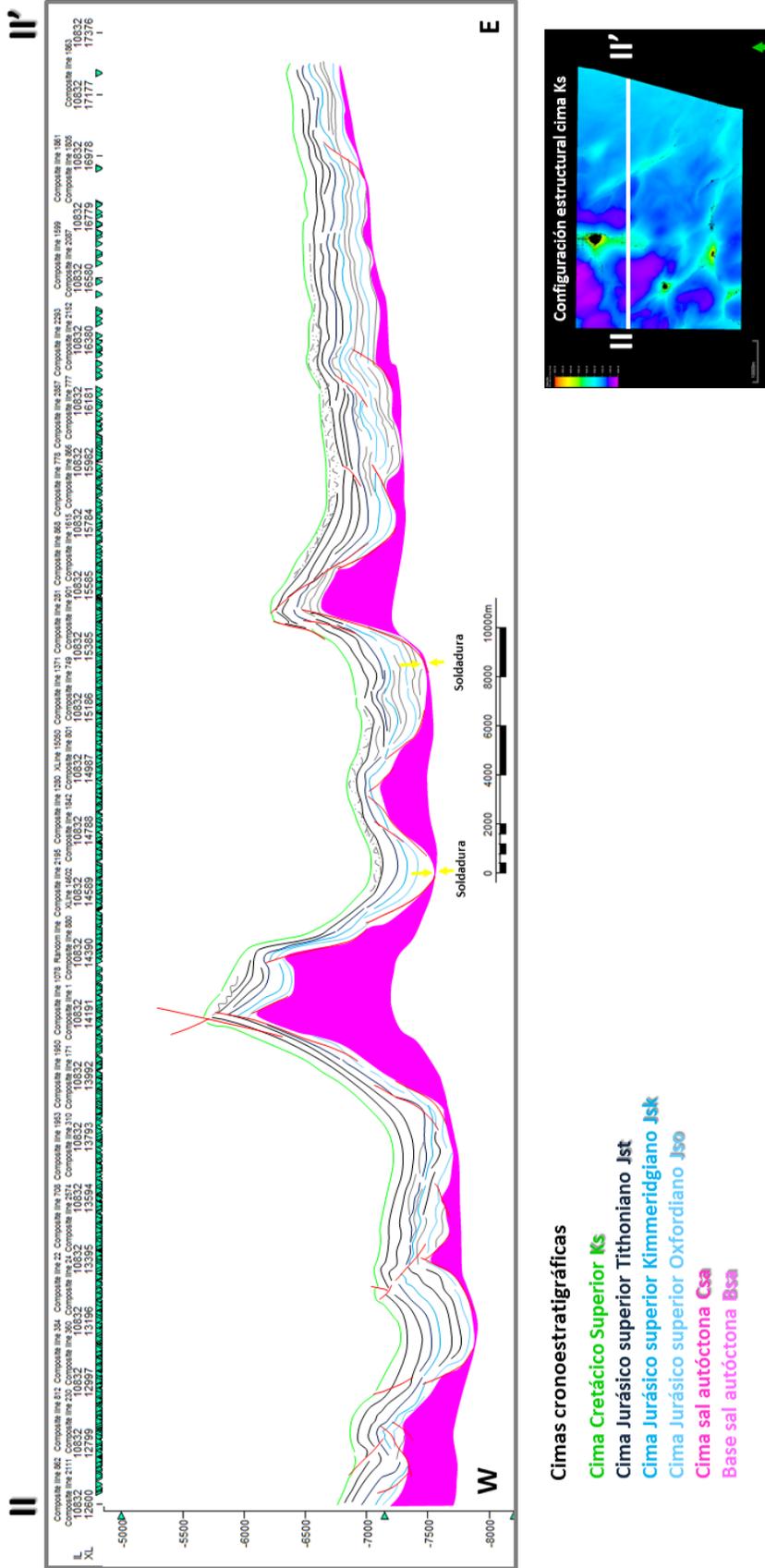


Figura V.6 Línea sísmica I-I' que muestra en un boceto la configuración de los patrones de reflexión sísmica identificados al interior de las secuencias y que se describieron en el análisis sísmo-estratigráfico así como, los estilos estructurales asociados a la tectónica salina.

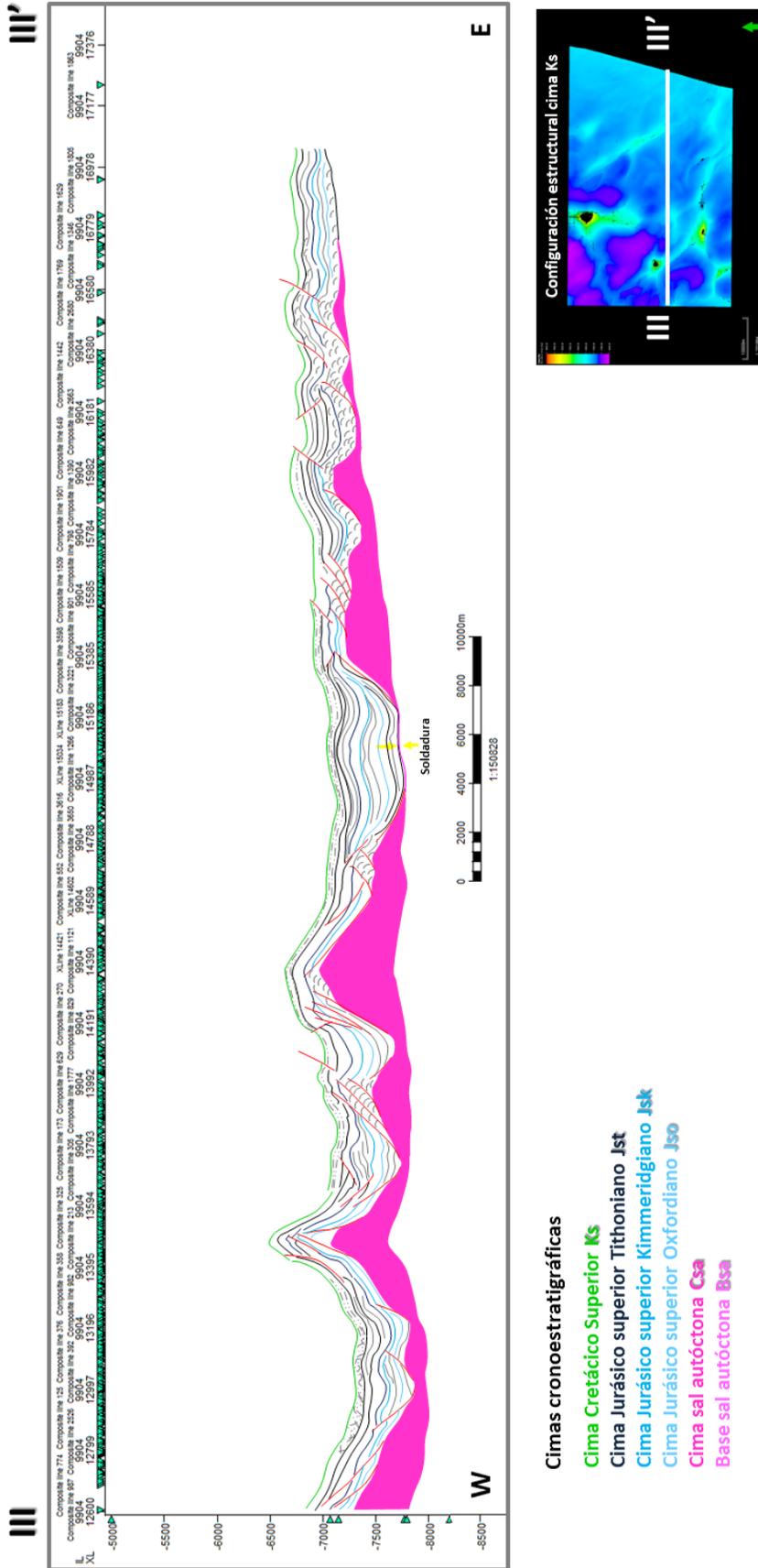
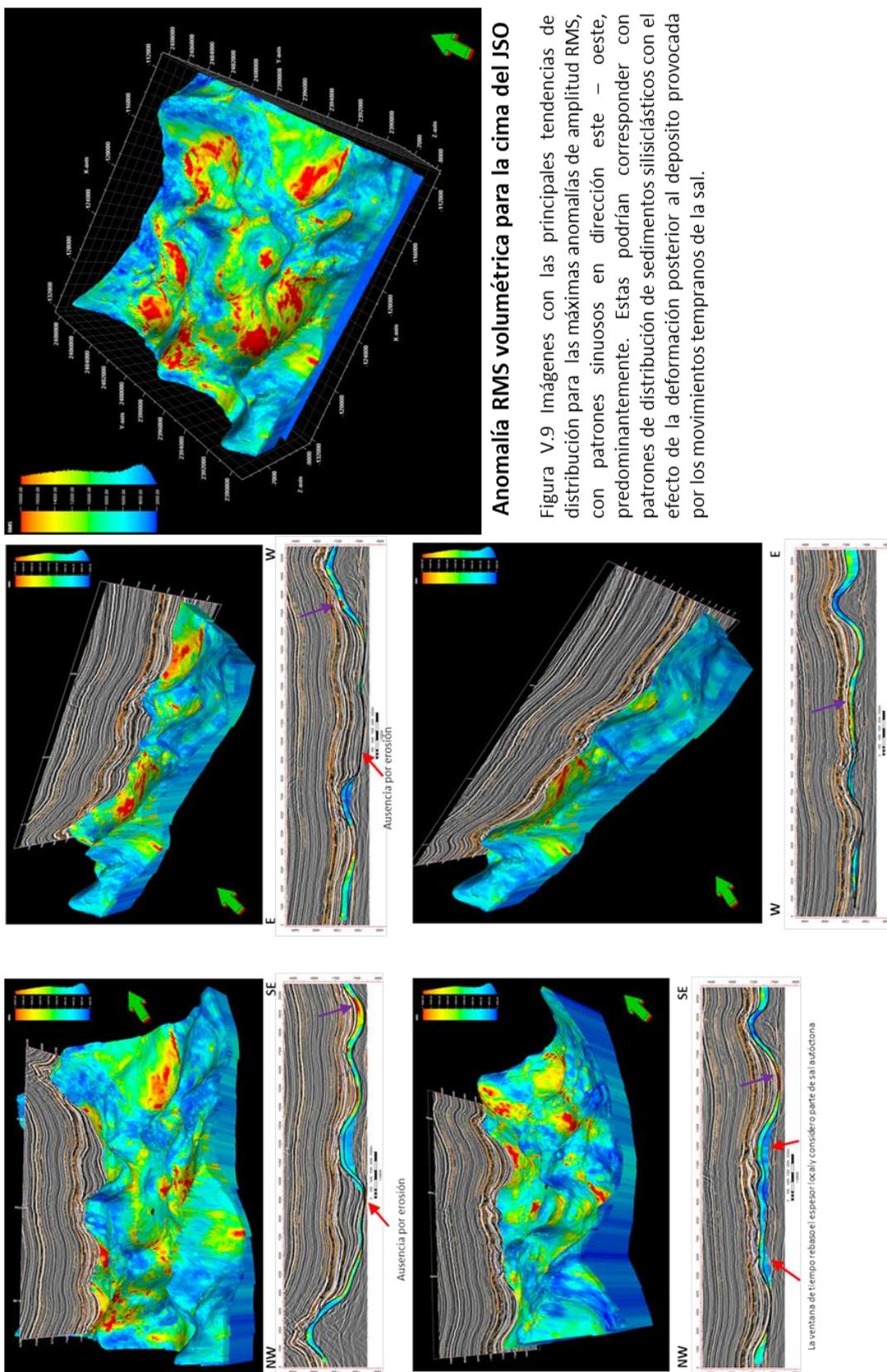
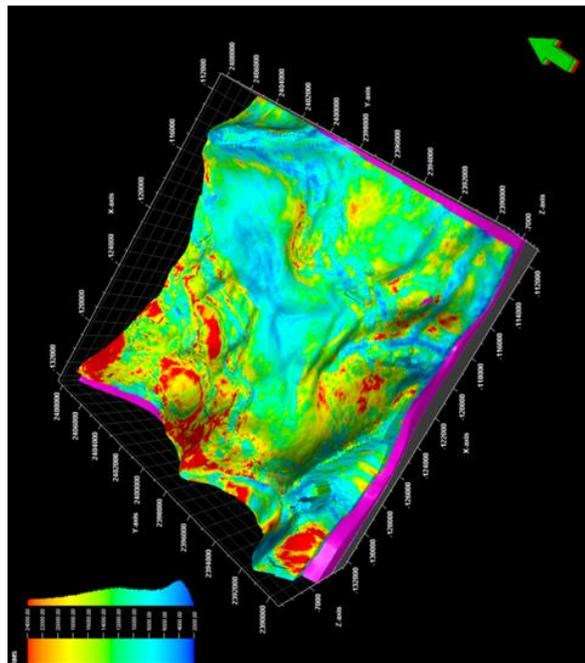


Figura V.7 Línea sísmica I-I' que muestra en un boceto la configuración de los patrones de reflexión sísmica identificados al interior de las secuencias y que se describieron en el análisis sísmo-estratigráfico así como, los estilos estructurales asociados a la tectónica salina.



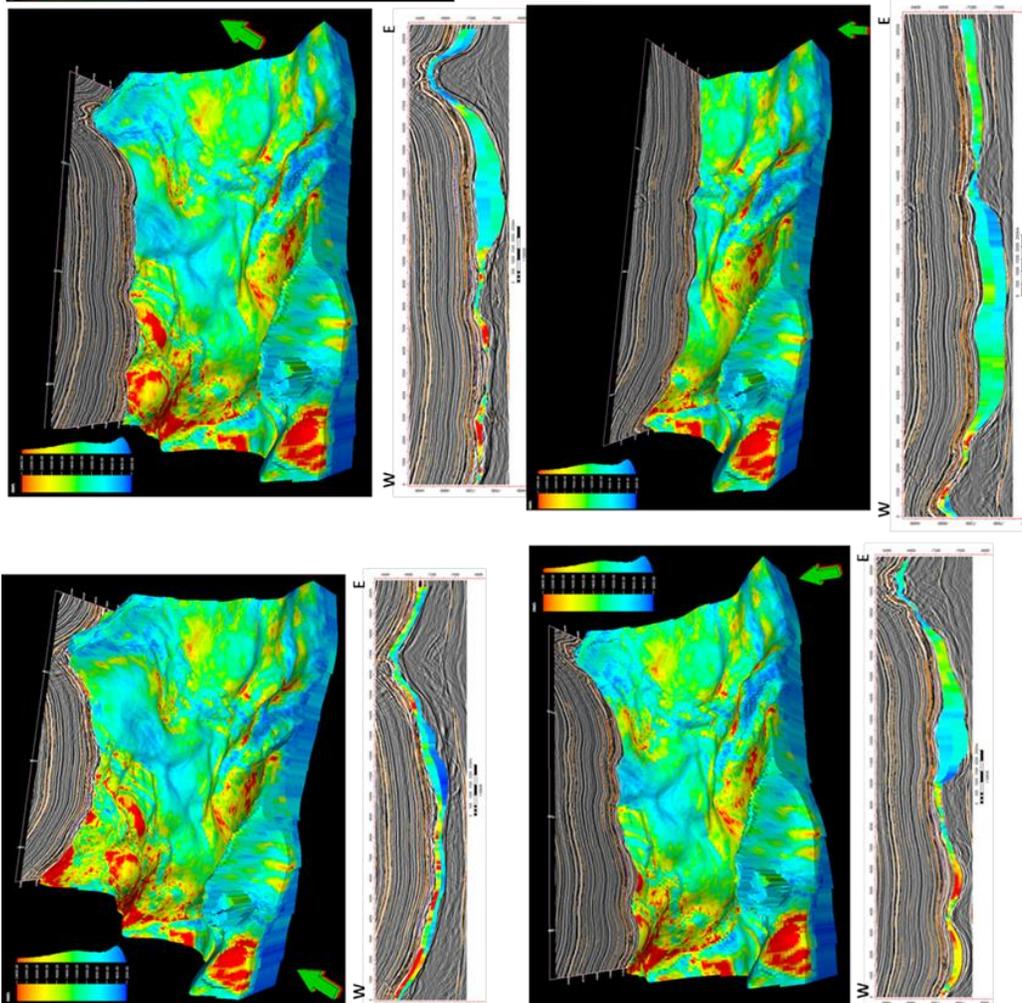
Anomalía RMS volumétrica para la cima del J50

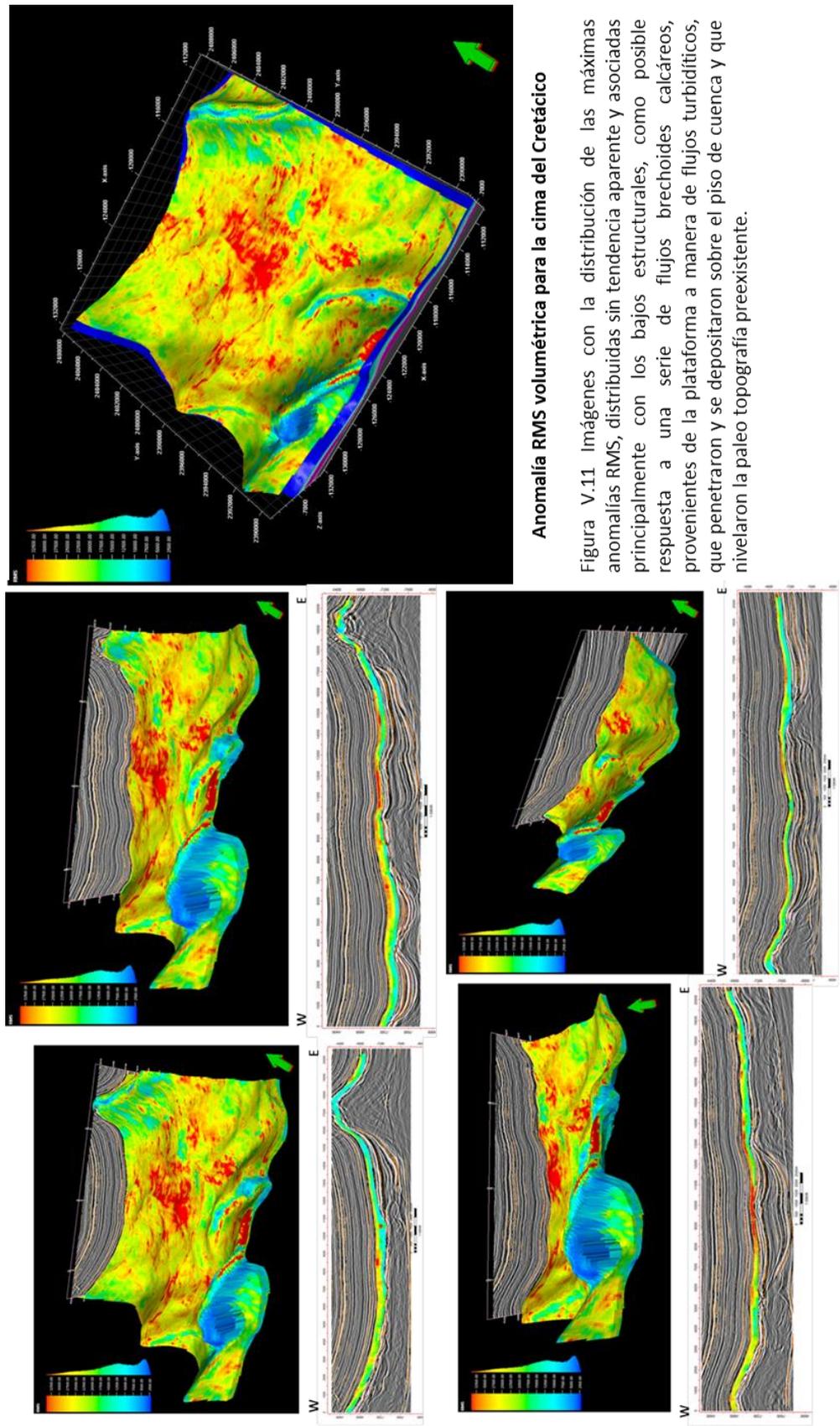
Figura V.9 Imágenes con las principales tendencias de distribución para las máximas anomalías de amplitud RMS, con patrones sinuosos en dirección este - oeste, predominantemente. Estas podrían corresponder con patrones de distribución de sedimentos siliciclásticos con el efecto de la deformación posterior al depósito provocada por los movimientos tempranos de la sal.



Anomalía RMS volumétrica para la cima del JSK

Figura V.10 Imágenes con la distribución de las máximas anomalías de amplitud RMS del JSK que se ubican sobre las charnelas de las estructuras que bordean y delimitan las mini cuencas, y que podrían asociarse con la respuesta de las facies carbonatadas posiblemente albergando acumulaciones de ooides y peletoides con la deformación post depósito, provocada por los movimientos tempranos de la sal





Anomalia RMS volumétrica para la cima del Cretácico

Figura V.11 Imágenes con la distribución de las máximas anomalías RMS, distribuidas sin tendencia aparente y asociadas principalmente con los bajos estructurales, como posible respuesta a una serie de flujos brechoideos calcáreos, provenientes de la plataforma a manera de flujos turbidíticos, que penetraron y se depositaron sobre el piso de cuenca y que nivelaron la paleo topografía preexistente.

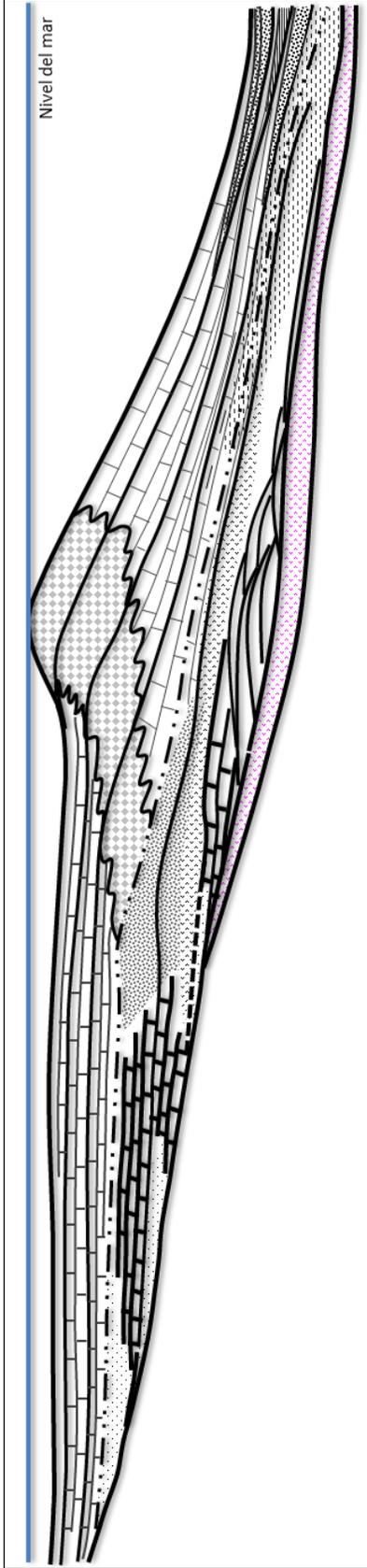
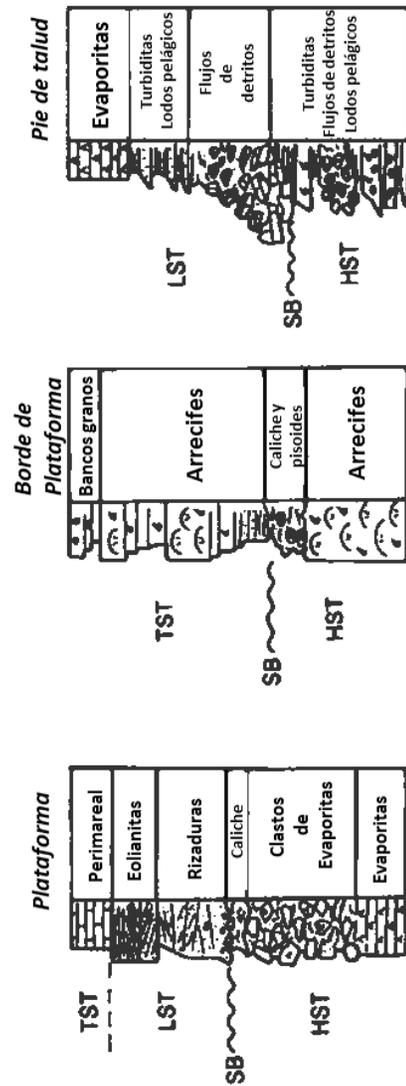
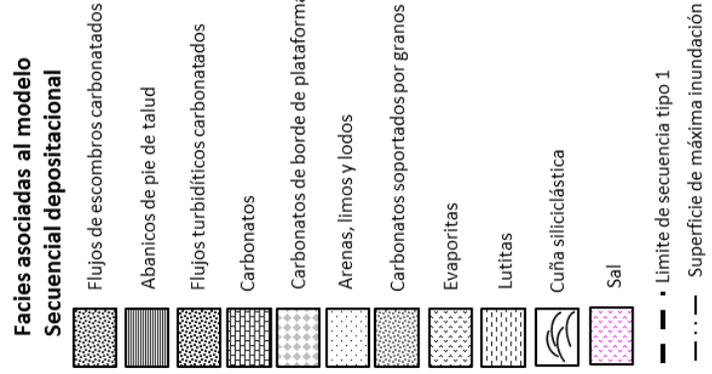


Figura V. 12 Modelo secuencial deposicional conceptual para las secuencias del: Oxfordiano (condiciones de lowstand, LST), Kimmeridgiano (lowstand, LST – transgresivo, TST , Tithoniano (transgresivo, TST) y Cretácico en general (secciones condensadas).



Sucesión vertical idealizada de las facies asociadas a secuencias de plataforma, borde de plataforma y cuenca carbonatada.

Capítulo VI Conclusiones y Discusión

Conclusiones

De la interpretación sísmica y estructural que caracteriza a la secuencia mesozoica en el área de estudio se concluye:

- 1) La geometría de los cuerpos de sal es desde rodillos en su forma más simple, a almohadas anticlinales y diapiros, estos últimos han evolucionado en el tiempo de reactivos a pasivos.
- 2) Se identificaron zonas con ausencia de sal en el sector de minicuecas, debido a soldaduras, por efecto de carga diferencial y desplazamiento lateral por carga.
- 3) En cuanto a la geometría de los pliegues y las fallas observamos que los primeros están íntimamente relacionados con la forma de los cuerpos de sal subyacentes, delimitando numerosas minicuecas, mientras que las fallas, que originalmente fueron de tipo normal, algunas han sido reactivadas y/o modificadas e incluso invertidas, por la tectónica compresiva subsecuente. Las fallas afectaron de manera diferencial a las secuencias que integran al Mesozoico en la medida que ocurrió el movimiento de la sal.
- 4) La evolución tectónica sedimentaria de la secuencia mesozoica en el área de estudio, estuvo controlada por la presencia y el espesor de la sal calloviana, misma que controló el estilo estructural en función de dos mecanismos dominantes: a) la carga diferencial (la cual condicionó la distribución de aquellas unidades depositacionales del Cretácico, relacionadas con el re-depósito ocurrido en el interior de la cuenca conformados por clastos provenientes de la plataforma), y b) el desplazamiento de carga (los movimientos tempranos de la sal calloviana fueron una respuesta a las fases extensivas que condicionaron la presencia y distribución, de las secuencias jurásicas posterior a su depósito).

A través de la interpretación combinada de los mapas estructurales, de atributos sísmicos y el análisis sísmo estratigráfico se proponen la geometría y los espesores de las unidades analizadas, así como sus características internas y facies sedimentarias.

Desde el punto de vista de **presencia de roca almacén** podemos concluir, que existen tres niveles donde se puede postular su presencia:

La secuencia del **Oxfordiano** es la de mayor relevancia con posible presencia de roca almacén, para las facies de arenas de cuña progradante de nivel del mar bajo (LST). La importancia de esta unidad depositacional radica en la gran cantidad de arenas que puede contener y aunado a su estilo estructural consistente en bloques rotados, sobre fallas listricas, constituyen por si mismas trampas combinadas capaces de contener yacimientos potenciales de hidrocarburos.

Por otro lado, existe la posibilidad de tener la presencia de facies de arenas y areniscas litorales, solapadas por carbonatos de llanuras de marea, que también constituyen facies almacenadoras y están asociados a evaporitas que actúan como sellos, aunado a su estilo estructural de bloques delimitados

por fallas normales, también adquieren relevancia desde el punto de vista de presencia del Play de arenas y areniscas conocido en el sector de Plays establecidos, pues quizás este represente la extensión del mismo hacia este sector del Golfo de México.

La secuencia del **Kimmeridgiano** le sigue en importancia en cuanto a posible presencia de roca almacén. Las facies submareales podrían estar ampliamente desarrolladas en una rampa carbonatada distalmente pronunciada, bajo condiciones de nivel del mar bajo (LST); las facies almacenadoras incluyen acumulaciones de ooides, peletoides y bioclastos que pueden llegar a constituir montículos, así como sedimentos re-trabajados (producto de la erosión) de los mismos, con buena calidad de roca almacén, que asociadas con los estratos de crecimiento al interior de los bloques rotados y delimitados por fallas lítricas, y otras más sobre la cima de las almohadas y rodillos de sal, representados por un estilo de extensión horizontal de fallas normales con polaridad de desplazamiento al occidente, constituyen trampas combinadas capaces de contener yacimientos de hidrocarburos. La presencia de estas facies podría representar la extensión al norte del Play de Bancos oolíticos conocido en el sector de Plays establecidos.

Para el **Cretácico** se reconocen tres posibles facies almacenadoras: la primera relacionada con depósitos de ambiente marino profundo, la segunda con posibles crecimientos orgánicos y la tercera con flujos brechoides.

La primera se relaciona con una fase de nivel del mar bajo (LST); donde el borde de la plataforma tuvo un comportamiento agradacional con un relieve topográfico pronunciado de acuerdo con Winker y Buffler, 1988., que combinado con una caída del nivel del mar probablemente produjo el depósito de escombros y flujos turbidíticos en el talud y hacia el piso de la cuenca.

Ambos sistemas; turbidítico carbonatados y cuñas de progradación sobre el talud, constituyen excelentes trampas estratigráficas cuando están delimitados entre arcillas pelágicas. Estos corresponden a la secuencia inferior y media.

La segunda corresponde a posibles crecimientos orgánicos asociados con paleoaltos locales originados por almohadas de sal, que generaron ambientes localmente más someros que el resto de su entorno, lo cual permitió el desarrollo de posibles bioconstrucciones marinas con apilamiento vertical. Éstas se identificaron para ambas secuencias; media y superior.

La tercera se asocia con flujos brechoides calcáreos, provenientes de la plataforma que fueron transportados como flujos turbidíticos, que se depositaron al interior de la cuenca y constituyen facies potencialmente almacenadoras. Éstas se identificaron en la cima de la secuencia superior, lo que constituye trampas estratigráficas que valdrían la pena evaluar por su extensión.

Desde el punto de vista de presencia de los **Plays**, se concluye lo siguiente:

Las condiciones transgresivas durante el **Tithoniano** (TST), representan al conjunto de secuencias retrogradacionales desarrolladas durante un ascenso relativo del nivel del mar. La base es una superficie transgresiva desarrollada sobre la cima de un sistema de nivel del mar bajo. Mientras que la cima se formó por la superposición retrogradante de las secuencias pelágicas y representa un buen sello vertical para el Play Kimmeridgiano.

Al mismo tiempo, las secciones condensadas (reducidas en espesor por bajas tasas de sedimentación), son excelentes rocas generadoras y conjuntamente con las superficies de máxima inundación, marcan la conclusión del sistema transgresivo hasta eventualmente, dar inicio a la etapa regresiva de la secuencia basal del Cretácico. Esta consideración aunque hipotética, es relevante desde el punto de vista de presencia de roca generadora y sello vertical, pues se sabe que en el área de Plays establecidos la roca generadora que carga al Play Kimmeridgiano y a los Plays Cretácicos proviene del Tithoniano, mientras que el sello vertical del Play Kimmeridgiano es el mismo Tithoniano en las facies correspondientes a los sistemas depositacionales aquí propuestos.

En cuanto al Oxfordiano se considera un sistema petrolífero cerrado, ya que posee sus propias facies generadoras de ambiente marino en condiciones anoxicas, que cargan a las facies almacenadoras ya descritas.

El hecho de identificar y proponer la presencia de facies relacionadas con crecimientos orgánicos nos lleva a considerar la posibilidad de un Play hipotético adicional en el Cretácico. Mientras que las unidades depositacionales de ambiente marino profundo podrían resultar de interés desde el punto de vista de presencia de Plays.

Discusión

La ausencia de pozos de control estratigráfico para asignar edades a los horizontes sísmicos interpretados en el área de estudio, fue subsanada por correlaciones regionales realizada en estudios previos. Aunque la asignación de edades a los horizontes sísmicos no tiene certeza plena, se considera confiable y congruente.

Es necesario tomar en cuenta las limitaciones de la estratigrafía sísmica, ya que generalmente la resolución sísmica vertical no es la adecuada para apreciar cambios litológicos en capas delgadas, ya que estos se dan en intervalos verticales mucho más pequeños que lo que la longitud de onda sísmica registra. Esta limitante se consideró en el desarrollo del presente estudio por lo que no fue posible identificar, las distintas unidades litoestratigráficas conocidas para los Plays establecidos.

Por otro lado, los límites de secuencias constituyen un control estratigráfico importante sobre la acumulación de hidrocarburos, pudiendo actuar como barreras verticales parciales o totales en función de la migración de las facies, por tal razón se recomienda realizar un estudio detallado en el área, sectorizando la misma para tener un buen control de los cambios de facies.

La mayoría de los Plays identificados en el presente trabajo corresponden a yacimientos en secuencias de carbonatados, los cuales contienen importantes cantidades de minerales metaestables susceptibles de precipitar nuevamente, en formas más estables, por lo que se debe considerar la ocurrencia de modificaciones en las propiedades petrofísicas como la porosidad y la permeabilidad.

Los yacimientos carbonatados se caracterizan por una alta porosidad primaria, sin embargo, esta porosidad es usualmente afectada por procesos diagenéticos tales como: cementación, compactación, presión de solución y cementación tardía. En algunas secuencias almacenadoras la porosidad se ve favorecida por alguno de estos procesos, mientras que en otras es drásticamente reducida. Este es un factor que debemos tomar muy en cuenta al evaluar la calidad de la roca almacén.

Referencias bibliográficas

A. S. Alsharhan, 2003. Petroleum geology and potential hydrocarbon plays in the Gulf of Suez rift basin, Egypt. AAPG Bulletin, v. 87, no. 1, pp. 143–180.

Ashton F. Embry, 2005. Parasequences in Third Generation (3G), Sequence Stratigraphy Search and Discovery, Article #110022

Buffler T. Richard, 1985. Distribution of Crust and Early History, Gulf of Mexico Basin, Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Volume XXXV.

Busch, D.A., and Govela, 1978. Systems Tracts-Responses of Carbonate. AAPG Bulletin, v.62, No. 2, pp. 235-246.

Busch A. Daniel, 1989. Platforms to Relative Sea-Level Changes, AAPG, Search and Discovery Article, #91028©1989, AAPG History of Petroleum Industry.

Butler W. H. Robert, 1982. The terminology of structures in thrust belts, Journal of Structural Geology, Vol. 4, No. 3, pp. 239 to 245, 1982

Campa M. Fernanda, Regionalización Tectónica y Potencial Petrolero de México, Informe - Ingeniería Petrolera, Pemex.

C. Vendeville and M. P. A. Jackson, 1991. The rise of diapirs during thin-skinned extension, Marine and Petroleum Geology, 1992, Vol 9, August

C.K. Morley, 2011. Deepwater fold and thrust belt classification, tectonics, structure and hydrocarbon prospectivity. Elsevier B.V.

Dale E. Bird, Kevin Burke, 2005. Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, and early salt distribution. AAPG Bulletin, v. 89, no. 3, pp. 311–328

Daniel A. Busch, 1989. Platforms to Relative Sea-Level Changes. AAPG Search and Discovery, Article #91028©1989. AAPG History of Petroleum Industry

Dawson, William C. and Almon, William R. 2005. Shale Facies Variability and Sequence Stratigraphy: Application to Top Seal Prediction in Deepwater Depositional Systems, Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Volume 55.

Dengliang Gao, 2006. Gravitational sliding on the Mid-Atlantic Ridge at the Kane Transform: AAPG Bulletin, v. 90, no. 2, pp. 159–176

Dixon M. John, "Physical (Centrifuge) Modeling of Fold-thrust Shortening Across Carbonate Bank Margins—Timing, Vergence, and Style of Deformation" AAPG Memoir 82, p. 223 – 238.

Dorobek Steve, Tectonic Controls on Carbonate Sedimentation Platform Evolution and Stratigraphic Development, Dept. of Geology and Geophysics, Texas A&M University.

Edwards B. Marc, 2000. Origin and Significance of Retrograde Failed Shelf Margins, Tertiary Northern Gulf Coast Basin, Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Volume L

Greenlee, M. Stephen y Lehmann Patrick, J., 1978. Stratigraphic Framework of Productive Carbonate Buildups, AAPG Memoir 57, Exxon Production Research Company, Houston Texas, U.S.A., Pp. 44-64.

Goldhammer K. Robert, 1999. Tectonic Stratigraphic and Hydrocarbon System Development of the Southern Gulf Rim Mexico and Guatemala, Exxon Exploration Company.

Handford C. Robertson, "Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts-Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes", AAPG ARCO, Exploration and Production Terminology. Plano, Texas, U.S.A."

Handford C. Robertson, 1978. Oolitic Tidal Bar Sedimentation in Southern Cumberland Plateau. AAPG Bulletin, v. 62, no. 4 , pp. 644–656

Handford C. Robertson, 1995. Basal Patterns and the Recognition of Lowstand Exposure and Drowning, Journal of Sedimentary Research, Vol. B65 No. 3, pp 323 - 337

Hongliu Zeng and Charles Kerans, 2003. "Seismic frequency control on carbonate seismic stratigraphy", AAPG Bulletin, v. 87, no. 2 , pp. 273–293.

J. C. Wagoner R. M. Mitchum, "Siliclastic Sequence Stratigraphy in well Logs, Cores and Outcrops", Exxon Production Research Company.

Loucks G. Roberts, Carbonate Sequences Stratigraphy, Recent Developments and Applications. AAPG Memoir 57

M. Ruf and T. Aigner, "Facies and Poroperm Characteristics of a Carbonate Shoal" Journal of Petroleum Geology, Vol. 27 (3), July 2004, pp 215 - 239

Martínez del Olmo W., 1996. Systems Tracts, Secuencias de Deposito y Megasecuencias, GEOGACETA 20 (1), REPSOL

Martinsen S. Randi, 2003. Common components of the stratigraphic record with important implications for hydrocarbon exploration and production, AAPG Bulletin, v. 87, no. 12, pp. 1869 – 1882.

Martinsen S. Randi, 2003. Examples from the Western Interior Cretaceous basin of North America, AAPG Bulletin, v. 87, no. 12, pp. 1883 – 1909.

Mc Clay Ken and Bonora Massimo, 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems, AAPG Bulletin, v. 85, no. 2, pp. 233–260.

Miranda M. Ernesto, 2011. Interpretación Geológica e Implicaciones Petroleras de un Sector del Golfo de México Profundo Aledaño al Borde NW de la Plataforma de Yucatán. T E S I S de Licenciatura.

Pemex Exploración y Producción - Región Sur, 1994. "Proyecto Yucatán", Informe final.

Pessagno, Jr. A. Emile, 2003. Tectonostratigraphic Evidence for the Origin of the Gulf of Mexico, AAPG Memoir 79, p. 46–74.

Pindell James, 2002. Exploration Framework Atlas Series: Volume 4: Mexico and Gulf of Mexico Tectonic Analysis, Ltd.

Posamentier W. Henry, 2001. Lowstand alluvial bypass systems: Incised vs. Unincised, AAPG Bulletin, v. 85, no. 10, pp. 1771 – 1793.

Posamentier W. Henry, 1992. Forced Regressions in a Sequence Stratigraphic Framework, AAPG Bulletin, v. 76, no. 11, pp. 1687 – 1709.

S. Chereev Stover, Shemin Ge, 2001. "The effects of salt evolution, structural development, and fault propagation on Late Mesozoic – Cenozoic oil migration: A two-dimensional fluid-flow study along a megaregional profile in the northern Gulf of Mexico Basin", AAPG Bulletin, v. 85, no. 11, pp. 1945–1966.

Shankar Mitra y Duran González Juan, 2007. Ek-Balam field: A structure related to multiple stages of salt tectonics and extension, AAPG Bulletin, v. 91, no. 11, pp. 1619–1636.

Shankar Mitra y Figueroa Correa Gerardo, 2005. "Three-dimensional structural model of the Cantarell and Sihil structures, Campeche Bay, Mexico". AAPG Bulletin, v. 89, no. 1, pp. 1–26.

Treviño Ramón H., 2005. "Wheeler Diagrams": A Useful Exploration Tool in the Gulf of Mexico, Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Volume 55

V. Gaullier and B. C. Vendeville, 2005. Salt tectonics driven by sediment progradation: Part II—Radial spreading of sedimentary lobes prograding above salt, AAPG Bulletin, v. 89, no. 8, pp. 1081–1089.

Vendeville C. Bruno, 2005. "Salt tectonics driven by sediment progradation: Part I—Mechanics and kinematics", AAPG Bulletin, v. 89, no. 8, pp. 1071–1079.

Walker G. Roger, 1984. Facies Models, Geoscience Canada.

Índice de figuras

Capítulo II Generalidades

Figura II.1 Ubicación del área de estudio.....	9
Figura II.2 Mapa de provincias tectónicas y estilos estructurales para el Golfo de México.....	13
Figura II.3 Columna estratigráfica Mesozoica para la Zona Marina del Golfo de México.....	15
Figura II.4 Unidades litoestratigráficas Jurásicas para la Región Marina de Campeche.....	17
Figura II.5 Reconstrucción de placas para el Jurásico Medio.....	18
Figura II.6 Reconstrucción de placas para el Oxfordiano Temprano.....	19
Figura II.7 Reconstrucción de placas para el Cretácico Temprano.....	20
Figura II.8. Modelo conceptual depositacional para la secuencia Jurásica del Golfo de México.....	22
Figura II.9 Mapa de distribución hipotética de litofacies para el Oxfordiano.....	23
Figura II.10 Mapa de distribución hipotética de litofacies para el Kimmeridgiano.....	24
Figura II.11 Mapa de distribución hipotética de litofacies para el Tithoniano.....	25
Figura II.12 Mapa paleoambiental del Oxfordiano.....	27
Figura II.13 Mapa paleoambiental del Kimmeridgiano.....	28
Figura II.14 Mapa paleoambiental del Tithoniano,.....	29
Figura II.15 Modelo sedimentario propuesto para el Oxfordiano Tardío.....	30
Figura II.16 Modelo sedimentario propuesto para el Kimmeridgiano.....	30
Figura II.17 Mapa fisiográfico batimétrico del Golfo de México.....	33

Capítulo III Marco Teórico

Figura III.1 Arquitectura de la estratigrafía de secuencias.....	40
Figura III.2 Sistema de nivel bajo del mar temprano (LST).....	44
Figura III.3 Sistemas progradantes en cuña de nivel bajo de mar (LST).....	45
Figura III.4 Complejo de sistemas de borde o margen de plataforma de nivel bajo del mar (LST).....	46
Figura III.5 Sistema Transgresivo (TST).....	48
Figura III.6 Sistema de Nivel Alto del mar (HST).....	49
Figura III.7 Terminaciones para el reconocimiento de límites de secuencias.....	51

Figura III.8 Tipos de configuraciones internas.....	51
Figura III.9 Representación esquemática de las relaciones geométricas que guardan las reflexiones sísmicas dentro de una secuencia.....	52
Figura III.10 Características de las facies sísmicas a considerar e interpretación geológica de las secuencias correspondientes	53
Figura III.11 Asociación de los patrones de reflexión con las facies sísmicas y estas a su vez con sus correspondientes facies sedimentarias	55
Figura III.12 Interpretación de terrazas estructurales a partir de sísmica 3D, apoyada en la geomorfología sísmica	57
Figura III.13 Interpretación de la trayectoria de un canal meándrico a partir del reconocimiento de geoformas enfatizadas con una paleta de atributos	57

Capítulo IV Metodología

Figura IV.1 Límites de secuencias y/o cimas sísmoestratigráficas de los horizontes interpretados	63
Figura IV.2 Línea compuesta que muestran las diferencias de carácter sísmico de las secuencias presentes en el área de estudio	64
Figura IV.3 Línea sísmica con diversas situaciones asociadas con problemas de imagen que dificultan el establecimiento de la cima de la sal autóctona	65
Figura IV.4 Sección sísmica ilustra las características de las reflexiones en el interior de las secuencias	66
Figura IV.5 Sección sísmica que muestra el arreglo interno de las secuencias.....	67
Figura IV.6 Grafica muestra los rangos de la resolución sísmica estimada.....	68
Figura IV.7 Línea compuesta que muestra rasgos sedimentarios a partir del análisis de facies sísmicas.....	69
Figura IV.8 Sección que muestra la posible subdivisión en secuencias sísmicas ..	70
Figura IV.9 Secuencia de imágenes que muestran la construcción del marco estructural del modelo	71
Figura IV.10 Configuración estructural cima del Oxfordiano destacando un sector de minicuenas	72
Figura IV.11 Configuración estructural para la cima de la sal autóctona	73
Figura IV.13 Configuración estructural para la cima del Oxfordiano	74
Figura IV.14 Configuración estructural para la cima del Kimmeridgiano	75
Figura IV.15 Configuración estructural para la cima del Tithoniano	76
Figura IV.16 Configuración estructural para la cima del Cretácico	77
Figura IV.17 Línea sísmica en el sector de minicuenas y la relación de almohadas de sal con las mismas	78

Figura IV.18 Línea sísmica se aprecia la migración de las minicuenas en dirección este-oeste.....	79
Figura IV.19 Minicuenca simétrica por expulsión de sal y soldadura.....	80
Figura IV.20 Distribución de isocoras sal autóctona	81
Figura IV.21 Distribución de isocoras Oxfordiano	81
Figura IV.22 Distribución de isocoras Kimmeridgiano	82
Figura IV.23 Distribución de isocoras Tithoniano	82
Figura IV.24 Distribución de isocoras Cretácico	83
Figura IV.25 Zonas estratigráficas entre dos horizontes estratigráficos o límites de secuencias	84
Figura IV.26 Integración de las zonas estratigráficas en el modelo estructural.....	84
Figura IV.27 Distribución de las anomalías RMS para la zona del Oxfordiano en una ventana de 300 ms y dividida en 6 proporcionales	85
Figura IV.28 Distribución de las anomalías RMS para la zona del Kimmeridgiano en una ventana de 400 ms y dividida en 8 proporcionales	86
Figura IV.29 Distribución de las anomalías RMS para la zona del Cretácico en una ventana de 150 ms y dividida en 3 proporcionales.....	87
Figura IV.30 Control de calidad para la extracción de anomalías RMS para la cima del JSK	88
Figura IV.31 Control de calidad para la extracción de anomalías RMS para la cima del JSO	89
Figura IV.32 Distribución de las anomalías RMS para la zona estratigráfica del Oxfordiano	90
Figura IV.33 Distribución de las anomalías RMS para la zona estratigráfica del Kimmeridgiano	90
Figura IV.34 Distribución de las anomalías RMS para la zona estratigráfica del Cretácico	91
Figura IV.35 Sección que muestra la ubicación estratigráfica de las máximas anomalías para el Oxfordiano	93
Figura IV.36 Sección que muestra la ubicación estratigráfica de las máximas anomalías para el Kimmeridgiano	94
Figura IV.37 Distribución de anomalías RMS para la zona estratigráfica del Cretácico dividida en tres proporcionales.....	95

Capítulo V Análisis de Resultado

Figura V.1 Línea sísmica I-I´ mostrando los estilos estructurales asociados a la tectónica salina.....	113
--	-----

Figura V.2 Línea sísmica II–II´ mostrando los estilos estructurales asociados a la tectónica salina	114
Figura V.3 Línea sísmica III–III´ mostrando los estilos estructurales asociados a la tectónica salina	115
Figura V.4 Línea sísmica IV–IV´ que muestra los estilos estructurales asociados a la tectónica salina	116
Figura V.5 Línea sísmica I–I´ mostrando la configuración de los patrones de reflexión sísmica identificados al interior de las secuencias	117
Figura V.6 Línea sísmica II–II´ mostrando la configuración de los patrones de reflexión sísmica identificados al interior de las secuencias	118
Figura V.7 Línea sísmica III–III´ mostrando la configuración de los patrones de reflexión sísmica identificados al interior de las secuencias	119
Figura V.8 Línea sísmica IV–IV´ mostrando la configuración de los patrones de reflexión sísmica identificados al interior de las secuencias	120
Figura V.9 Anomalías volumétricas JSO	121
Figura V.10 Anomalías volumétricas JSK	122
Figura V.11 Anomalías volumétricas Cretácico	123
Figura V.12 Modelo secuencial depositacional conceptual para el mesozoico	124