



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

MORFOLOGÍA Y DISTRIBUCIÓN DE LAS FACIES CARBONATADAS DE LA
FORMACIÓN EL ABRA EN UN SECTOR DE LA PLATAFORMA DE TUXPAN,
VERACRUZ

MODALIDAD DE GRADUACIÓN: TESIS,
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN INGENIERÍA

PRESENTA:
ÁNGELES VÁZQUEZ PÉREZ

TUTOR (ES) PRINCIPAL(ES)
DR. JOAQUÍN E. AGUAYO CAMARGO, DIVISIÓN EN CIENCIAS DE LA TIERRA FI
DR. GUILLERMO A. PÉREZ CRUZ, DIVISIÓN EN CIENCIAS DE LA TIERRA FI
COMITÉ TUTOR
M. en C., NOÉ SANTILLÁN PIÑA, DIVISIÓN EN CIENCIAS DE LA TIERRA FI
M. en C., ENRIQUE GONZÁLEZ TORRES, DIVISIÓN EN CIENCIAS DE LA TIERRA FI
M. en C., ISABEL DOMÍNGUEZ TREJO, DIVISIÓN EN CIENCIAS DE LA TIERRA FI

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. DE MÉXICO, NOVIEMBRE 2017

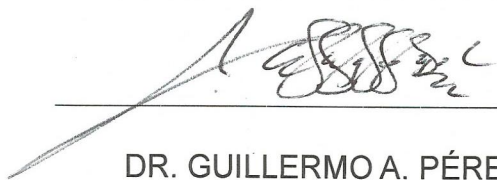
JURADO ASIGNADO:

Presidente: DR. GUILLERMO A. PÉREZ CRUZ
Secretario: M. en C. NOÉ SANTILLÁN PIÑA
Vocal: DR. JOAQUÍN E. AGUAYO CAMARGO
1^{er.} Suplente: M. en C. ENRIQUE A. GONZÁLEZ TORRES
2^{do.} Suplente: M. en C. ISABEL DOMÍNGUEZ TREJO

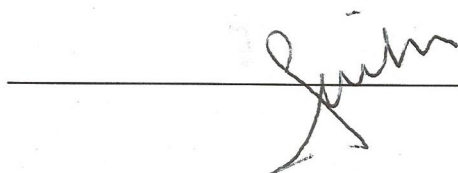
Lugar o lugares donde se realizó la tesis: FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM.

TUTORES DE TESIS:

DR. JOAQUÍN E. AGUAYO CAMARGO



DR. GUILLERMO A. PÉREZ CRUZ



Agradecimientos

A CONACYT-SENER-HIDROCARBUROS por el apoyo otorgado a través de la beca 700530 para la realización de este proyecto.

A la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México, por cobijarme en sus instalaciones desde nivel preparatoria hasta este punto, ofreciendo siempre calidad en sus programas de estudio.

A mis profesores, por su confianza y apoyo incluso antes de iniciar de manera formal las clases de posgrado, por considerarme como una alumna más: con las mismas obligaciones, oportunidades y responsabilidades.

Al Dr. Guillermo Pérez Cruz por darse el tiempo y dedicación en la interpretación y análisis de este trabajo, sin usted este proyecto hubiese sido verdaderamente complicado de realizarlo, muchas gracias.

A mi estimado Dr. Aguayo por siempre ser comprensible, ofrecer sus conocimientos, espacio y tiempo a lo largo de cuatro años; desde la licenciatura su apoyo y amistad ha sido fundamental.

A mis sinodales: M. en C. Noé Santillán, M. en C. Enrique González y M. en C. Isabel Domínguez por su oportuna revisión en tan corto tiempo a pesar de los eventos ocurridos.

A mis padres, Celina y Pascual, por siempre tener su amor y apoyo, soy su obra.

A Alejandro Sánchez por su cariño, respeto y apoyo durante esta etapa, por sus soluciones técnicas y apoyo bibliográfico durante la realización de este proyecto, sobre todo por la última semana en la que pensé tendría que volver a empezar de nuevo pero que gracias a tus maniobras me salvaste una vez más.

A mis compañeros de clases: Andrei, Fernanda, Coconí, Lora, Olaya, Geovanni, Hatziry, Olimpia, Zarai, Gaby, Rosa, Consuelo y Alina, por los momentos tan agradables y divertidos que pasamos dentro y fuera de las aulas. Ojala podamos volver a reunirnos.

EN MEMORIA

BARRABAS Y MACKONELY

*“Cerca de aquí reposan los restos de un ser
que poseyó la belleza sin la vanidad,
la fuerza sin la insolencia, el valor sin la ferocidad
y todas las virtudes del hombre sin vicios”*

Lord Byron

RESUMEN

El origen del borde arrecifal El Abra está relacionado con la apertura del Golfo de México. La deformación por extensión formó una serie de horst y grabens acompañados por fallamiento normal y de desplazamiento. La continua deriva continental, permitió la invasión de aguas marinas dando oportunidad al desarrollo de ambientes mixtos, marinos epicontinentales y plataformas. Durante la etapa de margen pasiva la subsidencia térmica que se generaliza en toda la Cuenca Tampico – Misantla, en conjunto con la tendencia transgresiva del nivel del mar, permite el desarrollo de amplias plataformas carbonatadas como la de Valles-San Luis Potosí y de bancos calcáreos o de plataformas aisladas como las de Tuxpan, constituidos por cuerpos arrecifales dando origen al depósito de la Formación El Abra entre otras.

En este trabajo de investigación se reconocen al menos seis tipos de facies; cinco relacionadas a la emersión e inmersión de la plataforma de Tuxpan: facies de cresta arrecifal, facies lagunares, facies monticulares, facies de detritos calcáreos y facies de disolución y colapso. La sexta facies de clinofomas corresponde a los eventos suscitados durante y posteriores a la Orogenia Laramide trayendo consigo material terrígeno continental dando fin al desarrollo de arrecifes y bancos.

El transporte y distribución de las rocas arrecifales El Abra están presentes en toda el área de estudio y se encuentran principalmente interrumpidas en su continuidad por fallas de primer orden y por procesos sedimentarios y diagenéticos.

La formación de montículos carbonatados se desarrolló en ambientes mareales a lagunares; sobre un sistema de horts y grabens, dichas estructuras muestran una alineación paralela al arrecife, de NW–SE a N-S, contando con los espesores más potentes, por arriba de los 50 milisegundos. Las discontinuidades semi-circulares observadas en los mapas están relacionadas a periodos de exposición subaérea, corrientes subterráneas y procesos de disolución creando una topografía kárstica.

Abstract

The origin of the reef edge El Abra is related with the development of Gulf of Mexico. Deformation by extensión formed a series of horts and grabens accompanied by normal faulting and displacement. The continuous continental drift, allowed the invasion of marine waters giving opportunity to the development of mixed environments, marine epicontinental and platforms. During the passive margin stage the termal subsidence that is generalized throughout the basin Tampico – Misantla together with the transgressive trend of sea level, allows the development of wide carbonate platforms such as Valles-San Luis Potosí, and Banks or isolated platforms such as Tuxpan, which are composed of reef bodies giving rise to the deposit of the El Abra formation among others.

In this research are recognized at least six types of facies: five related to the emersion and inmersion of the Tuxpan platform: facies of reef crest, facies lagoon, facies of mounds, facies of calcareous detritus and facies of dissolution and collapse. The sixth facies of clinofolds correspond to the events that occurred during and after the Laramide Orogeny bringing with it continental terrestrial material ending the development of reef and banks.

The transport and distribution of the El Abra reef rocks are presents throughout the study area and are mainly interrupted in their continuity by first order faults and by sedimentary and diagenetic processes.

The formation of carbonate mounds was developed in tidal and lagoon environments, on a system of horst and grabens, these structures show an aligment parallel to the reef, from NW-SE to N-S, with the most thickness, above 50 miliseconds. The semi-circular discontinuities observed in the maps are related to later periods of subaerial exposure, underground currents and dissolution processes creating a karst topography.

TEMARIO

| | Págs. |
|---|-------|
| Capítulo 1 | |
| 1. Introducción | 1 |
| 1.1 Área de estudio | 1 |
| 1.2 Planteamiento del Problema | 2 |
| 1.3 Justificación | 3 |
| 1.4 Hipótesis | 3 |
| 1.5 Objetivos del Trabajo | 3 |
| 1.6 Método del Trabajo | 4 |
| 1.7 Antecedentes Petroleros de la Cuenca Tampico-Misantla | 4 |
| Capítulo 2 | |
| 2. Marco Geológico de la Cuenca Tampico-Misantla | 6 |
| 2.1 Ubicación | 6 |
| 2.2 Geología Estructural | 7 |
| 2.3 Evolución Tectónica Regional | 9 |
| 2.4 Estratigrafía | 11 |
| 2.5 Sistema Petrolero | 14 |
| 2.5.1 Roca Generadora | 14 |
| 2.5.2 Roca Almacén | 14 |
| 2.5.3 Trampa y Roca Sello | 15 |
| 2.5.4 Sincronía y Migración | 15 |
| Capítulo 3 | |
| 3. Plataformas carbonatadas | 16 |
| 3.1 Ambientes de Depósito de la Plataforma de Tuxpan | 21 |
| 3.2 Formación El Abra | 22 |
| 3.2.1 Sistema Arrecifal El Abra | 22 |
| 3.2.2 Estratigrafía del Sistema Arrecifal El Abra | 24 |
| 3.2.3 Ambientes Sedimentarios del Miembro El Abra | 26 |

| | |
|--|----|
| 3.2.3.1 Ambiente Arrecifal | 27 |
| 3.2.3.1.1 Zona de Talud Pre-Arrecifal | 27 |
| 3.2.3.1.2 Zona del Núcleo Arrecifal | 28 |
| 3.2.3.2 Ambiente Post-Arrecifal | 31 |
| 3.2.3.2.1 Zona post-arrecifal proximal/lagunar | 31 |
| 3.2.3.2.2 Zona de planicie de mareas y lagunar | 32 |
| Capítulo 4 | |
| 4. Estratigrafía Sísmica | 33 |
| 4.1 Montículos de carbonato | 33 |
| 4.2 Criterios geofísicos para la identificación de Montículos de Carbonato | 35 |
| 4.2.1 Criterios Directos | 35 |
| 4.2.2 Criterios Indirectos | 36 |
| 4.3 Atributos sísmicos | 38 |
| 4.3.1 Atributo de Envolvente de Amplitud (Envelope) | 40 |
| 4.3.2 Atributo de Varianza | 41 |
| Capítulo 5 | |
| 5. Análisis Sismoestratigráfico y Estructural | 42 |
| 5.1 Análisis de Secuencias sísmicas | 42 |
| 5.1.1 Límites de secuencias sísmicas | 45 |
| 5.1.1.1 Límite de secuencia sísmica uno, LS1 | 45 |
| 5.1.1.2 Límite de secuencia sísmica dos, LS2 | 48 |
| 5.1.1.3 Límite de secuencia sísmica tres, LS3 | 50 |
| 5.1.1.4 Límite de secuencia sísmica cuatro, LS4 | 53 |
| 5.1.1.5 Límite de secuencia cinco, LS5 | 56 |
| 5.1.1.6 Límite de secuencia seis, LS6 | 60 |
| 5.1.2 Secuencias Sísmicas | 63 |
| 5.1.2.1 Secuencia Sísmica Uno, SS1 | 63 |
| 5.1.2.2 Secuencia Sísmica Dos, SS2 | 70 |
| 5.1.2.3 Secuencia Sísmica Tres, SS3 | 75 |

| | |
|---------------------------------------|-----|
| 5.1.2.4 Secuencia Sísmica Cuatro, SS4 | 79 |
| 5.1.2.5 Secuencia Sísmica Cinco, SS5 | 83 |
| 5.2 Ambientes de depósito | 88 |
| 5.3 Análisis Estructural | 95 |
| 5.3.1 Sistema de Fallas | 95 |
| 5.3.1.1 Fallas de Primer Orden | 95 |
| 5.3.1.2 Fallas de Segundo Orden | 97 |
| 5.3.1.3 Fallas de Tercer Orden | 98 |
| Capítulo 6 | |
| 6. Discusión | 99 |
| Capítulo 7 | |
| 7.1 Conclusiones | 101 |
| 7.2 Recomendaciones | 102 |
| Bibliografía | |

CAPITULO I



1. Introducción

El complejo arrecifal de la caliza El Abra tiene una edad del Albiano al Cenomaniano, situada en la porción centro-oriental de México; en la plataforma Valles-San Luis Potosí se presenta como un gran segmento de rocas elongadas que fueron afectadas por plegamiento durante el Terciario, mientras que en la plataforma de Tuxpan representa un borde arrecifal en forma de “atolón”.

La Formación El Abra sufrió denudación por efecto del oleaje, tormentas y por gravedad durante basculamientos tectónicos (Aguayo, 1978), aportando tanto hacia el talud como a su parte post-arrecifal, flujos de escombros, derrumbes, deslizamientos e incluso flujos turbidíticos de clastos carbonatados, los cuales constituyen a las rocas almacenadoras de los yacimientos de los campos ubicados en la Formación Tamabra.

Los taludes en rocas carbonatadas comprenden una variedad de ambientes, los cuales pasan de marinos someros a marinos profundos. La geometría, tamaño, volumen y orientación de las facies carbonatadas, se ven sujetas a una gran cantidad de factores intrínsecos y extrínsecos, dando a lugar a una compleja distribución de otras facies de rocas calcáreas almacenadoras con potencial que aún no han sido exploradas.

1.1 Área de estudio

La zona de trabajo se ubica en una porción de la Cuenca Tampico-Misantla, dentro de la Faja de Oro Terrestre, entre las poblaciones de Álamo y Potrero del Llano del estado de Veracruz (Figura 1).

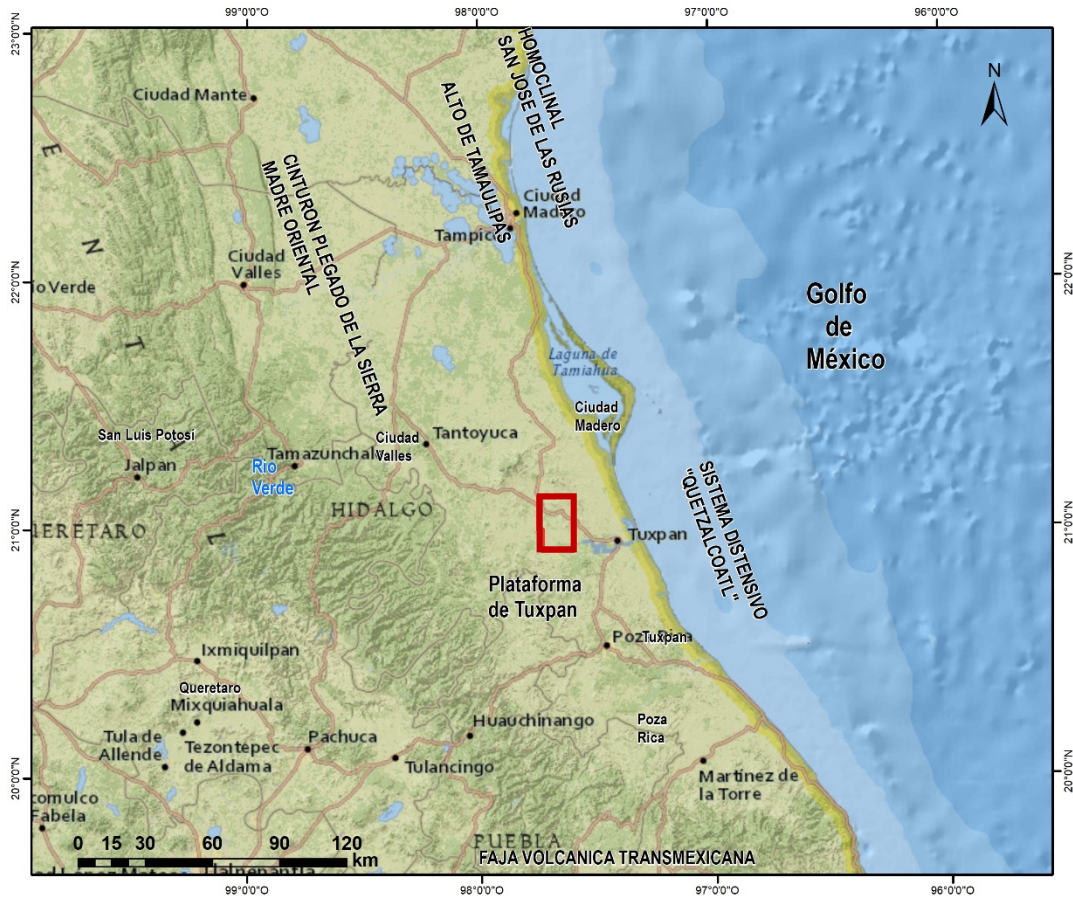


Figura 1. Zona de localización geográfica del área de estudio.

1.2 Planteamiento del problema.

Los depósitos de la Formación El Abra, han sido estudiados por Bonet, 1956., Carrillo, 1971., Govela, 1975., Aguayo, 1978 y 1998., Pedrazzini, 1978., PEMEX y más recientemente por Marhx Rojano en 2010. No obstante, debido al basamento donde se desarrolló la Faja de Oro se presentan diferencias estructurales que resultan en una distribución y geometría particular en cada una de las facies sedimentarias de la Formación El Abra desde la zona post-arrecifal a lagunar. En este trabajo se pretende realizar una descripción morfológica y estructural más detallada de la facies que se depositaron sobre la zona post-arrecifal y lagunar sobre la plataforma de Tuxpan.

1.3 Justificación

El interés por este trabajo surge de la necesidad de tener una visión más detallada y completa de los procesos que actuaron en el complejo arrecifal El Abra durante el Albiano-Cenomaniano al Paleógeno.

1.4 Hipótesis

Mediante el uso de sismica realizada en la planicie costera del Golfo de México se podrán conocer y definir las características y patrones internos de las facies carbonatadas del complejo arrecifal El Abra en la zona post-arrecifal y lagunar.

Una vez integrada y analizada la información, ésta será comparada con los estilos sedimentológicos descritos por Pedrazzini, 1978., y Aguayo, 1978 y 1998.

1.5 Objetivos del trabajo

Objetivo general

Describir los patrones sismo-estratigráficos de los depósitos carbonatados de la Formación El Abra en sus facies post-arrecifal y arrecifal, mediante:

- Identificación y trazado de los límites de secuencias del Cretácico Inferior al Paleógeno.
- Identificación de las facies sísmicas de las secuencias sísmicas.
- Generación de mapas estructurales y de espesor de las secuencias sísmicas.
- Aplicación de atributos sísmicos para una mayor distinción de las facies sedimentarias y elementos estructurales.

Objetivo particular

- Describir los eventos en cuanto a su amplitud, frecuencia, continuidad y morfología de las facies sísmicas relacionadas.
- Identificar y diferenciar los cuerpos de las facies sedimentarias depositadas en la zona post-arrecifal y lagunar.

1.6 Método del trabajo

La investigación se desarrolló de la manera siguiente.

- a) Recopilación de estudios previos en el área de estudio.
- b) Delimitación y selección de los estudios previos llevados a cabo.
- c) Delimitación del área de estudio.
- d) Selección y carga del cubo sísmico en software.
- e) Trazado de fallas
- f) Trazado de las mallas correspondientes a los límites de secuencias sísmicas.
- g) Generación de polígonos de cada malla.
- h) Generación de superficies de cada polígono.
- i) Generación de mapas estructurales y de espesor.
- j) Generación de atributos de volumen.
- k) Generación de atributos de superficies: Varianza, Envelope.
- l) Interpretación sísmo-estratigráfica-estructural de las secuencias sísmicas de la zona post-arrecifal y lagunar.
- m) Discusión y análisis de los eventos evolutivos del arrecife El Abra durante el Albiano-Cenomaniano al Paleógeno y, cómo éstos dieron origen a diferentes distribuciones y acomodos según el área donde fueron desarrollados.

1.7 Antecedentes Petroleros de la Cuenca Tampico-Misantla

La historia de la Cuenca Tampico-Misantla comienza a finales del siglo XIX y principios del XX. Cuando las compañías extranjeras se encargaban de toda la exploración y producción de aceite en el país, y cuando se perforaron los primeros pozos en el área de Furbero en el estado de Veracruz, perforados con técnicas rudimentarias; estos pozos no lograron explotarse comercialmente. No fue sino hasta 1904, con la perforación del pozo La Pez-1 en la parte norte de la provincia, que se inicia en México la producción comercial de hidrocarburos de calizas fracturadas del Cretácico.

Posteriormente siguieron los espectaculares descubrimientos de la Faja de Oro terrestre que dieron gran renombre a esta provincia. En la década de 1920 dicha provincia llegó a

producir más de 500 mil barriles por día, habiendo acumulado a la fecha más de 5,500 millones de barriles de aceite y 7.5 billones de pies cúbicos de gas. Las reservas remanentes y los recursos prospectivos de esta provincia ascienden a 18,875 y 1,700 millones de barriles de petróleo crudo equivalente, respectivamente.

Estudios comparativos realizados de la composición isotópica-molecular de los bitúmenes extraídos de estas rocas generadoras mesozoicas con los descubiertos y producidos del Jurásico Medio, de las calizas oolíticas del Kimmeridgiano, las calizas arrecifales del Cretácico Inferior y Cretácico Medio, calizas fracturadas del Cretácico Superior y las areniscas terciarias del Paleoceno-Eoceno y Neógeno, indican la presencia de al menos siete sistemas petroleros (PEMEX,2013).

Entre los campos petroleros más sobresalientes se encuentran los siguientes: Ébano-Pánuco y Faja de Oro, Poza Rica y San Andrés, Tamaulipas-Constituciones, Arenque, Faja de Oro Marina, Tres Hermanos y Chicontepec (Figura 2).

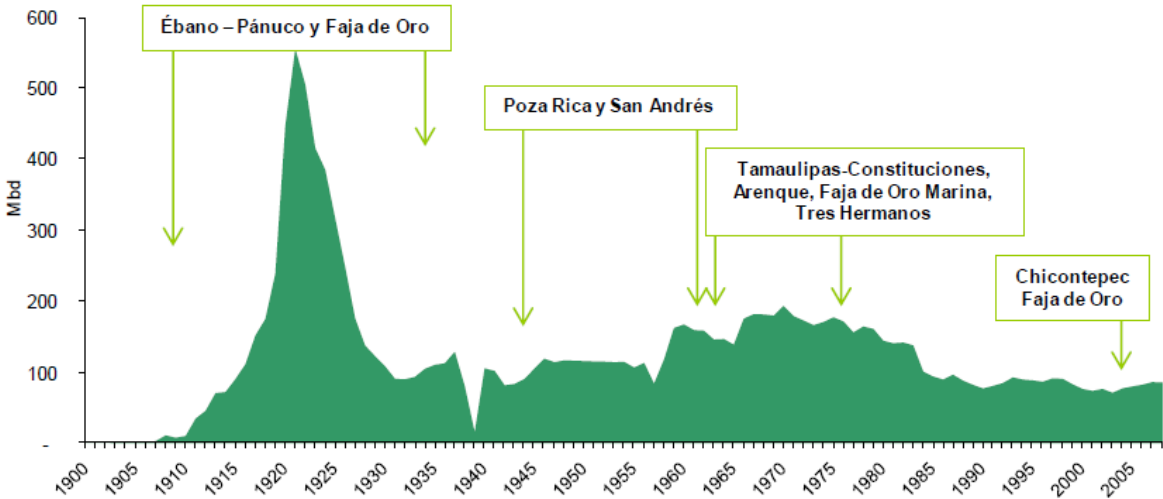


Figura 2. Gráfica de producción de los campos petroleros en la Provincia Tampico-Misantla del año 1900-2005 (PEMEX, 2013).

CAPITULO II



2. Marco Geológico de la Cuenca Tampico-Misantla

2.1 Ubicación

Esta provincia se ubica en la margen centro-oriental de México y comprende desde el extremo sur del estado de Tamaulipas hasta la parte central de Veracruz, las porciones orientales de San Luis Potosí, Hidalgo, norte de Puebla y el occidente del Golfo de México hasta la isobata de 200 m. Limita al norte con las provincias de Burgos y Alto de Tamaulipas, al sur con el cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transversal de México, al occidente con la Plataforma Valles-San Luis Potosí y nuevamente con el Cinturón Plegado de la Sierra Madre Oriental y al oriente con el Cinturón Extensional de Quetzalcóatl (Figura 3).

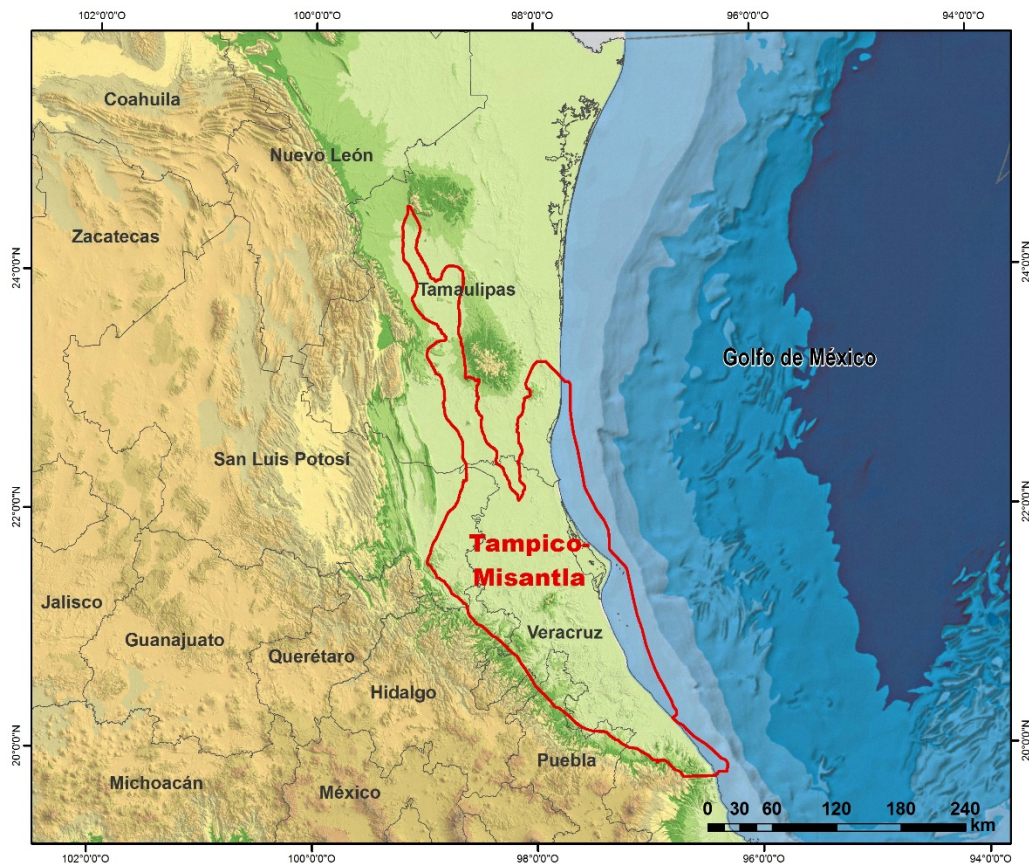


Figura 3. Mapa de ubicación geológica de la Cuenca Tampico-Misantla (PEMEX, 2013).

2.2 Geología Estructural

Los elementos tectónico-estructurales y estratigráficos que conforman a la provincia son: el Alto de Tamaulipas, Homoclinal de San José de las Rusias, Paleocañón Bejuco-La Laja, Alto de la Sierra Tantima, Paleocañón de Chicontepec, Faja Volcánica Transmexicana, Alto o Isla de Arenque, Alto de la Plataforma Tuxpan y Frente Tectónico del Cinturón Plegado y Cabalgado de la Sierra Madre Oriental (Figura 4). De ellos el más importante para este proyecto es la Plataforma de Tuxpan, en la cual se ubica la Faja de Oro.

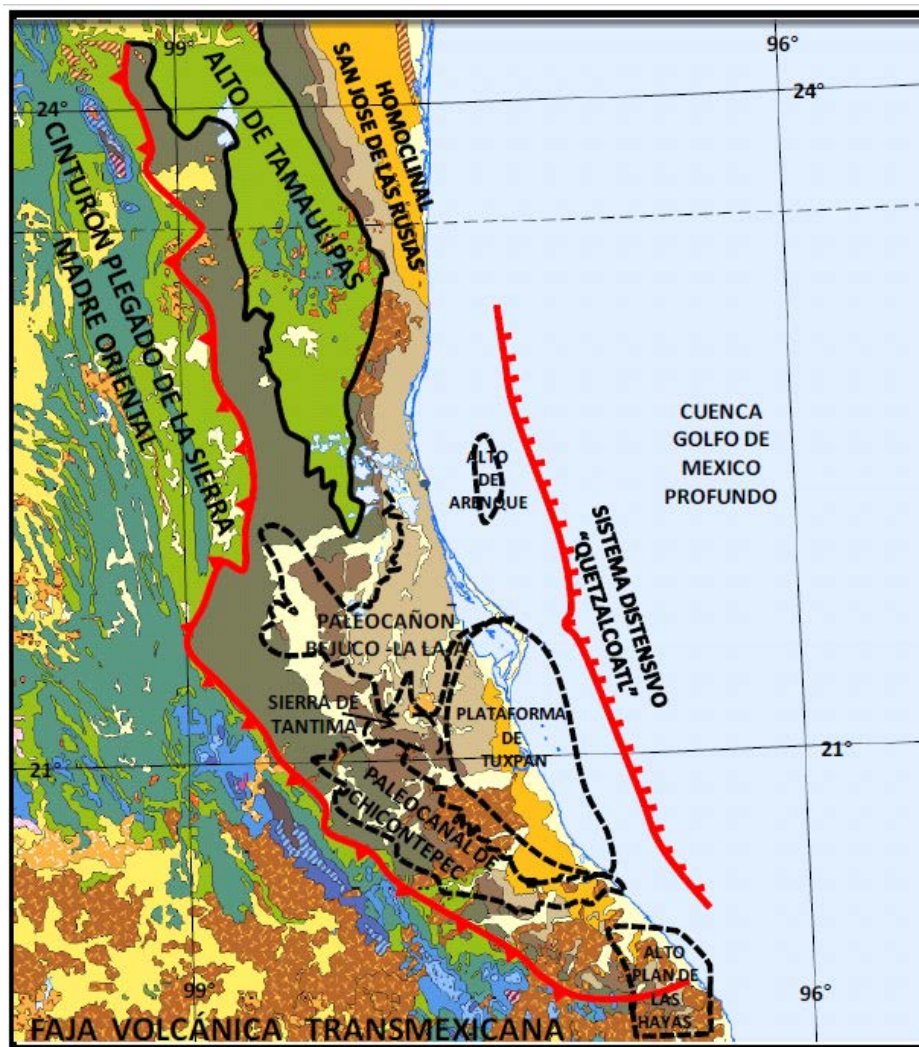


Figura 4. Principales elementos tectónico-estructurales que dominan la provincia petrolera Tampico-Misantla (PEMEX, 2013).

Algunos de estos elementos estructurales influyeron en la formación de diferentes unidades litoestratigráficas según el régimen tectónico. Debido a la ubicación del área de estudio en este trabajo sólo serán mencionadas cuatro de los 10 elementos estructurales que conforman la provincia petrolera.

Paleocañon Bejuco – La Laja: ubicada en la porción noreste de la Cuenca Tampico-Misantla y al norte del estado de Veracruz, comprende una superficie promedio de 4,000 km². Este paleocañon se formó durante el Cenozoico como resultado de la erosión de rocas del Eoceno, Paleoceno, Cretácico y Jurásico, estando asociado a un bloque bajo del basamento. Los sedimentos que rellenaron el paleocañon son calizas del Jurásico Superior y Cretácico, así como por rocas arcillosas del Paleoceno, estos sedimentos corresponden a potentes espesores de lutitas con intercalaciones de conglomerados arcillo arenosos y areniscas arcillosas. Estos depósitos están relacionados con ambientes marinos que van de neríticos hasta batiales (PEMEX, 2013).

Alto de la Sierra de Tantima: elemento asociado a un alto de basamento de orientación E-W, un rasgo estructural de la Plataforma de Tuxpan que divide la Provincia Petrolera Tampico-Misantla en dos partes, de norte a sur. La sierra tiene 19 km de largo, 5 km de ancho y 1320 m de altura, con una alineación NE, que se eleva desde la Llanura Costera del Golfo de México. En el centro se compone de una sucesión de 700 m de espesor de derrames de lavas máficas neogénas que cubren areniscas y lutitas paleógenas (PEMEX, 2013).

Paleocanal de Chicontepec: localizado en las partes de los estados de Puebla, Veracruz, Hidalgo y San Luis Potosí; fue originado por los esfuerzos del evento orogénico laramídico y los movimientos corticales ascendentes asociados, que provocaron el levantamiento, deformación del cinturón orogénico y la formación de una antefosa al oriente (cuenca de antepaís), cuya hidrodinámica estuvo condicionada por la morfología del talud del frente tectónico, ubicación de altos del basamento y cambios del nivel del mar; que en conjunto, coadyuvieron a la formación del Paleocañon a finales del Paleoceno e inicios del Eoceno.

Plataforma de Tuxpan: es un banco carbonatado del Mesozoico, basculado hacia el oriente, desarrollado sobre un alto de basamento y actualmente sepultado por sedimentos clásticos terciarios.

2.3 Evolución Tectónica Regional

La evolución regional de la cuenca Tampico – Misantla está íntimamente relacionada con el desarrollo del Golfo de México detrás del arco Nazas y el sistema de rift que existió en el Triásico tardío al norte de México (Dickinson y Lawton, 2001).

Durante la etapa de rifting, del Triásico tardío al Jurásico Medio-Calloviano, se formaron altos estructurales de basamento de distinta composición y grandes depresiones; estas estructuras están limitadas por fallas de desplazamiento y cortan a través del rumbo de deformación y de las intrusiones del Permo-Triásico. Este evento de deformación probablemente estuvo acompañado de fallamiento normal, el cual originó grabens y semi-grabens, los cuales controlarían la distribución de las facies sedimentarias sucesivas.

El fallamiento en bloques intra-continetales, estuvo acompañado por sedimentación de ruptura continental y actividad ígnea hasta el Calloviano tardío. El mayor movimiento entre placas comenzó con el desplazamiento de Yucatán hacia el sur, a lo largo de la Falla Tamaulipas-Chiapas y del Movimiento de la falla Mojave-Sonora (Dickinson y Lawton, 2001; Pindell, 1985 y 2009; Dickinson et al, 2010).

Para el Oxfordiano temprano, inició la expansión del Golfo de México, al continuar Yucatán hacia el sur, alejándose de Norte América. Para el Berriasiano, la expansión del Golfo de México cesó (Pindell 1985 y 2009), creando el espacio entre Sudamérica y Norteamérica.

A partir del Jurásico tardío se presenta un amplio margen pasivo que se relaciona con el establecimiento del Golfo de México. Este margen pasivo contiene la primera unidad transgresiva temprana de rápida subsidencia y finaliza con la formación y emplazamiento de las grandes plataformas carbonatadas del Cretácico Medio (Murillo y Dorobeck, 2003; Dickinson et al., 2010) (Figura 5).

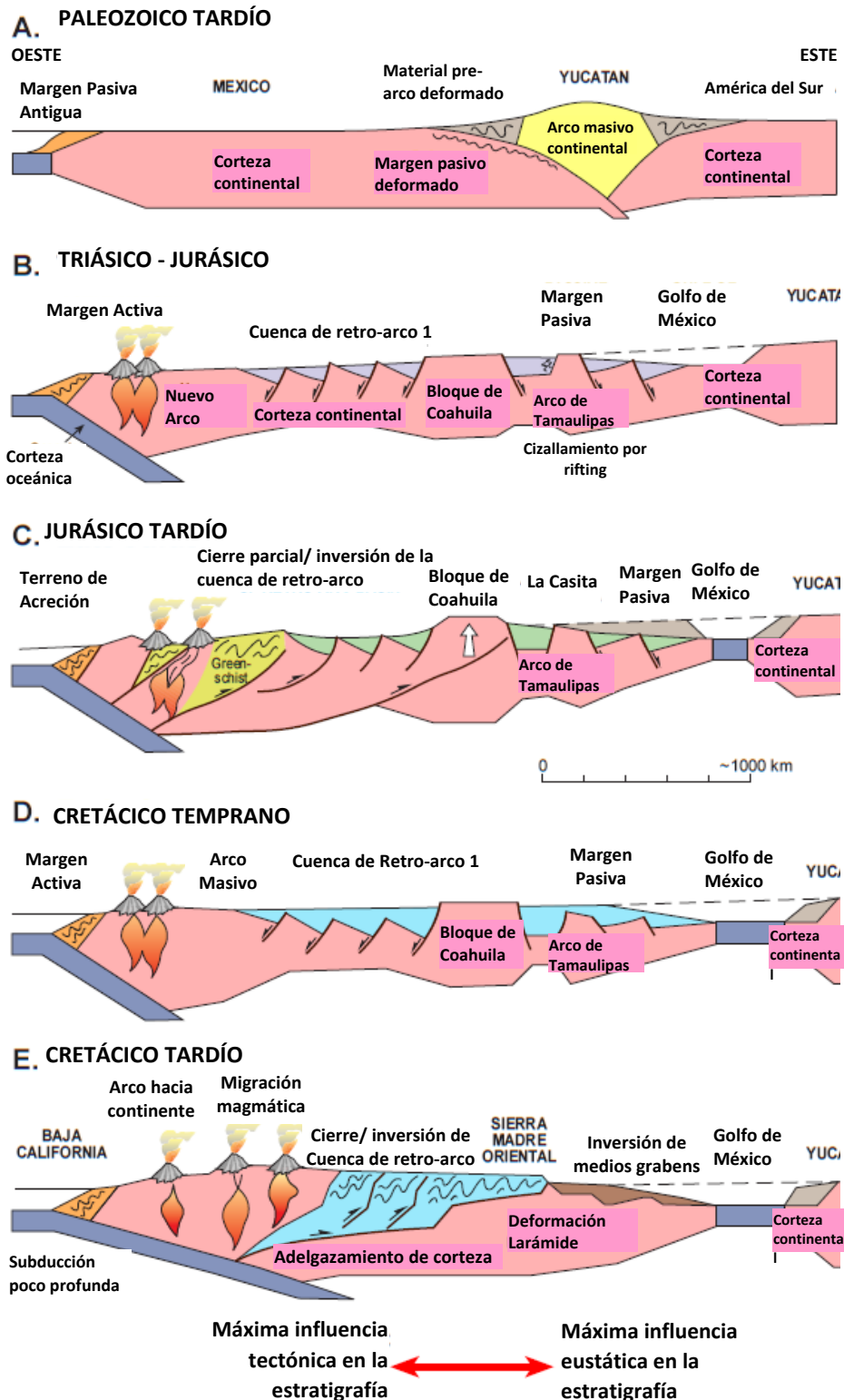


Figura 5. Secciones esquemáticas mostrando los estados de evolución del Pacífico y Golfo de México (Traducido de Goldhammer, 1999; tomado de Reporte Técnico, 2010).

Para el Cretácico tardío la sedimentación de margen pasivo, concluyó por los efectos de la orogenia Laramide. Las rocas mesozoicas de la parte occidental de la provincia fueron plegadas y cabalgadas por efecto de la deformación; la carga tectónica provocó la subsidencia y dio origen a una cuenca de antepaís, Cuenca de Chicontepec, depositando grandes volúmenes de sedimentos areno-arcillosos.

Posterior a la deformación laramídica, la cuenca pasó a una etapa de margen pasiva en la cual el paquete terciario provocó la subsidencia y el basculamiento de dicha provincia hacia el Golfo de México.

2.4 Estratigrafía

La columna sedimentaria de la cuenca Tampico-Misantla se puede clasificar en tres sistemas litoestratigráficos: Syn-rift, Margen Pasiva, Antefosa y Margen Pasiva (Figura 6).

El primer sistema sedimentario está relacionado con la apertura del Golfo de México, syn-rift (Jurásico medio-Aaleniano-Calloviano); constituido por conglomerados, areniscas y lutitas de coloración rojiza, pertenecientes a la Formación Huehuetepic, depositados posiblemente por corrientes aluviales en fosas durante el Bathoniano, representando los espesores más potentes en los depocentros y adelgazándose al acuñarse contra los altos de basamento, y dando origen a las formaciones Tepexic y Santiago. La continua deriva continental, permitió la inundación con aguas marinas en las áreas más bajas y limítrofes a los océanos, dando oportunidad al desarrollo de ambientes mixtos, marinos epicontinentales y plataformas.

A partir del Jurásico medio-Calloviano hasta el Jurásico tardío-Kimmeridgiano, el hundimiento de la cuenca estuvo acompañado por un sistema depositacional transgresivo, el cual fue oscilante, dando lugar a un dominio mixto. Durante la invasión de aguas marinas se desarrolló una amplia gama de ambientes sedimentarios en diferentes áreas de la cuenca, depositándose las formaciones San Andrés, Chipoco y Tamán.

En la etapa de Margen Pasiva (Jurásico tardío-Oxfordiano y Cretácico medio-Cenomaniano) una subsidencia térmica se generalizó en toda la cuenca, formando amplias plataformas marinas en las que se depositaron potentes espesores de rocas carbonatadas y algunas

intercalaciones de arcillas y calizas arcillosas; las condiciones oscilatorias del nivel del mar mantuvieron una tendencia transgresiva depositándose las formaciones Pimienta, La Casita, Tamán, San Marcos, Barril viejo, Padilla, La Mula, Cúpido, Tamaulipas Inferior, la Brecha Otates/ La Peña.

Durante el Cretácico tardío continuó el depósito de margen pasiva, formando grandes plataformas carbonatadas, como la de Tuxpan, constituidas por cuerpos arrecifales, con cambios laterales en el talud y cuenca, dando origen al depósito de las formaciones: El Abra, Tamabra y Tamaulipas Superior (Cretácico medio-Albiano-Cenomaniano).

El sistema litológico de Antefosa de finales del Cenomaniano e inicios del Cretácico Tardío-Turoniano representa un pulso transgresivo que ahoga gran parte de la Plataforma de Tuxpan, prevaleciendo un ambiente de cuenca, depositándose calizas, calizas arcillo-carbonosas y lutitas calcáreas, pertenecientes a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez (Figura 4). En el límite de esta secuencia, ocurre un cambio en la sedimentación debido al evento laramídico, depositándose secuencias de areniscas y lutitas, conformadas por las formaciones paleógenas Velasco, Chicontepec Inferior, Medio y Superior.

El último sistema litológico de Margen Pasiva, consiste en una secuencia progradante de depósitos fluvio-deltaicos en la porción oriental de la provincia Tampico-Misantla, depositándose las formaciones Guayabal, Chapopote-Tantoyuca, Palma Real Inferior, Palma Real Superior, Coatzintla, Escolín y Tuxpan, con cambios laterales de facies asociados a las fluctuaciones relativas del nivel del mar.

| PERIODO | EPOCA | EDAD | FORMACION | LITOLOGIA | AMBIENTE | DOMINIO | TECTONICA |
|--------------------|------------------|------------------|-----------------------------------|--------------------------|----------|----------------|-------------------|
| CUATERNARIO | PLEISTOCENO | | | | | | |
| TERCIARIO | NEOGENO | MIOCENO SUPERIOR | PIACENZIANO | | | MARINO / MIXTO | SILICICLÁSTICOS |
| | | | ZANCLEANO | MIOCENO SUP. | | | |
| | | | MESSINIANO | | | | |
| | | MIOCENO MEDIO | TORTONIANO | MIOCENO MED. | | | |
| | | | SERRAVALLIANO | | | | |
| | | | LANCIANO | MIOCENO INF. | | | |
| | MIOCENO INFERIOR | BURDIGALIANO | | | | | |
| | | ACQUITANIANO | | | | | |
| | | CHATTIANO | P. ALA-Z. M. E. REALZ. ZANZ. ZON. | | | | |
| | | RUPELIANO | HORCONES | | | | |
| | | PRIADONIANO | TANTO CHAPO YUCA POT. | | | | |
| | | BARTONIANO | | | | | |
| | EOCENO SUPERIOR | | | | | | |
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| EOCENO MEDIO | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| EOCENO INFERIOR | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| PALEOCENO SUPERIOR | | THANETIANO | VELASCO, CH. UN. CHOM. CABAS. | | | | |
| | | SIN NOMBRE | VELASCO SUPERIOR INFERIOR | | | | |
| PALEOCENO INFERIOR | | DANIANO | VELASCO BASAL | | | | |
| | | | BRECHA | | | | |
| CRETACICO | SUPERIOR | SENO-MIANO | MASTRICHTIANO | MENDEZ | | MARINO | CARBONATO "SUCIO" |
| | | | CAMPANIANO | | | | |
| | | | SANTONIANO | SAN FELIPE | | | |
| | | GALICO | CONIACIANO | | | | |
| | | | TURONIANO | AGUA NUEVA | | | |
| | | | CENOMANIANO | TAMABRA | | | |
| | INFERIOR | ALBANO | | | | | |
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| | | NEOCOMIANO | EL ABRA | TAMPS SUPERIOR Z. OTATES | | | |
| | | | | | | | |
| | | | | | | | |
| | | | | TAMAULIPAS INFERIOR | | | |
| JURASICO | SUPERIOR | MALMICO | LA CASITA | PIMENTA | | MIXTO | CARBONATO "SUCIO" |
| | | | S. AN. DRES | CH. TA. POCO MAN. | | | |
| | | | KIMMERIDGIANO | SANTIAGO | | | |
| | MEDIO | DOGERNIANO | TEPEXIC | TEPEXIC | | | |
| | | | CALLOVIANO | TEPEXIC | | | |
| | | | BATHONIANO | CAHUASAS | | | |
| INFERIOR | LIASICO | TOARCIANO | ? | | | | |
| | | PLESBACHIANO | HUAYACOCOTLA | | | | |
| | | SINBURIANO | ? | | | | |
| | | HETANGIANO | HUIZACHAL ? | | | | |
| TRIASICO | | NORIANO | ? | | | | |
| | | CARNIANO | | | | | |
| | | LADINIANO | | | | | |
| | | ANSIANO | ? | | | | |
| | | SCYTHIANO | BASAMENTO | | | | |

Figura 6. Columna estratigráfica de la Cuenca Tampico-Misantla (PEMEX, 2013).

2.5 Sistema Petrolero

2.5.1 Roca Generadora

Mediante análisis geoquímicos realizados en muestras de rocas de canal y principalmente de núcleos, en los pozos perforados en la planicie continental de Golfo de México; se reconoce que las rocas de las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta, del Jurásico Superior (Oxfordiano, Kimmeridgiano y Tithoniano, respectivamente); son las generadoras de los hidrocarburos producidos en la cuenca Tampico-Misantla.

Los resultados geoquímicos determinados por análisis petrográfico, Rock-Eval y Cromatografía de Espectrometría de Masas, indican que la Formación Santiago tiene el mayor potencial remanente en el sur de la cuenca (Bernal-Mena-Román, 1997: en Marhx, 2010). Su contenido de Carbono Orgánico Total (COT) y de hidrocarburos potenciales (S₂), varían entre regular y excelente, 0.5 - 6.3 % y 0.2 – 39.1 mg/g roca, respectivamente. El kerógeno muestra Índices de Hidrógeno (IH) entre 21 y 1079, así como temperaturas máximas de pirólisis (T_{max}), que varía entre 425 y 525°C. Estos valores son propios de un kerógeno original predominantemente de tipo II, que se encuentra desde incipientemente maduro hasta sobremaduro (Román et. al., 1997: en Marhx, 2010).

2.5.2 Roca Almacén

La Formación Tamabra actúa como roca almacén y está constituida por varias litofacies y cada una de éstas presenta características petrofísicas distintivas. Esto se debe principalmente, a los procesos primarios, sedimentarios y diagenéticos que se presentaron en cada área (Tabla 1).

| Campo | Porosidad (%) | Permeabilidad (mD) | Sw | Espesor (m) | |
|-------|---------------|--------------------|---------|-------------|------|
| | | | | Bruto | Neto |
| "V" | 8 -14 | 6 -12 | 15 - 35 | 100 | 55 |
| "W" | 8 - 11 | 0.8 - 3.7 | 38 - 46 | 80 | 20 |
| "X" | 8 -12 | 0.5 - 4 | 20 - 30 | 80 | 25 |
| "Y" | 10 -15 | 10 - 100 | 18 - 25 | 180 | 120 |
| "Z" | 7 -12 | 10 - 20 | 19 - 26 | 45 | 20 |

Tabla 1. Variaciones de la calidad de la Formación Tamabra como roca almacén en algunos campos del alineamiento Tamabra terrestre (Marhx, 2010).

En el área terrestre de la Formación El Abra un gran número de crecimientos arrecifales recibieron carga de hidrocarburos formando yacimientos petroleros; al hacer una comparación de los campos terrestres y marinos se observa una relación de 3 a 1. Esta misma podría deberse a varias causas; por ejemplo, que en el área marina los altos arrecifales hayan sido totalmente erosionados (generando grandes bloques alóctonos), o bien, no se desarrollaron, lo cual limitaría el aporte de clastos calcáreos para el desarrollo de la Formación Tamabra.

2.5.3 Trampa y Roca Sello

El tipo de trampa de los campos ubicados en el lineamiento Tamabra terrestre son mixtos (estructurales-estratigráficos), como es el caso de los campos “Y” y “Z”; en este último, existen una serie de discordancias que se manifiestan en la Formación Tamabra como remanentes calcáreos aislados; mientras que en los campos “X”, “W”, “V”, entre otros, es estructural (Tabla 1), con anticlinales suaves y con cierre en sus cuatro direcciones.

Las rocas sello son la Formación Agua Nueva del Cretácico Superior y la Formación Tamaulipas Superior, ésta cambia de facies hacia el borde de la plataforma de Tuxpan con la Tamabra y constituye un sello lateral. En la zona marina las rocas sello son las del Terciario y con espesores muy delgados las del Cretácico Superior-Maastrichtiano (Marhx, 2010).

6.4 Sincronía y Migración

La subsidencia de la cuenca y el gradiente geotérmico fueron factores favorables para la generación y migración de los hidrocarburos, dando como resultado la generación de aceite y gas durante el Terciario tardío. La generación se inició durante el Eoceno y Oligoceno en las áreas más profundas, mientras en la mayor parte de la cuenca, la generación masiva ocurrió durante el Mioceno (Gonzalez & Holguín, 1992: en Marhx, 2010).

CAPITULO III



3. Plataformas carbonatadas

La franja plegada del frente de la Sierra Madre Oriental se enmarca entre dos provincias tectono-sedimentarias: una al poniente y otra al oriente. Al poniente consiste en un cinturón turbidítico complejo, orientado NW-SE, con volcanismo marino asociado representando zonas internas de una cuenca sedimentaria, que de acuerdo con Eguiluz (2000) pudiera ser de tipo pull apart. Por otro lado, los sedimentos del oriente representan el relleno de fosas relacionadas a la apertura del Golfo de México.

Las estructuras de extensión asociadas con la apertura del Golfo de México, produjeron horsts y grabens, éstos de alguna manera, controlaron la sedimentación mesozoica (Eguiluz, 1989b; Mckee et al., 1990). Sin embargo, se desconoce cómo las variaciones laterales de los paquetes sedimentarios respondieron a la posterior deformación Laramide.

En estas dos provincias la del oeste, durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, otro cinturón turbidítico se depositó y quedó sobrepuesto al cinturón turbidítico anterior, que continuó representando a la zona de cuenca interna; mientras que la del este, sobre la secuencia Triásica-Liásica se sobrepuso una sedimentación de lechos rojos, evaporitas, carbonatos y terrígenos mioclinales (Figura 7).

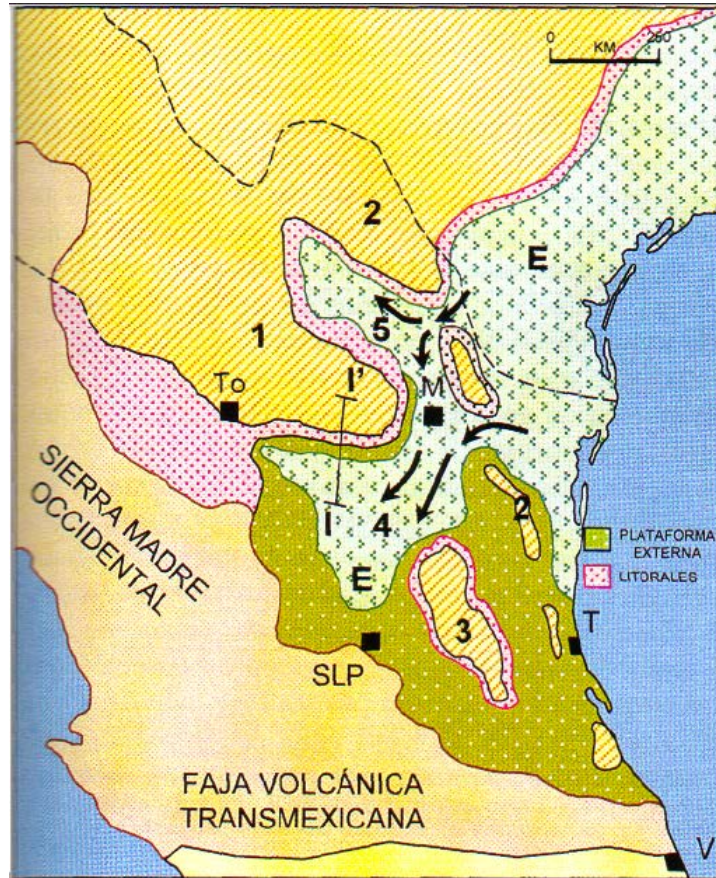


Figura 7. Mapa de distribución de evaporitas (E) durante el Oxfordiano y elementos paleogeográficos: Península de Coahuila (1), Península y Archipiélago de Tamaulipas (2), Isla de Miquihuana (3), Cuenca del Centro de México (4), Cuenca de Sabinas (5). Ciudades Tampico (T), Monterrey (M), Torreón (To), Veracruz (V) y San Luis Potosí (SLP) (Eguiluz et al., 2000).

Durante el Jurásico Superior, el mar Tethisiano, inundó áreas bajas, extensas y planas, depositando primero evaporitas, terrígenos y carbonatos, que formaron amplias plataformas interconectadas entre sí a través de canales, separadas por elementos insulares (Figura 8); posteriormente estas plataformas evolucionaron y fueron cubiertas por terrígenos con una variación de ambientes depositacionales (Figura 9).

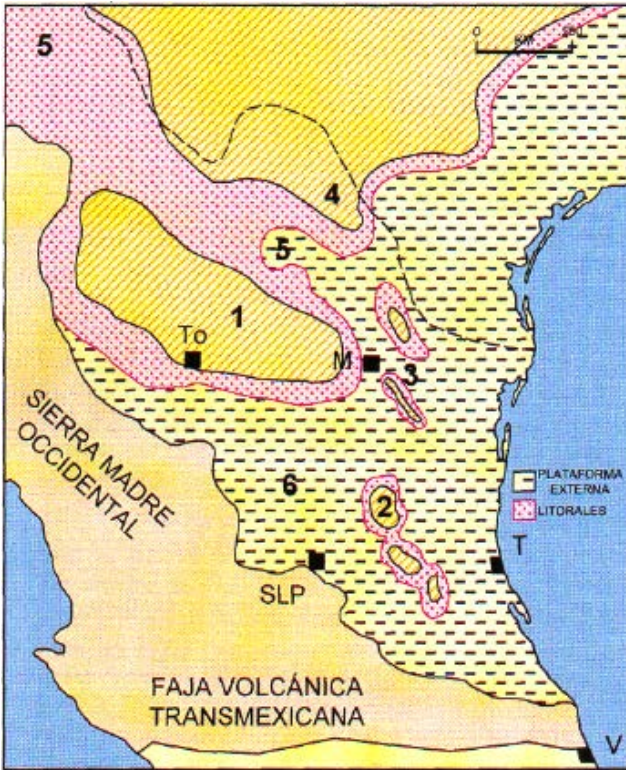


Figura 8. Mapa sobre la distribución de facies litorales y plataforma externa durante el Jurásico Superior - Tithoniano. Elementos paleogeográficos: Isla de Coahuila (1), Isla de Miquihuana (2), Isla de Picachos y Terán (3), Península de Tamaulipas (4), Cuenca de Chihuahua y Sabinas (5), Cuenca del Centro de México (6) (Eguiluz et al., 2000).

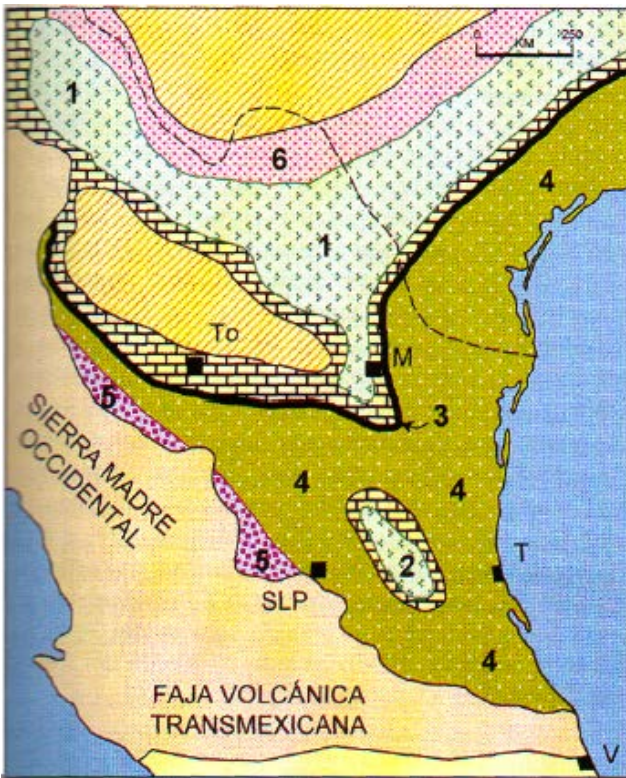


Figura 9. Mapa sobre la distribución de evaporitas durante el Cretácico Inferior - Barremiano: Formación La Virgen (1), Formación Guaxcamá (2), Carbonatos: arrecife Cupido y facies de laguna (3), Calizas pelágicas Tamaulipas Inferior (4), Turbiditas (5) y Clásticos costeros (6) (Eguiluz et al., 2000).

La distribución de facies y límites entre mares y continentes durante este tiempo, marcó la paleogeografía que definió a las paleoislas de Coahuila y Miquihuana, las cuales separaron a las Cuencas de Sabinas, Magiscatzin y de Tampico-Misantla de la Cuenca del Centro de México (Carrillo, 1960).

El control sedimentario y estructural de los bloques paleotectónicos altos del Triásico-Liásico se reflejó durante el Cretácico Inferior; las áreas continentales fueron cubiertas por el mar en diferentes tiempos, desarrollando bancos y plataformas evaporítico-carbonatadas, como la de Coahuila, Valle – San Luis Potosí, Faja de Oro (Tuxpan), Monclova y Maveric, entre otras (Eguiluz et al., 2000), (Figura 10).

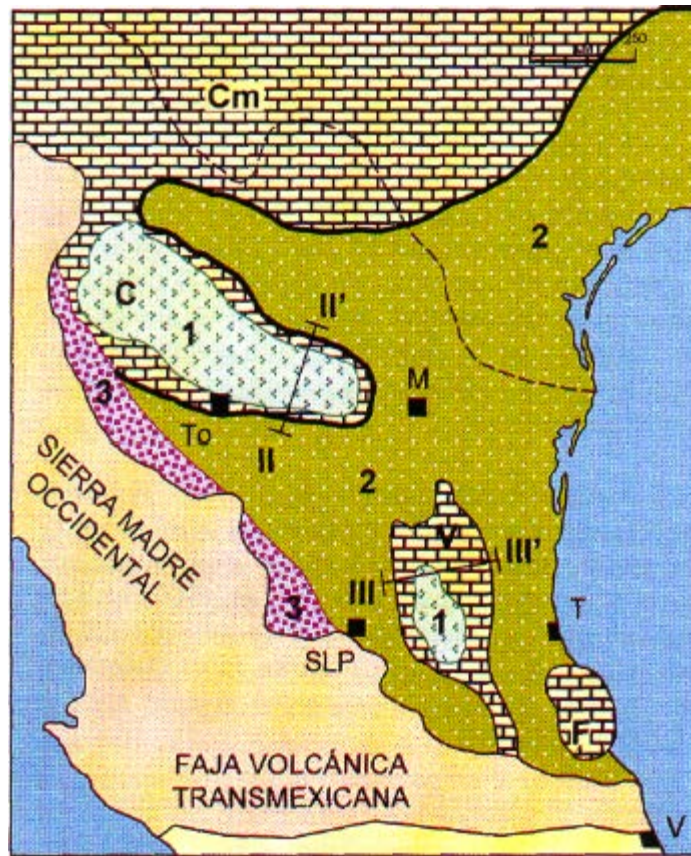


Figura 10. Mapa sobre la distribución de evaporitas (1) durante el Cretácico medio - Albiano, calizas pelágicas (2), turbiditas (3), plataforma Valle – San Luis Potosí (V), Faja de Oro (F), Coahuila (C) y Comanche (Cm) (Eguiluz et al., 2000).

En la Plataforma Valle – San Luís Potosí coexisten bancos masivos de carbonatos y evaporitas de comportamiento dúctil, dichas diferencias de comportamiento mecánico aunado a cambios de facies, espesor de la sección y acuñamientos de las unidades estratigráficas en el subsuelo, producen un comportamiento estructural diferente entre el poniente y oriente.

La Faja de Oro, también nombrada Plataforma de Tuxpan, subyace en la llanura costera del Golfo de México (Figura 11). Dicha faja se compone de una serie de campos alineados que forman un arco cóncavo hacia el este. La longitud de este arco es de aproximadamente 180 km, y la anchura promedio de cada campo es de aproximadamente 2,000 m (Eguiluz, 2000).



Figura 11. Mapa de localización de la Plataforma de Tuxpan (Magoon et al, 2001; tomado de Reporte Técnico, 2010).

El apilamiento y litificación de los depósitos calcáreos en la Plataforma de Tuxpan, se deben a una continua subsidencia basamental. La velocidad de subsidencia calculada fue de

aproximadamente 36 m/ma durante el Cretácico Inferior hasta el final del Aptiano, durante el Cretácico medio (Albiano-Cenomaniano) alcanzó una velocidad de 126 m/ma (Pedrazzini, 1978).

En la fase final de evolución de la plataforma, se desarrollaron arrecifes en gran parte de sus márgenes. Una regresión en el nivel del mar dejó al descubierto toda la plataforma, iniciando un proceso de erosión kárstica asociada con procesos hidrológicos costeros activos.

Dos factores principales causaron la finalización de la sedimentación en el banco calcáreo al final del Cenomaniano. Una de ellas, la disminución en la velocidad de subsidencia, reduciéndose a 6 m/ma a partir del Cretácico Superior - Turoniano, permitiendo sólo la inundación de algunas depresiones aisladas en la plataforma (Pedrazzini, 1978). Otro factor es el relacionado a los efectos de la deformación laramídica, ya que las aguas turbias arcillo-calcáreas impidieron el desarrollo de la biota del complejo arrecifal.

3.2 Ambientes de Depósito

Pedrazzini (1978), estudió 34 muestras de núcleo y de canal de la plataforma cretácica; reconociendo tres principales zonas, de acuerdo con la distribución de facies sedimentarias, las cuales varían rápidamente en sentido vertical y con poca continuidad lateral. Dichas zonas son la i) región de ambientes arrecifales, ii) región de ambientes lagunares y iii) región de bancos oolíticos.

La i) región de ambientes arrecifales, está compuesta por numerosos bioestromas en distintas localidades y en diferente posición estratigráfica, por lo cual, se infiere la existencia de bancos arrecifales discontinuos, con un espesor máximo de 14 m en cada uno de ellos.

La facies predominante es biorrudita de rudistas, corales y algas. La matriz es micritica y recristalizada. Los moluscos no están en posición de crecimiento y su gran concentración y asociación faunística, indican que se encuentran en un complejo arrecifal. En la región se incluyen depósitos de intermarea asociados con bancos arrecifales, caracterizados por horizontes estromatolíticos y su alternancia con sedimentos calcareníticos. Estos depósitos están asociados con grietas de desecación y “bird-eyes”, rellenos de calcita.

La iii) región de bancos oolíticos, ocupa la parte central de la plataforma, limitada al oeste por el margen arrecifal. En algunos pozos meridionales se encuentra una alternancia de bancos oolíticos con biostromas de rudistas, al igual que en el área occidental.

Debido a su amplia extensión, la autora considera a esta área, como un banco somero, sobre el cual se formaban alternativamente depósitos oolíticos y/o biostromas de rudistas, según las fluctuaciones del nivel del mar que al elevarse éste, se retraían los arrecifes y se depositaron oolitas sobre el borde de la plataforma.

La ii) región de ambientes lagunares, se extiende sobre la mayor parte de la plataforma; sus límites están representados por bancos biógenos u oolíticos. Según los datos de los pozos analizados por Pedrazzini (1978), la laguna inicial era muy estrecha y posteriormente se ensanchó inundando los antiguos bancos marginales.

3.3 Formación El Abra

La Formación El Abra fue descrita por Muir (1936) y Heim (1940). La información del subsuelo proviene de diversos informes técnicos por Petróleos Mexicanos y después tratada por Cabrera y Menes (1974), y Govela (1974 y 1975). Otras interpretaciones regionales fueron propuestas por Guzmán (1967), Viniegra y Castillo Tejero (1970), y Coogan et al., (1973). Pero sin duda entre los trabajos más completos se encuentran los de Bonet (1952, 1956 y 1963) y Aguayo (1978, 1998), de éste último se mencionan las siguientes facies:

3.3.1 Sistema Arrecifal El Abra

La localidad tipo la sitúa Aguayo (1978) en la estación El Abra de la ruta del Ferrocarril Nacional, nueve kilómetros al este de Ciudad Valles, estado de San Luis Potosí. La Sierra del Abra es un complejo carbonatado elongado en el lado más oriental de la Sierra Madre Oriental (Figura 12). Ésta se extiende cerca de 150 km en dirección noroeste-sureste, y de 7 a 15 km de este a oeste.

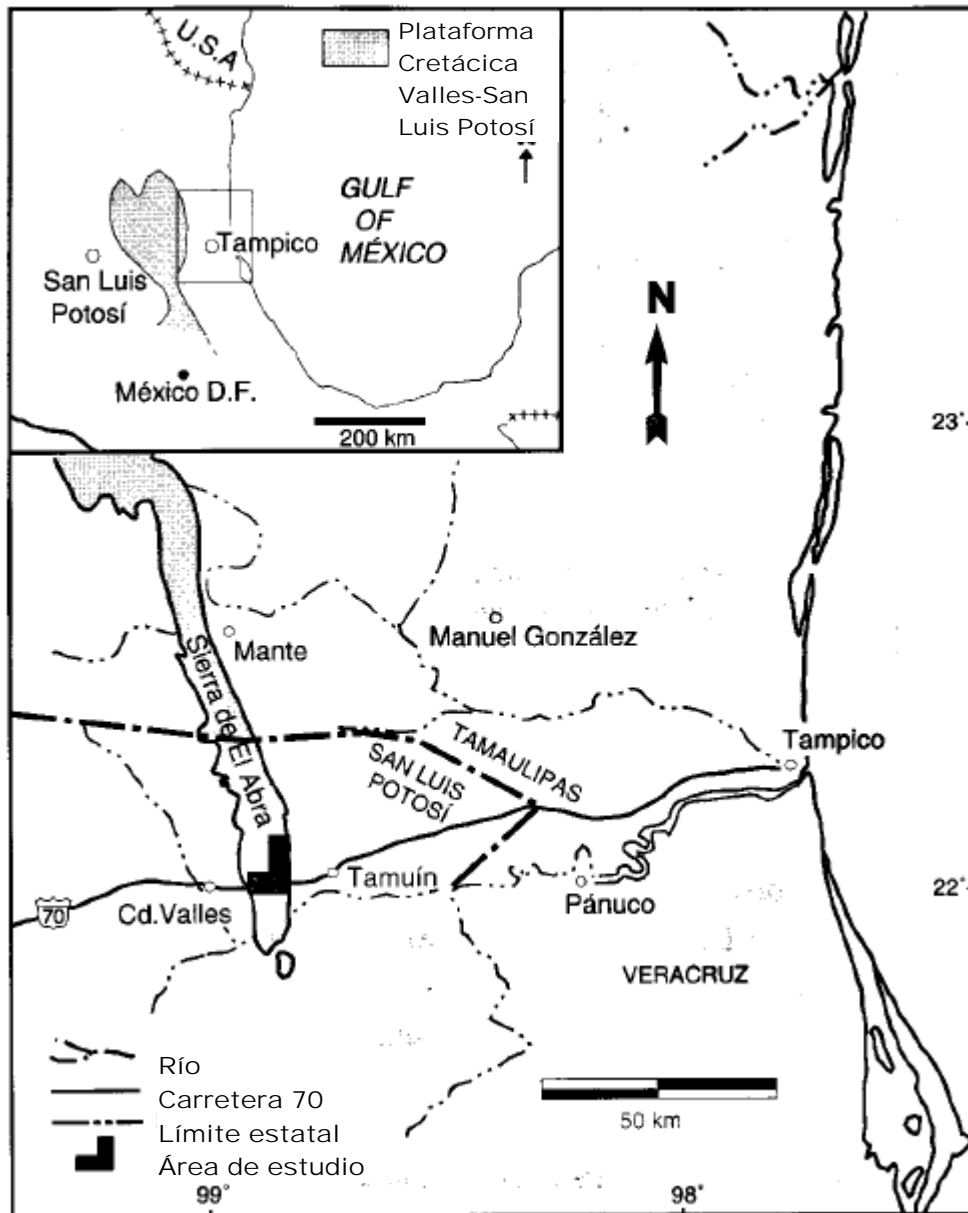


Figura 12. Mapa de localización de la Sierra El Abra (Traducido de Aguayo, 1978).

Dicha sierra se eleva abruptamente, aproximadamente de 250 a 300 metros sobre la planicie costera en el este y de 100 a 150 metros sobre la región montañosa en el oeste. Estas formas del lado oriental de la Plataforma Cretácica son conocidas como la Plataforma Valles-San Luis Potosí (Carrillo, 1969 y 1971), que divide a la Cuenca Mesozoica de México Central al oeste, de la región entrante de Tampico, hacia el este.

3.3.2 Estratigrafía del Sistema Arrecifal El Abra

La Plataforma Cretácica Valles-San Luis Potosí consiste de una secuencia de rocas marinas subyacentes por rocas jurásicas fluvio-marinas y por rocas ígneas y metamórficas de edad paleozoica. La secuencia estratigráfica de la plataforma exhibe patrones verticales repetitivos en la distribución de facies, como consecuencia de la subsidencia discontinua de la plataforma durante su depósito. La subsuperficie de la secuencia estratigráfica tiene un espesor cercano a los 1,800 metros (Carrillo, 1971: en Aguayo, 1978).

Según atributos litológicos y paleontológicos se han reconocido dos miembros en la localidad tipo: el Abra y Taninul (Kellum, 1930; Muir, 1936; Bonet, 1952 y 1963: en Aguayo, 1978), el Miembro El Abra cambia lateralmente de facies lagunares a facies arrecifales del Miembro Taninul (Figura 13).

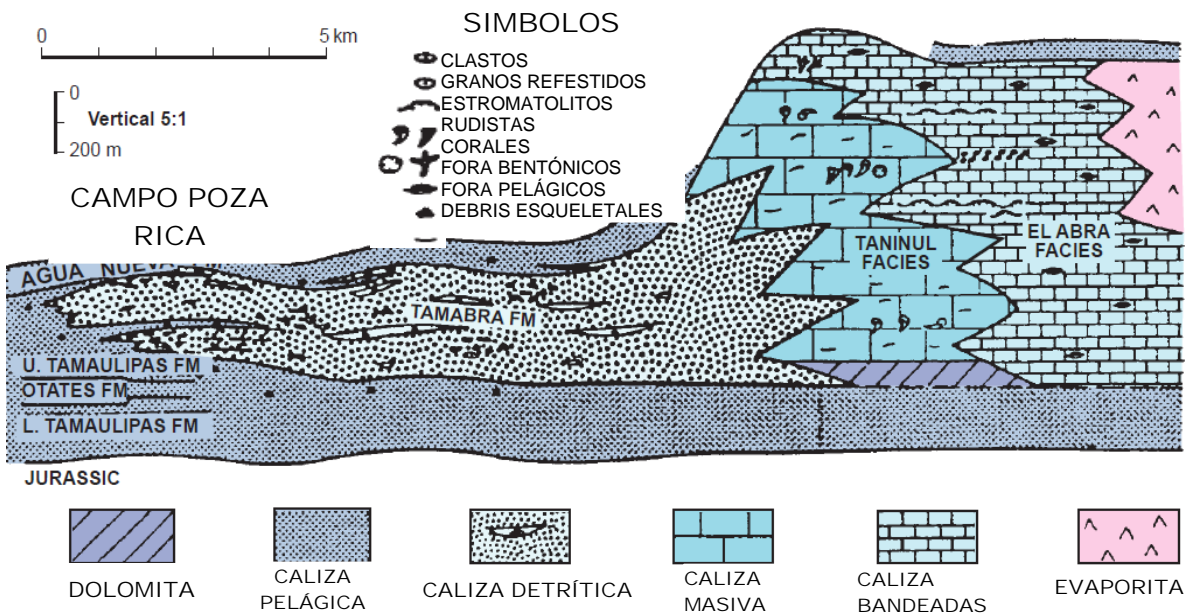


Figura 13. Facies del sistema Arrecifal El Abra (Enos 1977; tomado de Reporte Técnico, 2010).

El Miembro El Abra: Aguayo (1978) lo describe como mudstone a wackestone, de colores crema a gris, intercalados con capas de 1 a 5 metros de espesor bien estratificadas, abundantes miliólidos y capas de estromatolitos. Otros organismos bentónicos en menor número son: gasterópodos, pelecípodos, ostrácodos, así como diversos micro foraminíferos bentónicos [planiserial y biserial]. La baja diversidad faunal, así como la litología y las

estructuras sedimentarias observadas dentro del Miembro El Abra, sugieren que ésta, fue depositada en un ambiente post-arrecifal.

El Miembro Taninul: localizado a lo largo del borde oriental de la Plataforma Cretácica, Aguayo (1978) lo describe como un complejo banco de rudistas, asociado con mudstone, wackestone y packstone. Los componentes principales de este banco son conchas de rudistas, corales solitarios y en colonias, estromatopóridos incrustados, gasterópodos, pelecípodos, y foraminíferos plantónicos y bentónicos dentro de la matriz. Los rudistas son cuantitativamente el grupo más importante del Miembro Taninul.

La superficie superior del Miembro Taninul tiene una apariencia kárstica y se distingue por diversos huecos y brechas colapsadas, formadas por lixiviación durante episodios de exposición subaérea. Algunos de estos huecos se encuentran rellenos con fragmentos de rudistas de caliza rodeados por una matriz arcillosa rica en foraminíferos planctónicos impregnados con asfalto (Figura 14).

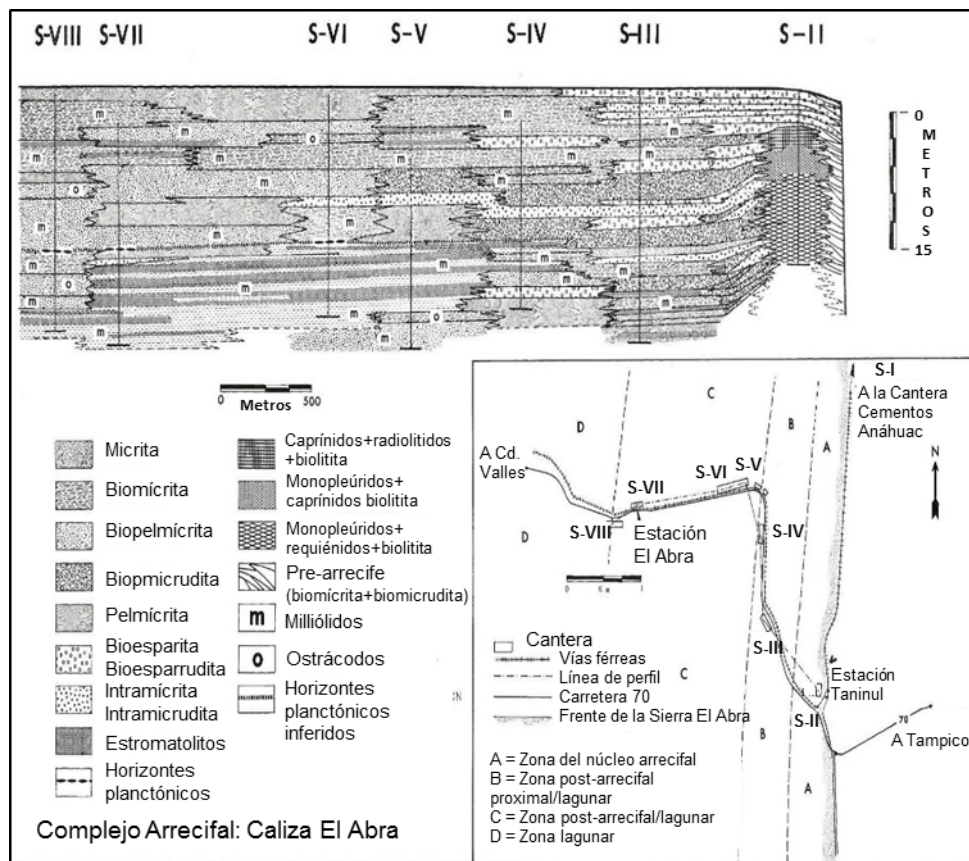


Figura 14. Complejo Arrecifal El Abra (Modificado de Aguayo, 1978).

3.2.3 Ambientes Sedimentarios del Miembro El Abra

Aguayo (1978) describe dos grandes y distintivos ambientes sedimentarios dentro de la Caliza El Abra: 1) el ambiente arrecifal y el 2) ambiente post-arrecifal (Figura 15). El primero comprende dos subambientes: 1a) la zona de talud pre-arrecifal y 1b) la zona de núcleo arrecifal. Mientras que el segundo comprende tres subambientes: 2a) la zona post-arrecifal proximal/ lagunar, 2b) la zona de planicie de mareas/ lagunar, 2c) la zona lagunar.

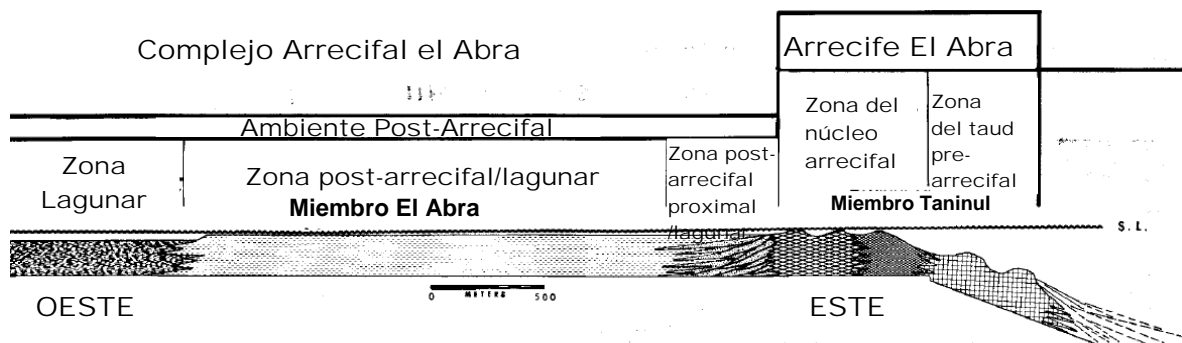


Figura 15. Ambientes y subambientes del miembro El Abra (Modificado de Aguayo, 1978).

Para realizar la diferenciación del ambiente dentro de la caliza El Abra, Aguayo (1978) en su estudio, se basó en trabajos sobre plataformas carbonatadas de Folk (1965), Dunham (1969), Bathurst (1971) entre otros; en los cuales, los criterios para distinguir un complejo arrecifal moderno toma en cuenta la fauna, litología, las estructuras sedimentarias primarias, las relaciones de facies lateral y vertical, y las características diagenéticas.

Existen dos importantes estados diagenéticos:

- i. Estado diagenético temprano: incluye los procesos de construcción, como resultado de organismos sedentarios con organismos constructores, además de la sedimentación interna y cementación.
- ii. Estado diagenético tardío: definido por cambios físicos y químicos que ocurren en el sedimento después de la litificación pero antes de los cambios metamórficos.

3.2.3.1 Ambiente Arrecifal

3.2.3.1.1 Zona de Talud pre-arrecifal

Esta zona se encuentra expuesta en la parte más oriental, a lo largo del frente de la Sierra El Abra en la cantera “Cementos Anáhuac” (Figura 16). Dicha zona se distingue por su compleja superposición de lentes, capas y cuñas de litofacies biomicrocíticas y colonias dispersas de biohermas rudistas de 3 a 8 metros de alto (Aguayo, 1978).

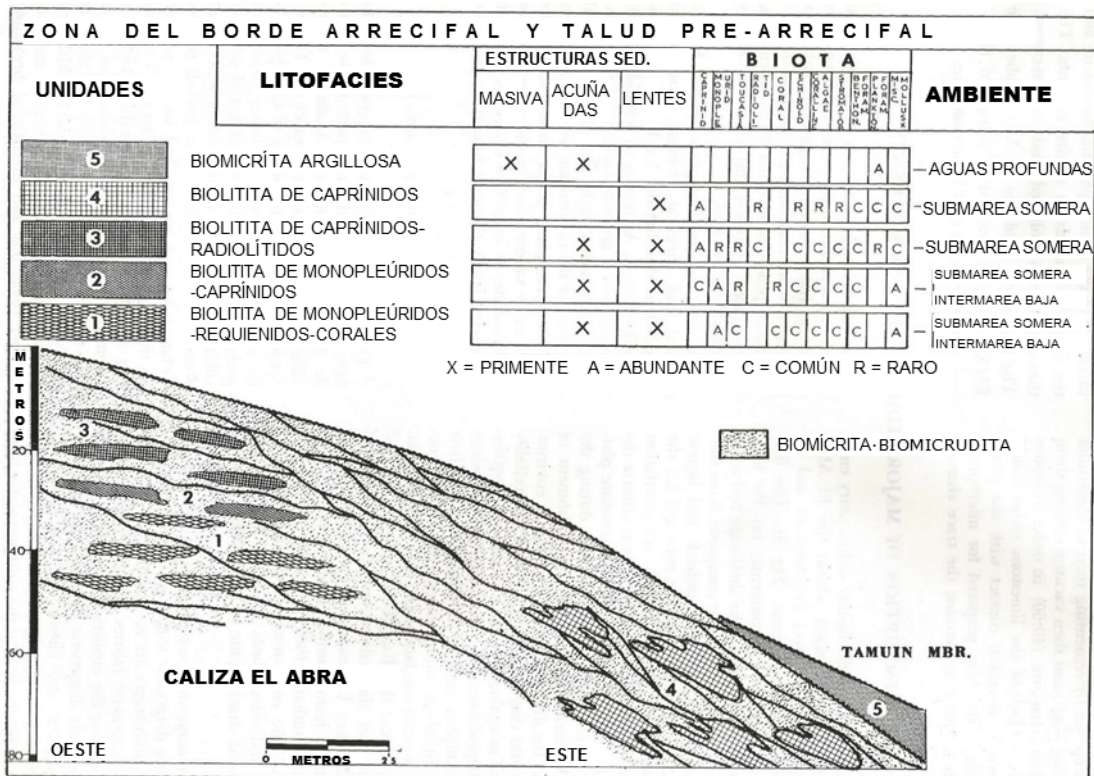


Figura 16. Sección esquemática de la zona del núcleo arrecifal y de talud pre-arrecifal (Modificado de Aguayo, 1978).

Facies sedimentarias

- a) Facies de núcleo arrecifal: consiste de rudistas biolititas en forma lenticular, de 3 a 8 metros de altura, y de 10 a 25 metros en extensión lateral. Son alargados y paralelos al borde de la plataforma cretácica. Los rudistas caprínidos son los más importantes que contribuyen al marco de construcción.
- b) Facies de inter-arrecife: formado por una sobreposición de capas y cuñas de textura angular y un paquete sin clasificar de rudistas biomicrocíticas, indicando la falta de agitación

permanente de agua y transportación. Toda la zona se encuentra enriquecida por conchas de pelecípodos y gasterópodos, que tienden aparecer en la zona del núcleo arrecifal.

c) Facies de Talud pre-arrecifal: constituido por una compleja superposición de capas y cuñas con rangos de pocos centímetros a 3 metros en espesor, y de 5 a 30 metros en extensión lateral. Litológicamente consiste de: 1) textura brechoide de moluscos de biomícrita y biomicrudite, 2) brechas de moluscos de biomícrita y biomicrudite moderadamente clasificados, y sucesivamente clasificados con estratificación gradada normal.

Diagénesis

Durante el crecimiento del arrecife y la cementación temprana de calcita fibrosa y varias secuencias de corteza de micrita en huecos y cavidades, fueron significativas; como son, la composición del sedimento interno de micrita, pelmicrita y biomicrita, que simultáneamente rellenaron los huecos primarios.

Ambiente y litificación

Aguayo (1978) describe que en la zona de Talud pre-arrecifal, la calcita fibrosa precipita como aragonita y después es convertida a calcita fibrosa neomórfica en estados posteriores a la diagénesis temprana. La ausencia de caliche, sedimento vadoso, características sub-aéreas u otros relacionados; constituyen evidencia para depósitos mecánicos submarinos y precipitación química de cementos de carbonato, alternándose con el crecimiento de organismos en las facies.

3.2.3.1.2 Zona del núcleo arrecifal

La zona se encuentra expuesta en la Cantera Taninul, en el sitio más oriental de la Sierra El Abra, adyacente a la estación Taninul, 14 kilómetros al este de Ciudad Valles, San Luis Potosí. Los ambientes sedimentarios de esta zona estuvieron influenciados por los ajustes tectónicos que controlaron la tasa de subsidencia y emersión de la plataforma cretácica. Ésto resultó en la formación de un complejo marco biológico compuesto de organismos

constructores y ciclos repetidos de sedimentación interna, cementación, bioturbación y lixiviación (Figura 17).

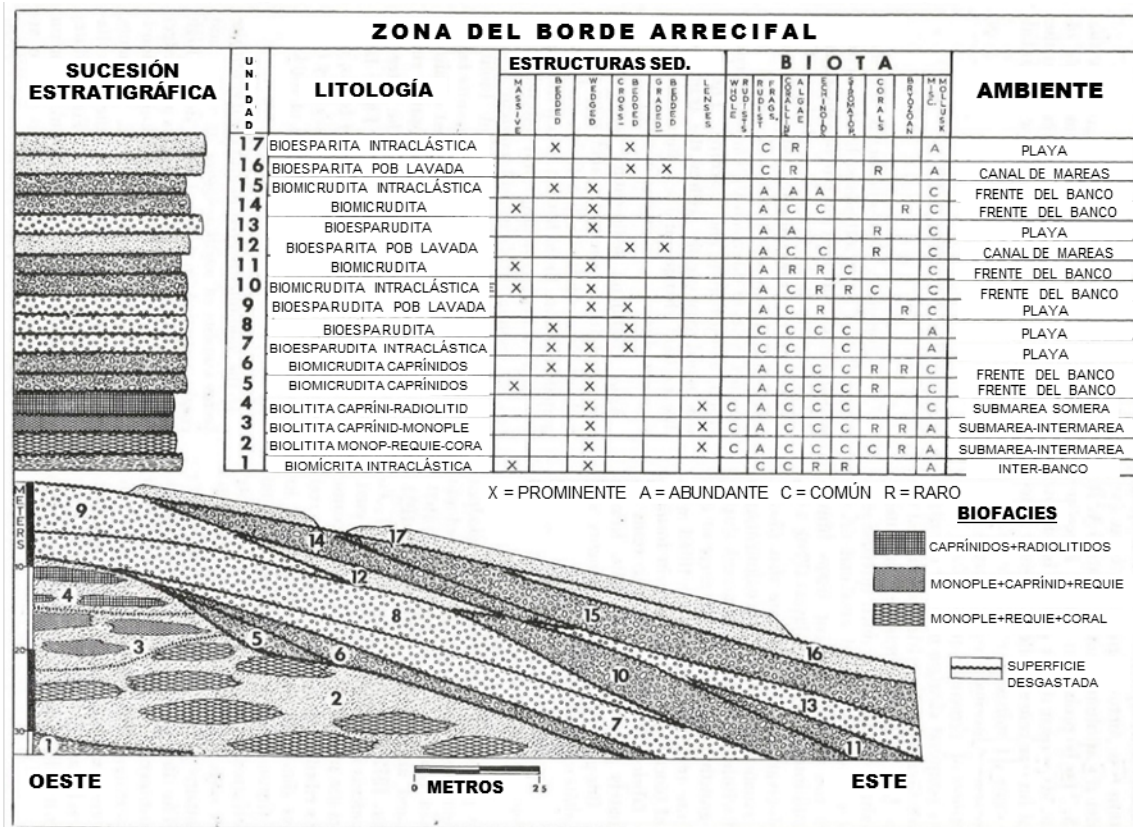


Figura 17. Sección esquemática del núcleo arrecifal mostrando el marco biológico en la sedimentación (Modificado de Aguayo, 1978).

Facies sedimentarias: cuatro facies son reconocidas en esta zona.

a) Facies biolitita de monopleúridos-caprínidos y corales: consiste de pequeñas colonias de rudistas y corales en lentes. Capas y cuñas conmutadas, moluscos ricos en biomicrudite, algas coralinas, fragmentos de equinoides, estromatopóridos incrustados y otros organismos están también presentes.

Los organismos incrustantes y el cemento de calcita, jugaron un rol importante en la litificación de los bioestromas. Esta facies es interpretada como un ambiente marino de depósito de aguas poco profundas y protegido (Aguayo, 1978).

b) Facies biolitita de monopleúridos-caprínidos y requiéndidos: esta facies es representada por una zona de transición en la cual las colonias de corales han sido

reemplazadas por rudistas-caprínidos aislados. Dicha facies consiste de lentes de pequeñas colonias de rudistas, monopleúridos y caprínidos.

Aguayo (1978) explica que la desaparición de la colonia de corales puede ser la competencia entre corales y rudistas en este hábitat, o bien, por los cambios físicos ocurridos en el ambiente en favor del grupo de rudistas, sugiriendo un ambiente de depósito marino de aguas someras.

- c) Facies biolitita de caprínidos-radiolítidos: consiste de colonias de bioestromas de caprínidos y radiolítidos dispersos.
- d) Facies de calcarenita de margen de plataforma: consiste de bioespatita, bioesparrudita, y bioespatita intraclástica; los estratos son tabulares, lateralmente discontinuos a lo largo del borde de la plataforma.

Descripción diagenética

Aguayo (1978) en su investigación describe los siguientes procesos:

- 1) Durante los periodos de inmersión posteriores, organismos incrustantes interrumpieron los procesos de sedimentación y cementación vadosa y freática. La cementación marina y sedimentación interna litificaron temporalmente la estructura bajo la acción de excavadores, barrenadores, depredadores, erosión interna, fracturamiento por desecación y lixiviación, actuando como destructores naturales del complejo biótico. La preservación final del marco esquelético resultó de la compleja interacción dinámica entre las diferentes combinaciones de procesos y ciclos, como son, procesos de construcción o depósito, y procesos de destrucción o erosión.
- 2) Después de una intensa y permanente acción de oleaje, la superficie de los sedimentos se erosionó, continuamente retrabajándolos y clasificándolos para formar la facies de margen de plataforma con calcarenitas.
- 3) En la emersión final de la plataforma durante periodos posteriores de exposición subaérea, la caliza era extensivamente y no selectivamente disuelta, creando topografía kárstica, y los huecos remanentes eran parcialmente rellenados con sedimento vadoso, brechas colapsadas y cemento en bloque de calcita espática.

3.2.3.2 Ambiente Post-Arrecifal

3.2.3.2.1 Zona post-arrecifal proximal/ lagunar

Esta Zona se encuentra a 12.5 y 11.5 kilómetros al este, respectivamente de Ciudad Valles, San Luis Potosí.

Facies sedimentarias

Aguayo (1978), encuentra compuesta a esta zona de calcarenita y calcirrudita de la cresta arrecifal texturalmente angular, y sin clasificar, derivadas del área periferal de la cresta arrecifal, transportados hacia la zona de post-arrecife, por la acción del oleaje y marea, durante las tormentas. Estas son intercaladas y lateralmente interdigitadas con sedimentos lagunares, compuestos de pelmicrita, micrita y carpetas de estromatolitos marinos. Las acumulaciones sedimentarias estuvieron controladas por niveles normales marinos y tormentas. El autor describe tres zonas mareales principales, basadas en el tipo de sedimento, contenido de fauna y estructuras sedimentarias:

- a) Zona intramareal: compuesta de capas masivas intercaladas de biomicrita y pelmicrita, oscura a gris claro, con aspecto nodular, atribuible a bioturbación. Los excavadores destruyeron las laminaciones primarias.
- b) Zona Intermareal: incluye intercalaciones de biomicrita, pelmicrita e intramicrita con un amplio rango de texturas. Estos fueron depositados probablemente durante estados de flujo mareal o por acción de tormentas.
- c) Zona Supramareal: esta zona incluye un amplio rango textural de intra-micrita y biomicrita..

Descripción diagenética

Dentro de los procesos que actuaron durante esta etapa Aguayo (1978), reconoce cuatro procesos: bioturbación, disolución, sedimentación interna y cementación. Cada una de ellas fue alternada o actuó simultáneamente, durante y después del depósito de la secuencia estratigráfica.

Durante cortos periodos de exposición subaérea, el agua dulce estaba parcialmente asociada con el carbonato de calcio. Los huecos resultantes se rellenaron con sedimento

interno de micrita y pelmicrita. Estos sedimentos se depositaron durante ciclos de inmersión y emersión de la Plataforma cretácica, debido a una compactación no uniforme y colapsamiento de sedimento limo-lodoso.

Las estructuras de disolución y colapsamiento pseudo “estromactitas” pueden tener diferentes orígenes en diferentes lugares, probablemente fueron formados por disolución de sedimentos carbonatados previamente litificados.

Aparentemente los huecos originales tuvieron una configuración irregular. Durante estados sucesivos de emersión e inmersión, los huecos eran llenados con sedimento interno y cemento en las tres zonas diagenéticas: la zona marina, freática y vadosa.

3.2.3.2.2 Zona de planicie de mareas y lagunar

Esta zona está compuesta de una secuencia de pelmicrita, biomicrita y carpetas de estromatolitos, en asociación con rasgos de exposición subaérea y horizontes bioturbados. Los sedimentos están intercalados y lateralmente son discontinuos. Las rocas son de color gris, debido al alto contenido de materia orgánica, causando condiciones reductoras en los sub-ambientes locales.

Facies sedimentarias

Para esta zona Aguayo (1978) describe tres ambientes como los principales.

- a) Submareal: las rocas consisten de pelmicrita y biomicrita con miliólidos intercalados, con rangos de ambientes de intermareal a supramareal.
- b) Intermareal: los sedimentos consisten de pelmicrita, biomicrita e intramicrita, con un amplio rango de texturas. Lateralmente, las rocas muestran cambios continuos de litofacies, reflejando las variaciones locales marinas.
- c) Supramareal: consiste de capas de estromatolitos, y pequeñas laminaciones de biomicrita, bioespatita e intraespatita que quizá representa depósitos de tormenta. Las rocas están comúnmente asociadas con oquedades de “ojos de pájaro”, rizolitas, superficies intemperizadas, y otras características formadas subáreamente.

CAPITULO IV



4. Estratigrafía Sísmica

La estratigrafía sísmica ha sido desarrollada con la participación de tres disciplinas. La pionera, por Vail et al. (1977a), es el análisis de secuencias sísmicas. Esta disciplina se basa en la identificación de unidades estratigráficas, compuestas de una sucesión relativamente concordante de estratos relacionados genéticamente denominados secuencias deposicionales. La segunda disciplina corresponde al análisis de facies sísmicas, y está definida como la interpretación y descripción de las geometrías de reflexión, continuidad, amplitud, frecuencia, intervalo de velocidad, la forma externa y asociaciones de unidades de facies sísmicas dentro del marco de secuencias deposicionales (Vail et al., 1977). La tercera disciplina es el análisis de atributos sísmicos. Los cambios sutiles en las propiedades de reflexión son examinadas para determinar las propiedades geofísicas de las rocas.

Ya que las reflexiones sísmicas permiten hacer correlaciones cronoestratigráficas, no sólo es posible interpretar la deformación estructural post-deposicional, sino que también permite hacer interpretaciones estratigráficas de los patrones geométricos de reflexión sísmica, como son: 1) correlaciones geológicas, 2) definición de unidades depositadas genéticamente, 3) espesores y ambientes de depósito de las unidades genéticas, 4) paleobatimetría, 5) historial de sepultamiento, 6) relieve y topografía sobre disconformidades y 7) historia geológica y paleogeografía cuando es combinada con datos geológicos (Vail et al., 1977a). Sin embargo, un factor limitante es que las litofacies y el tipo de roca no pueden ser determinados directamente de la geometría de los patrones reflectivos.

Vail y Mitchum (1977b) además de recomendar las dos primeras disciplinas para completar los objetivos recién listados, sugieren tomar en cuenta los cambios relativos del nivel del mar.

4.1 Montículos de Carbonato

Los montículos de carbonato, incluyendo arrecifes y bancos, forman importantes yacimientos prolíficos de hidrocarburos en muchas áreas del mundo, particularmente en Estados Unidos, Canadá, Norte de África, México, Sureste de Asia y Medio Oriente. Su

reconocimiento e identificación apropiada son importantes debido a las variaciones en las características de los estratos del yacimiento y los montículos asociados, ya que el cierre estructural es comúnmente debido a la topografía generada durante el depósito de los montículos.

El término *Montículo* propuesto por Bubb y Hatlelid (1977), es un término general para todos los depósitos sedimentarios carbonatados que forman características batimétricas positivas. Éste término fue sugerido porque incluso en datos sísmicos con buena calidad no se diferencia fácilmente entre los depósitos descritos convencionalmente como bancos y arrecifes.

Banco, es un término descriptivo con implicaciones genéticas, denota una acumulación sedimentaria batimétricamente convexa formada por el crecimiento gregario de organismos que causan y contribuyen al depósito pero no forman una estructura rígida. Por otro lado, Arrecife es un término usado para estructuras rígidas también batimétricamente convexas formadas por organismos sedentarios de intercrecimiento. Un arrecife es un bioherma que es, característicamente un montículo o una forma de lente de origen orgánico que es litológicamente discordante a los depósitos que lo rodean (Cumings, 1932; visto en Bubb y Hatlelid, 1977). Un banco puede ser un bioherma como el anterior, o un bioestroma, que es una capa o lecho de remanentes esqueléticos gruesos.

Dada la amplia variedad de montículos de carbonato éstos pueden ser agrupados dentro de cuatro grupos principales como lo muestra la figura 18. Los montículos de barrera generalmente son lineales, con agua relativamente profunda en ambos lados durante el depósito; los montículos en pináculo son aproximadamente equidimensionales y están rodeados por aguas profundas durante el depósito; los montículos de margen de plataforma en su mayoría son lineales, con aguas profundas de un lado y someras del otro; y los montículos de parche se forman en aguas someras, ya sean en estrecha proximidad a los márgenes de plataforma, o mares anchos y poco profundos.

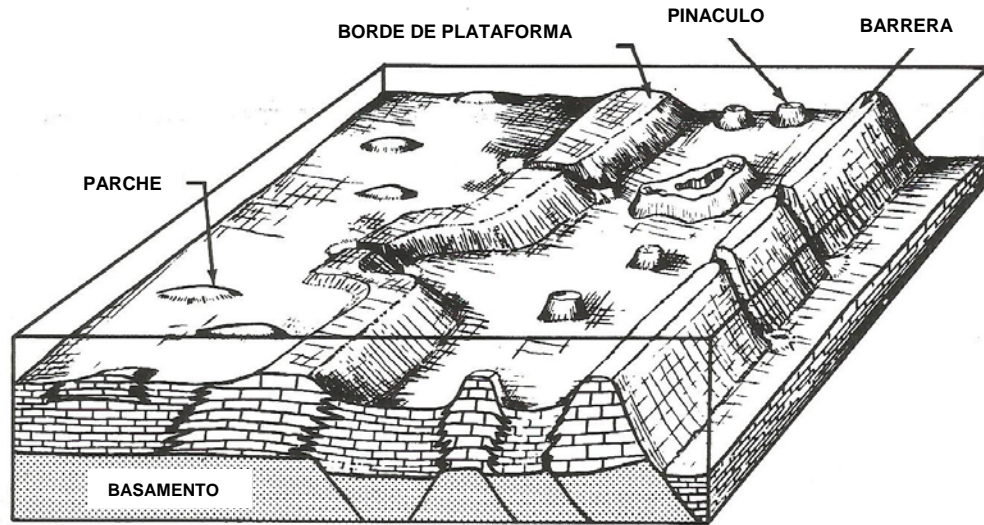


Figura 18. Tipos de montículos de carbonato más fácilmente reconocidos en la interpretación sísmica (Modificado de Bubb y Hatlelid (1977).

4.2 Criterios geofísicos para la identificación de Montículos de Carbonato.

4.2.1 Criterios Directos

Son aquellos que delinear directamente al montículo, Bubb y Hatlelid (1977) encuentran dos principales criterios.

- 1) Esquema de los límites: la configuración de las reflexiones definen directamente el límite del montículo. Estas incluyen reflexiones desde la cima y los lados del depósito, y onlaps sobreyaciendo hacia el montículo. La topografía del depósito debe ser lo suficientemente grande para ser evidente este criterio en el registro sísmico (Figura 19A).
- 2) Cambios en las facies sísmicas: los cambios pueden ocurrir en amplitud, frecuencia, continuidad de las reflexiones desde el interior del montículo o entre el montículo y las reflexiones lateralmente adyacentes en traslapes (onlaps) más jóvenes o sincrónicos en tiempo (Figura 19B).

Cada cambio resultará donde existan diferencias en las características de continuidad de los lechos, densidad y/o velocidad entre los estratos dentro del montículo o entre el montículo y los estratos que lo rodean.

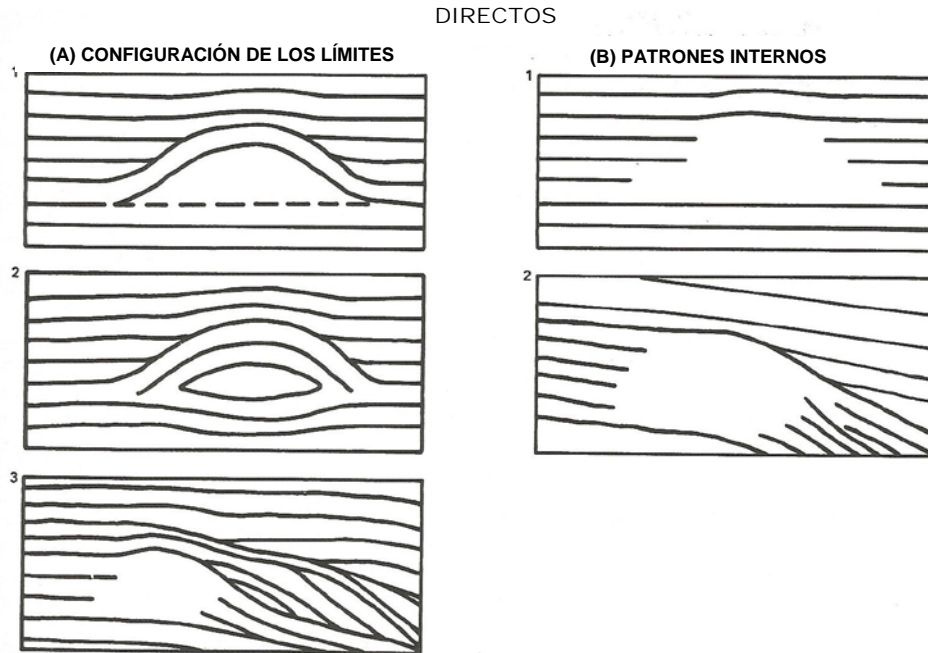


Figura 19. Los criterios para un delineado directo incluyen las reflexiones en los lados y la cima del montículo y onlaps de las reflexiones sobreyaciendo los montículos (A); y patrones de cambio en las facies sísmicas entre el cúmulo y los estratos encerrados (B), (Modificado de Bubb y Hatlelid, 1997).

4.2.2 Criterios Indirectos

Bubb y Hatlelid (1997) describen cuatro criterios que permiten la inferencia o intuición de la existencia de un montículo de carbonato.

- i. **Cubierta convexa:** aquellas reflexiones que ocurren sobreyaciendo los montículos debido a la compactación diferencial entre el montículo y el estrato que lo rodea. Este fenómeno es generalmente más pronunciado cuando existe un fuerte contraste entre la litología del montículo y los sedimentos fuera del montículo, por ejemplo un montículo de caliza rodeado por lutitas. Los efectos de la cubierta tienden a desaparecer estratigráficamente hacia arriba (Figura 20A).
- ii. **Anomalías de velocidad:** existe un contraste pronunciado de velocidad entre el montículo y el estrato adyacente, resultando en diferencias en tiempos de viaje sísmico a través de dicho estrato. Por ejemplo, las reflexiones de estratos por debajo de un montículo de caliza con una velocidad más alta que las lutitas lateralmente adyacentes serían “jaladas hacia arriba (pull-up)” en tiempo, en comparación con el

tiempo de reflexión de los mismos estratos debajo de las lutitas. Similarmente, las reflexiones por debajo de un montículo con intervalos de velocidad más lentos que la de los estratos circundantes serían “tirados hacia arriba (derribadas)” por debajo del montículo. La magnitud de la anomalía de velocidad está directamente relacionada con el contraste de la velocidad de intervalo entre el montículo y los estratos lateralmente adyacentes, y al espesor del montículo o al estrato que tiene las velocidades contrastantes (Figura 20B).

- iii. Eventos falsos (Spurious): estos bordes del montículo generalmente están marcados por la terminación de estratos circundantes o cambios abruptos en la geometría interna del lecho. Estos bordes pueden ser sitios para el desarrollo de difracciones o eventos impares. El mapeado de dichos eventos puede ofrecer una pista a la presencia y distribución de los montículos de carbonato que de otro modo serían difíciles de distinguir (Figura 20C).

Arquitectura de la cuenca: en algunas ocasiones, se puede inferir que los montículos de carbonato pueden ocurrir en una ubicación preferencial a los largo de un perfil sísmico, basado en la sísmica y otra evidencia geológica de la arquitectura de la cuenca, tales como en los bordes de los bloques fallados, en la posición de la línea de bisagra o en los altos estructurales contemporáneos (Figura20D).

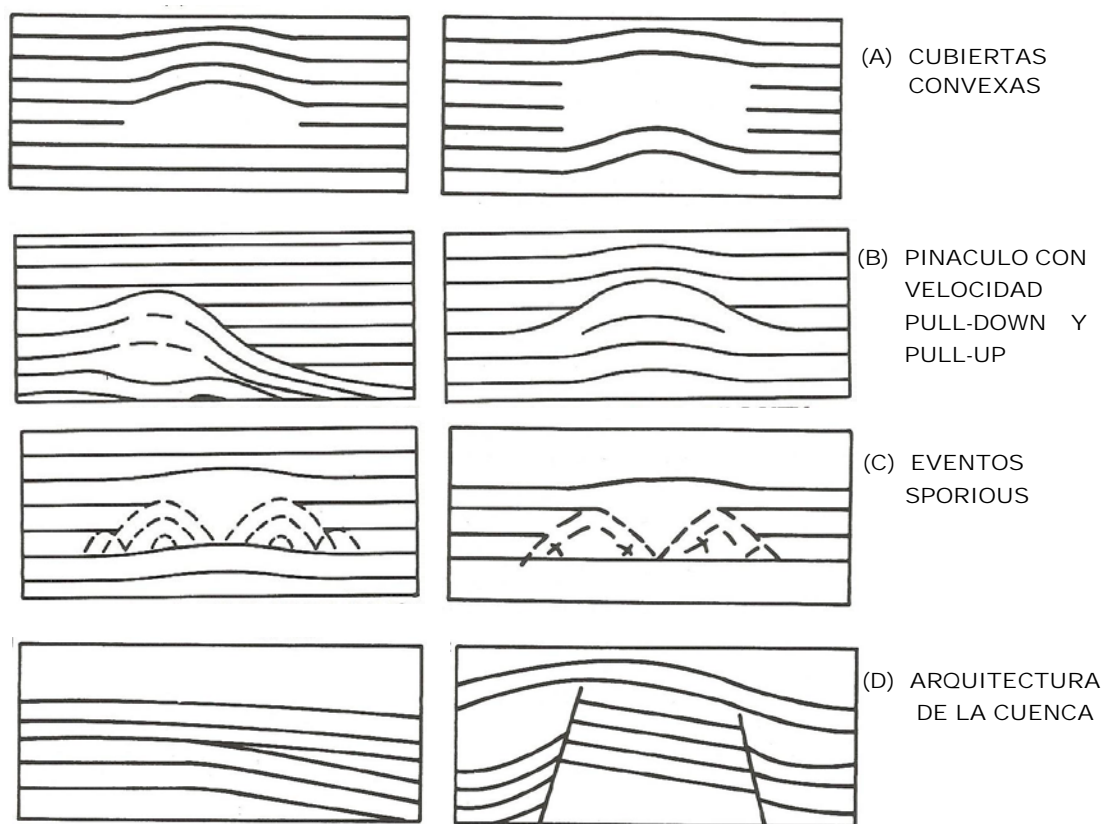


Figura 20. Los criterios que delinear indirectamente o infieren la presencia de cúmulos incluyen cubiertas convexas (A), anomalías de velocidad (B), y eventos spurious (C); y la determinación de posiciones óptimas en la cuenca para los cúmulos (D) (Modificado de Bubb y Hatlelid, 1997).

Los carbonatos no tienen intervalos únicos de velocidad. El intervalo de velocidad de un montículo en particular depende de una variedad de factores incluyendo su porosidad y la historia de sepultamiento.

4.3 Atributos Sísmicos

Una de las metas de la exploración sísmica es definir las características estáticas y dinámicas de un yacimiento en el subsuelo (Chopra y Marfurt, 2005). Cosentino (2001) (en: Chopra y Marfurt, 2005) lista estos parámetros como estructura (profundidad del horizonte, espesor del yacimiento, fallas, etc), arquitectura interna (heterogeneidad), propiedades petrofísicas (porosidad, permeabilidad, etc) y propiedades de los hidrocarburos.

Muchas de estas propiedades no se pueden medir únicamente con los datos de pozo, así que deben ser estimadas. Un buen atributo sísmico es sensible a las características geológicas o propiedades del yacimiento permitiendo definir el marco estructural-

estratigráfico y geofísico esencial para un correcto desarrollo en la explotación del yacimiento.

Los atributos son propiedades intrínsecas de una señal de onda derivada de un dato sísmico (Nanda, 2016). Las formas de onda de la reflexión sísmica llevan información geológica del subsuelo oculta en ella y la extracción de atributos, así como su análisis proporciona los medios para recuperarla. En la década de los 70's aparecieron los primeros atributos de traza compleja, convirtiéndose en una herramienta útil, ya que las imágenes a color mostraron que la brillantez aparente de los horizontes correspondía a factores geológicos.

Actualmente existen una cantidad considerable de atributos y pueden clasificarse de diversas maneras. La principal de acuerdo al autor Taner (2001), considerado como el padre de los atributos, los clasifica de dos maneras: Atributos Geométricos y Atributos Físicos; Brown (1996) clasifica a los atributos usando una estructura de árbol con tiempo, amplitud, frecuencia y atenuación como las principales ramas, cada rama se ramifica en categorías pre-apilados y pos-apilados. Chen y Sidney (1997) (en: Chopra y Marfurt, 2005) proporcionan una clasificación basada en las categorías cinemáticas y dinámicas de la onda, y en las características geológicas del yacimiento. Barnes (2007) desarrollo una clasificación de atributos de traza compleja dependiendo de la relación entre diferentes atributos y datos sísmicos. Reconociendo la amplitud y fase como atributos principales de los cuales se derivan todos los demás.

Una visión menos compleja es la clasificación de Liner et al., (2004) (en: Chopra y Marfurt, 2005) en categorías específicas y generales, denominando así los Atributos Generales, como medidas de características geométricas, cinemáticas, dinámicas y/o estáticas derivadas de datos sísmicos. Ellos incluyen: amplitud del reflector, tiempo del reflector, azimuth y echado del reflector, frecuencia y amplitud compleja, atributos generalizados Hilbert, iluminación, detección de bordes y coherencia, AVO y descomposición espectral.

En este apartado hablaremos brevemente de los atributos utilizados en este proyecto, señalados en cuadros rojos de la siguiente figura 21, utilizando la clasificación de Brown (1996).

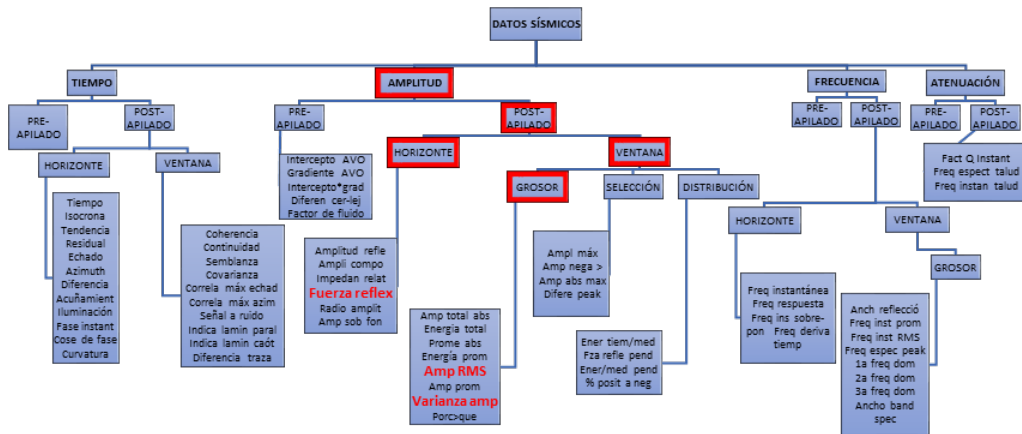


Figura 21. Atributos sísmicos derivados de la información sísmica básica: tiempo, amplitud, frecuencia y atenuación. La ventana puede ser una constante en el intervalo de tiempo, un intervalo constante colgado de un horizonte, o el intervalo entre dos horizontes (Modificado de Brown, 1996).

4.3.1 Atributo de Envoltura de Amplitud (Envelope)

De la ecuación (7) $Env(t) = \sqrt{f(t)^2 + f^*(t)^2}$

Donde $Env(t)$ muestra la energía total instantánea y su magnitud es del mismo orden que el de la traza de entrada y varía aproximadamente entre 0 y la máxima amplitud de la traza. Se asocia con los contrastes de impedancia acústica y es independiente de la fase, esto significa que la fuerza de reflexión máxima puede ser diferente de la máxima amplitud vista en el pico o canal de reflexión. Puede ser calculado sobre volúmenes (secciones) o superficies (secciones), éste último fue utilizado en este proyecto.

También llamado Atributo de la Intensidad de Reflexión (Reflection Strength), Envoltura de Amplitud o Amplitud Instantánea representa el contraste de la impedancia acústica para identificar zonas de interés de alta amplitud. La amplitud disminuye o aumenta si atraviesa una interfase o un grupo de interfaces con diferentes impedancias acústicas.

Es decir, si la onda viene de un medio de alta velocidad e ingresa a un medio de baja velocidad, la amplitud aumentará con respecto al medio de procedencia. De lo contrario, si una onda proviene de un medio de baja velocidad y entra en un medio de alta velocidad, la amplitud disminuirá.

Este atributo es utilizado como un discriminador efectivo en las siguientes características (Taner et al., 1995; en: Salguero, 2008):

- Límites de secuencias
- Efectos de capas delgadas
- Inconformidades
- Cambios de litología
- Cambios en ambientes de depósito
- Cambios laterales, indicando fallamiento
- Correlación espacial con porosidad y otras variaciones litológicas
- Posibles acumulaciones de gas
- Eventos brillantes

4.3.2 Atributo de Varianza

La varianza mide las diferencias de una traza sísmica con respecto a la forma de onda del conjunto de trazas adyacentes, y dependiendo del valor se le asigna un color, mientras que el atributo de coherencia mide las similitudes. El algoritmo de varianza enfatiza la impredecibilidad de los horizontes sísmicos: sus bordes e interrupciones; de modo que valores altos de varianza indicarían zonas de fallas y fracturas.

CAPITULO V



5. Análisis Sismoestratigráfico y Estructural

5.1 Análisis de Secuencias Sísmicas

Este proyecto de interpretación se realizó utilizando datos sísmicos pos apilados, migrados en tiempo. A pesar de no contar con todos los requisitos como un algoritmo para transformar el tiempo a profundidad y datos de pozo para calibrar las unidades estratigráficas y determinar la edad de los horizontes, los datos pueden ser estudiados a través de los atributos sísmicos permitiendo hacer un análisis apreciativo.

Un primer motivo de elección para estos horizontes fue seguir la propuesta de los límites trazados por Viniegra y Castillo-Tejero (1970) en una sección transversal, donde se indica la edad de los horizontes en base a registros geofísicos de pozo (Figura 22). Un segundo motivo fueron los diferentes patrones reflectivos que se observaban en la sísmica.

Dentro del área estudiada se interpretaron seis horizontes: LS 1, LS 2, LS 3, LS 4, LS 5 y LS 6 (Figura 23).

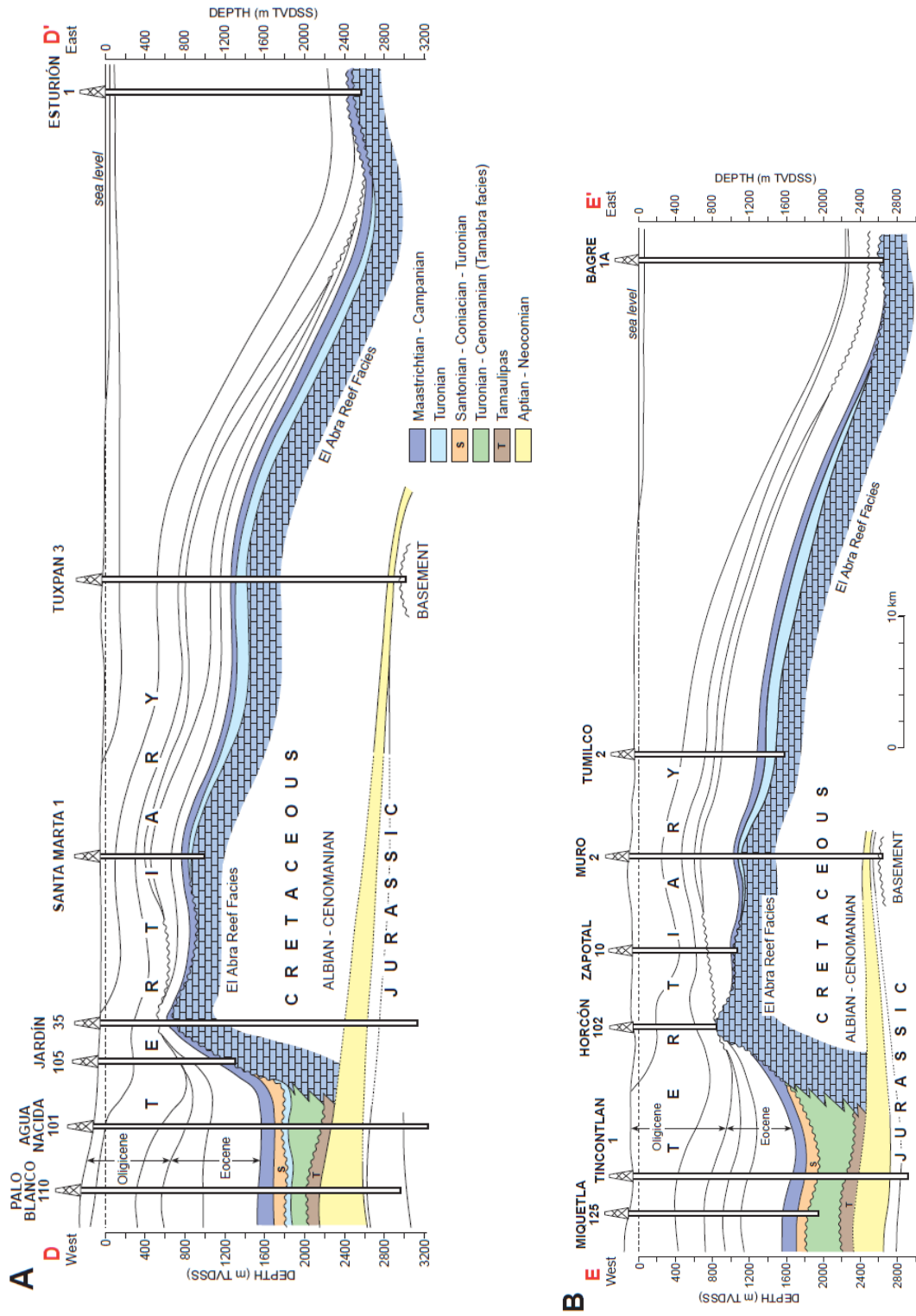


Figura 22. Secciones esquemáticas transversales a través del arrecife El Abra (Modificado de Viniestra y Castillo-Tejero, 1970).

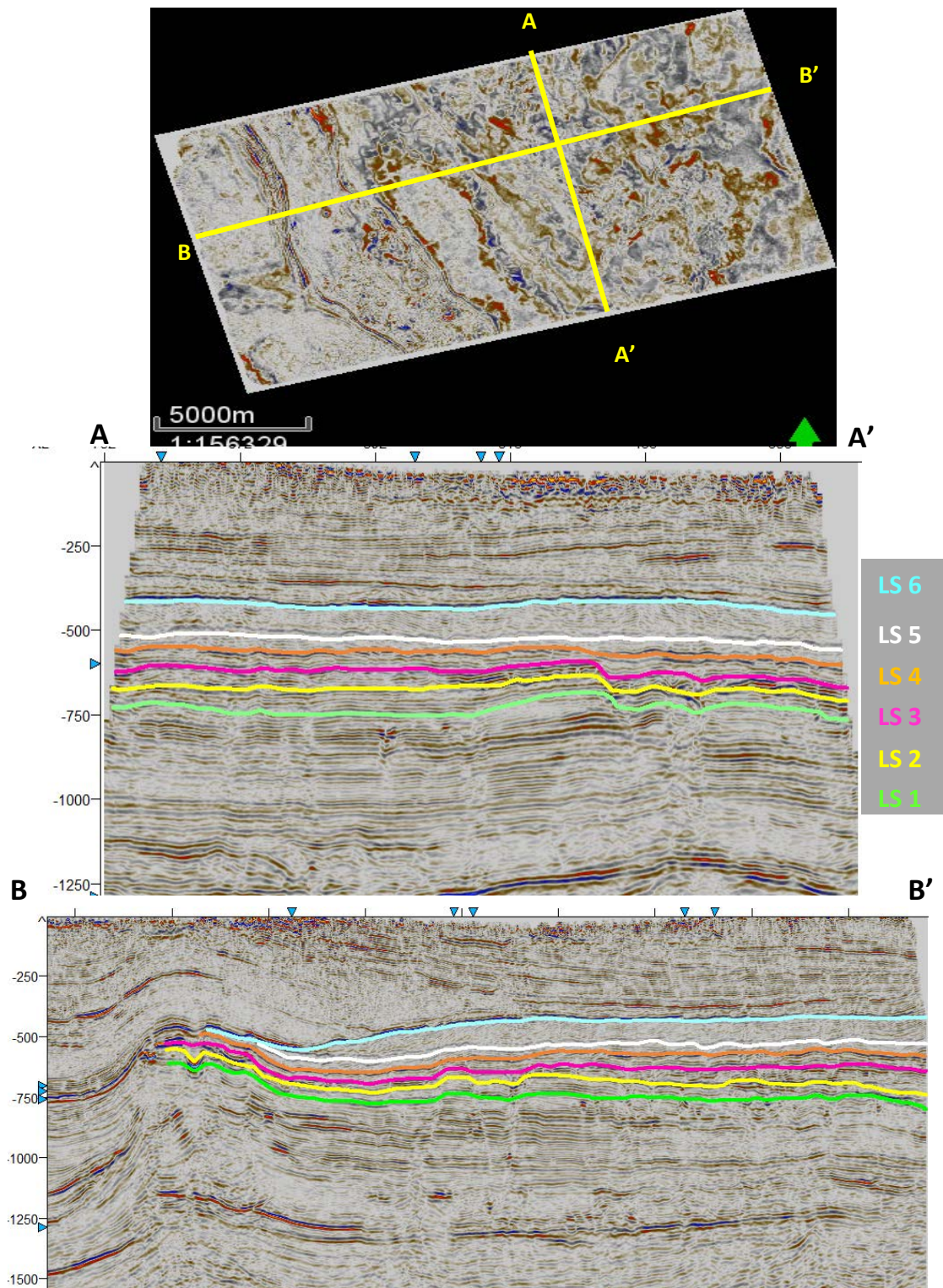


Figura 23. Trazado de los seis horizontes elegidos en base a las secciones transversales y a la respuesta sísmica.

5.1.1 Límites de Secuencias Sísmicas

El trazado de los horizontes se hizo utilizando la herramienta “seeded autotracking” sobre las crestas de valores positivos (peak). Los horizontes LS 2, LS 3, LS 4 y LS 6 actuaron como guías, ya que gracias a sus valores de alta reflectividad y continuidad fueron fáciles de observar, seguir y por tanto trazar, como una herramienta de ayuda se utilizó el atributo RMS para distinguir más fácilmente la continuidad de los horizontes (Figura 24).

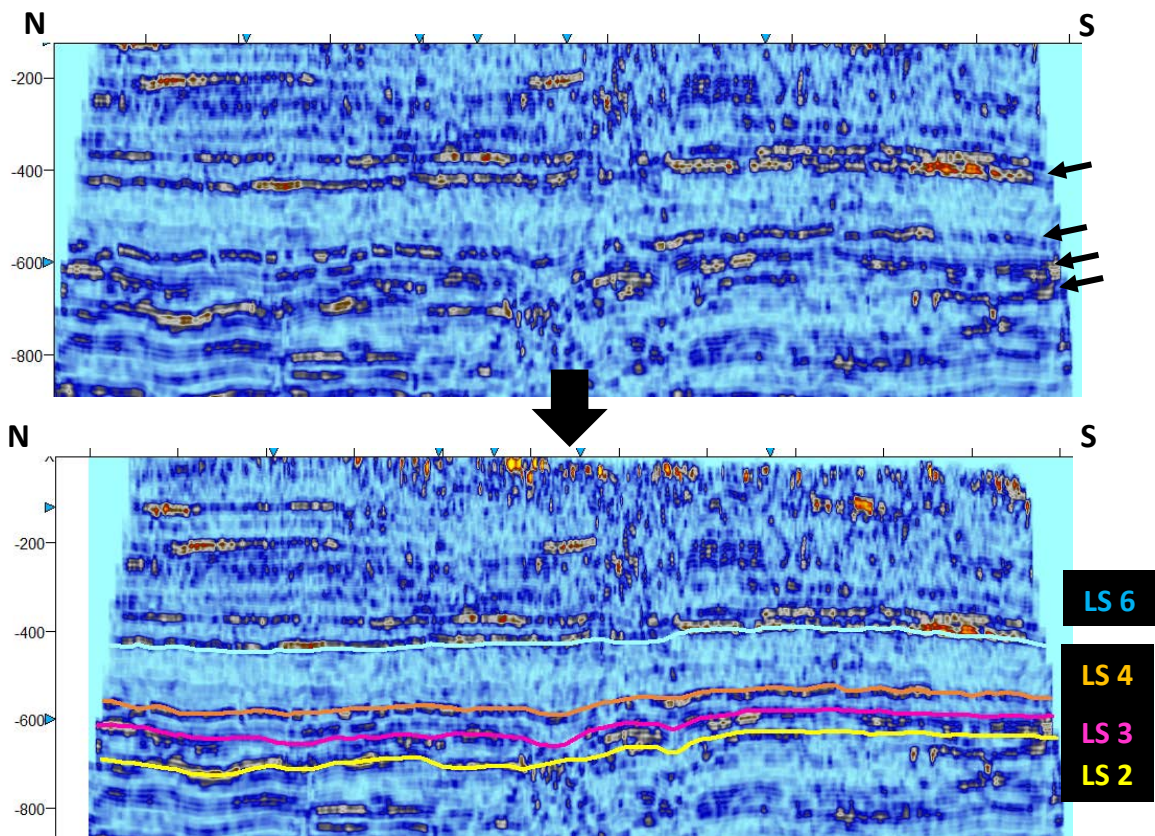


Figura 24. La imagen de arriba es una crossline que muestra los horizontes de alta reflectividad que sirven de guía, la imagen inferior es la misma crossline pero con los horizontes guías ya trazados.

La descripción de los horizontes se hará estratigráficamente.

5.1.1.1 Límite de Secuencia Uno, LS1

Este horizonte fue elegido por su baja amplitud y patrones internos de reflexión que lo diferenciaban de secuencias más jóvenes y más antiguas, así como los onlap y truncamientos que se observan hacia la parte sur de la región (Figura 25 y 26).

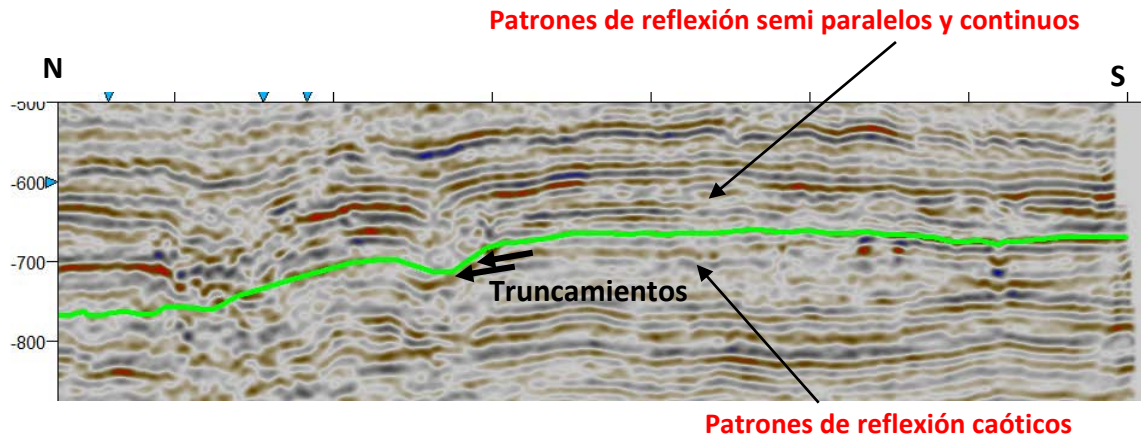


Figura 25. Ilustración de los diferentes patrones internos y terminaciones de reflexión que se usaron para distinguir el límite de secuencia.

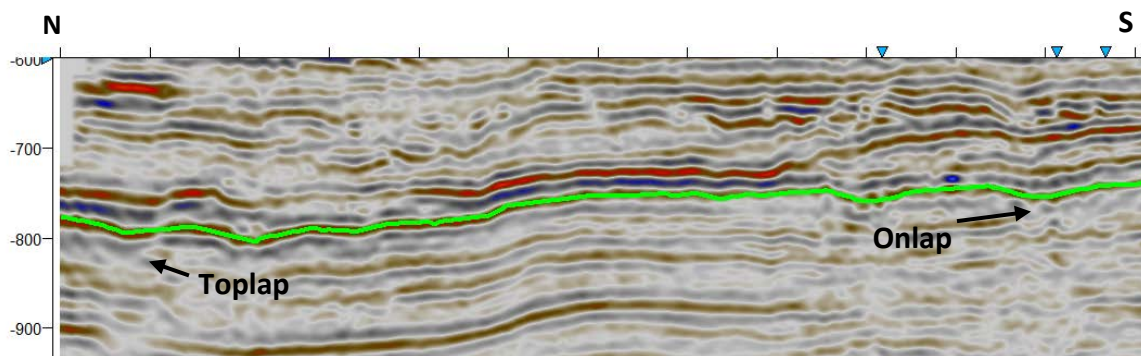


Figura 26. Patrones de terminación que se identificaron para el trazado del horizonte.

Relieve Estructural y Distribución Espacial

El límite de secuencia 1 se presenta continuo, con algunas estructuras positivas; siendo la mayor la observada en la figura 27 que corresponde al núcleo arrecifal El Abra también nombrado estructuralmente Alto Tuxpan-Tecolutla; contiene estructuras negativas creadas por el hundimiento del material sedimentario entre dos fallas inversas. Este límite de secuencia está cortado por fallas de primer orden que vienen desde el Jurásico y logran llegar hasta el límite de secuencia 3, en la parte media del horizonte una falla importante le provoca un salto en tiempo de aproximadamente – 56.67 milisegundos (Figura 28).

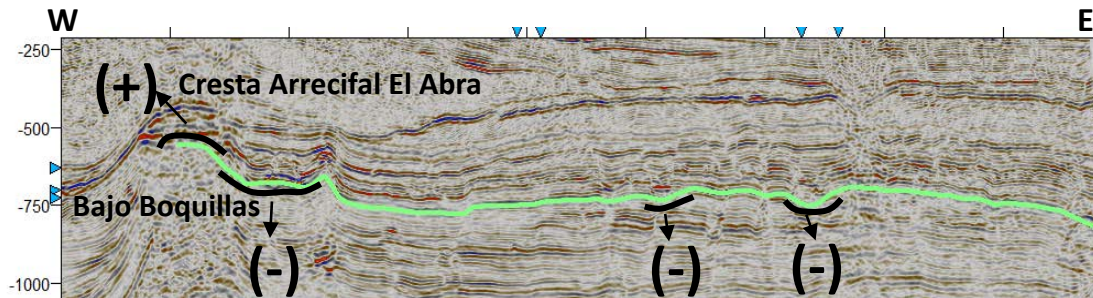


Figura 27. Estructuras negativas y positivas visualizadas en el perfil sísmico.

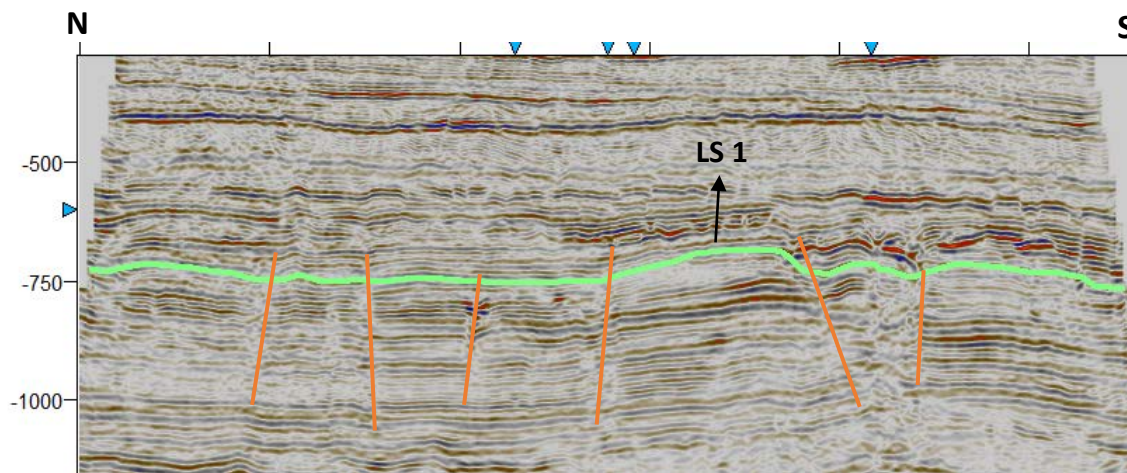


Figura 28. Límite de secuencia 1: continuo y seccionado por fallas normales.

La siguiente imagen (Figura 29) es el mapa estructural de LS1: los tonos amarillo-rojo indican zonas altas que pertenecen a la cresta arrecifal El Abra, la cual, también es conocida como borde arrecifal o Faja de Oro. Dentro de éste núcleo arrecifal, montículos de menor tamaño están presentes sobre la pendiente hacia la zona mareal, que posiblemente pertenezcan a la denudación de detritos. Otro elemento positivo es el que se encuentra en la parte sureste del área, con una forma irregular elongada, limitado en su borde occidental por una falla normal orientada paralela a la cresta arrecifal que le crea una pendiente casi vertical, dicha falla marca el inicio del sistema de horst y grabens que dominan desde el centro hacia el este del área de estudio. Los colores azules indican zonas bajas, la mayoría de éstas se encuentran orientadas por altos estructurales y a su vez acotadas por fallas normales. Tal es el caso de la depresión más grande que se ubica en medio de la cresta arrecifal y el inicio del sistema de horst y grabens, límites marcados por la presencia de dos fallas normales de primer orden que atraviesan de norte a sur la región.

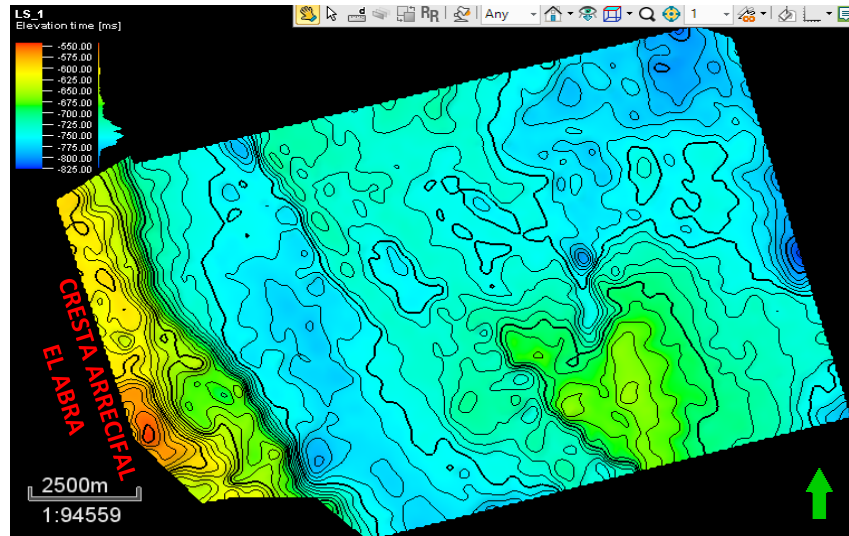


Figura 29. Mapa estructural del horizonte LS1. Los colores azules indican zonas bajas y amarillos-rojos zonas altas.

5.1.1.2 Límite de Secuencia Dos, LS2

Este horizonte fue elegido por su alta reflectividad y los patrones de terminación de reflexión que hicieron suponer separan otra secuencia (Figura 30). LS2 es un horizonte estratigráficamente menos antiguo que LS1.

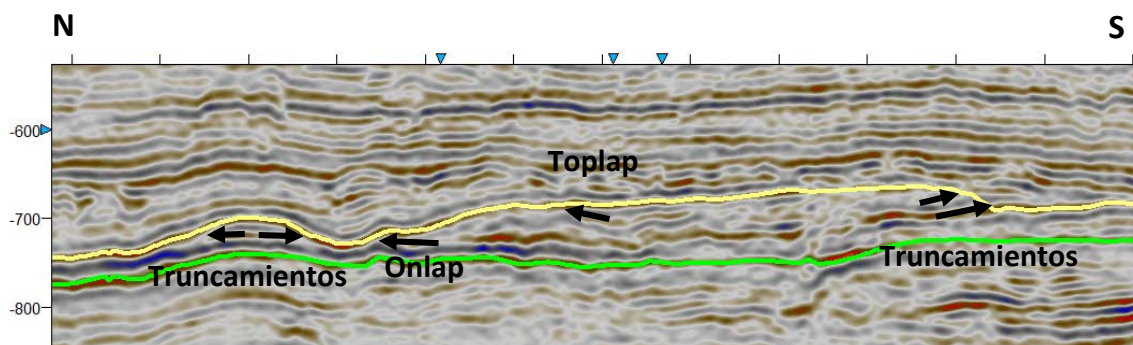


Figura 30. Patrones reflectivos de terminación utilizados para elegir un horizonte nuevo.

Relieve Estructural y Distribución Espacial

LS2 es un horizonte continuo presente en toda la zona, contiene más estructuras negativas que positivas como es la cresta arrecifal El Abra o Alto Tuxpan-Tecolutla (Figura 31). Al igual que LS1, se encuentra seccionado por numerosas fallas de tipo normal y unas cuantas inversas, de la misma manera que LS1, también presenta un salto con valor de -64.94 milisegundos causado por una falla importante (Figura 32).

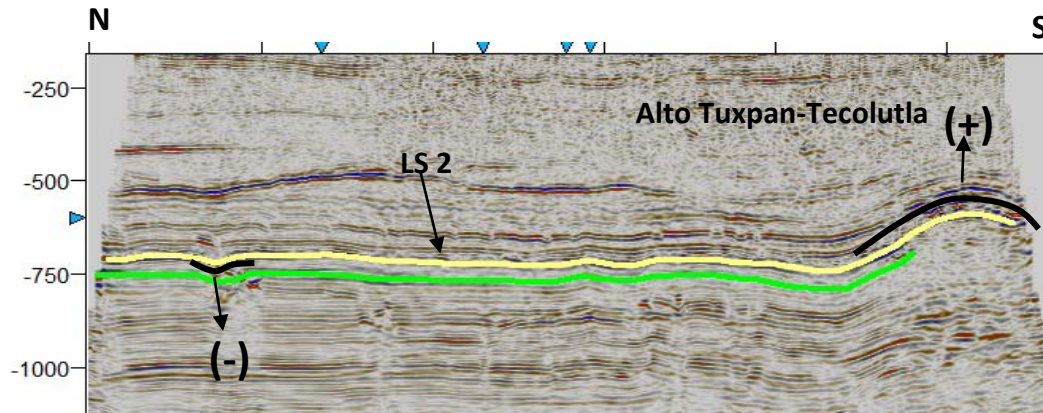


Figura 31. Horizonte LS2: continuo, con estructuras positivas y negativas.

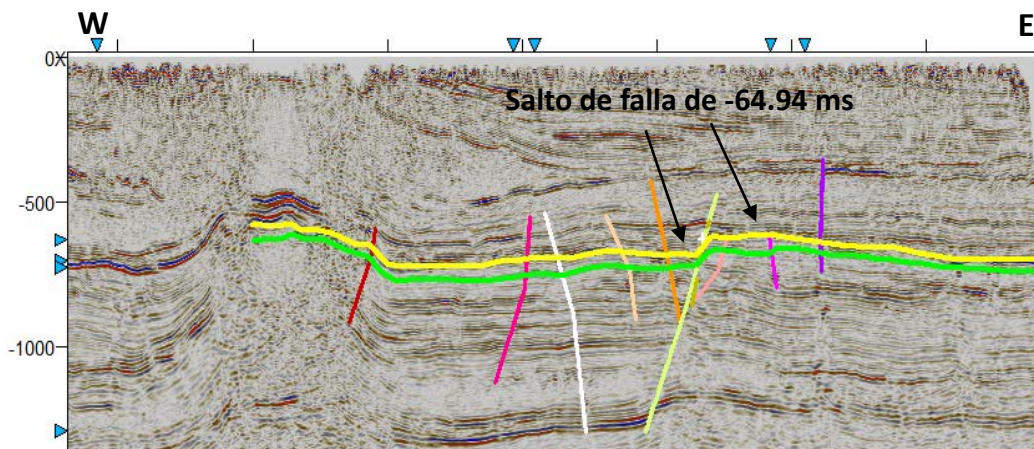


Figura 32. Fallas normales e inversas de primer orden.

La figura 33 corresponde al mapa estructural LS2, muy parecido al de LS1 difiere en la presencia de las zonas positivas (colores amarillo-rojo) ubicadas en la parte central. El elemento irregular elongado observado en la figura 29 se ha extendido hacia el norte conservando su pared vertical hacia el occidente que, junto con un nuevo elemento positivo, angosto y elongado, de menor tamaño se desarrollan paralelos a las fallas de primer orden. En medio de ellos una nueva depresión aparece, acotada por las paredes verticales de los mismos elementos positivos. La mayor depresión negativa continúa conservándose en forma y posición. En la zona más alta, que corresponde a la cresta arrecifal, dos elementos bajos con forma circular y semicircular con paredes verticales aparecen cerca de la pendiente, en la parte suroeste del área de estudio. Estas depresiones son zonas de colapso que se cree están relacionadas con procesos de disolución y serán analizadas más adelante.

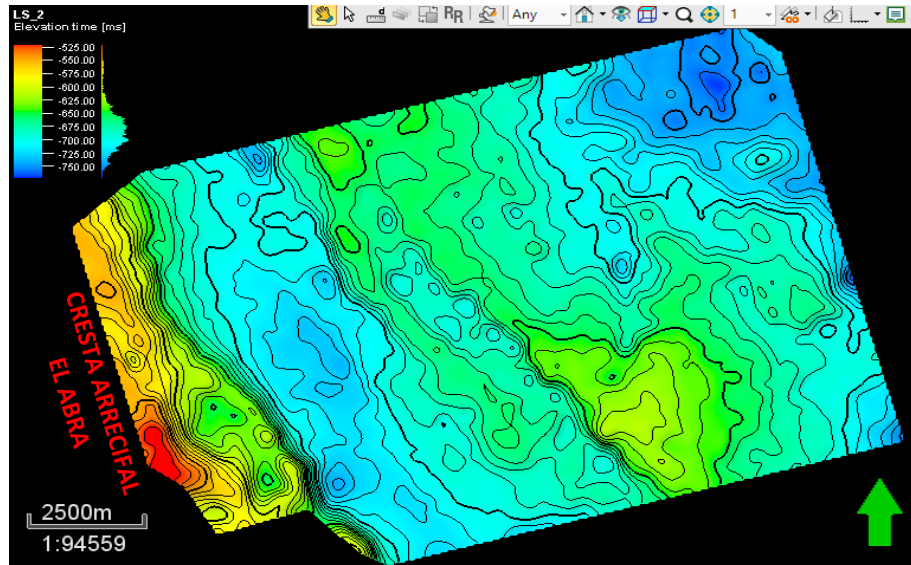


Figura 33. Mapa estructural del horizonte LS2. Los colores azules indican zonas bajas y amarillos-rojos altos, el principal pertenece a la cresta arrecifal El Abra.

5.1.1.3 Límite de Secuencia Tres, LS3

El límite de secuencia tres fue elegido por contener numerosos onlap y truncaciones; separando horizontes continuos de baja - media amplitud (Figura 34) de una serie de horizontes ondulantes, semi caóticos a veces paralelos (Figura 35). Estratigráficamente hablando es más reciente que LS2.

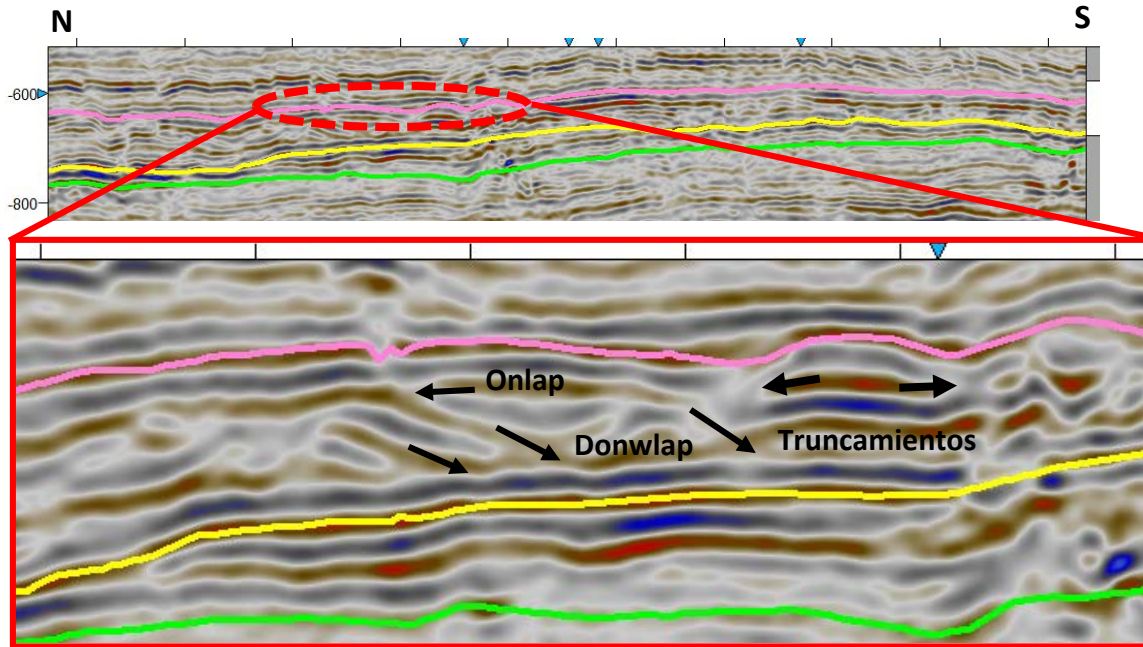


Figura 34. Terminaciones de los patrones de reflexión que permitieron delimitar a LS3.

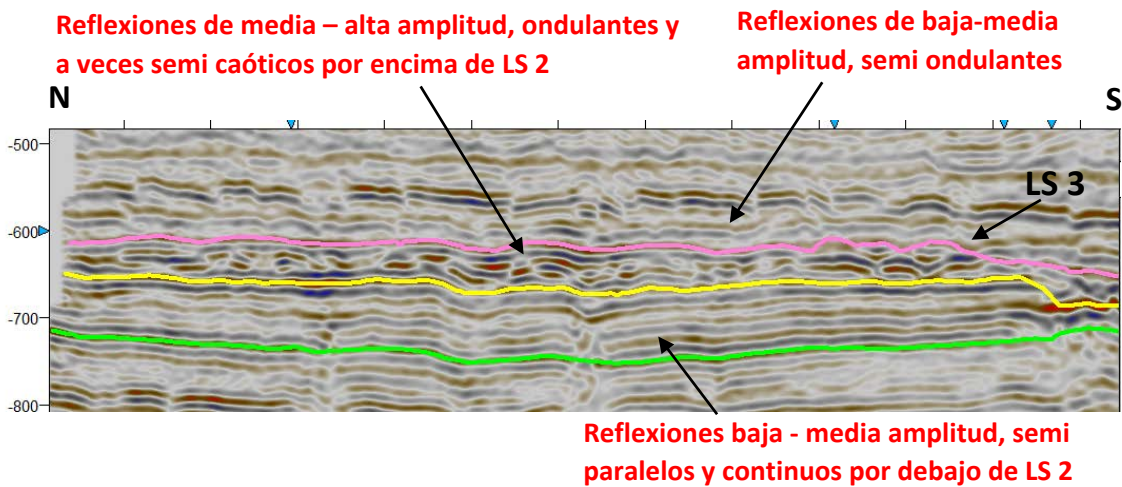


Figura 35. Perfil sísmico que mejor representa los tres diferentes patrones de reflexión que permitieron la elección del horizonte LS3.

Relieve Estructural y Distribución Espacial

Dicho horizonte además de encontrarse seccionado en su mayoría por fallas de primer orden que provienen desde el Jurásico, igual que los horizontes anteriores, está afectado por una falla de primer orden causando un salto en tiempo de – 63.27 milisegundos (Figura 36 y 37). Se cree que las estructuras positivas en forma lenticular están asociadas al crecimiento de organismos.

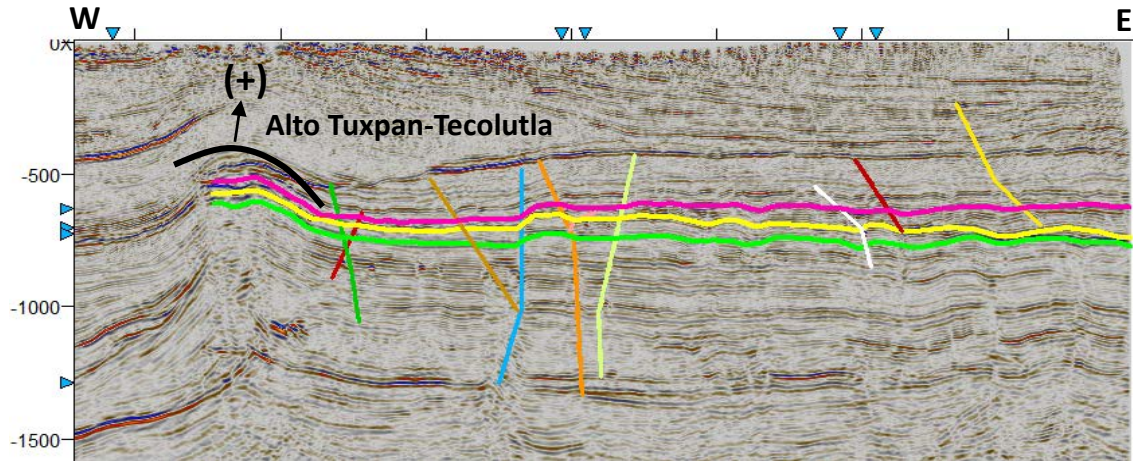


Figura 36. Presencia de fallas que vienen desde rocas Jurásicas atravesando también a LS3. Así como la estructura positiva mayor.

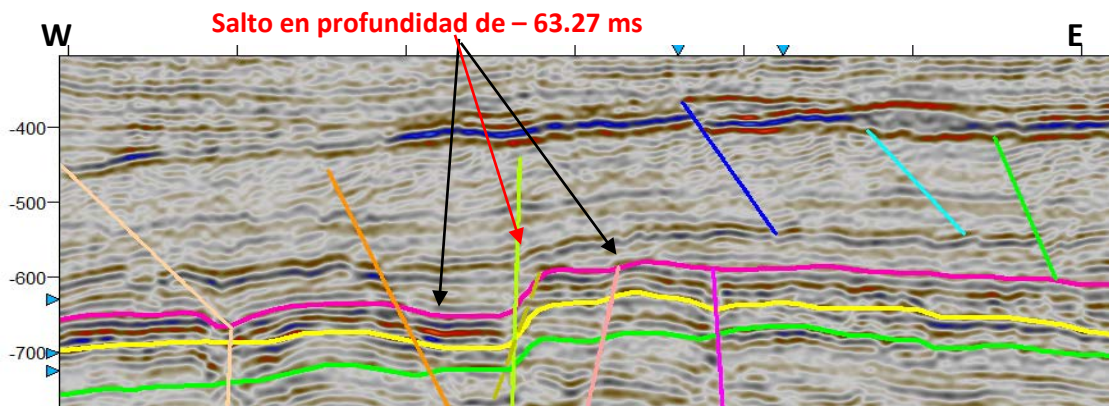


Figura 37. Cambio en la posición con respecto a Z debido a una falla normal importante.

La siguiente figura 38 pertenece al mapa estructural de LS3, en él los rasgos comienzan a cambiar: tal es el caso de la depresión principal ubicada entre la cresta arrecifal y el sistema de horst y grabens, en su centro numerosas depresiones en forma elongada con valores más bajos (colores azul fuerte) se hacen presentes. Mientras que los elementos positivos ubicados en la parte central de la región pierden altura, pero ganan extensión, generalizando un color azul claro a ligeramente verde, los rasgos estructurales como las paredes verticales se conservan en la pendiente de la cresta arrecifal y del elemento positivo de la figura 29. En el caso del nuevo elemento positivo señalado en la descripción del mapa estructural de LS2 también gana extensión llegando a cerrar la depresión ubicada entre éste y el elemento positivo central de la figura 29, página 49. Por otro lado, los elementos bajos circulares ubicados a pie de talud en la cresta arrecifal cambian de forma

haciéndose más extensos y menos circulares, cambiando de verde a azul. Otras depresiones ganan tamaño y forma haciéndose más evidentes como lo es la señalada en un círculo rojo.

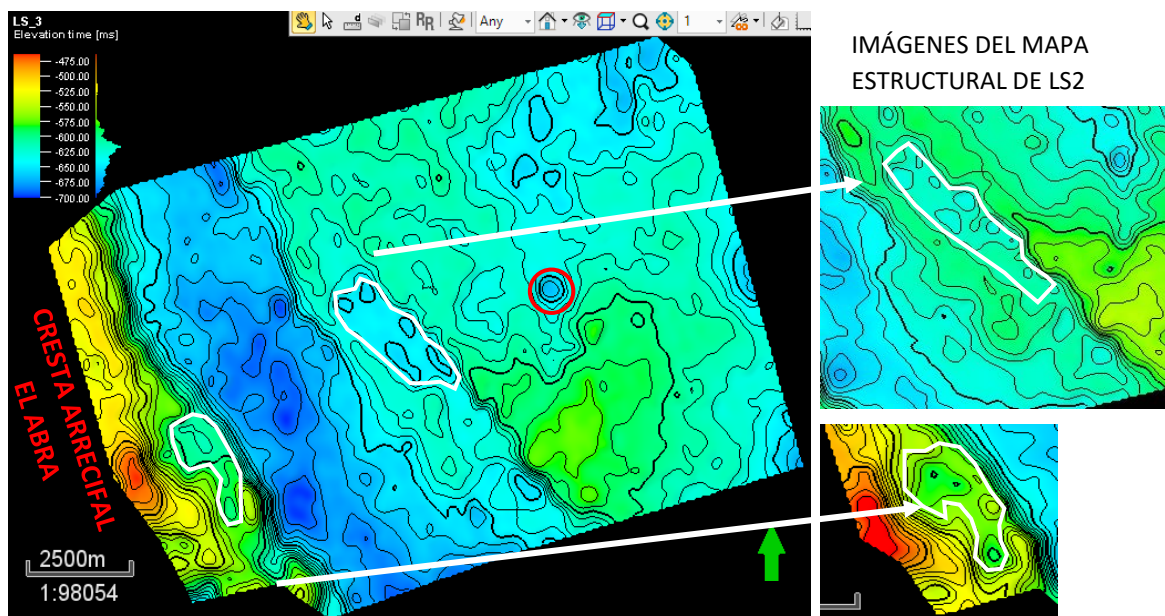


Figura 38. Mapa estructural del horizonte LS3. Las flechas blancas indican una comparación de las zonas bajas de LS2 con las de LS3.

5.1.2.4 Límite de Secuencia Cuatro, LS4

Un patrón único o exclusivo de este límite y de LS6 son las numerosas terminaciones de los patrones reflectivos inclinados que chocan contra el límite de LS4 (Figura 39). Este límite resultó de la diferencia entre dos patrones reflexivos; por un lado, eventos de media – alta amplitud semi paralelos coronados por eventos de alta amplitud y alta frecuencia, y por otro, eventos de baja amplitud y frecuencia media – baja (Figura 40).

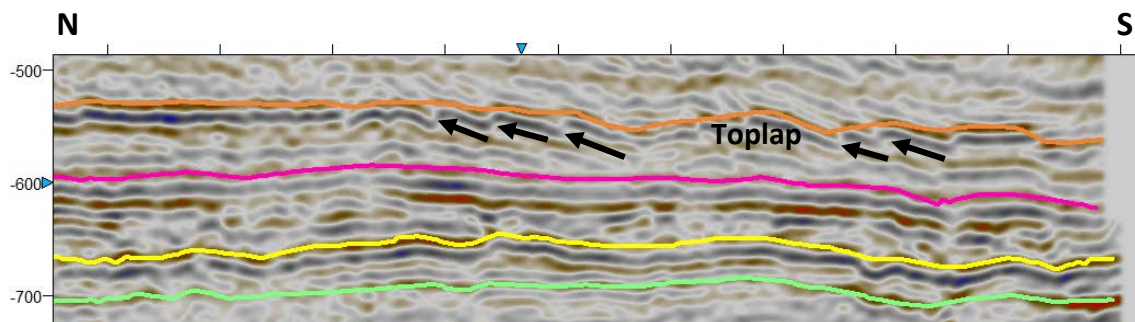


Figura 39. Terminación de los patrones de reflexión que también se usaron para determinar el horizonte.

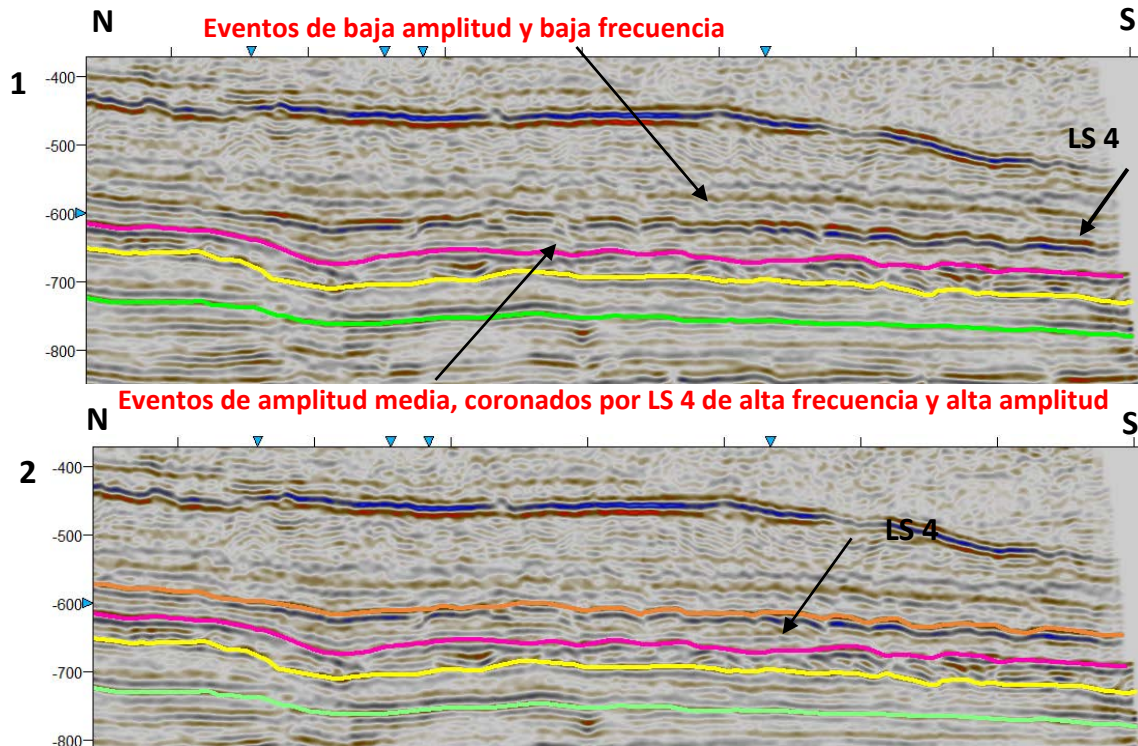


Figura 40. Eventos de reflexión observados que permitieron trazar el límite de secuencia 4. (1) Perfil sísmico sin el trazado aún de LS4. (2) Perfil sísmico con el trazado (naranja) de LS4.

Relieve estructural y Distribución Espacial

Este horizonte se encuentra presente en toda la región y está afectado por fallas de primer orden provenientes de rocas jurásicas, al igual que los límites de secuencia anteriores, y por numerosas fallas locales de tipo inverso y normal con caída hacia el este y oeste que fragmentan todo el horizonte. LS4 también se encuentra afectado por una falla normal que provoca un brinco de -49.90 milisegundos, aunque no es tan simbólico como en LS1, LS2 y LS3 (Figura 41). Sin embargo, las fallas locales (de tercer orden) que se visualizan en la figura 42 no logran conservarse en la distancia de las 25 líneas con las que se elaboró la malla, es por eso que no fueron trazadas con el software.

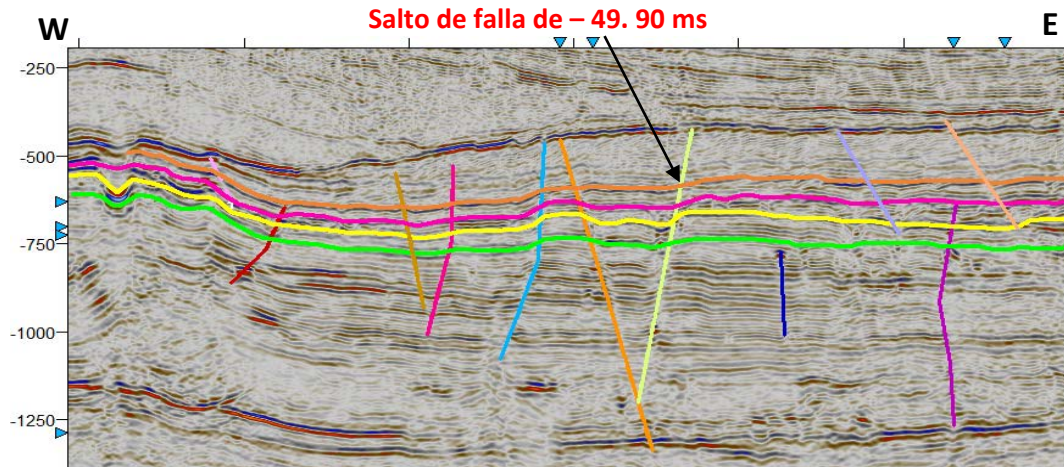


Figura 41. Fallas que afectan al límite de secuencia cuatro.

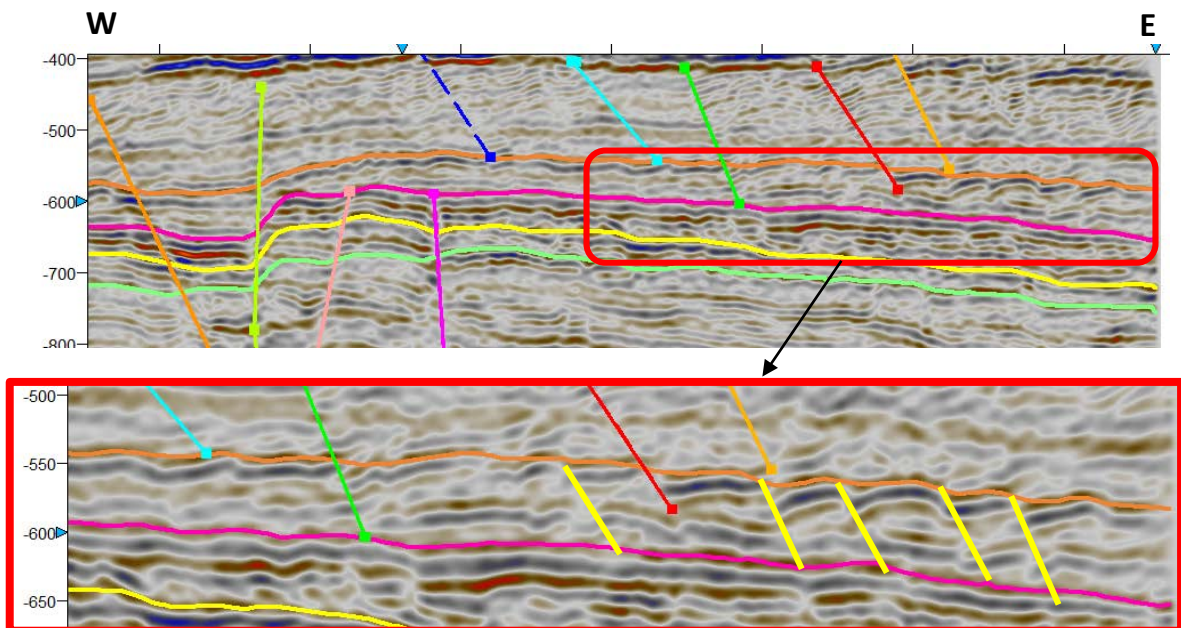


Figura 42. Las líneas amarillas representan fallas normales de menor tamaño que también afectan al límite de secuencia 4 pero que no logran trascender cada 25 líneas.

La figura 43 es el mapa estructural de LS4; las zonas altas ubicadas en la parte central y este del área recobran altura y mantienen su extensión (color verde-amarillo), la pared vertical del alto central se mantiene presente paralela a la falla de primer orden, dentro de éste alto se observa que comienzan aparecer pequeñas depresiones menores en forma circular y semi circular. La depresión principal comienza adelgazarse hacia el sur de la región y se hace menos baja en el norte cambiando de azul fuerte a azul claro. En el alto perteneciente a la cresta arrecifal su pendiente vertical continua presente y las depresiones ubicadas a pie de

talud modifican su forma y tamaño; la del norte es más ancha y la del sur es chica y redonda, ambas recuperan altura. La depresión circular ubicada en el centro, señalada por un círculo rojo, continua presenta y es de un radio mayor, hacia el sur está acotada por una falla normal de segundo orden con rumbo NE-SW que se hace evidente sobre la pendiente del alto central.

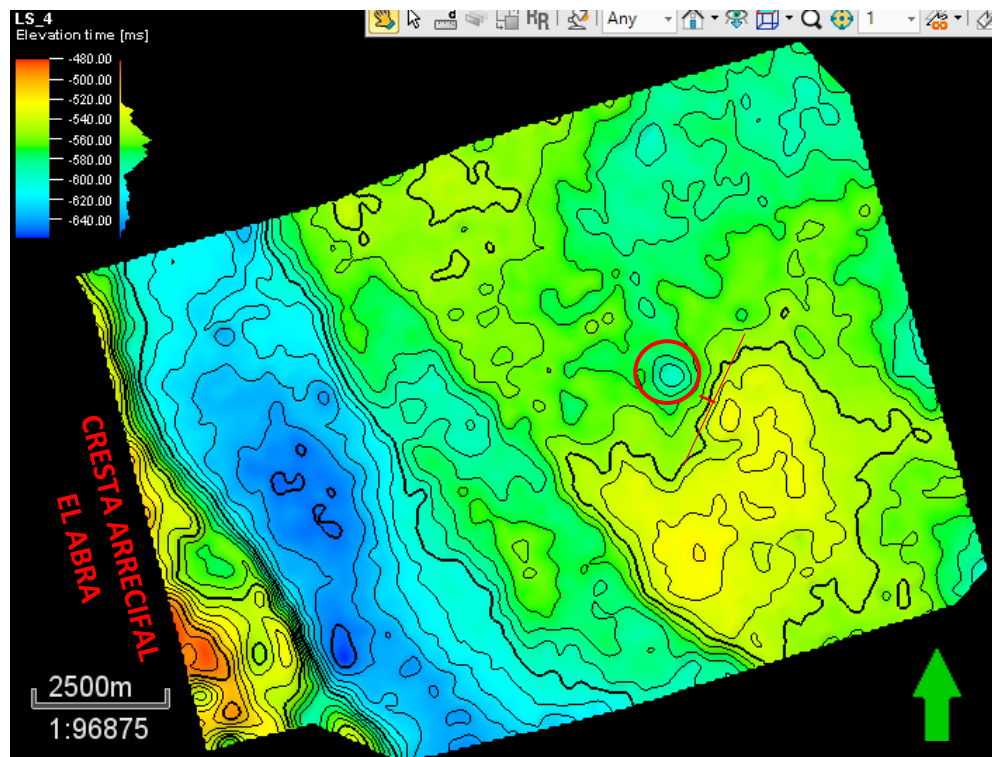


Figura 43. Mapa estructural del horizonte LS4. Las zonas altas en color verde dominan el área. El círculo rojo indica una posible zona de disolución.

5.1.2.5 Límite de Secuencia Cinco, LS5

En una etapa inicial este límite no había sido trazado, se consideró dentro del paquete entre LS4 y LS6, no obstante, al ir trabajando LS6 los patrones morfológicos entre uno y otro eran totalmente distintos de tal modo que se creyó más conveniente trazar LS5: su continuidad, amplitud media y alta frecuencia indicaban una respuesta sísmica asociada a rocas con diferente composición de las de LS6 (Figura 44). En algunas áreas hacia el oeste y este se observan toplaps que recalcan el fin de una secuencia y el inicio de otra (Figura 45), segunda razón que indicaba la necesidad de trazarlo como límite.



Figura 44. Diferentes patrones de reflexión observados que ayudaron a trazar el límite de secuencia cinco.

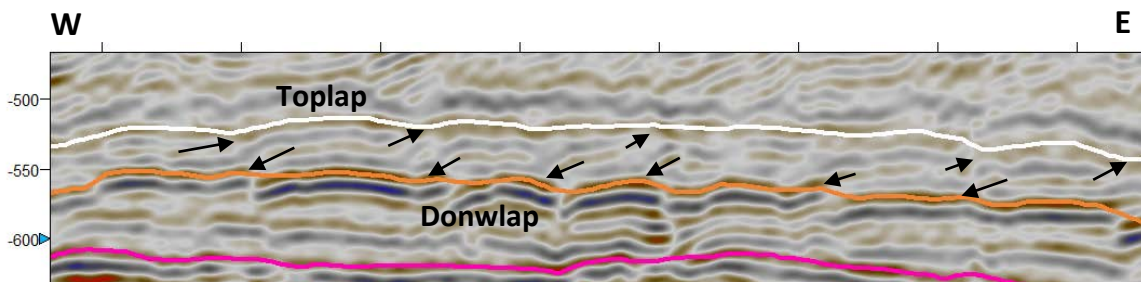


Figura 45. Terminación de patrones de reflexión confirmando el inicio y final de una secuencia.

Relieve Estructural y Distribución Espacial

LS5 también se encuentra afectado por fallas de primer orden que parten desde el Jurásico y por una falla importante en la parte media de la malla, pero no causa el mismo efecto en cuanto a su ubicación en el tiempo Z como es el caso de los límites anteriores (Figura 46). Al igual que LS4, tiene fallas locales que la seccionan, pero no fueron marcadas con el software, ya que su extensión no alcanzaba la distancia de 25 líneas (Figura 47).

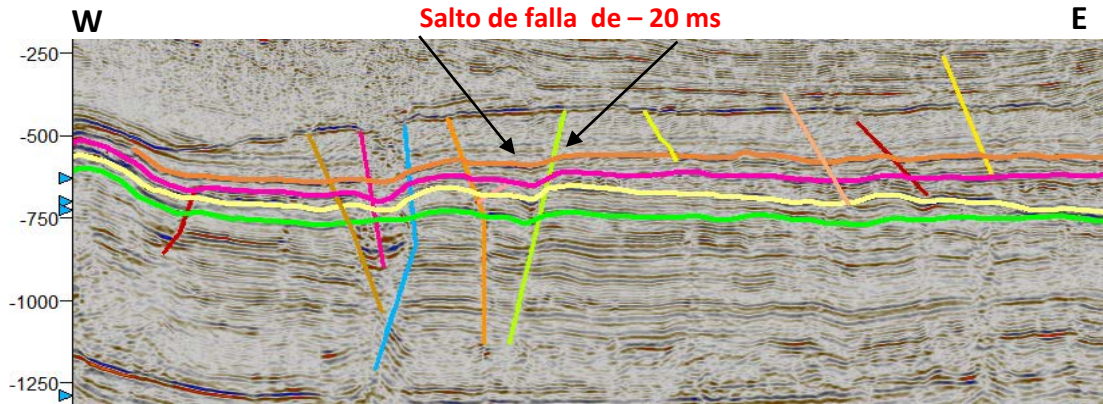


Figura 46. Imagen de las fallas que afectan el horizonte LS5, indicando un salto de falla que no altera de manera importante la profundidad del horizonte.

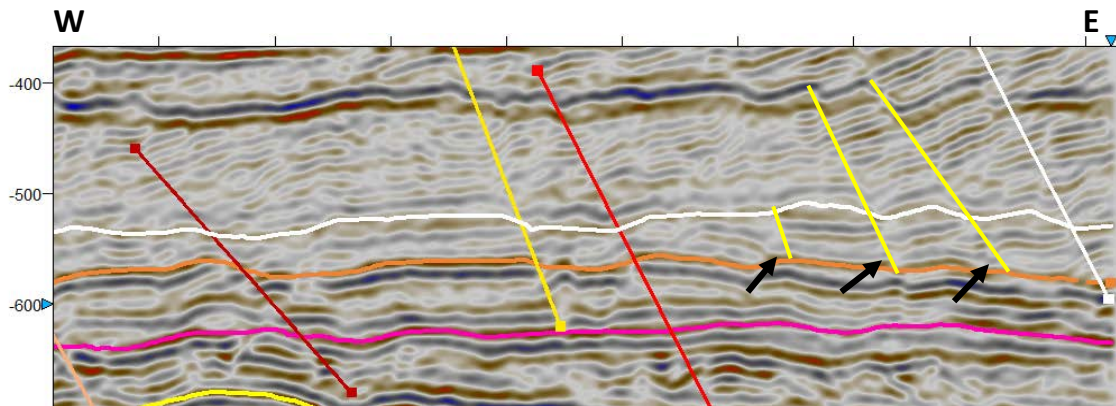


Figura 47. Las flechas negras señalan fallas locales trazadas en amarillo en LS5 que no fueron trazadas usando el software debido a que no trascienden las 25 líneas del mallado.

Algo muy importante de este horizonte es que se acuña hacia LS6, por lo que sólo toca la cresta arrecifal El Abra en la región SW y en un punto llega a unirse al límite de secuencia seis, hacia el norte (Figura 48).

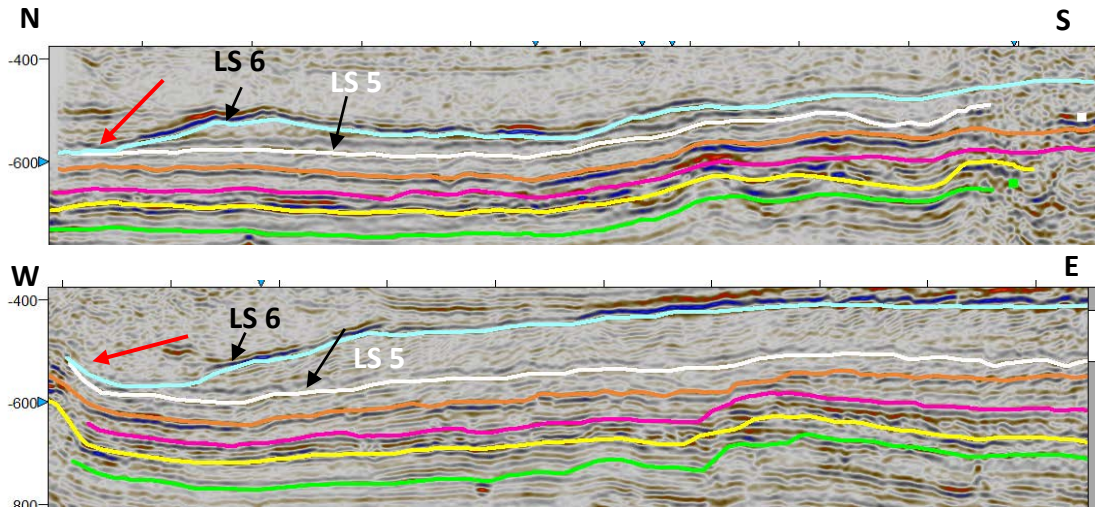


Figura 48. Las flechas rojas indican el punto en que LS5 se acuña con LS6.

En el siguiente mapa estructural del horizonte LS5 (Figura 49) las partes altas en color amarillo-rojo dominan el relieve, el alto ubicado en la parte central es más extenso y sus paredes verticales hacia el occidente son menos pronunciadas, su desarrollo continúa paralelo a las fallas de primer orden. El alto de la cresta arrecifal tiende a desaparecer debido al acuñamiento de LS5 con LS6 en el norte por lo que solo se observa hacia el suroeste, los rasgos estructurales que aún se conservan dentro de la cresta arrecifal son su talud vertical hacia la zona este marcado por una falla normal que atraviesa de norte a sur, y las depresiones ubicadas sobre esta misma pendiente, las cuales tienen un diámetro mayor en comparación con las de LS4. En la depresión principal localizada entre la cresta arrecifal y el alto central, sus depresiones más bajas se concentran en el centro y dejan de estar presentes en el norte.

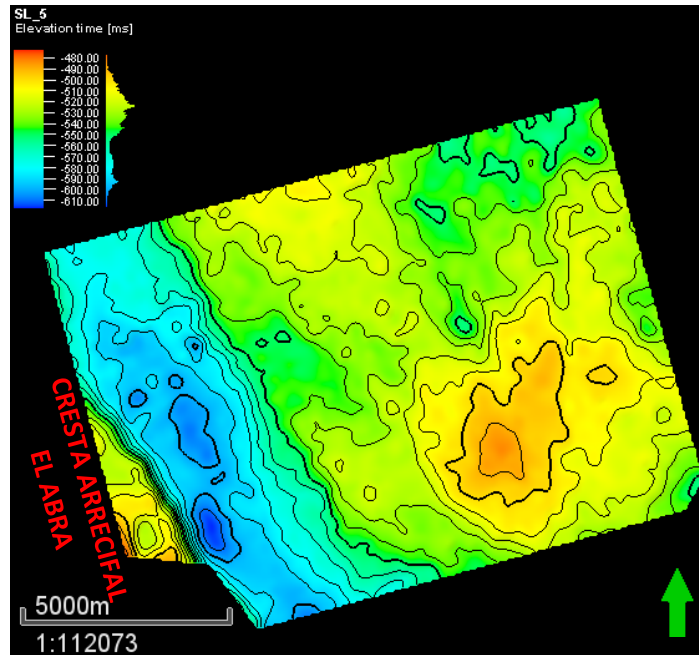


Figura 49. Mapa estructural del horizonte LS5. Las zonas altas en color verde dominan en el centro y este del área.

5.1.2.6 Límite de Secuencia Seis, LS6

Como se mencionó en el horizonte anterior, los patrones de reflexión semi caóticos de media – alta amplitud y baja frecuencia permitieron diferenciar un nuevo límite de secuencia que culmina en un evento de reflectividad continuo de alta amplitud y alta frecuencia, también cuenta con terminaciones tipo toplap (Figura 50).

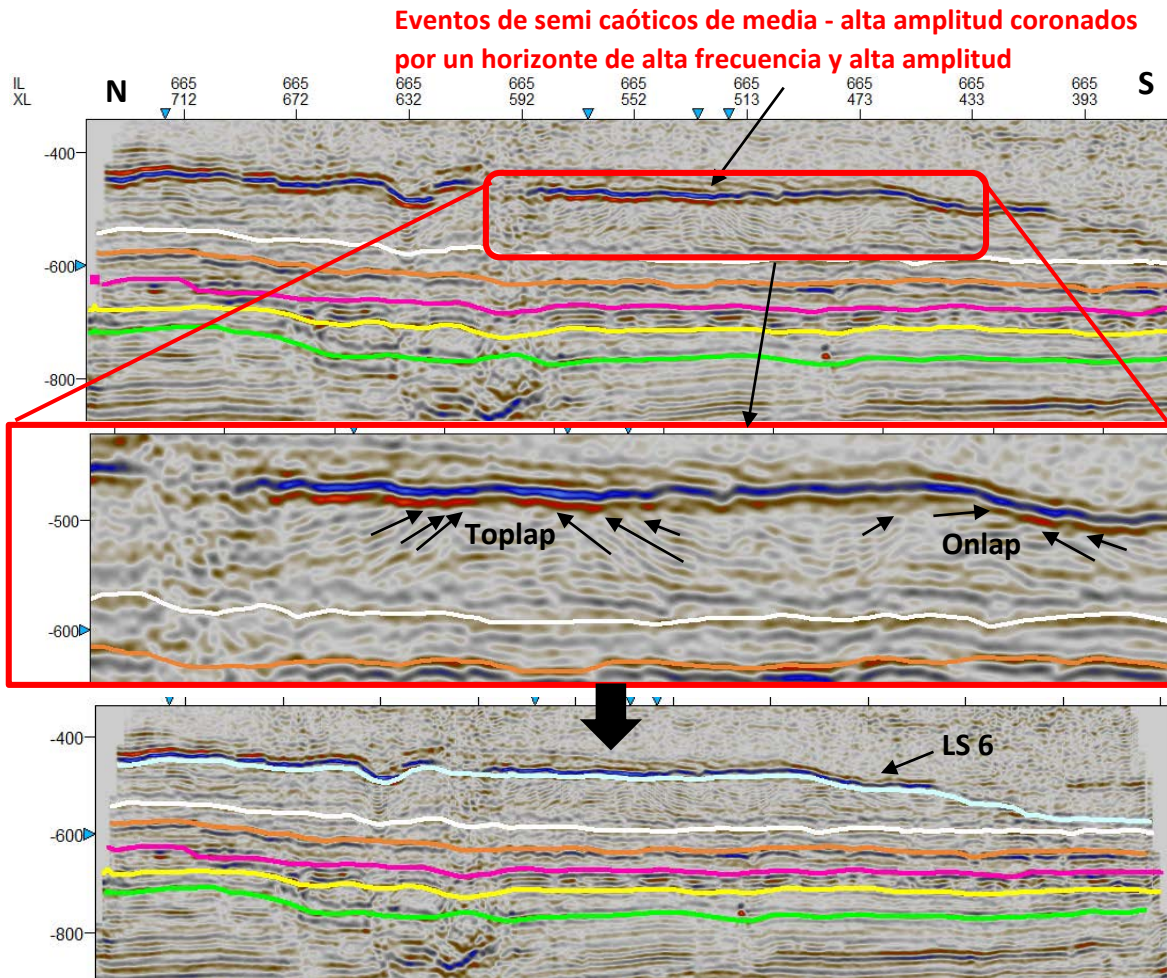


Figura 50. Patrones reflexivos observados que se analizaron para trazar LS6.

Relieve Estructural y Distribución Espacial

LS6 se encuentra afectado por algunas fallas de primer orden que inician desde el Jurásico, otras que parten por debajo de LS1 y sólo 4 locales marcadas, las otras fallas locales no fueron trazadas debido a que no continuaban en la siguiente línea (Figura 51).

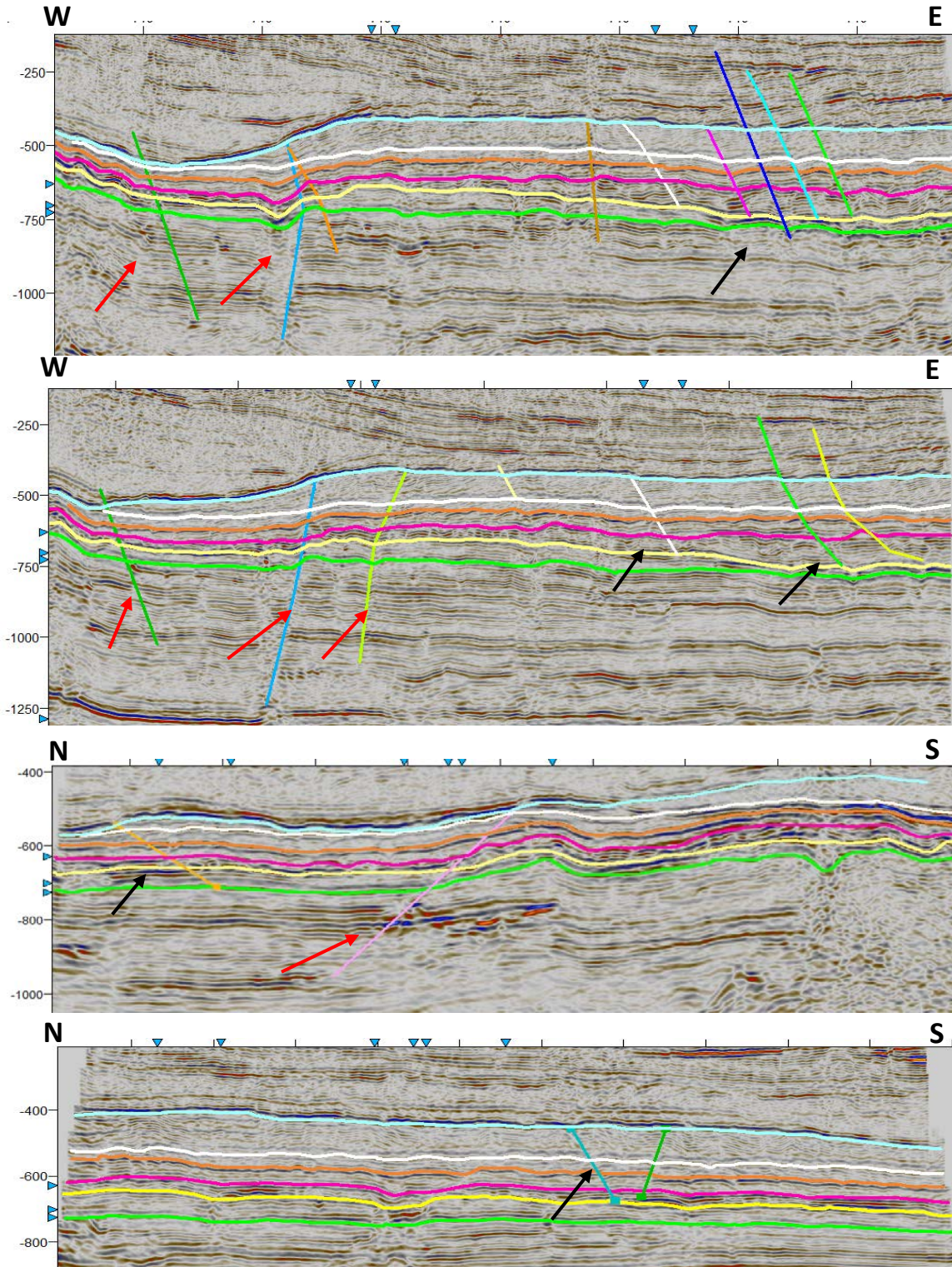


Figura 51. Las flechas rojas indican las fallas que inician desde el Jurásico; flechas negras enfatizan fallas de rocas cretácicas y la flecha blanca señala una de las dos fallas locales.

La siguiente imagen 52 es el mapa estructural de LS6, muy parecido al de LS5 en cuanto a los rasgos estructurales como es: la depresión circular que se mantiene presente desde el horizonte LS1, la extensión del alto central y las fallas de primer orden que acotan las zonas altas y bajas. Dos cosas difieren con los demás elementos: la primera es la depresión ubicada entre la aún presente cresta arrecifal y el alto central, dentro de ella las zonas de mayor depresión (color azul fuerte) se hacen presentes nuevamente en la zona norte y sus límites tienen una pendiente más pronunciada; la segunda se presenta sobre la pendiente de la cresta arrecifal, las depresiones ubicadas a pie de talud antes mencionadas dejan de ser visibles y una nueva depresión con forma circular y de diámetro muy pequeño se presenta más hacia el sur, señalada en un círculo rojo.

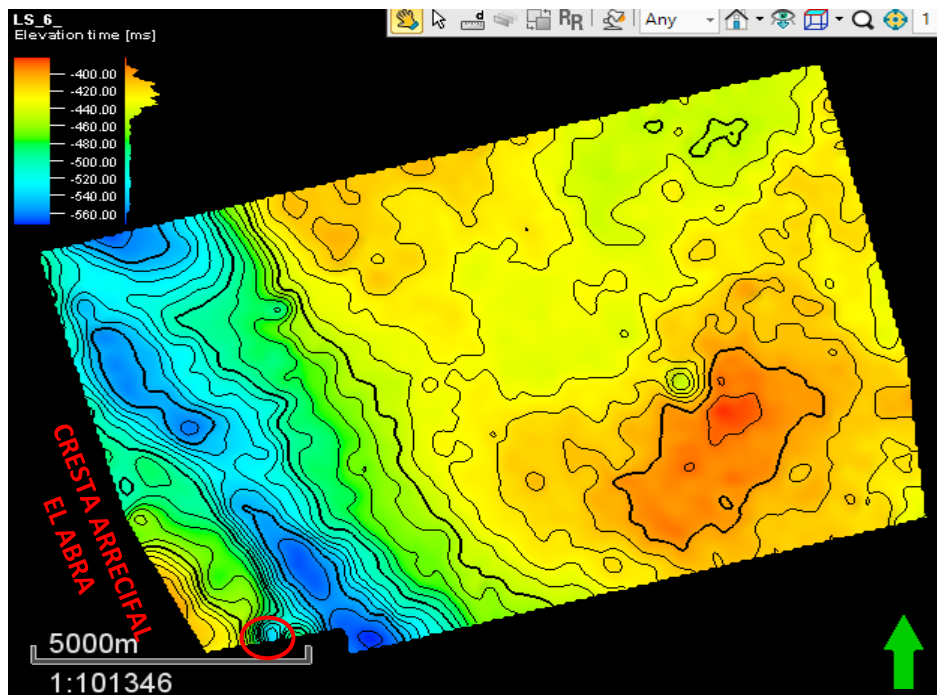


Figura 52. Mapa estructural del horizonte SL6. Los altos, colores amarillos-rojos continúan dominando en el área, y el Alto de la cresta arrecifal se mantiene únicamente hacia el sur.

5.1.2 Secuencias Sísmicas

5.1.2.1 Secuencia Sísmica Uno, SS1

Este paquete secuencial está limitado en su base por LS 1 y en su cima por LS 2 (Figura 53), y se encuentra distribuido en toda la malla.

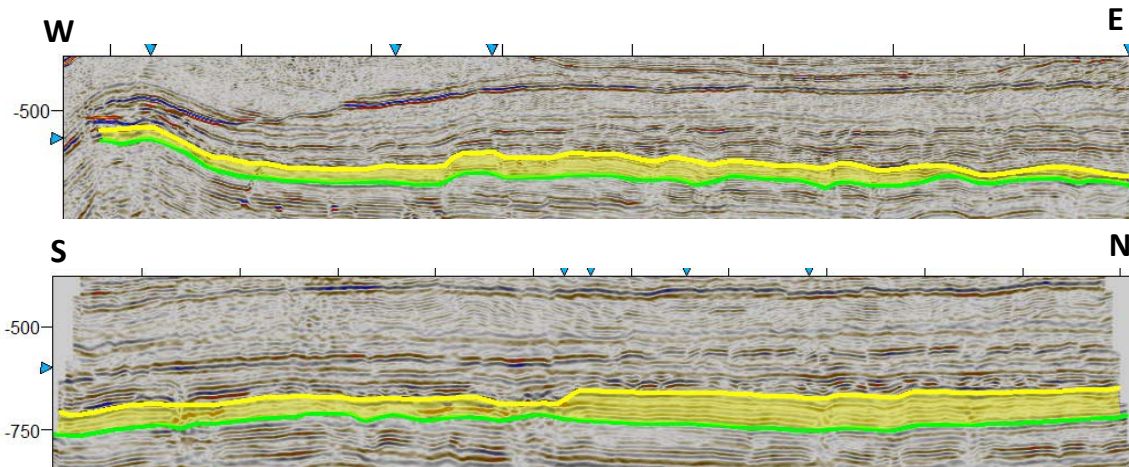


Figura 53. Imagen de la secuencia sísmica SS1, limitada por LS 1 como base y LS 2 en la cima.

La diferencia en tiempo del paquete entre LS1 y LS2 es variable; la diferencia más potente está relacionada a altos estructurales formados por horst y grabens, colores rojos y azules en el mapa de espesor, respectivamente. La diferencia en tiempo se reduce al acercarse a la cresta arrecifal El Abra (Figura 54). La edad estimada de esta secuencia, según los datos de Viniegra y Castillo-Tejero (1970), corresponde al Cretácico tardío (Campaniense-Maastrichtiense).

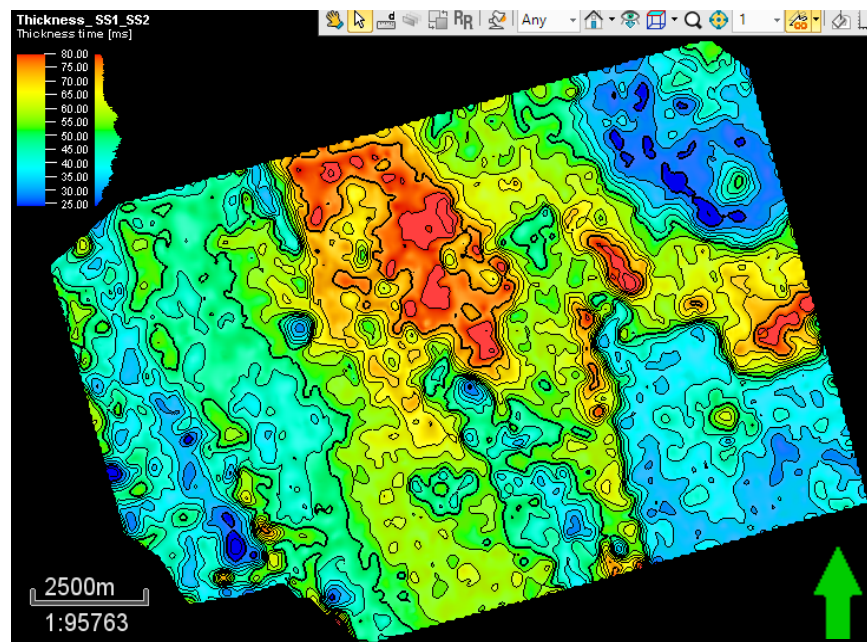


Figura 54. Mapa de espesor de la secuencia sísmica uno (SS1). Los colores azules indican menos diferencia de tiempo, y los amarillos y rojos mayor diferencia de tiempo.

Atributos Sísmicos y Facies sísmicas

Los atributos seleccionados para realizar el análisis paleo-sedimentológico fueron varianza y envelope. El atributo varianza permite visualizar la continuidad de una secuencia y el envelope, el contraste de impedancia acústica, ambos junto con un mapa de espesores permitieron describir los procesos que actuaron sobre cada secuencia durante su depósito, así como sus características estructurales y de distribución.

La continuidad en color gris que se observa en el mapa de varianza de la figura 55 es semi-parcial; ya que se encuentra interrumpida por numerosas discontinuidades lineales en su parte occidental y central que responden a planos de falla de primer orden, con una dirección NW-SE. Otra característica que se visualiza en el mapa son oquedades concéntricas de radio variable, muchas de estas se encuentran alineadas con rumbo NW-SE, como las fallas. Las de radio más pequeño están ubicadas sobre o cerca de las fallas de primer orden y las de radio mayor se encuentran hacia el centro y este del área de estudio.

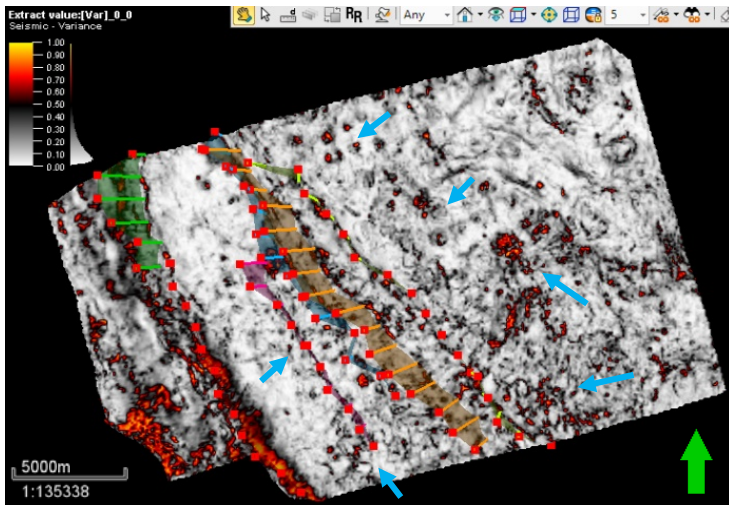


Figura 55. Mapa de atributo de varianza realizado sobre su cima LS2 con una ventana centrada, las flechas azules indican oquedades y los puntos rojos indican planos de falla de primer orden.

En el mapa de atributo envelope, las altas reflectividades en color amarillo responden a facies de alta amplitud y frecuencia media-alta que coronan una morfología semi-paralela, las cuales tienden a estar distribuidas sobre: la pendiente de la cresta arrecifal, el inicio del sistema de horst y grabens, y hacia la esquina NE (Figura 56).

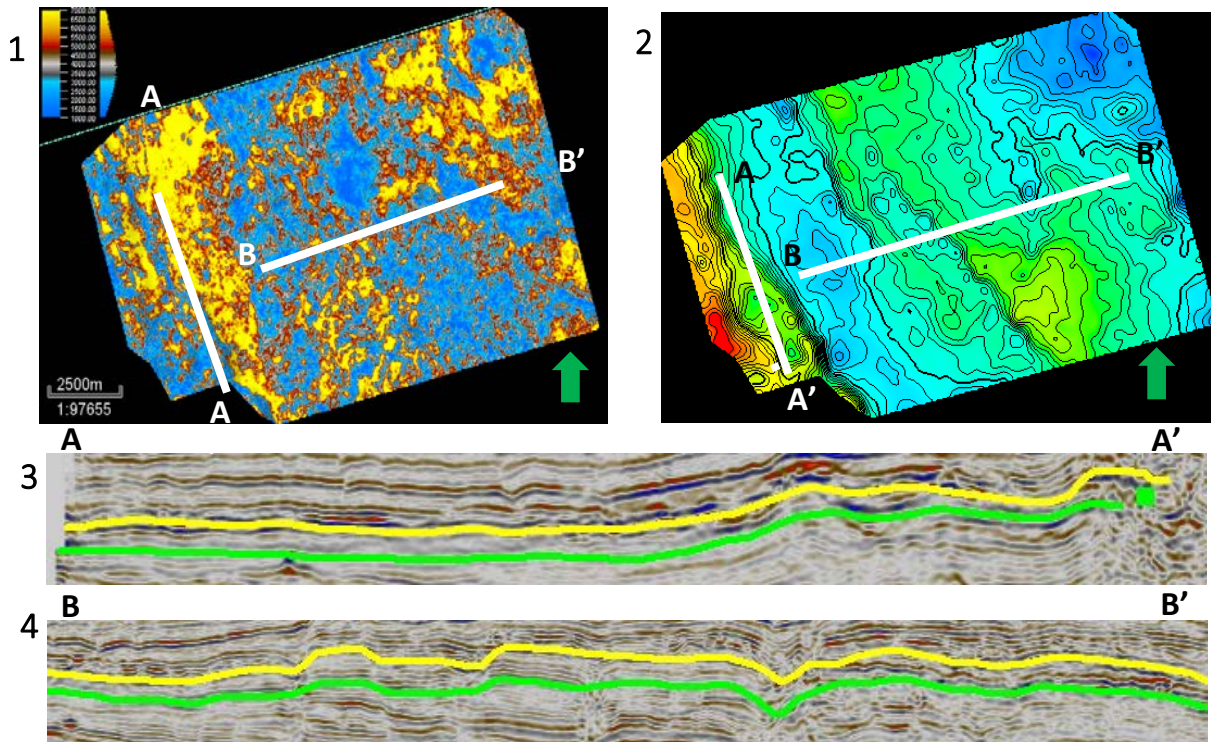


Figura 56. (1) Mapa de atributo envelope realizado sobre su cima LS2 con una ventana centrada; las reflectividades amarillas responden a facies de alta amplitud y alta frecuencia, comparado con su (2) mapa estructural. (3) Perfil sísmico de AA' y (4) perfil sísmico BB'.

Las primeras reflectividades amarillas localizadas en el occidente del área de estudio coinciden con los montículos lenticulares en color verde-amarillo (50 a 70 milisegundos) del mapa de espesor; una segunda tendencia se ubica en el centro de la región, atravesando de N-S sobre el sistema de horst y grabens, resultado de una tectónica extensional que formó una serie de bloques levantados y hundidos; y un tercer alineamiento se presenta en el noreste en forma de arco de círculo (Figura 57).

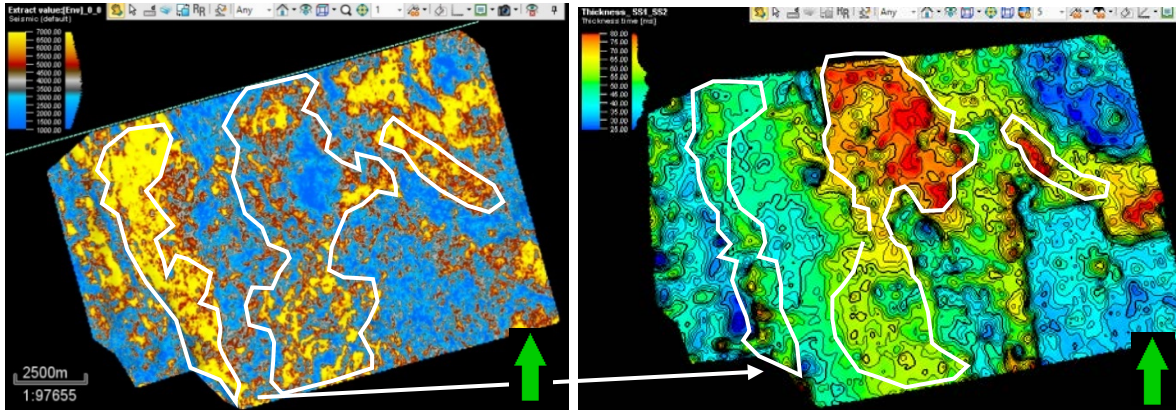


Figura 57. Mapa de atributo envelope y de espesor indicando una posible relación entre las altas reflectividades y los montículos ubicados en el talud del arrecife y la zona de horst y grabens.

Por otro lado, algunos de los colores azules en el mapa de atributo envelope pertenecen a facies que van de baja amplitud y frecuencia baja-media a facies de media amplitud y baja frecuencia. La primera facies corona eventos paralelos a semi-paralelos, mientras que la segunda limita eventos caóticos a semi-caóticos (Figura 58). Estas facies aparecen en el mapa de espesor como zonas bajas con espesores de 25 a 40 milisegundos rodeando las zonas de mayor reflectividad y de mayor espesor.

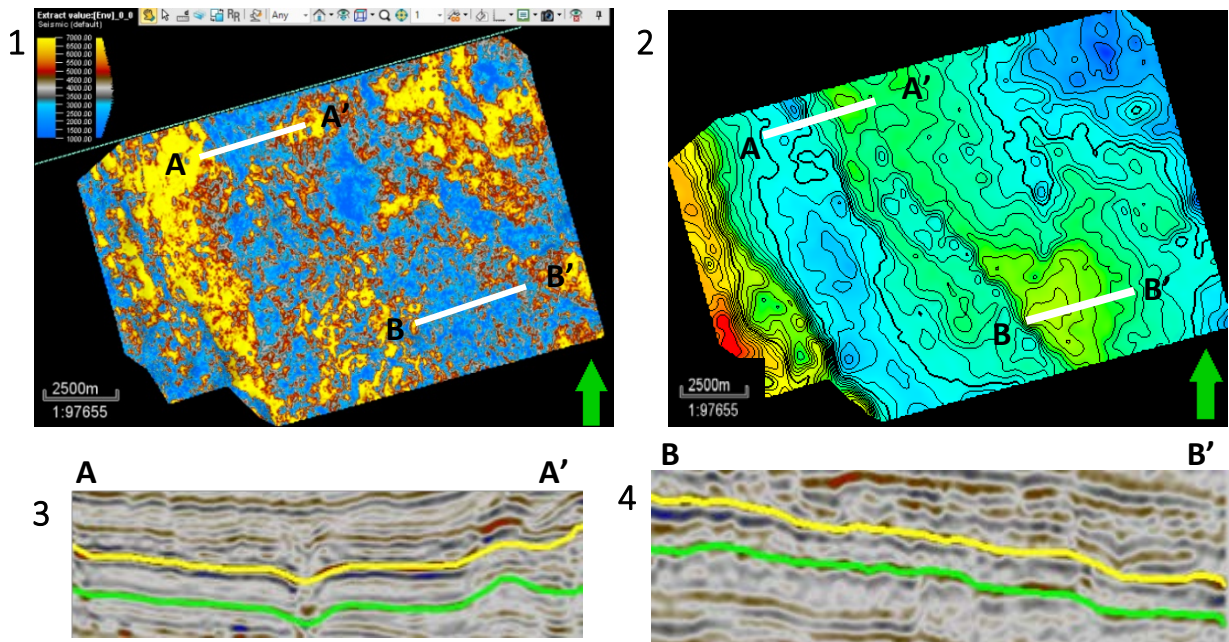


Figura 58. (1) Mapa de atributo envelope y (2) mapa estructural; los perfiles sísmicos (3) y (4) muestran la respuesta del atributo envelope en la zona del primer horst.

Un patrón nuevo o diferente es el que se presenta en la sísmica en forma de columpios o bajos de alta amplitud, tienden a ubicarse en grabens limitados por dos fallas normales. En la siguiente figura 59 se observa como este columpio tiene una respuesta en el mapa de espesor y de varianza, en ambos se muestran depresiones concéntricas.

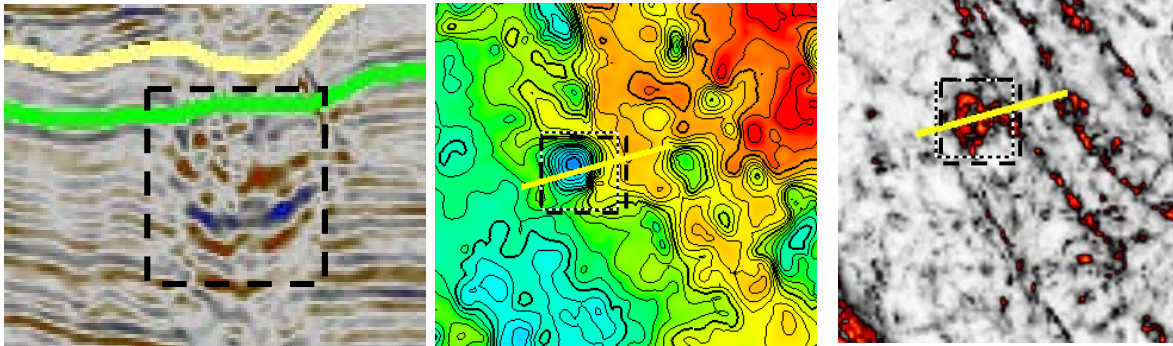


Figura 59. Relación entre los columpios sísmicos y las depresiones y oquedades observadas en los mapas de espesor y de varianza, respectivamente.

En la esquina noreste se observa una facies de amplitud media-alta y frecuencia media-alta que provoca altas reflectividades (color amarillo) en el mapa de atributo envelope, en forma de arco. No obstante, en el mapa de espesor y estructural esta región aparece como una zona de pobre grosor, ésta respuesta se debe a que la secuencia se adelgaza bastante en ciertos sectores dando esa forma negativa en ambos mapas (Figura 60).

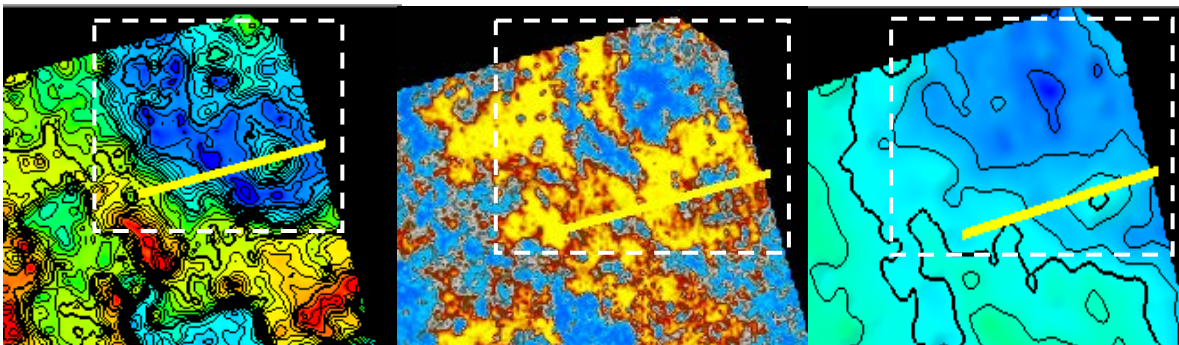


Figura 60. Mapa de espesor, atributo envelope y estructural señalando la respuesta de facies de media-alta amplitud y frecuencia media-alta.

Dentro de esta misma región marcada en el cuadrado blanco de la anterior figura 60, existe un pequeño montículo que aparece en los mapas de espesor y estructural con una forma positiva pero que en el mapa de atributo envelope tiene asignado el color azul; es decir, bajas reflectividades. Estructuralmente, es un montículo único dentro de la delgada

secuencia, razón por la cual resalta en el mapa estructural y de espesor. Pero su respuesta en el mapa de atributo quizá se deba a que: son rocas más sólidas, rocas con menor porosidad o crecimientos biológicos duros (Figura 61).

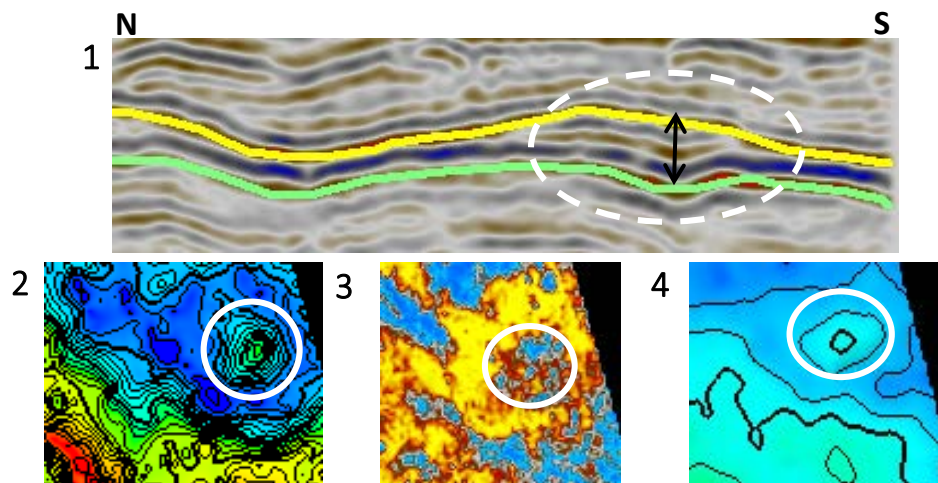


Figura 61. Crecimiento monticular con reflectividades bajas pero altas amplitudes y frecuencia alta. (1) Perfil sísmico, (2) esquina superior derecha del mapa de espesor, (3) esquina superior derecha del mapa de atributo envelope y (4) esquina superior derecha del mapa estructural, todos de la SS1.

La situación antes descrita, también se presenta en la parte central del área de estudio, como se observa en la figura 62; reflectividades bajas (color azul en el mapa de atributo envelope) en facies de media-alta amplitud y frecuencia media en formas positivas con grosores potentes (diferencias en tiempo) de 65 a 80 milisegundos.

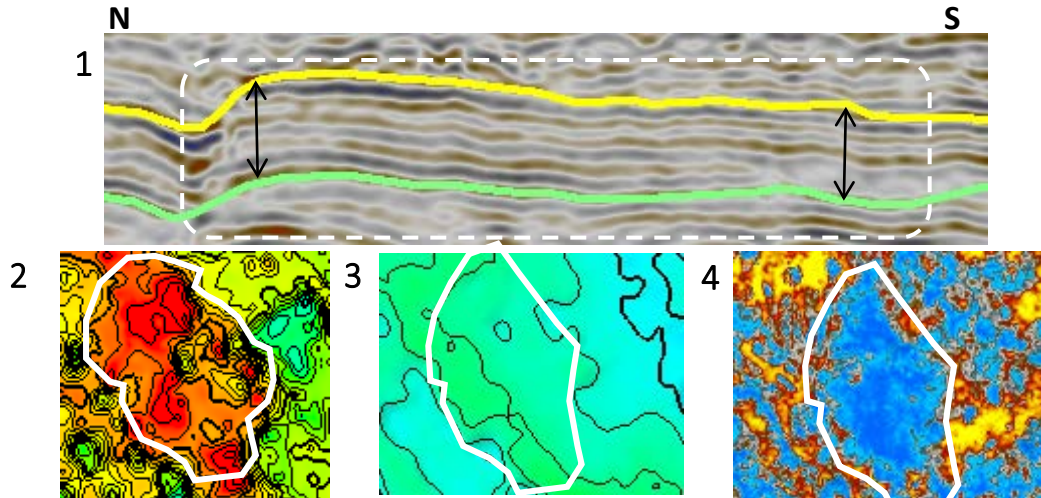


Figura 62. Crecimientos monticulares con amplitudes media-alta y frecuencia media ubicados en altos, con reflectividades bajas. (1) perfil sísmico N-S, (2) zona central superior del mapa de espesor, (3) zona central superior del mapa estructural y (4) zona central superior del mapa de atributo envelope, todas de la SS1.

Estructuralmente esta secuencia presenta las mismas características de altos y bajos limitados por fallas de primer y segundo orden. Siendo los más evidentes el alto de la cresta arrecifal y el central, y la depresión situada entre ambos.

5.1.2.2 Secuencia Sísmica 2, SS2

Se encuentra limitada por LS 2 y LS 3 en su base y cima, respectivamente (Figura 63). Esta secuencia se encuentra distribuida en toda la superficie, concordante a SS1.

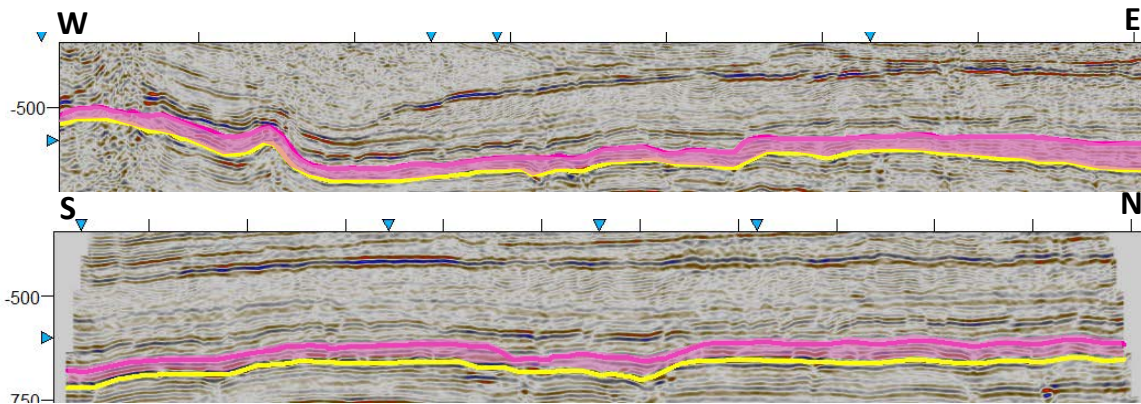


Figura 63. Imagen de la secuencia sísmica SS2, limitada en su cima por LS 3 y base por LS2.

Su espesor no es constante, de oeste a este el grosor se incrementa (Figura 64). De acuerdo a la sección esquemática de la figura 19 de Viniegra y Castillo-Tejero (1970), la edad aproximada de esta secuencia es del Campaniano-Maastrichtiano.

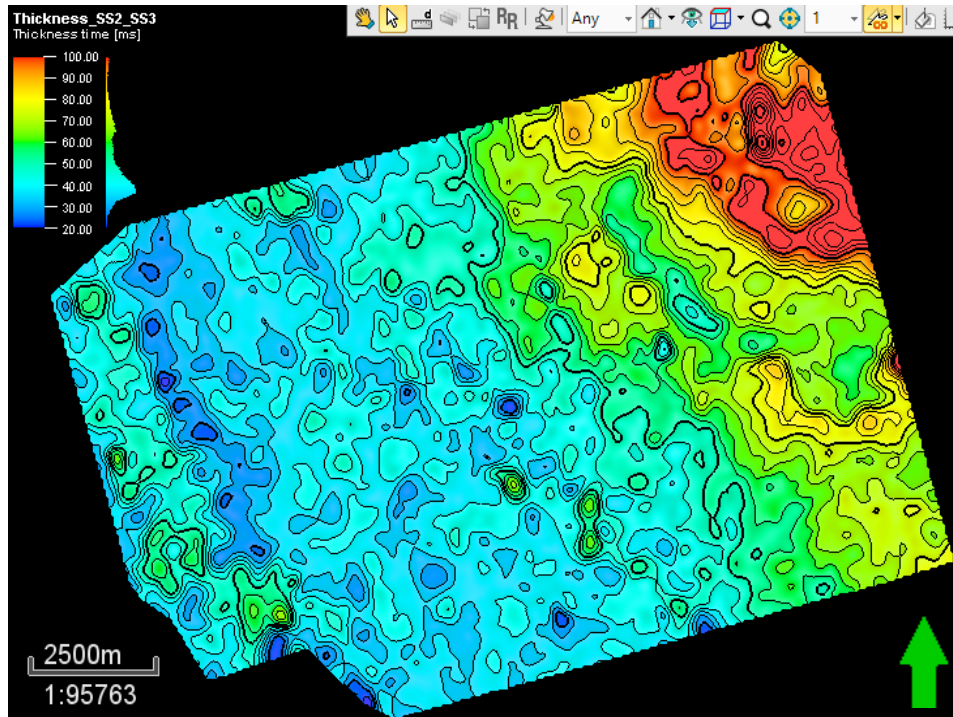


Figura 64. Mapa de espesor de la secuencia sísmica dos (SS2). Las zonas con mayor diferencia de tiempo, colores verdes y rojo, se ubican hacia el este y noreste del área.

Atributos Sísmicos y Facies Sísmicas

En el mapa de varianza de la figura 65 observamos una continuidad total de la secuencia en color gris; limitado por ligeras discontinuidades lineales en color rojo que corresponden a planos de falla de primer orden. También están presentes oquedades concéntricas de radio variable, distribuidas a lo largo de las fallas de primer orden y tienen mayor presencia hacia el occidente de la región, otras tantas se encuentran en la parte central, pero con formas elongadas.

1

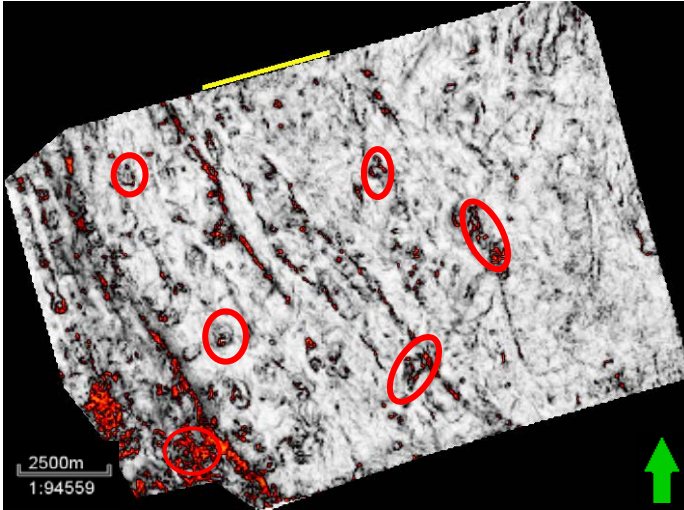
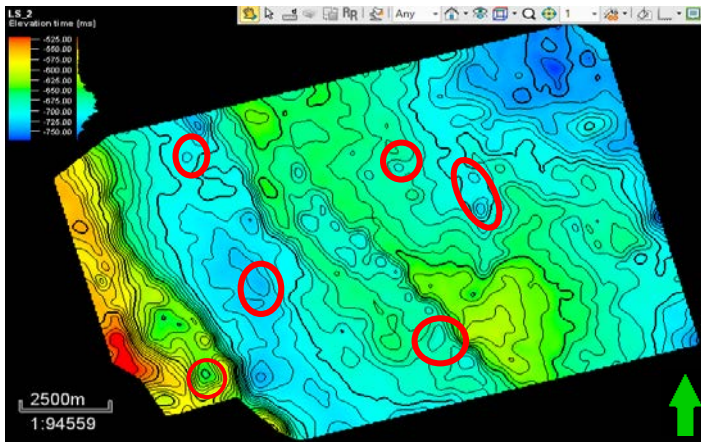


Figura 65. (1) mapa de atributo de varianza de la SS2 realizado sobre su cima LS3 con una ventana centrada. (2) comparado con su mapa estructural. Los círculos rojos indican posibles zonas de colapso.

2



Se cree que estas oquedades concéntricas son producto del desgaste químico y de disolución en las rocas calizas y dolomitas. Poco después de la formación de una caverna, el techo comienza a colapsar por el peso de la sobre carga acompañado de fallamiento vertical, brechamiento y deformación supraestratal (Palmer, 1991: en McDonnell et al., 2007). En la figura 66 se observa este sistema de colapso a través de los perfiles sísmicos.

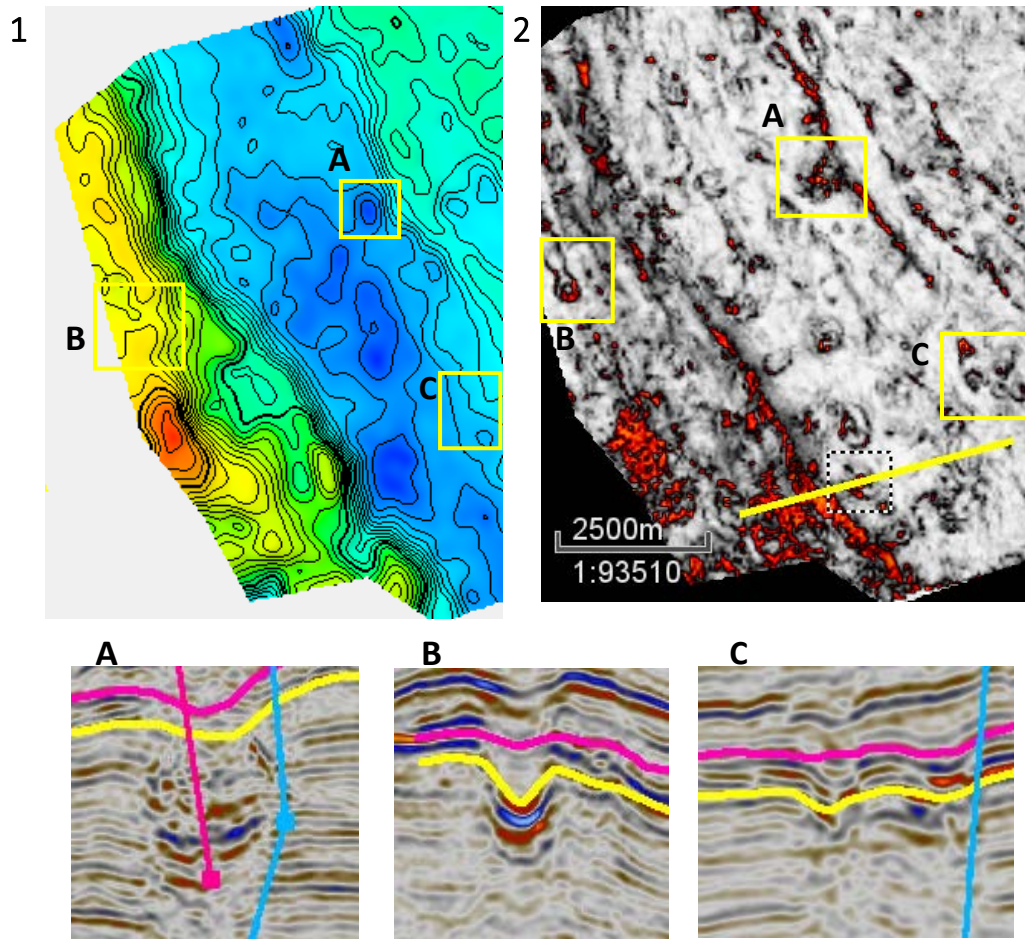


Figura 66. Señalamientos de oquedades que corresponden a “columpios” de amplitud media-alta y frecuencia alta. (1) Lado occidental del mapa estructural y (2) lado occidental del mapa de atributo de varianza. A, B y C son perfiles sísmicos que corresponden a los cuadros amarillos.

En el mapa de atributo envelope de la figura 67, se observa que el atributo asignó valores de: altas reflectividades de 3000 a 4000 (color amarillo) a facies de media-alta amplitud y frecuencia alta, mientras que los valores de reflectividades de 2500 a 3000 (color rojo) responden a facies de amplitud media y baja frecuencia, y las reflectividades más bajas de 0 a 1500 (color azul) pertenecen a facies de baja amplitud y frecuencia baja-media.

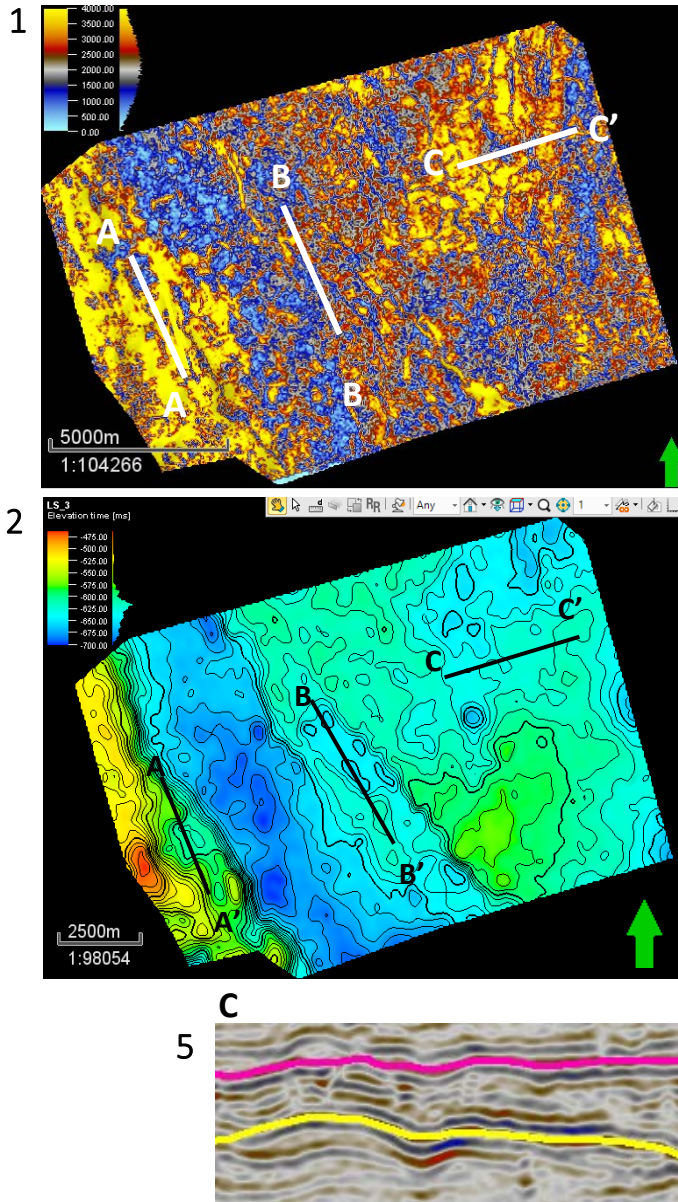


Figura 67. (1) mapa de atributo envelope realizado sobre su cima con una ventana de 20 milisegundos por debajo del horizonte LS3. (2) Comparado con su mapa estructural, (3) perfil sísmico AA' con altas reflectividades, (4) perfil sísmico BB' y (5) perfil sísmico CC' con una combinación de medias a altas reflectividades.

Estructuralmente hablando, las zonas con una alternancia de facies de alta amplitud/frecuencia alta y facies de media amplitud/frecuencia baja se ubican sobre el sistema de horst y grabens (Figura 68). Decir que los grabens albergan altas frecuencias y altas amplitudes y que los horst representan facies de baja frecuencia y amplitudes medias, sería erróneo, ya que a lo largo de toda la región se presenta lo contrario. Aunque teóricamente, según diversas publicaciones, los horst deberían representar altas

amplitudes y frecuencias altas, ya que es aquí donde se desarrollaron crecimientos arrecifales.

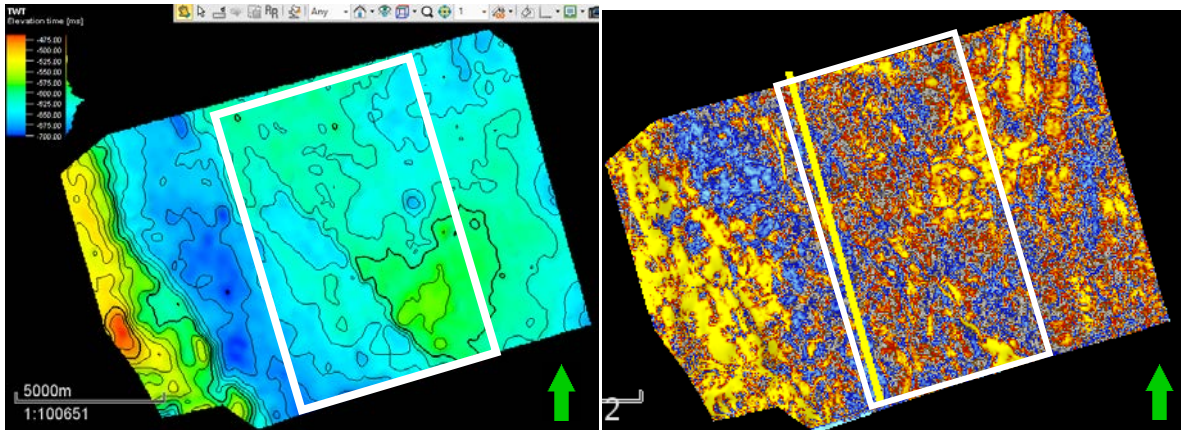


Figura 68. Imágenes del mapa estructural y de atributo envelope, señalando en un cuadro blanco como el sistema de horst y grabens genera reflectividades intermedias.

5.1.2.3 Secuencia Sísmica 3, SS3

Limitada en la base y cima por los límites de secuencia 3 y 4, respectivamente (Figura 69). Su distribución está presente en toda la región concordante a SS2 y SS4.

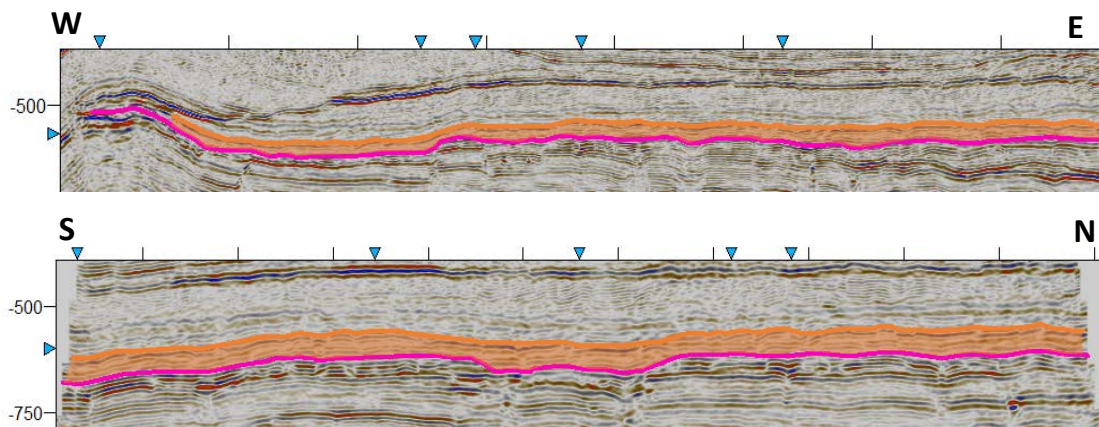


Figura 69. Imagen de la secuencia sísmica SS3, limitada en su cima por LS3 y LS2 en la base.

A pesar de que en la figura anterior se muestra una secuencia constante en términos de diferencia de tiempo, el mapa de la figura 70 indica otra cosa; la zona con mayor diferencia de tiempo (más gruesa) se ubica en el centro y este de la región con valores que van de 45 a 70 milisegundos. De acuerdo a los datos de Viniegra y Castillo Tejero (1970) la edad tentativa de esta secuencia es del Eoceno.

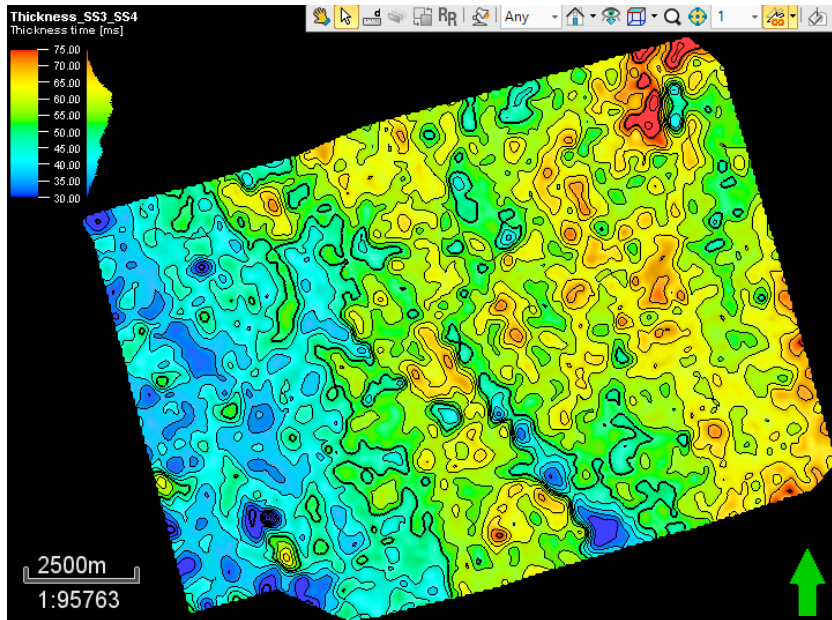


Figura 70. Mapa de espesor de la secuencia sísmica tres (SS3). Las zonas con mayor diferencia de tiempo se ubican en la mayor parte del área.

Atributos sísmicos y Facies sísmicas

En el mapa de varianza de la figura 71 se observa una continuidad semi parcial (color gris), ya que esta intensamente seccionada como una malla en forma dendrítica; las discontinuidades lineales (color rojo) de mayor extensión corresponden a fallas de primer orden con dirección NW-SE, mientras que las menores son fallas con diferentes rumbos en el oeste tienen un rumbo W-E, en el centro un rumbo NW-SE y en el oriente un rumbo NE-SW. Todas estas fallas menores responden a pequeñas fallas que se ubican en la cima de la secuencia pero que no tocan la base, y que tampoco logran trascender las 25 líneas de la malla.

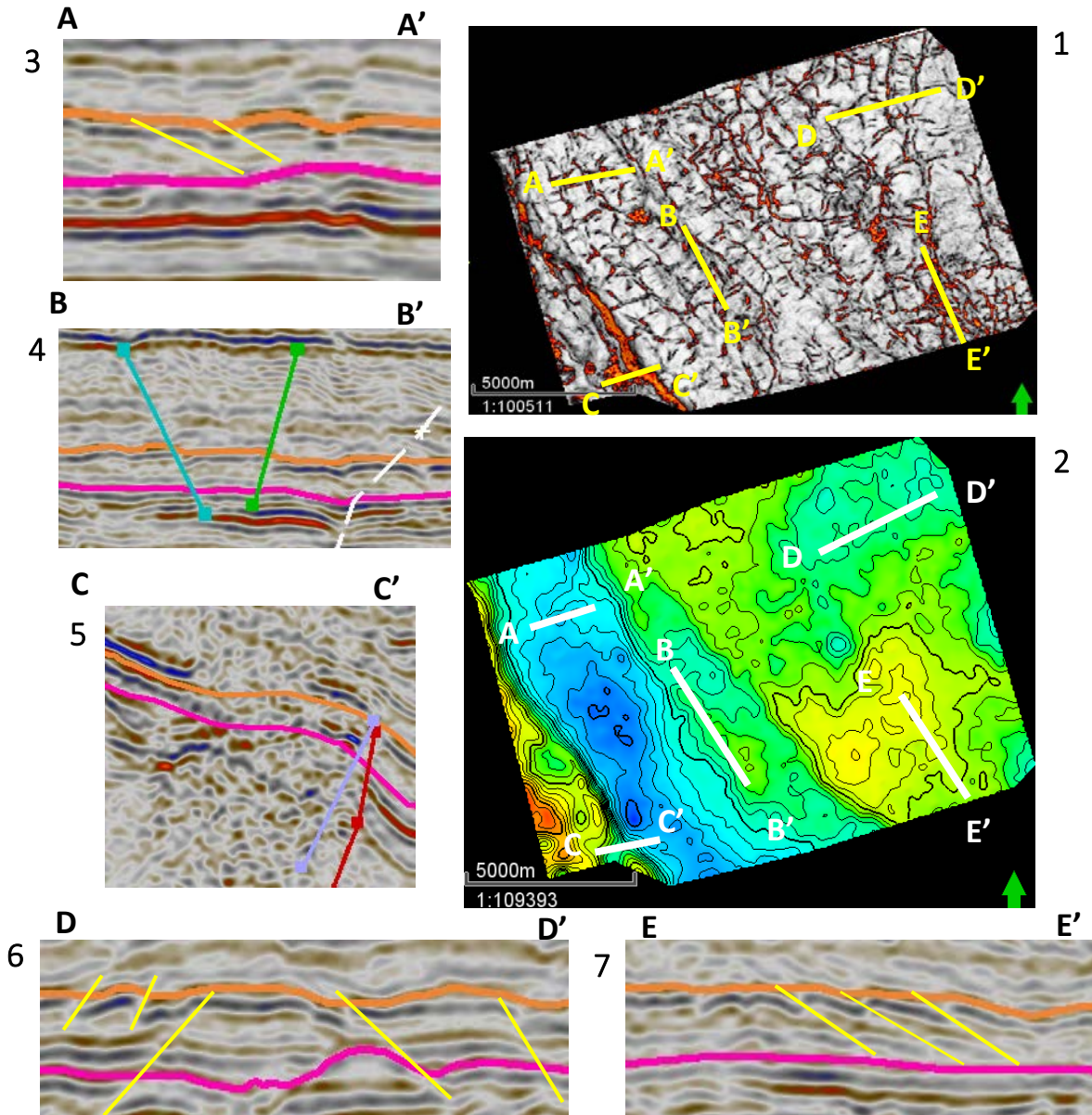


Figura 71. (1) Mapa de varianza de la SS3 realizado sobre su cima LS4 con una ventana centrada, comparado con su (2) mapa estructural. (3) Perfil sísmico AA'; (6) perfil sísmico DD' y (7) perfil sísmico EE' todos mostrando fallas menores a las de 3er orden. (4) Perfil sísmico BB' y (5) perfil sísmico CC' con fallas de 1er y 2do orden.

El siguiente mapa de atributo envelope asigna altas reflectividades a facies que tienen en su cima una alta amplitud y frecuencia alta, pero que internamente son facies de amplitud baja-media y frecuencia baja con una morfología caótica a semi-caótica. Dichas facies se encuentran paralelas al arrecife, distribuidas sobre el talud hacia la zona post-arrecifal y también, sobre el sistema de horst y grabens teniendo mayor presencia en el primer horst, nuevamente paralelas al arrecife El Abra (Figura 72).

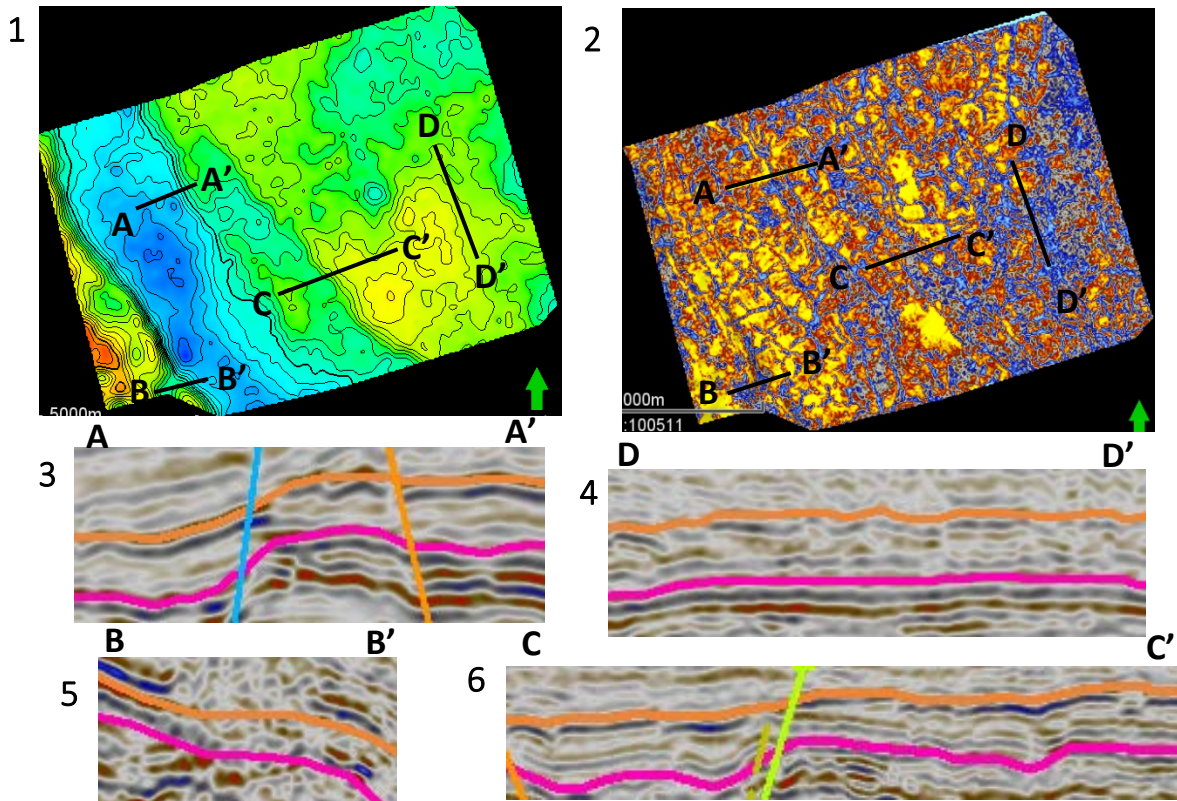


Figura 72. (1) Mapa estructural comparado con su (2) mapa de atributo envelope de la SS3 realizado sobre su cima LS4 con una ventana centrada. (3) Perfil sísmico AA', (4) perfil sísmico DD', (5) perfil sísmico BB' y (6) perfil sísmico CC' todos mostrando altas reflectividades.

Estructuralmente hablando, esta secuencia no tiene grandes cambios, es muy parecida a la SS2. En el mapa estructural se observa el alto perteneciente a la cresta arrecifal, seguido por un bajo en color azul y nuevamente una zona alta que cubre desde la parte central hacia el este que corresponde al sistema de horst y grabens. Estos altos se encuentran limitados por fallas de primer orden. En la esquina suroeste aparece un “columpio”, aunque no se distingue bien debido al trazado de los horizontes, en el mapa estructural aparece como una forma negativa circular, ésta se ve reflejada en el mapa de varianza pero no con la misma apariencia circular (Figura 73).

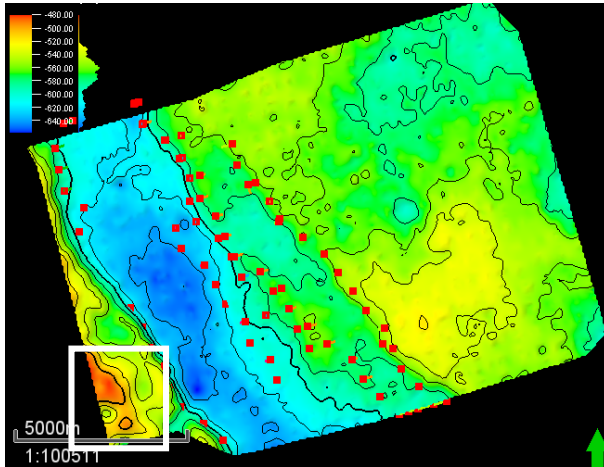
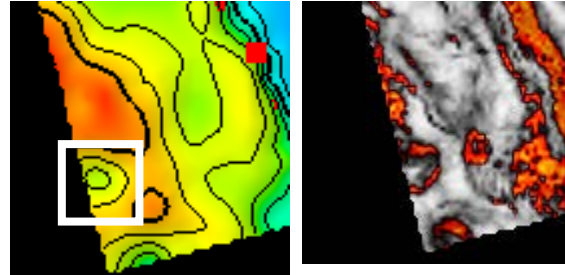


Figura 73. Mapa estructural de la secuencia sísmica 3, el cuadro blanco señala la relación estructural con la varianza.



5.1.2.4 Secuencia Sísmica 4 (SS4)

Limitada en la base por LS4 y en la cima por LS5 (Figura 74), se encuentra distribuida en toda la región con excepción de la zona suroeste, debido a que el horizonte LS5 se acuña hacia LS6 sin la oportunidad de continuar a la misma altura que LS4.

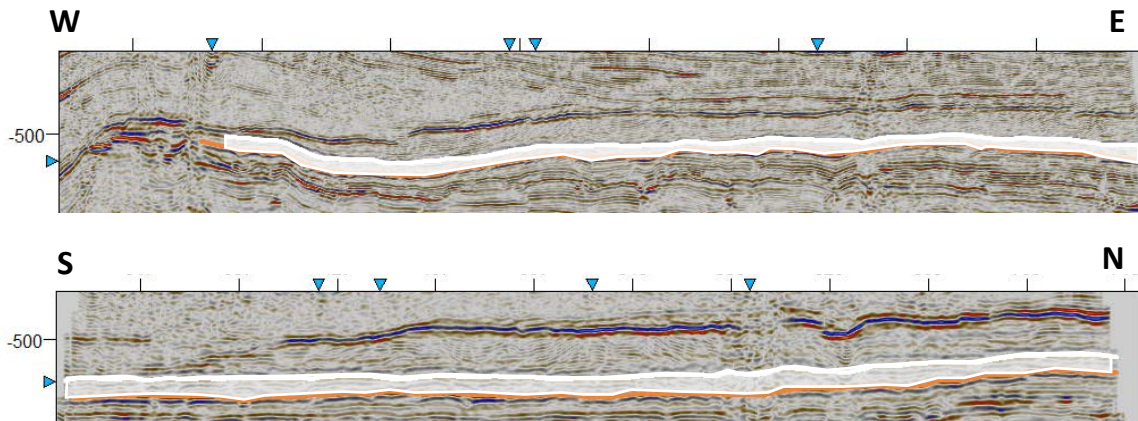


Figura 74. Imagen de la secuencia sísmica SS4, limitada por LS4 y LS5 en la base y cima, respectivamente.

SS4 tiene una diferencia en tiempo entre su cima y base (grosor) constante, con excepciones donde las fallas de primer orden producen un hundimiento en la secuencia, reduciendo la diferencia en tiempo; en el mapa de espesor se observa una predominancia de colores azules a verdes que representan valores de 30 a 50 milisegundos (Figura 75). La edad tentativa que corresponde a esta secuencia es de finales del Eoceno (Viniestra y Castillo-Tejero, 1970).

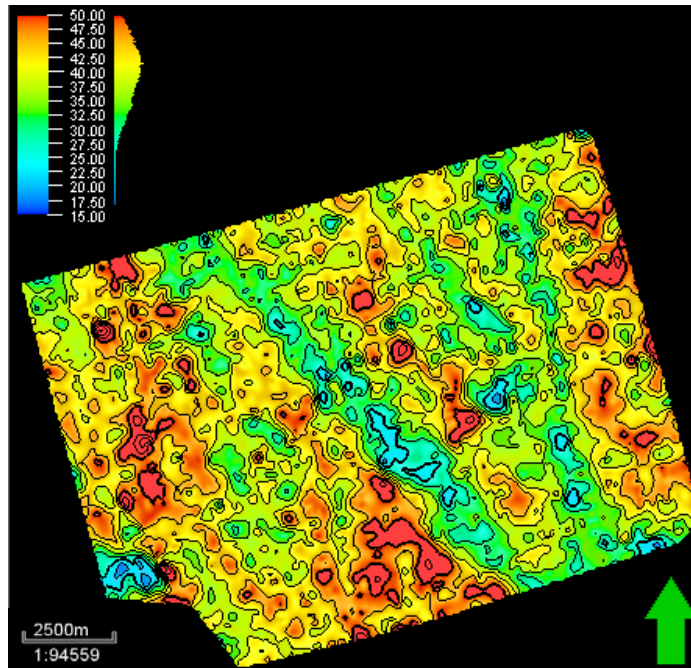


Figura 75. Mapa de espesor de la secuencia sísmica 4 (SS4). En toda el área dominan las zonas con mayor diferencia de tiempo, colores verdes y rojos.

Atributos Sísmicos y Facies Sísmicas

En el mapa de varianza de la figura 76 se observa que la secuencia se encuentra mayormente afectada por pequeñas discontinuidades lineales de rumbo W-E en la parte noroeste y central, y de rumbo NW-SE hacia el noreste. Estas discontinuidades responden a una serie de fallas locales de tercer orden que inician desde la cima de SS3 atravesando SS4 hasta alcanzar rocas terciarias, y son nombradas locales ya que a pesar de ser numerosas no tienen una larga trascendencia, es decir, no se conservan en una distancia de 25 líneas. Otras discontinuidades presentes en el área de estudio son oquedades circulares ubicadas hacia el noroeste y una serie de discontinuidades irregulares hacia el sureste, estas últimas responden a facies caóticas de baja amplitud y baja frecuencia. Las discontinuidades producidas por fallas de primer orden también están presentes, aunque sus rasgos en el mapa son menos marcados en comparación con las secuencias anteriores.

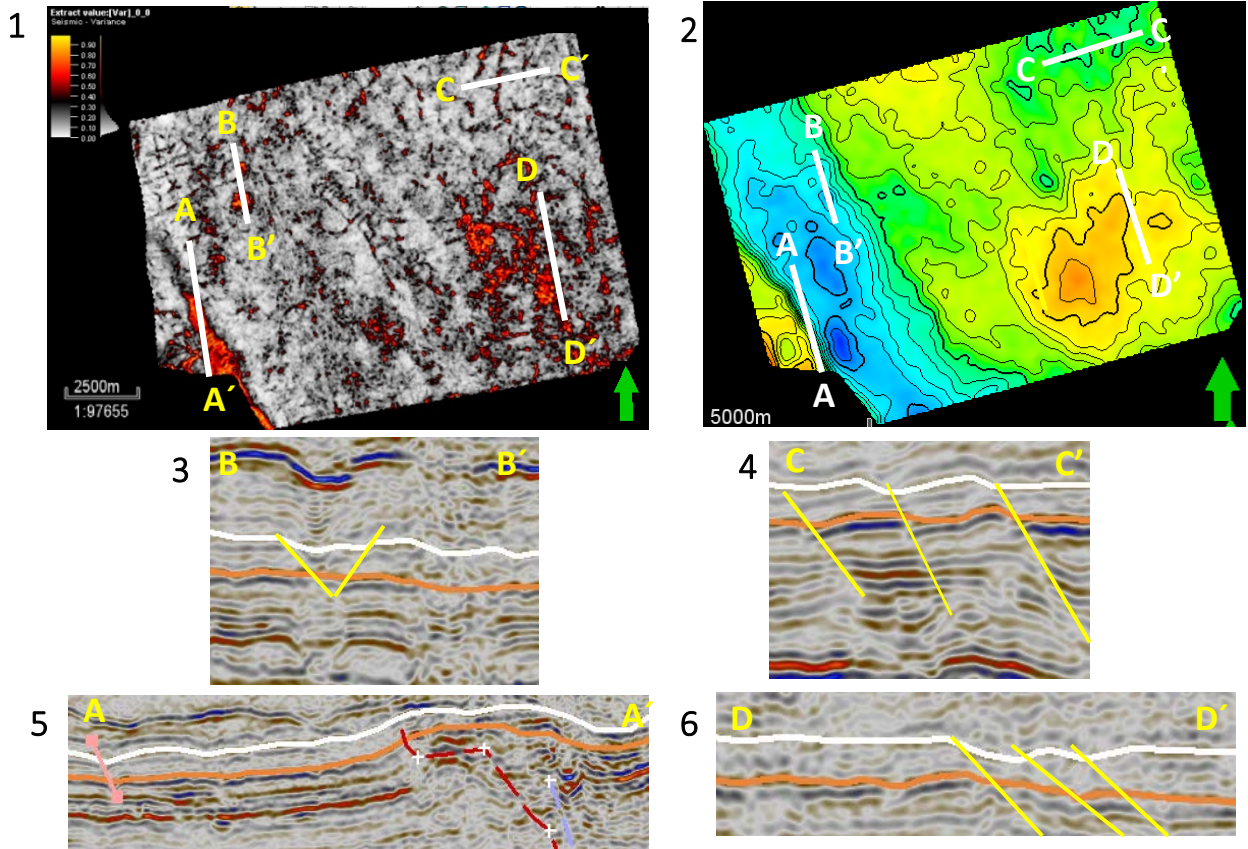


Figura 76. (1) Mapa de varianza de la SS4 comparado con su (2) mapa estructural. (3) Perfil sísmico BB', (4) perfil sísmico CC' y (6) perfil sísmico DD' muestran fallas de 3er orden. (5) Perfil sísmico AA' muestra fallas de 1er orden.

La figura 77 muestra el mapa de atributo envelope con pocas zonas de alta reflectividad (color amarillo), ubicando la mayor concentración en la parte suroeste del área de estudio. Estas reflectividades responden a facies de alta amplitud y alta frecuencia; las zonas con reflectividades intermedias (amarillo-rojo) responden a facies de media amplitud y frecuencias medias-altas que se distribuyen sobre el sistema de horst y grabens, paralelas al desarrollo de fallas de primer orden. En general esta secuencia presenta facies caóticas a lo largo de toda la región con alternancias de altas y bajas frecuencias.

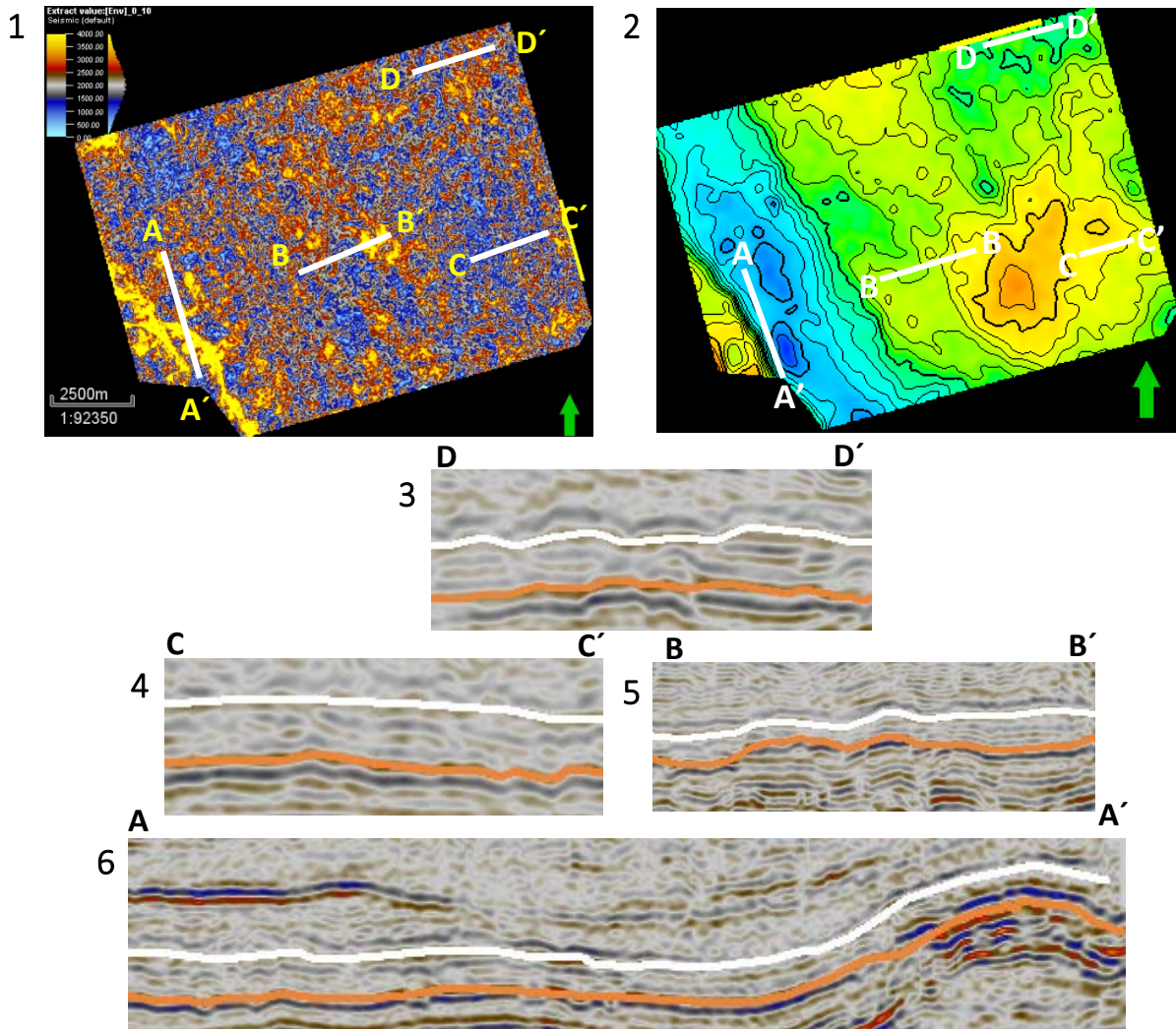


Figura 77. (1) Mapa de atributo envelope, con una ventana de 10 milisegundos por debajo de la cima del LS5, comparado con su (2) mapa estructural. (3) Perfil sísmico DD', (4) perfil sísmico CC' y (5) perfil sísmico BB' mostrando bajas-medias amplitudes. (6) Perfil sísmico AA' con altas amplitudes.

Esta secuencia muestra dos tipos de facies principalmente a lo largo de toda la región: 1) de alta amplitud y alta frecuencia con morfología paralela y continua, con mayor presencia cerca de y sobre la cresta arrecifal, y sobre horst y grabens; y 2) de baja amplitud y frecuencia media-baja con morfología semi paralela a semi caótica en la parte post-arrecifal sobre el bajo estructural, y con morfología caótica a ondulante sobre el sistema de horst y grabens, y a veces oblicuas provocadas por las numerosas fallas locales ubicadas al noreste del área, alternándose con frecuencias altas y bajas, como se muestra en la anterior figura 77, en el perfil D-D'.

La siguiente figura 78 corresponde al mapa estructural; en él se observa como la presencia del Alto Tuxpan-Tecolutla no está presente en el norte y está casi por desaparecer hacia el sur, por lo cual el aporte de sedimentos pertenecientes al arrecife El Abra es mínimo para esta secuencia en la parte noroeste de la región, reflejándose en el mapa de atributo envelope. En la zona alta, de 450 a 480 milisegundos, reaparecen las altas reflectividades pero en una concentración menor, estas ligeras concentraciones se distribuyen paralelas a las fallas de primer orden, como ya se mencionó párrafos anteriores.

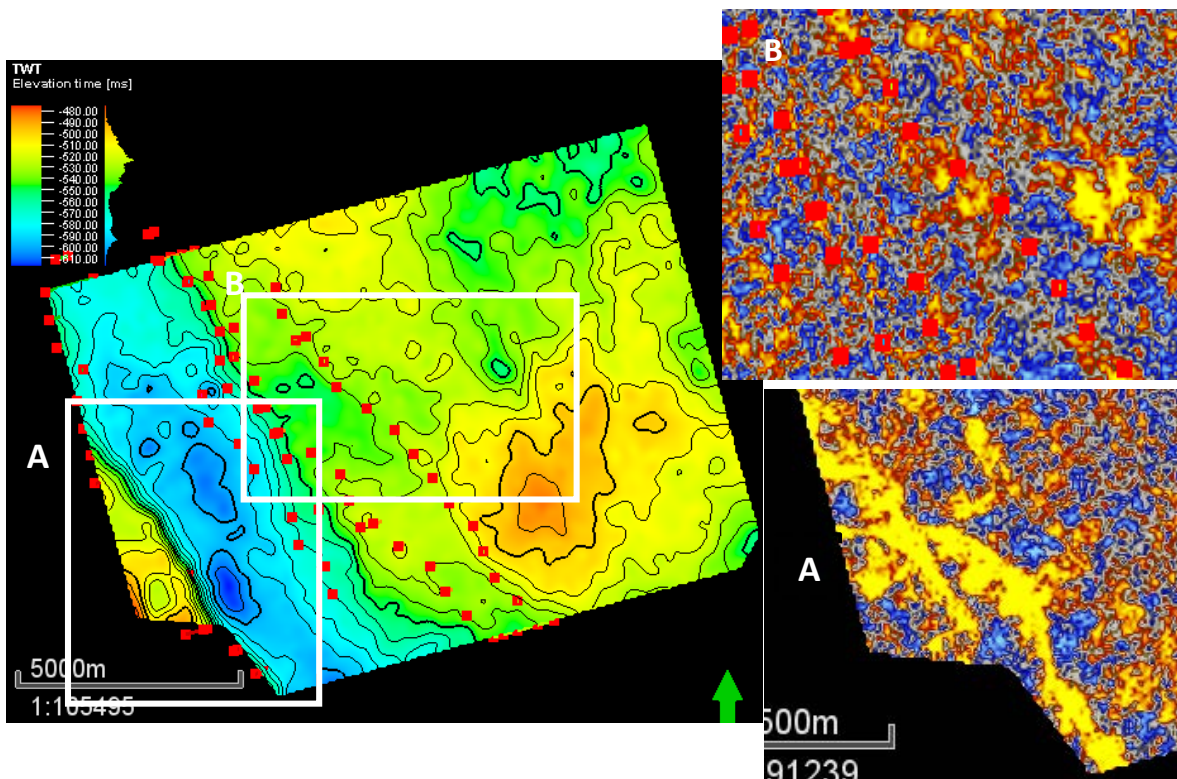


Figura 78. Mapa estructural de la SS4; mostrando su relación estructural con la respuesta del atributo. (A) esquina inferior izquierda del mapa de atributo envelope indicando la relación de la cresta arrecifal con las altas frecuencias y (B) región central del mapa de atributo envelope mostrando la relación de los planos de fallas (puntos rojos) con las reflectividades medias.

5.1.2.5 Secuencia Sísmica Cinco, SS5

Es la más joven de las cinco secuencias, está limitada en la base y cima por LS5 y LS6, respectivamente (Figura 79), se localiza en la mayor parte de la región con excepción del área SW donde el horizonte LS5 se acuña hacia LS6 hasta convertirse en un mismo horizonte.

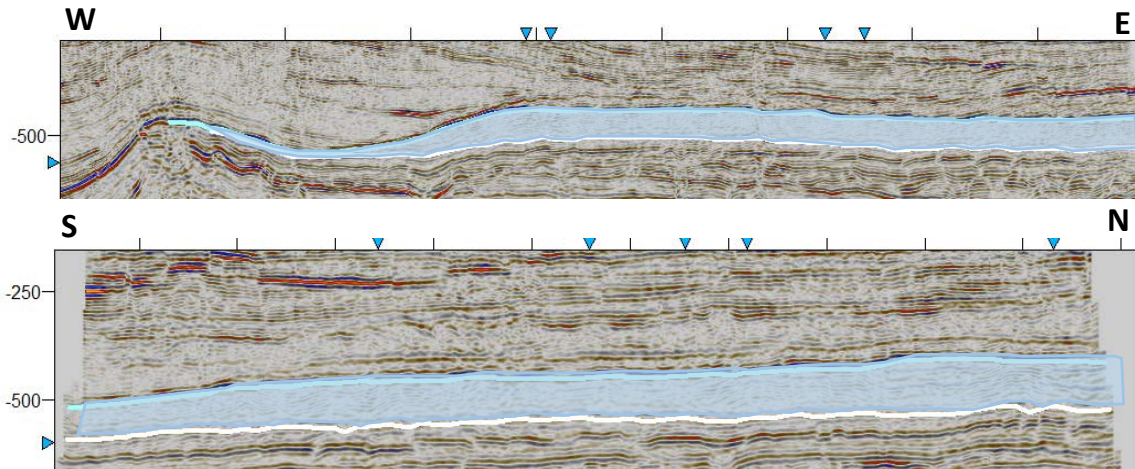


Figura 79. Imagen de la secuencia sísmica 5, limitada en la base por LS5 y en la cima por LS6.

Esta secuencia es la de mayor potencia en términos de diferencia en tiempo, alcanzando valores de 85 a 120 milisegundos, color verde-rojo en el mapa de espesor de la figura 80. Ésta diferencia se mantiene constante en toda la secuencia hasta el momento de acercarse a la cresta del arrecife donde se reduce debido a que la secuencia se acuña. La posible edad de esta secuencia de acuerdo a la sección esquemática de Viniegra y Castillo-Tejero (1970) es del Oligoceno.

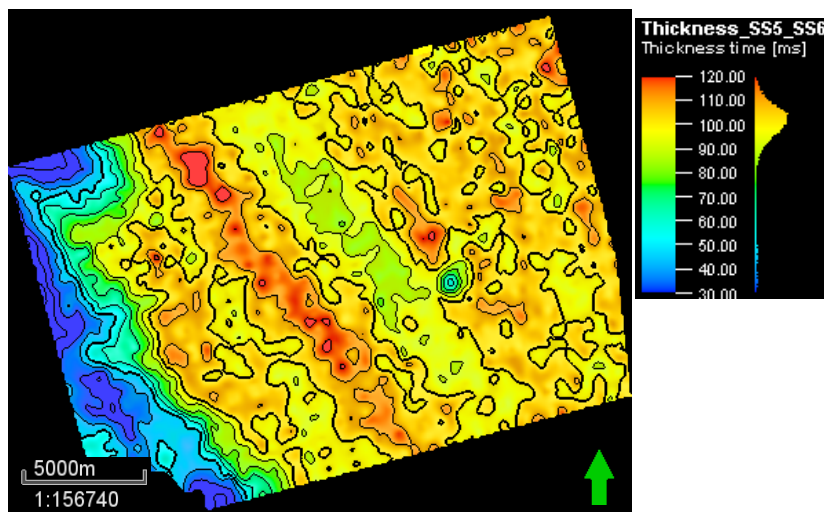


Figura 80. Mapa de espesor de la secuencia sísmica cinco (SS5). La mayor diferencia en tiempo, colores amarillos y rojos, cubre la mayor parte del área con una alineación NW-SE.

Atributos Sísmicos y Facies Sísmicas

El siguiente mapa de varianza de la figura 81 presenta numerosas discontinuidades: las de mayor tamaño son las ubicadas en la parte occidental, con una forma lineal (color rojo) orientadas N-S que representan fallas de primer orden; las de menor tamaño pero con una importante distribución se encuentran en la zona oriental, tienen cierta forma dendrítica y con orientación NE-SW y NW-SE, éstas son provocadas por fallas de tercer orden que inician desde la cima de SS3, atraviesan SS4 y SS5 hasta alcanzar rocas terciarias del Oligoceno; otras discontinuidades que también se observan son oquedades circulares de radio variable, la más grande se encuentra entre el centro y sureste de la región, otras más están hacia el oeste.

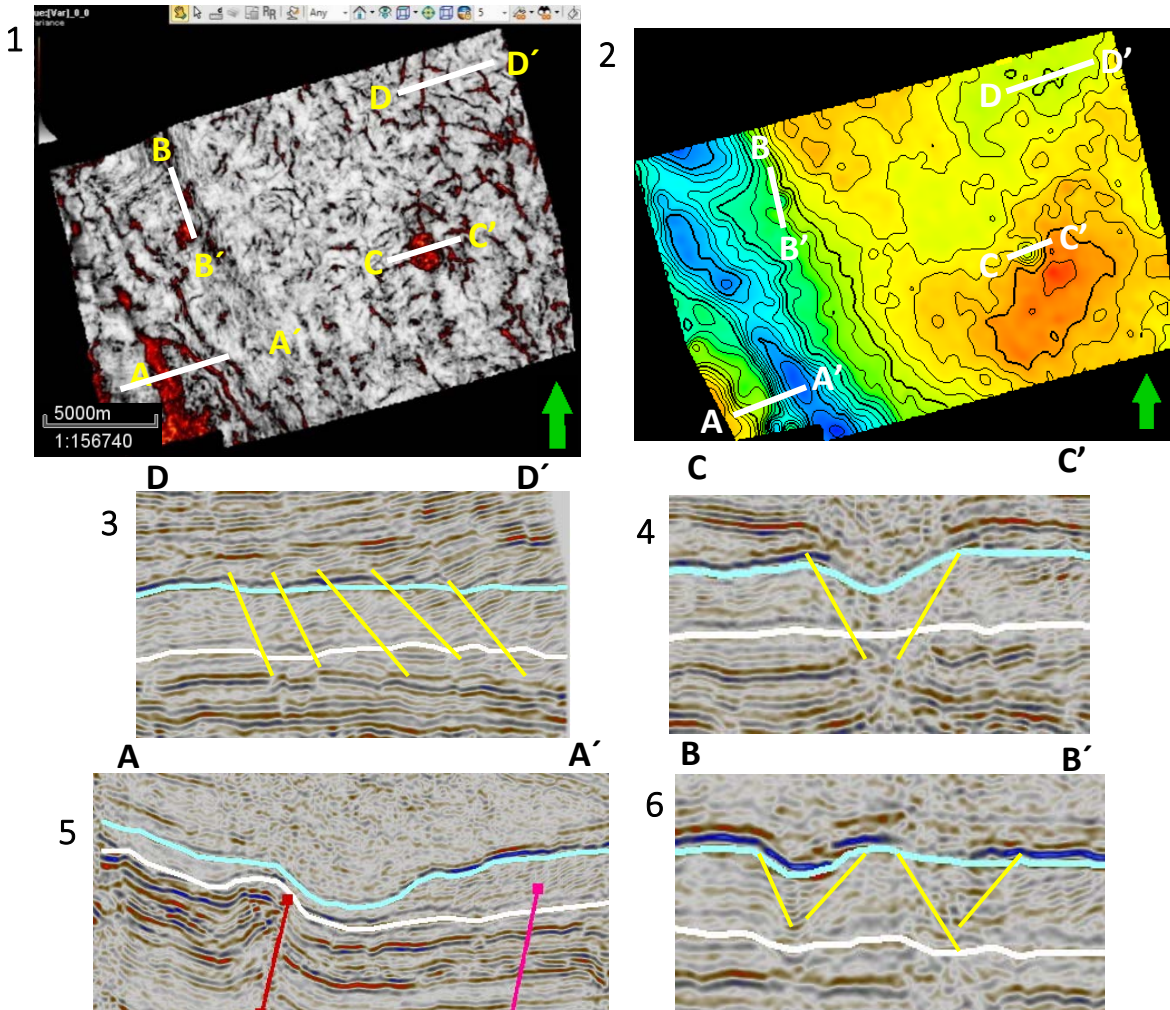


Figura 81. (1) Mapa de varianza de la SS5 realizado sobre su cima LS6 con una ventana centrada comparado con su (2) mapa estructural. (3) Perfil sísmico DD' con fallas de 3er orden, (5) perfil sísmico AA' con fallas de 1er orden. (6) Perfil sísmico BB' y (4) perfil sísmico CC' con fallas de 2do orden.

Dos tipos de facies sísmicas están presentes en esta secuencia: las de mayor presencia corresponden a facies que van de baja a media y alta amplitud y frecuencia media-alta con morfología continua a semi continua de cliniformas, esta facies provoca altas reflectividades (color amarillo) en el mapa de atributo envelope y se distribuyen en casi toda la región. La segunda facies con menor presencia son de baja amplitud y frecuencia baja con una morfología caótica y discontinua, provocando bajas reflectividades (color azul) en el mapa de atributo. Las altas reflectividades se ubican en dos zonas que se extiende de norte a sur: la primera se ubica en el noroeste, donde el arrecife El Abra ya no tiene

presencia; la segunda se encuentra sobre el sistema de horst y grabens, la cual presenta una separación en medio provocada por la facies caótica y discontinua (Figura 82).

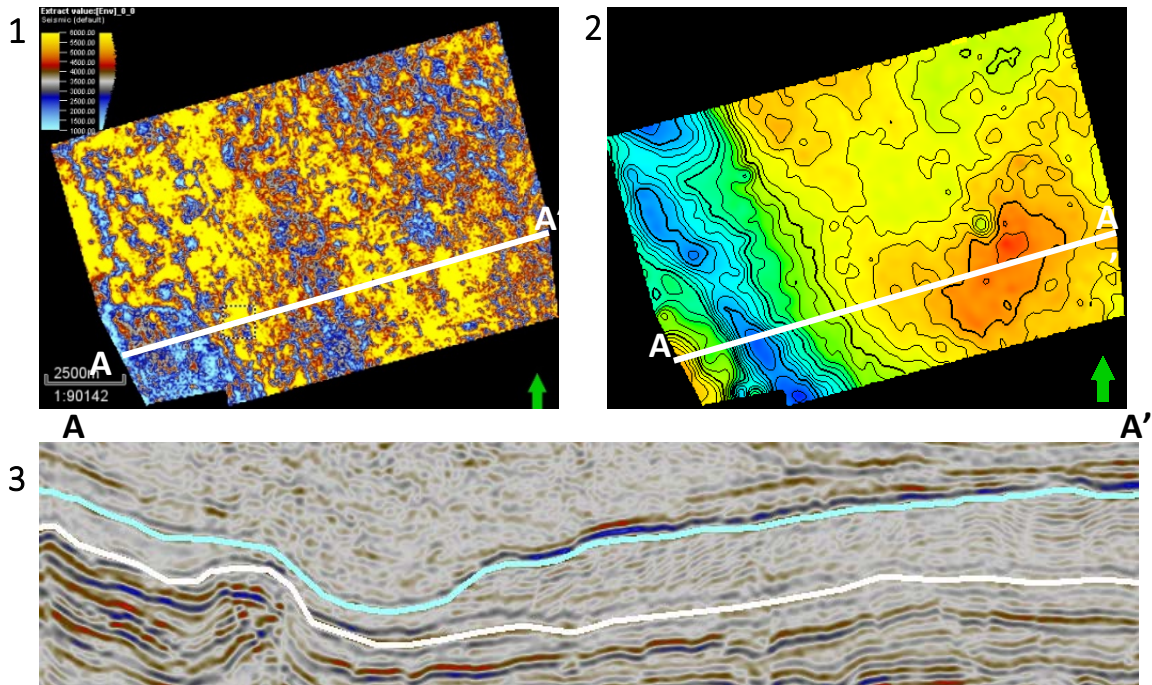


Figura 82. (1) Mapa de atributo envelope de la SS5 comparado con su (2) mapa estructural. (3) perfil sísmico AA' mostrando la facies de clinoformas con su gama de amplitudes bajas-medias-altas

Estructuralmente hablando, esta secuencia sísmica mantiene el mismo rasgo estructural que las anteriores secuencias: una zona alta que pertenece a la cresta arrecifal, una zona alta que corresponde al sistema de horst y grabens, y un bajo ubicado entre ambos. Sobre el sistema de horst y grabens se ubica la mayor concentración de facies de baja-media amplitud y frecuencia media-alta con morfología clinoforme como lo señala la figura 83.

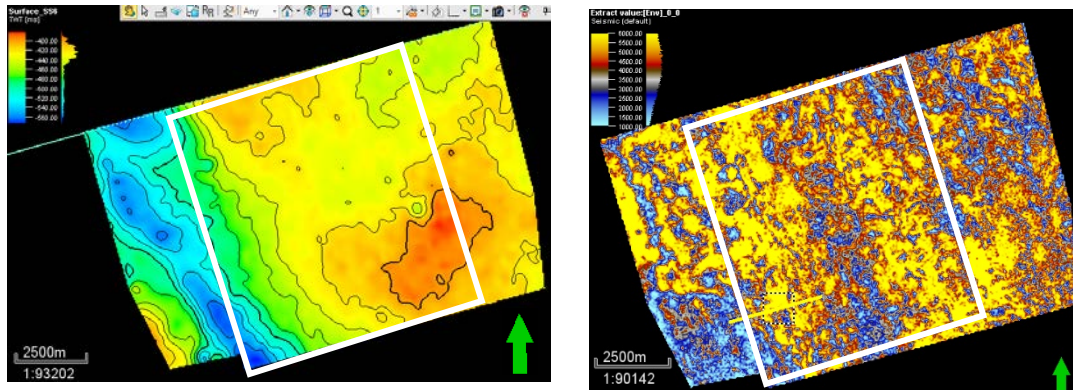


Figura 83. Mapa estructural y de atributo envelope, señalando la zona alta donde se desarrollan las facies con morfología clinoforme y la ausencia de éstas en el SW.

5. 2 Ambientes de depósito y distribución

Con base en la respuesta de los atributos sísmicos obtenidos y los mapas estructurales y de espesor se determinó que existen al menos tres principales ambientes sedimentarios: zona de ambiente arrecifal, zona de ambiente post-arrecifal y zona de ambiente mareal/lagunar, cada uno compuesto por diferentes facies: facies de cresta arrecifal, facies monticulares, facies de detritos, facies de disolución y colapso, facies de cambios laterales de litología y facies de clinoformas.

La zona de ambiente arrecifal está compuesta por la facies de cresta arrecifal, la cual se localiza sobre el alto perteneciente a la cresta del arrecife El Abra, y se caracteriza por tener una amplitud alta y frecuencia baja-media con morfologías semicaóticas a caóticas, respuestas que se originan de las rocas carbonatadas de la Formación El Abra. Al ir ascendiendo estratigráficamente esta facies pierde extensión y presencia, en la secuencia cuatro casi no se observa.

La zona post-arrecifal está representada por la facies de detritos calcáreos, esta se localiza sobre las faldas del talud arrecifal, y se caracteriza por tener una alta amplitud y frecuencia baja-media con morfologías semiparalelas a semicaóticas continuas en ciertas regiones y discontinuas en otras. El origen de dicha facies proviene de las rocas arrecifales del complejo arrecifal El Abra, que por efectos de denudación, mareas y eventos tectónicos se deslizaron hacia la parte post-arrecifal sobre el talud, como lo sugiere Pedrazzini (1978).

La zona mareal/lagunar se compone de tres diferentes facies: facies monticulares, facies de disolución y colapso, y facies lagunares.

La facies monticulares se encuentra sobre el sistema de horsts y grabens principalmente, cuenta con una amplitud media-alta y frecuencia media-alta con una morfología alternada de eventos paralelos a semi-paralelos y continuos, a eventos semi-caóticos y discontinuos. En el mapa de espesor esta facies es la que mayor diferencia en tiempo tiene entre cima y base (más gruesa). Debido a su amplia extensión se cree que, esta área podría representar un banco somero sobre el cual se formaron alternativamente depósitos oolíticos y biostromas, dependiendo de las fluctuaciones del nivel del mar (Pedrazzini, 1978; Aguayo, 1978). Esta facies fue nombrada “monticulares” ya que debido a la falta de datos bioestratigráficos no se entra en discusión su origen. Esta facies permanece activa hasta la secuencia 4, para la secuencia cinco los valores de amplitud, frecuencia y morfología no se observan más.

La facies de disolución y colapso que aquí se propone está relacionada con las oquedades vistas en todos los mapas de varianza. Estas discontinuidades además de estar afectadas en sus límites por fallas normales e inversas, están influenciadas por el peso de la sobrecarga en su techo que, en conjunto con los procesos de emersión e inmersión de la plataforma, el material de colapso brechado fueron removidas por disolución o por corrientes subterráneas, permitiendo más hundimiento de lo que puede ser explicado por la altura inicial de la caverna (McDonnell et al., 2007), en la siguiente figura 84 se ilustra el proceso de colapsamiento de una caverna.

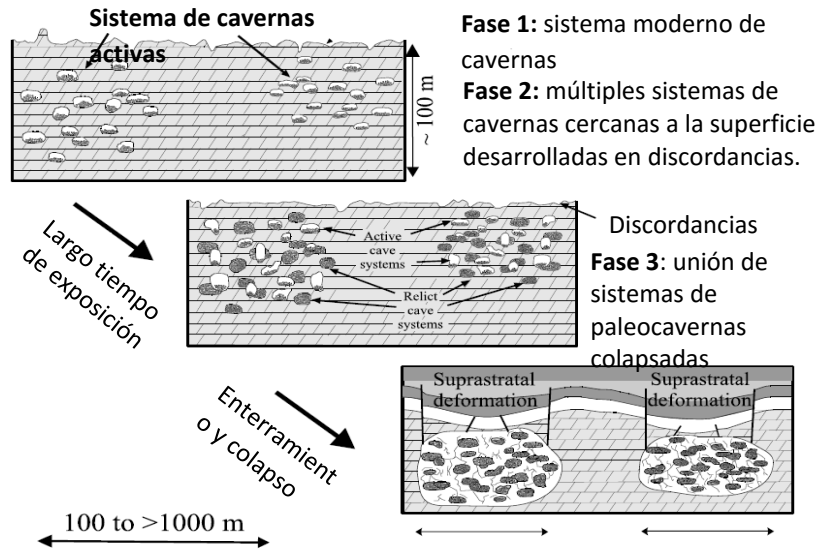


Figura 84. Esquema que ilustra las etapas de desarrollo de un sistema de coalescente de paleo-cavernas colapsadas (modificado de Loucks, 1999; en McDonell, 2007). Los estratos por encima del sistema de cuevas derrumbadas son deformados por brechamiento, fallamiento y deformación suprastratal.

Los parámetros sísmicos que se involucran en esta facies son amplitudes altas y frecuencias altas con morfología paralela y continua rodeada por columpios o hundimientos en forma de "U" de baja amplitud y frecuencia media. Esta facies se encuentra presente en todas las secuencias, pero es más visible en las secuencias 1 y 2, donde los eventos de inmersión y emersión fueron más largos.

La facies lagunares se relaciona a valores con alternancias de amplitudes bajas a medias y frecuencia medias a altas que se presentan continuas a discontinuas, y a veces caóticas. Se encuentran distribuidas a través de toda el área de estudio, pero se ven limitadas en la zona de facies monticulares y rodeando los montículos. Al subir estratigráficamente esta facies tiende a presentarse menos, de tal modo que para la secuencia cinco ya no aparece.

Estas facies evolucionan en posición a través de las cinco secuencias sísmicas, en la más joven de estas facies dejan de estar presentes y dan paso a facies de baja- media a alta amplitud y frecuencia media-alta con morfología continua a semi-continua de cliniformas que se distribuyen en toda la región, en combinación con una segunda facies de baja amplitud y frecuencia baja con morfología caótica y discontinua. Dichas facies podrían

consistir de secuencias progradantes fluvio-deltaicas con cambios laterales asociados a las fluctuaciones relativas del nivel del mar.

En las siguientes figuras se realizaron una serie de mapas tratando de ilustrar la posible distribución que tuvieron estas facies a lo largo del tiempo.

En el primer mapa, figura 85, se observa a todas las facies presentes, con una alineación NW-SE. La facies de detritos se posicionan en las márgenes orientales de la cresta y el sistema de horst y grabens, y la facies de disolución y colapso tienen una distribución preferencial sobre los horst y grabens.

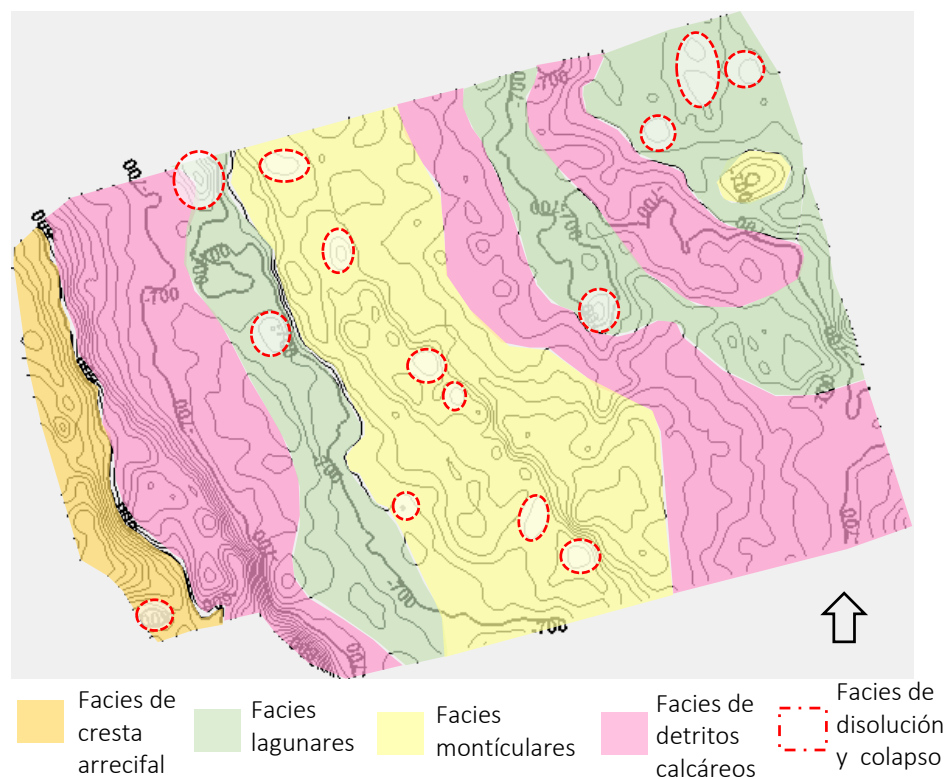


Figura 85. Mapa de ambientes de depósito de la secuencia sísmica uno (SS1).

En el segundo mapa, figura 86, la facies monticulares cubre la mayor parte del área, mientras que las facies de cresta arrecifal se visualizan únicamente hacia el suroeste. En este mapa las facies de disolución y colapso tienen una gran distribución sobre la zona central.

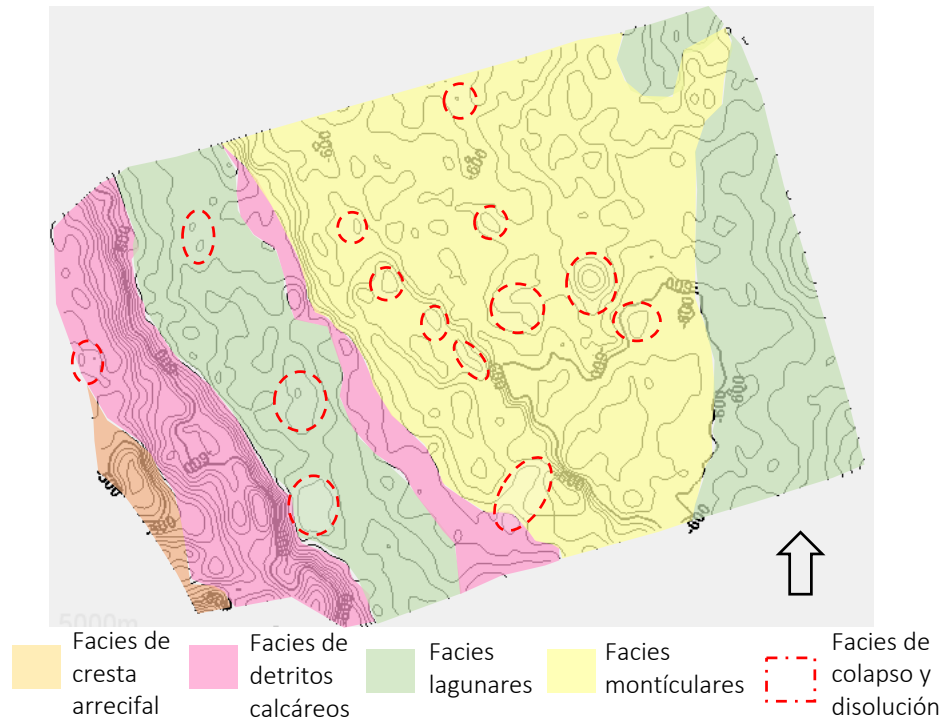


Figura 86. Mapa de ambientes de depósito de la secuencia sísmica dos (SS2).

Para el tercer mapa, figura 87, la facies monticulares continúan cubriendo la mayor parte del área, la facies de cresta arrecifal retoma su distribución hacia el noroeste, mientras que la facies de disolución y colapso disminuye su presencia en la parte occidental. La facies de detritos calcáreos desaparece en la margen oriental del sistema de horst y grabens, y se mantiene a pie de talud de la cresta arrecifal. Por otro lado, la facies lagunares se ubica en las zonas bajas.

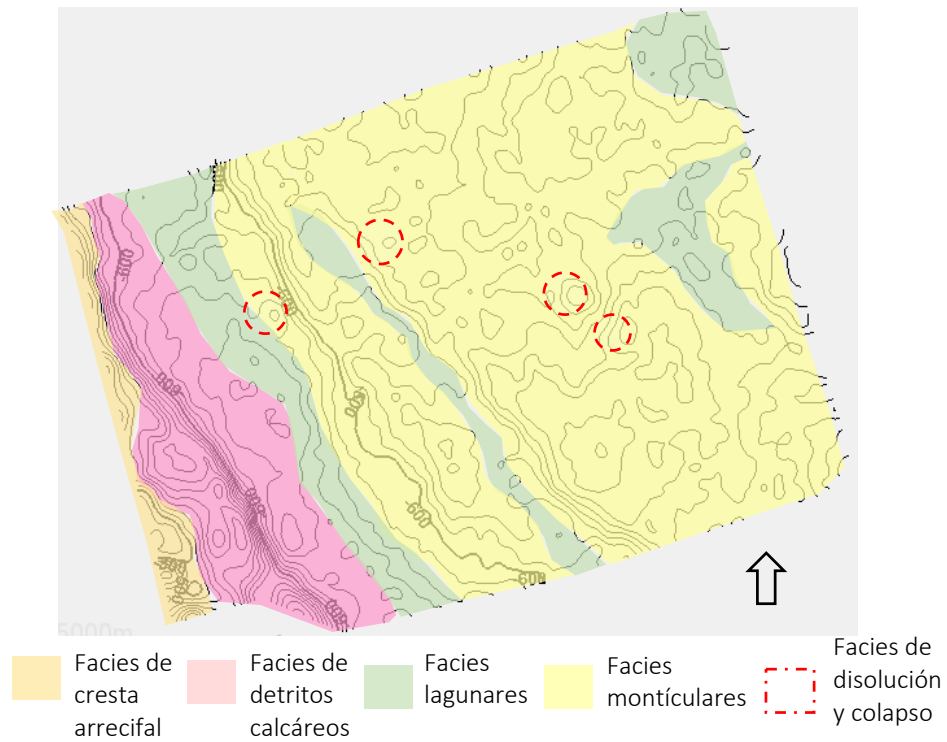


Figura 87. Mapa de ambientes de depósito de la secuencia sísmica tres (SS3).

En el cuarto mapa, figura 88, las facies monticulares dominan en el área seguidas por la facies de detritos calcáreos, y la facies lagunares se mantienen hacia el norte.

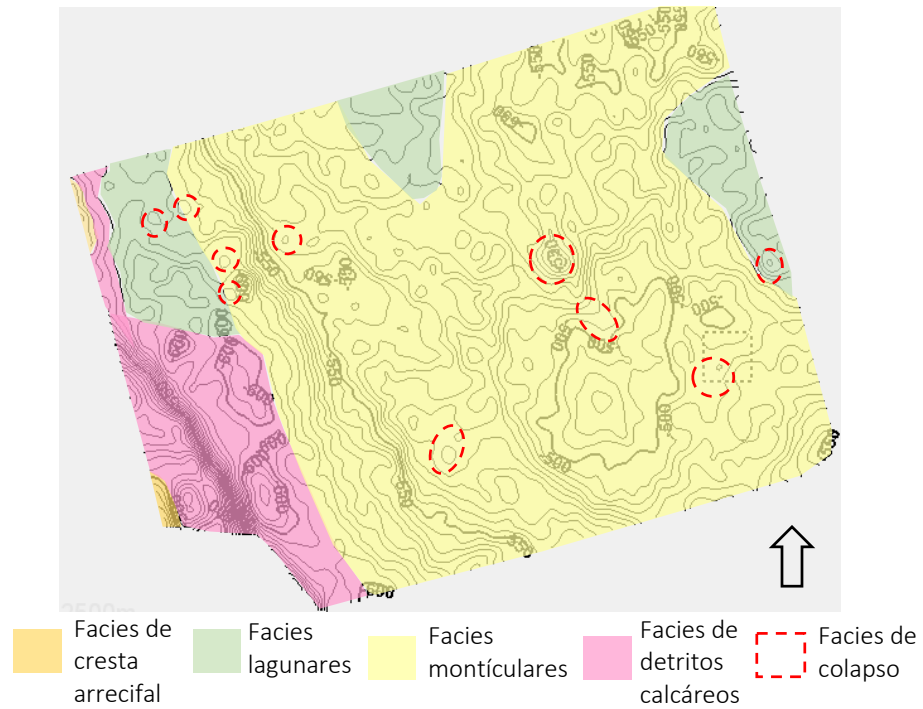


Figura 88. Mapa de ambientes de depósito de la secuencia sísmica cuatro (SS4).

Para el quinto mapa, figura 89, solo se conservan tres facies: de cresta arrecifal en el noroeste; facies de detritos calcáreos también al noroeste, a pie de talud de la cresta arrecifal; y de disolución y colapso brevemente esparcidas en el centro del área de estudio. Tres nuevas facies se presentan cubriendo lo que antes pertenecía a la facies montículares: facies de clínoformas, de clínoformas de baja amplitud y de clínoformas de alta amplitud.

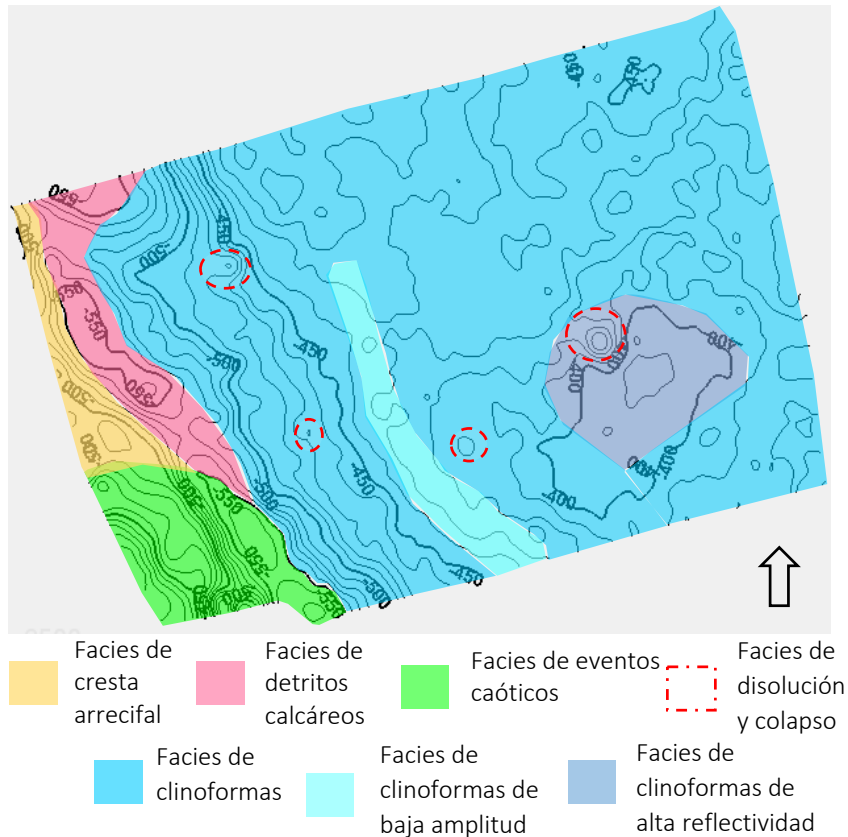


Figura 89. Mapa de ambientes de depósito de la secuencia sísmica cinco (SS5).

5.3 Análisis Estructural

5.3.1 Sistema de Fallas

Numerosas fallas se encuentran afectando el área de estudio, razón por la cual se decidieron agrupar en tres tipos: de primer orden, segundo orden y tercer orden. Las de primer orden corresponden aquellas fallas, ya sean de tipo normal o inverso, que afectan desde el horizonte más viejo trazado hasta el más joven; las de segundo orden incluyen todas las fallas que se encuentran acompañando a las de primer orden pero su extensión es menor que las antes mencionadas; y las de tercer orden están asociadas a rocas de edad más reciente con una extensión tan corta, que muchas de ellas no fueron trazadas al no alcanzar las 25 líneas de separación con las que se realizó el mallado.

5.3.1.1. Fallas de primer orden

Aquellas que atraviesan de norte a sur el área de estudio con un rumbo NW – SE y N - S. En general los desarrollos de estas fallas se encuentran asociadas a altos y bajos estructurales,

sistemas de horst y grabens. Las fallas X1_PO y X2_PO trazan el límite del alto correspondiente a la cresta arrecifal donde se desarrolló el arrecife el Abra; las fallas X3_PO y X4_PO señalan el inicio del levantamiento de horst y grabens, que se encuentran entre la cresta arrecifal y el sistema de horst y grabens; mientras que las fallas X5_PO, X6_PO y X7_PO marcan el primer horst del sistema de altos y bajos donde se desarrollan sistemas arrecifales menores (Figura 90).

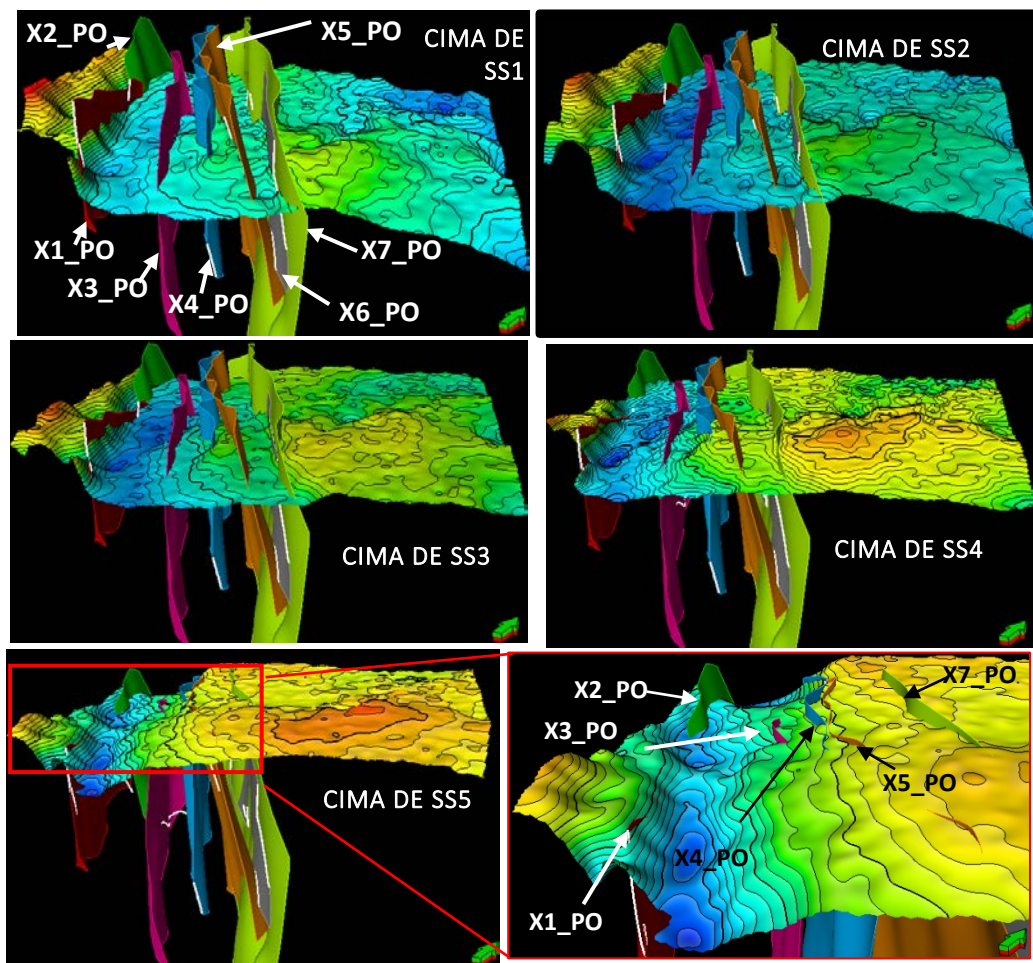


Figura 90. Fallas de primer orden que están presentes desde la secuencia sísmica 1 hasta la 5, excepto la falla X6_PO quien ya no está presente en la última secuencia.

Estas fallas son producto del esfuerzo de expansión y rompimiento por la separación del bloque de Yucatán de Norteamérica, y manteniéndose activas por la continua expansión del Golfo de México, se cree que estas continuaron activas durante la deformación laramídica. Este evento de deformación originó grabens y semi-grabens, estructuras que

controlarían la distribución de las facies sedimentarias posteriores, como es el caso de la formación El Abra.

5.3.1.2 Fallas de segundo orden

La mayor parte de éstas se encuentran acompañando a las fallas de primer orden, su rumbo es variado de: N-S, W-E y NE-SW. Su extensión es corta en comparación a las de primer orden y en varias ocasiones se encuentran limitando las estructuras monticulares. Estas fallas cortan las secuencias 1, 2, 3 y 4 (Figura 91).

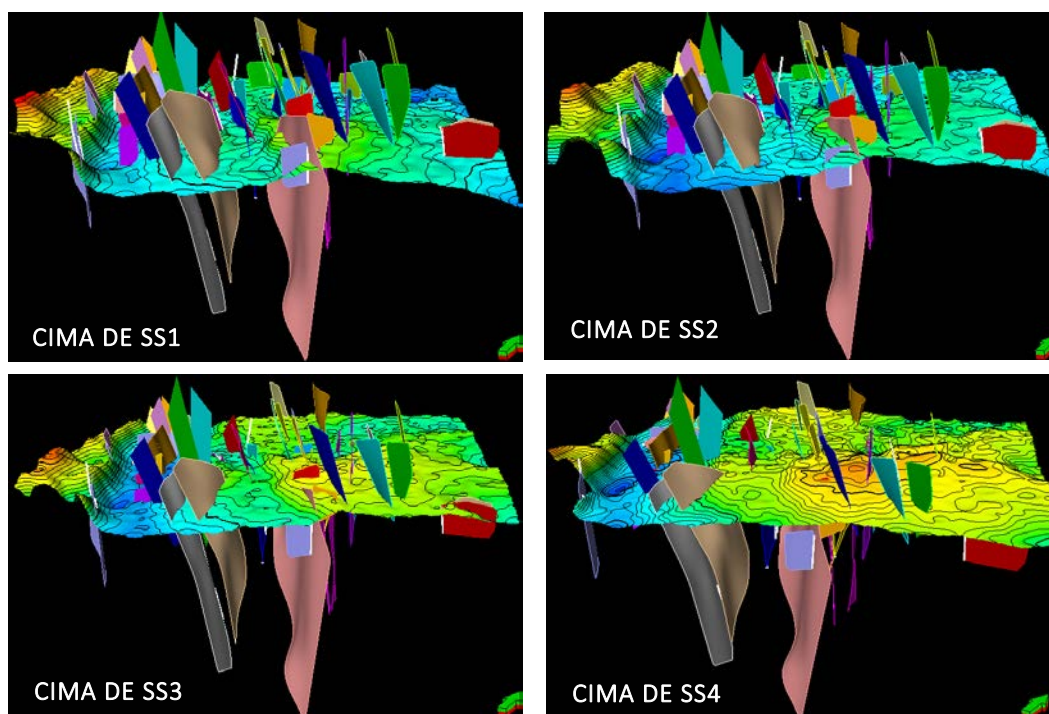


Figura 91. Planos de falla de segundo orden que se encuentran desde la secuencia 1 hasta la 4.

Todas estas fallas se hacen presentes a partir de la zona baja ubicada entre la cresta arrecifal y el alto central, hasta la zona central y sureste. Justo en la zona baja y la pared vertical occidental que pertenece al sistema de horst y grabens, se encuentran la mayor cantidad de fallas, esto se debe a que las fallas de primer orden crearon desplazamientos secundarios con diferentes rumbos provocados por movimientos tectónicos debidos a la subsidencia y basculamiento de la plataforma.

5.3.1.3 Fallas de tercer orden

Aparecen a partir de la secuencia 2, tienen un rumbo NW-SE a NE-SW y muestran un desplazamiento lístrico (Figura 92). Dichas fallas se concentran en la región oriental y logran tocar rocas terciarias y recientes, por lo que su activación inicia a finales del Cretácico tardío.

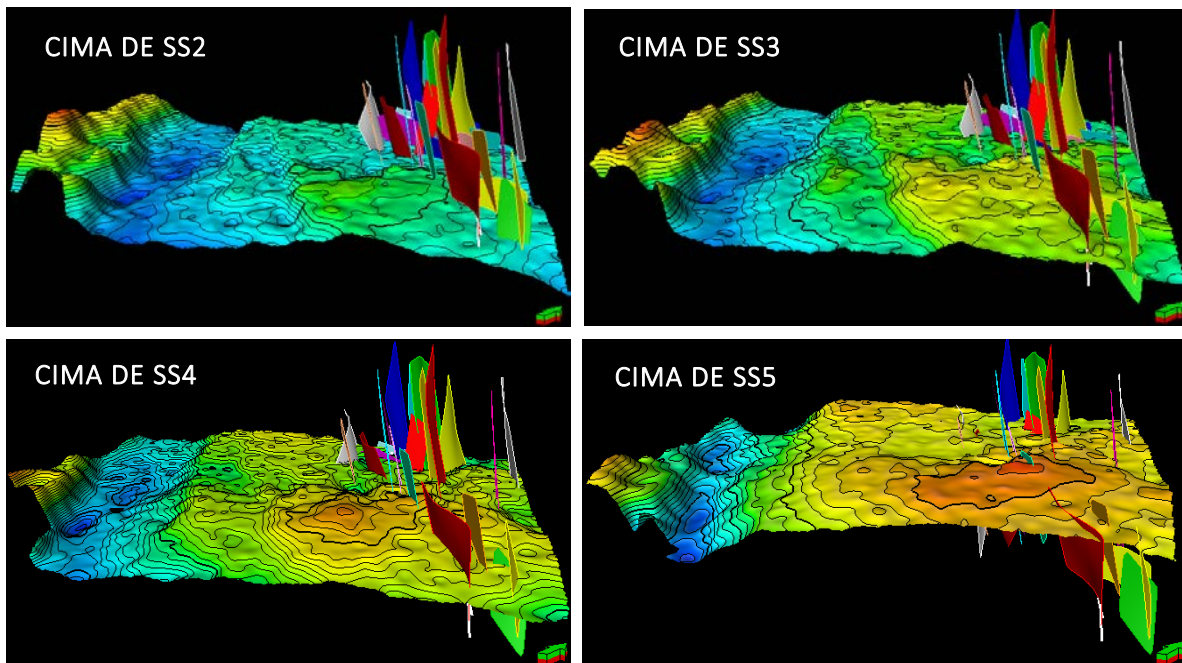


Figura 92. Planos de falla de tercer orden que aparecen a partir de la secuencia 2 hasta la 5.

CAPITULO VI



6. Discusión

Análisis comparativo con los trabajos de Pedrazzini (1978) y Aguayo (1978)

La facies de cresta arrecifal que en este trabajo se describe podrían representar la facies de biorrudita de rudistas, corales y algas que Pedrazzini (1978) describe en su trabajo, interpretándose como un ambiente de intermarea y banco arrecifal. Si bien Aguayo (1978) encuentra cuatro facies para el mismo tipo de ambiente, todas ellas representan una gran variedad faunística que estuvieron sujetas a varias etapas de diagénesis por recristalización y cementación, factores que podrían reflejar la huella sísmica que caracteriza a ésta facies sísmica.

Las facies de detritos calcáreos que aquí se colocan sobre las faldas del talud arrecifal y sobre los límites laterales del sistema de horsts y grabens, como se observa en los mapas de las figuras 83 a la 86, corresponde a las facies de calcirrudita que Aguayo (1978) describe como texturalmente angular y sin clasificar, derivadas del área periferal de la cresta arrecifal que fueron transportadas hacia la zona de post-arrecife por acción de oleaje y marea durante tormentas. Adicional a estos procesos de generación, transporte y depósito se sugiere que otros factores geológicos mayores como, movimientos tectónicos de basculamientos, pudieron haber sido también responsables.

Se cree que la textura angular y sin clasificar es la responsable de la alta amplitud y frecuencia media-baja con morfología semi paralela a semi caótica, continuas a discontinuas, que se observan en los mapas de atributo envelope de las secuencias sísmicas 1 a la 4.

Las facies monticulares que se identifican en este proyecto, como estructuras batimétricamente convexas podrían ser la región de bancos que Pedrazzini (1978) señala como una alternancia de biostromas de rudistas con bancos oolíticos. La distribución de estas facies en el área de estudio, se asemeja a la descrita por la misma autora, ocupando la mayor parte de la zona central y limitada al oeste por el borde del arrecife tal como se ilustra en los mapas de facies de las figuras 85, 86 y 87.

Las facies lagunares y de disolución y colapso que componen el ambiente mareal/lagunar, podrían corresponder a la región de ambientes lagunares que propuso Pedrazzini (1978) y a la zona de ambientes de planicie de mareas que sugiere Aguayo (1978). Estos ambientes, contienen eventos similares que dieron origen a la facies de disolución y colapso como son: rasgos de exposición subárea, dolomitización, formación de evaporitas (tasa de evaporación mayor a la de precipitación) y zonas con una libre circulación de aguas. Dichas condiciones junto con la presencia de numerosas fallas facilitaron la formación de cavernas que posteriormente se verían influenciadas por el peso de sobrecarga de los estratos que las sobreyacen durante los procesos de basculamiento e inmersión de la plataforma, dan lugar al colapso del techo de las cavernas, creando una morfología batimétrica circular negativa, como se señala en círculos rojos en los mapas 85, 86, 87, 88 y 89.

CAPITULO VII



7. Conclusiones

- En este trabajo de investigación se reconocen al menos seis tipos de facies; cinco relacionadas a la emersión e inmersión de la plataforma que pertenecen a ambientes de depósito mareales y lagunares: facies de cresta arrecifal, facies de cambios laterales de litología, facies monticulares, facies de detritos y facies de disolución y colapso. La sexta facie de clinofomas corresponde a los eventos suscitados durante y posteriores a la Orogenia Laramide trayendo consigo material terrígeno continental dando fin al desarrollo de arrecifes y bancos.
- Aunque varios de los sedimentos provienen de rocas arrecifales, la mayoría de los depósitos de las secuencias estudiadas fueron formados in situ por procesos de precipitación y transformación (diagénesis). Todas ellas se asocian a la formación El Abra en sus diferentes facies: de crecimiento arrecifal, tanto de borde de plataforma, como dentro de la plataforma, facies lagunares, facies de detritos en las cercanías de los aparatos arrecifales (en estas últimas el transporte si es significativo), y facies de disolución relacionadas a los eventos de exposición subaérea de la plataforma. El depósito de estas secuencias se encuentran principalmente interrumpido en su continuidad por fallas de primer orden y procesos diagenéticos, que en los mapas de varianza se observan como líneas y trazas, y orificios semicirculares y elongados de color rojo.
- Durante el crecimiento de la plataforma hay una migración de los montículos carbonatados del interior hacia el exterior y viceversa, como se observa en los mapas de espesor, estructural y envelope de las secuencias sísmicas. Este movimiento en el desarrollo de los cuerpos monticulares responde principalmente a las condiciones oscilatorias en el nivel del mar durante el Cretácico Inferior hasta el final del Aptiano.
- Dichos montículos muestran una alineación paralela al arrecife en su crecimiento, de NW – SE a N-S.
- Las discontinuidades en forma de columpio antes mencionadas tienen un desplazamiento hacia abajo de -30 hasta -65 milisegundos y se encuentran ubicadas sobre la pendiente de la cresta arrecifal y la pared vertical que da inicio al sistema de

horst y grabens, siendo más evidente en la última zona. Estas discontinuidades se creen están relacionadas a periodos de inmersión donde las rocas carbonatadas fueron intensamente disueltas y erosionadas químicamente por aguas subterráneas creando colapsamiento en las cavernas, produciendo como resultado geometrías circulares de hundimiento en la superficie.

- Los rasgos estructurales que gobiernan en el área de estudio son fallas de tipo normal que acompañan y limitan la cresta arrecifal El Abra, así como al sistema de horst y grabens.
- Las fallas de primer orden tienen un rumbo NW-SE que es paralelo al arrecife El Abra, inician desde la secuencia más antigua (SS1), Cretácico tardío, logrando a travesar hasta el Oligoceno (SS5).
- Las de segundo orden son formadas junto con el deslizamiento de las de primer orden, pero con una menor extensión y diferente dirección.
- Las de tercer orden que aparecen a partir de la secuencia 3 y 4, son de una edad más reciente y son activadas por las condiciones de inestabilidad tectónica que comienzan a presentarse en la región: el arqueamiento y profundización de la cuenca, y los efectos de la deformación laramídica al occidente.
- Dos factores ponen fin a la sedimentación de bancos y arrecifes en la plataforma de Tuxpan, al final del Cenomaniano inicios del Turoniano: una de ellas, es la disminución en la velocidad de subsidencia; la segunda, está relacionada con los efectos de la deformación laramídica, produciendo turbidez en las aguas impidiendo el desarrollo de la biota que daba origen a los montículos carbonatados.

7.1 Recomendaciones

- ✓ Para tener un mejor control de calidad en cuanto a la edad de los horizontes y trazado de las mallas se recomienda calibrar las correlaciones estratigráficas de los horizontes con datos bioestratigráficos y litoestratigráficos de muestras de canal y de núcleo, además de registros y datos de velocidad (check shots).
- ✓ Realizar un mallado más cerrado, en este caso fue cada 25 líneas, lo más recomendable sería de 10 y lo ideal de 5. De ese modo, se tendría más información en cuanto a la

distribución de eventos como las discontinuidades circulares debidas a los columpios y los montículos.

- ✓ Continuar con el trabajo de modelado de fallas, esto permitirá identificar la dirección de esfuerzos a la que estuvo sometida la zona.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguayo C., J. E., 1978. *Sedimentary Environments and Diagenesis of a Cretaceous Reef Complex, Eastern Mexico*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Vol. 5, No. 1. Pp. 83-140.
- Aguayo C., J.E., 1998. *The Middle Cretaceous El Abra Limestone at its Type Locality (Facies, Diagenesis and Oil Emplacement), East-Central Mexico*. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 15. No. 1. Pp. 1-8.
- Barnes Arthur, E. 2007. *Redundant and useless seismic attributes Annual Meeting Selection*. Geophysics, Vol. 72, No. 3. Pp. 33-38.
- Bathurst, R., G., C., 1959. *The Cavernous Structure of some Mississippian Stromatolite Reefs in Lancashire, England*. Jour. Geology, 67: 506-621. En Aguayo C., J. E., 1978. *Sedimentary Environments and Diagenesis of a Cretaceous Reef Complex, Eastern Mexico*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Vol. 5, No. 1.
- Bonet, F., 1952. *La Facies Urganiana del Cretácico Medio de la región de Tampico*. Bol. Asociación Mexicana Geológica Petrolera. Vol. 4, No. 5-6. Pp. 153-262. En Pedrazzini, C. 1978. *Facies Ambientales y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de Oro)*. Bol. Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, No. 2, Pp. 118-125.
- Bonet, F., 1956. *Zonificación Microfaunística de las Calizas Cretácicas del Este de México*. Congreso Geológico Internacional, XX Sesión, México. P. 102. En Pedrazzini, C. 1978. *Facies Ambientales y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de Oro)*. Bol. Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, No. 2, Pp. 118-125.
- Bonet, F., 1963. *Biostratigraphic notes on the Cretaceous of Eastern Mexico*. In *Corpus Christi*. Geol. Soc. Ann, Field Trip Guidebook. P. 36-48. En Pedrazzini, C. 1978. *Facies Ambientales y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de Oro)*. Bol. Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, No. 2, Pp. 118-125.
- Brown, A. R., 1996, *Interpreter's corner - Seismic attributes and their classification*. The Leading Edge, 15, 1090.
- Bubb J.N. and Hatlelid W.G. 1977. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 10: Seismic Recognition of Carbonate Buildups. Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Memoir 26. AAPG. Pp. 185 – 203.
- Bureau of Economic Geology (BEG), U. Texas. 2004. *Integrated Characterization of the Tamabra Reservoir of Poza Rica Field in a Sequence Stratigraphic Framework*. En Marhx R. MA., 2010. *Análisis de la Distribución Geológica y Expectativas Petroleras de la Formación Tamabra*. Tesis de Maestría. UNAM.

- Cabrera C., R. y S. Menes, L., 1974. *Aplicación e importancia económica de las Microfacies en la Formación El Abra*. Bol. Asociación Mexicana de Geología Petrolera. Vol. 5, No. 7-9, Pp. 237-307. En Pedrazzini, C. 1978. *Facies Ambientales y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de Oro)*. Bol. Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, No. 2, Pp. 118-125.
- Carrillo, 1971. *La Plataforma Valles-San Luis Potosí*. Bol. Asociación Mexicana Geológica Petrolera. Vol. 13, No. 1-6. Pp. 1-102.
- Chen J., Aduna, C.A., Patino, J., and Olivella M., 2001a. *Facies comparison from bank margin to Deep wáter basin: Golden Lane carbonate depositional system, southern Gulf of Mexico: Gulf Coast Section*. SEPM Foundation 21 st Annual. Pp. 469 -486. En Reporte Técnico, Latin America, 2010. Digital Analogs.
- Chen, Q., and S. Sidney, 1997. *Seismic attribute technology for reservoir forecasting and monitoring*. The Leading Edge, 16, 445–456. En Chopra Santinder y Marfurt Kurt J., 2005. *Seismic Attributes – a historical perspective*. Geophysics, Vol. 70, No. 5. Pp. 3SO-28SO
- Chopra Santinder y Marfurt Kurt J., 2005. *Seismic Attributes – a historical perspective*. Geophysics, Vol. 70, No. 5. Pp. 3SO-28SO
- Cosentino, L., 2001. *Integrated reservoir studies: Editions Technip*. En Chopra Santinder y Marfurt Kurt J., 2005. *Seismic Attributes – a historical perspective*. Geophysics, Vol. 70, No. 5. Pp. 3SO-28SO
- Cumings, Edgar R., 1932. *Reefs or bioherms?* Geol. Soc. America Bull., Vol. 43. Pp. 331 – 357.
- Dickinson, W.R., and Lawton, T. F., 2001. *Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico*. Geological Society of America Bulletin, Vol. 113. Pp. 1142-1160.
- Dickinson, W.R., and Stern, R. J., 2010. *The Gulf of Mexico is a Jurassic backarc basin*. The Geological Society of America. Geosphere 6. Pp. 739 – 754.
- Dunham, R. J., 1969. *Early vadose silt in Townsend Mound Reef New Mexico*. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ., Vol 14. Pp. 139-181. En Aguayo C., J. E., 1978. *Sedimentary Environments and Diagenesis of a Cretaceous Reef Complex, Eastern Mexico*. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Vol. 5, No. 1.
- Eguiluz de Antuñano Samuel, Aranda García Mario y Marrett Randall, 2000. *Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Vol. LIII. Pp. 1-26.

- Enos, P., 1977. *Tamabra Limestone of the Poza Rica trend, Cretaceous, Mexico*, in Cook. Deep-water carbonate environments: SEPM Special Publication, No. 25. Pp. 273 - 314. En Reporte Técnico, Latin America, 2010. Digital Analogs.
- Folk R., L., 1965. *Some aspects of recrystallization in ancient limestones*. Soc. Econ. Paleontologists and Mineralogists. Spec. Publ., Vol. 13, Pp. 14-48. En Aguayo C., J. E., 1978. Sedimentary Environments and Diagenesis of a Cretaceous Reef Complex, Eastern Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Vol. 5, No. 1.
- Goldhammer, R.K., and Johnson, C.A., 2001. *Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gulf of Mexico rim*. En Reporte Técnico, Latin America, 2010. Digital Analogs.
- González, G.R., y Holguín, Q.N., 1993. *Las Rocas Generadoras de México: Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. Vol. XLII. No. 1. Pp. 16-30. En Marhx R. MA., 2010. Análisis de la Distribución Geológica y Expectativas Petroleras de la Formación Tamabra. Tesis de Maestría. UNAM.
- Govela A., 1975. *Sedimentología de la Formación El Abra en una porción de la Faja de Oro Marina*. PEMEX, II Simposio Geología del Subsuelo, Poza Rica. Pp. 98-127. En Pedrazzini, C. 1978. Facies Ambientales y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de Oro). Bol. Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, No. 2, Pp. 118-125.
- Govela A., et al., 1974. *Estudio del Campo Atún. Parte 1*. PEMEX. Subgerencia General de Exploración Zona Poza Rica. Informe inédito. En Pedrazzini, C. 1978. Facies Ambientales y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de Oro). Bol. Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, No. 2, Pp. 118-125.
- Heim, A., 1940. *The Front Ranges of the Sierra Madre Oriental, Mexico, from Ciudad Victoria to Tamazunchale*. Ecl. Geol. Helvetiae. Vol. 33. No. 2- Pp. 313-360. En Pedrazzini, C. 1978. Facies Ambientales y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de Oro). Bol. Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, No. 2, Pp. 118-125.
- Kellum, L., B., 1930. *Similarity of Surface Geology in Front Ranges of Sierra Madre Oriental to subsurface in Mexico South Fields*. American Association Petroleum Geologists. Vol. 14. Pp. 73-91. En Aguayo C., J. E., 1978. Sedimentary Environments and Diagenesis of a Cretaceous Reef Complex, Eastern Mexico. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Ciencias del Mar y Limnología. Vol. 5, No. 1.
- Liner, C., C. – F., Li, A. Gersztenkorn, and J. Smythe, 2004. *SPYCE: A new general seismic attribute: 72 Annual International Meeting, SEG*. Expanded Abstracts Pp., 433-436.

- En Chopra Santinder y Marfurt Kurt J., 2005. Seismic Attributes – a historical perspective. *Geophysics*, Vol. 70, No. 5. Pp. 3SO-28SO.
- Loucks, R. G., 1999, Paleocave carbonate reservoirs: *Origins, burialdepth modifications, spatial complexity, and reservoir implications*: AAPG Bulletin, v. 83, p. 1795– 1834.
- En McDonnell Angela, Robert G. Loucks, y Tim Dooley, 2007. Quantifying the origin and geometry of circular sag structures in northern Fort Worth Basin, Texas: Paleocave collapse, pull-apart fault systems, or hydrothermal alteration? AAPG Bulletin, V. 91, No. 9. Pp. 1295 – 1318.
- Magoon, L.B., Hudson, T.L., and Cook, H.E., 2001. *Pimienta-Tamabra-a giant supercharged petroleum system in the southern Gulf of Mexico, onshore and offshore Mexico*. En Reporte Técnico, Latin America, 2010. Digital Analogs.
- Marhx, R. MA., 2010. Tesis de Maestría, *Análisis de la Distribución Geológica y Expectativas Petroleras de la Formación Tamabra*. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- McDonnell Angela, Robert G. Loucks, y Tim Dooley, 2007. *Quantifying the origin and geometry of circular sag structures in northern Fort Worth Basin, Texas: Paleocave collapse, pull-apart fault systems, or hydrothermal alteration?* AAPG Bulletin, V. 91, No. 9. Pp. 1295 – 1318.
- Muir, J.M., 1936. *Geology of the Tampico Region, Mexico*. American Assoc. Petr. Geol., Tulsa. P. 280. En Pedrazzini, C. 1978. Facies Ambientales y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de Oro). Bol. Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, No. 2, Pp. 118 - 125.
- Murillo-Muñeton, G., y Dorobeck, S. L., 2003. *Controls on the evolution of carbonate mud mounds in the Lower Cretaceous Cupido Formation, northeastern Mexico*. Journal of Sedimentary Research. Vol. 73. Pp. 869 – 886.
- Nanda Niranjana C., 2016. *Seismic Data Interpretation and Evaluation for Hydrocarbon Exploration and Production. A Practitioner's Guide*. Springer International Publishing. Chapter 10. Pp. 171 - 185.
- Onajite Enwenode, 2014. *Seismic data analysis techniques in hydrocarbon exploration*. Elsevier. Pp. 125 – 127.
- Palmer, A. N., 1991. *Origin and morphology of limestone caves*: Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 1– 21. En McDonnell Angela, Robert G. Loucks, y Tim Dooley, 2007. Quantifying the origin and geometry of circular sag structures in northern Fort Worth Basin, Texas: Paleocave collapse, pull-apart fault systems, or hydrothermal alteration? AAPG Bulletin, V. 91, No. 9. Pp. 1295 – 1318.

- Pedrazzini, C. 1978. *Facies Ambientales y Desarrollo de la Plataforma Cretácica de Tuxpan-Tecolutla (Faja de Oro)*. Bol. Sociedad Geológica Mexicana, Tomo XXXIX, No. 2, Pp. 118-125.
- PEMEX, 2013. *Provincia Petrolera Tampico-Misantla*. Juan Rogelio Román Ramos, Joel Lara Rodríguez, Jaime Patiño Ruíz, Lourdes Clara Valdés, Martha Mata Jurado, Guillermo Mora Oropeza, Ernesto Miranda Canseco, Ulises Hernández Romano, Fernando Navarro Baca, Rubén Darío Gómez Rodríguez. Activo de Exploración Tampico-Misantla-Golfo.
- Pindell, J.L., 1985. *Alleghanian Reconstruction and Subsequent Evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean, Tectonics*. Vol. 4. Pp. 1-39.
- Pindell, J.L., and Kennan, L., 2009. *Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update*. Geological Society, London, Special Publications. Vol. 328. Pp. 1 – 55.
- Reporte Técnico, 2010. *Field Evaluation Report, Latin America: Golden Lane Field, Tampico-Misantla Basin, Mexico*. C&C Reservoirs the analog Company.
- Román et al., 1997. Estudio Geoquímico de las Rocas e Hidrocarburos del Jurásico Superior en la Cuenca Tampico-Misantla. En Marhx, R. MA., 2010. Tesis de Maestría, Análisis de la Distribución Geológica y Expectativas Petroleras de la Formación Tamabra. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Salguero Hernández Eduardo, 2008. Tesis de Doctorado, *Atributos Sísmicos y Caracterización de propiedades petrofísicas en la secuencia Carbonatada de Chicxulub*. Pp. 23 – 26. Instituto de Geofísica, UNAM.
- Taner M. F, 2001. Seismic Attributes. Canadian Society of Exploration Geophysicist Recorder. Pp. 48 - 50, 53 – 56.
- Taner M. T., Koehler F., and Sheriff R. E., 1979. *Complex seismic trace analysis*. Geophysics, Vol. 44. No. 6. Pp. 1041 – 1063
- Taner M. T., Schuelke J. S., O' Doherty R., and Baysal E., *Seismic attributes revisited*. Society of Exploration Geophysicists Expanded Abstract. Pp. 1104 – 1106.
- Vail P. R., Mitchum Jr. R. M., Todd R. G., Widmier J. M., Thompson S. III, Sangree J. B., Bubb J. N., Hatlelid W. G., 1977a. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level. Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Memoir 26. AAPG. Pp. 49 – 205.
- Vail P.R., and Mitchum, Jr. R.M., 1977b. *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 1: overview. Seismic Stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*. Memoir 26. AAPG. Pp. 51-52.

Viniegra F., y Castillo-Tejero, C. 1970. *Golden Lane Fields, Veracruz, Mexico. Geology of giant petroleum fields*: AAPG Memoir, 14. Pp. 309-325.