



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓMA DE
MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**ATRIBUTOS SÍSMICOS APLICADOS EN LA IDENTIFICACIÓN DE
SISTEMAS TURBIDÍTICOS
EN UN CAMPO DEL SURESTE DE MÉXICO**

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERA GEOFÍSICA
P R E S E N T A :
MONSERRAT CAMPERO CERVANTES

DIRETOR DE TESIS: ING. HÉCTOR RICARDO CASTREJÓN PINEDA

CIUDAD UNIVERSITARIA

MÉXICO, D.F., NOVIEMBRE 2012.



AGRADECIMIENTOS

A mi Alma Mater la Universidad Nacional Autónoma de México, por darme la oportunidad de alcanzar esta meta, gracias a los profesores e investigadores por los conocimientos teóricos y las experiencias vividas.

Al M.C. Julio Pérez Aldana, M.I. Miguel Ángel Méndez García, Ing. Gustavo Hernández Carrera, por permitirme desarrollar este trabajo en las instalaciones de PEMEX y por darme todo el apoyo posible para la realización del mismo.

Al M.C. Humberto Arévalo López, al Ing. Daniel Silva Pérez, a la Ing. Rosalia Reyes Hemeterio, al Ing. Adán Vite Duran y al Ing. Ricardo Castrejón Pineda por su apoyo constante y por haberme asesorado durante la realización de este proyecto de tesis.

A mis sinodales por su amable aceptación, por el tiempo y las recomendaciones en la investigación: Ing. Enrique del Valle Toledo, Ing. Bernardo Martell Andrade, Dr. Guillermo Pérez Cruz y Ing. Javier Arellano Gil.

DEDICATORIAS

A mis padres, Rosario y Leonel.

Que siempre me han dado su apoyo incondicional y a quienes debo este triunfo profesional, por todo su trabajo y dedicación para darme una formación académica y sobre todo humanista y espiritual. Por los ejemplos de perseverancia y constancia que los caracterizan y que me han infundado siempre, pero más que nada, por su amor. De ellos es este triunfo y para ellos es todo mi agradecimiento.

A mis hermanana Yocelyn y a mi hermano Daniel.

Por su cariño y porque siempre me han apoyado.

A mis familiares.

Por haberme apoyado en todo momento, por sus consejos, sus valores, por su motivación.

A mis amigos, amigas y todas aquellas personas que han sido importantes para mi durante todo este tiempo. A todos mis maestros que aportaron a mi formación, quienes me enseñaron a ser lo que no se aprende en salón de clase y a compartir el conocimiento con los demás.

RESUMEN

El presente trabajo tiene como objetivo resaltar la importancia de la integración de técnicas multidisciplinarias, Ingeniería Geología e Ingeniería Geofísica; con la finalidad de analizar la relación de los cuerpos arenosos del Mioceno Superior y trampas estratigráficas que pudieran contener hidrocarburos en un campo del sureste de México. Teniendo como base el análisis de registros de pozo y aplicando atributos sísmicos en un cubo, se identificaron geoformas asociadas a procesos de sedimentación en rocas siliciclásticas.

El objetivo principal del presente trabajo es identificar el ambiente depósito en rocas siliciclásticas mediante el análisis de registros geofísicos y la aplicación de atributos sísmicos.

A pesar de que la producción a nivel Mesozoico es volumétricamente mayor, también los yacimientos en el Terciario son de gran importancia; por esta razón en el capítulo I, se explica la justificación de este trabajo.

En el capítulo II, se mencionan los estudios previos realizados en el área. Los pozos son la información más valiosa de este estudio, por esto en el capítulo III, fueron analizados pozos con registros geofísicos de pozos para determinar los patrones de sedimentación, compararlos con electrofacies análogas considerando el estudio paleontológico. En el capítulo IV, se aplicaron seis atributos sísmicos en un área de 720 km² a distintos cortes de tiempo, con la finalidad de identificar canales. Posteriormente, en capítulo V se delinearon cuatro horizontes en la sección sísmica, obteniéndose mapas estructurales en tiempo; se extrajeron los atributos de similaridad y RMS, además se analizaron las facies asociadas a canales para inferir el ambiente de depósito. Finalmente, en el capítulo VI se presentan las conclusiones y recomendaciones del presente trabajo.

ABSTRACT

The goal of this paper is to highlight the importance of the integration of multidisciplinary techniques, such as Geology and Geophysics in order to analyze the relationship between sandy bodies in Upper Miocene and stratigraphic traps that might contain hydrocarbons. Geoforms associated to the sedimentation processes were identified based on the well log analysis and the application of attributes into a seismic cube to identify the sedimentary environment in siliclastic rocks.

The main goal of this paper is to identify the deposit environment in siliclastic rocks through the analysis of geophysical logs and the application of seismic attributes.

Despite the fact that the production on the Mesozoic is greater, reservoirs on the Tertiary are also very important; reason why on Chapter I the justification for this paper is explained.

On Chapter II previous studies in the area. The wells are the most valuable information of this paper, reason why two wells with electrical logs were analyzed on Chapter III in order to determine the sedimentation patterns and compared them to analogue electrofacies and the paleontological study. On Chapter IV, seismic attributes were applied on a 720 km² area at different time slices in order to identify channels. Later, on Chapter V, four horizons were delineated in the seismic section, obtaining structural maps on time; the similar attributes and RMS were extracted. Also, the facies associated to channels were analyzed in order to deduce the deposit environment. Finally, on Chapter VI, conclusions and recommendations from this paper are presented.

ÍNDICE

RESUMEN	<i>i</i>
ABSTRACT	<i>ii</i>
ÍNDICE	<i>iii</i>
ÍNDICE DE FIGURAS	<i>v</i>
ÍNDICE DE TABLAS	<i>xí</i>
I. INTRODUCCIÓN	12
1.1 Localización del área de estudio.....	12
1.2 Aspectos Geológicos.....	13
II. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO	16
2.1 Revisión de estudios previos	16
III. PETROFÍSICA	34
IV. INTERPRETACIÓN SÍSMICA	44
4.1 Bases teóricas	44
4.1.1 Convulación	44
4.1.2 Ondícula.....	44
4.1.3 Coeficientes de reflexión	45
4.1.4 Impedancia acústica.....	45
4.1.5 Modelo convolucional.....	46
4.1.5.1 Suposiciones del modelo convolucional	46
4.1.6 Atributos sísmicos	47
4.1.6.1 Atributos de similitud.....	48
4.1.6.2 Atributo energía de tiempo medio.....	49
4.1.6.3 Atributo de intensidad de reflexión.....	49
4.1.6.4 Atributo de fase instantánea	51
4.1.6.5 Atributo perigram	51

4.1.6.6 Atributo de curvatura	51
4.1.6.7 Atributo de descomposición espectral.....	52
4.2 Procesos aplicados.....	54
4.2.1 Atributo de similitud	57
4.2.2 Atributo de energía.....	64
4.2.3 Atributo de intensidad de reflexión.....	69
4.2.4 Atributo de fase instantánea.....	70
4.2.5 Atributo perigram.....	72
4.2.6 Atributo de descomposición espectral.....	72
V. MODELO ESTRUCTURAL EN TIEMPO	80
5.1 Horizontes.....	80
5.1.2 Atributos sísmicos	82
5.2 Resolución sísmica.....	85
5.2.1 Resolución sísmica vertical.....	85
5.3 Ambientes sedimentarios.....	88
VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	105
ANEXO A.....	108
Ambientes sedimentarios.....	108
Ambiente Fluvial.....	108
Ambiente Deltáico.....	114
Ambiente de talud continental.....	119
ANEXO B.....	124
Superficies.....	124
ANEXO C.....	129
Atributos de Similaridad y RMS aplicados a horizontes.....	129
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	143

ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1.1 Localización del área de estudio al sureste de México.....</i>	13
<i>Figura 1.2. Geología estructural mostrando las Provincias del Sureste. (Tomada de Robles-Nolasco, Robles-Nolasco et al y Reyes et al.,2004).....</i>	14
<i>Figura 1.3. Campos productores en los estados de Tabasco y Chiapas (Tomado de Méndez-Ortiz ,2007).....</i>	15
<i>Figura 2.1. Tabla comparativa entre unidades Cronoestratigráficas y Formaciones. Las líneas punteados marcan una aproximación en edad de las formaciones, puesto que transgreden las líneas tiempo (Modificada de Díaz-Puebla, Marín-Sosa, 1993).</i>	18
<i>Figura 2.2. Cronoestratigrafía de la Zona de Chiapas-Tabasco (Modificada de Santiago et al., 1984).....</i>	19
<i>Figura 2.3. Mapa de ambiente de depósito, secuencia 33.8 Ma (Plays Terciarios, 2003)...</i>	21
<i>Figura 2.4. Mapa de ambiente de depósito, secuencia 24.36 Ma (Plays Terciarios, 2003)</i>	22
<i>Figura 2.5. Mapa de ambiente de depósito, secuencia 16.38 Ma (Plays Terciarios, 2003). 23</i>	
<i>Figura 2.6. Mapa de ambiente de depósito, secuencia 11.7 Ma (Plays Terciarios, 2003)...</i>	25
<i>Figura 2.7. Mapa de facies deposicionales, secuencia Mioceno Medio (Modificado de PEMEX, 2008).....</i>	26
<i>Figura 2.8. Mapa de facies deposicionales, secuencia Mioceno Superior (Modificado de PEMEX, 2008).....</i>	28
<i>Figura 2.9. Mapa de facies deposicionales, secuencia del Plioceno Inferior (Modificado de PEMEX, 2008).....</i>	29
<i>Figura 2.10. Mapa de facies deposicionales, secuencia del Plioceno Superior (Modificado de PEMEX, 2008).....</i>	31

<i>Figura 2.11. Carta de síntesis geológica de la subcuenca de Huimanguillo (Modificada de Miguel Varela, 2003).</i>	33
<i>Figura 3.1. Clasificación de arenas según sus formas en los registros SP o GR desarrollado por Shell (Modificado por Rider, 1996).</i>	35
<i>Figura 3.2. Facies tipos deducidas de registros de pozos SP y GR (modificado de Swanson, 1976).</i>	35
<i>Figura 3.3. Facies intepretadas del comportamiento de las curvas de litología. Idealizan las facies sedimentológicas (Modificado de Rider, 1996).</i>	36
<i>Figura 3.4. Electrofacies deducida con los registro GR.</i>	37
<i>Figura 3.5. Patrones de electrofacies (PEMEX, 2007).</i>	37
<i>Figura 3.6. Registros geofísicos y ambiente de depósito del Pozo A.</i>	39
<i>Figura 3.7. Registro SP y resistividad del Pozo B.</i>	42
<i>Figura 4.1. Convolución de los coeficientes de reflexión con una ondícula, genera una traza sísmica.</i>	44
<i>Figura 4.2. Ondícula de fase cero (Yilmaz, 1999).</i>	44
<i>Figura 4.3. Trazas sísmicas sintéticas, con el atributo de intensidad de la reflexión.</i>	50
<i>Figura 4. 4. a) Sintonía de una capa delgada b) Envolvente.</i>	50
<i>Figura 4.5. Curvatura 2D de una línea (Roberts, 2001).</i>	52
<i>Figura 4.6. Ondículas usadas en la descomposición espectral (Cortés et al., 2007).</i>	54
<i>Figura 4.7. Cubo sísmico y corte horizontal en tiempo.</i>	55
<i>Figura 4.8. Sismograma sintético del pozo B.</i>	56
<i>Figura 4.9. Registros GR e ILD desplegados en la sección sísmica del pozo A.</i>	57
<i>Figura 4.10. Corte horizontal en tiempo a 1824 ms. El recuadro resalta el fuerte echado de la estructura.</i>	58

<i>Figura 4.11. Parámetros de entrada para calcular el atributo de similitud.....</i>	58
<i>Figura 4.12. Corte horizontal a 1824ms y una línea símica.</i>	59
<i>Figura 4.13. Extracciones del atributo de similaridad variando el tamaño de las ventanas de análisis.</i>	60
<i>Figura 4.14. Atributo de similitud con una ventana de tiempo de 28 ms. Apareciéndose 3 porciones de un canal.....</i>	61
<i>Figura 4.15. Canal A. a) Sección sísmica en tiempo y un corte horizontal a 1824ms.b) Atributo de similitud y la ubicación del canal.....</i>	62
<i>Figura 4.16. Ubicación de los canales A, B y C en un corte horizontal a 1824 ms empleando el atributo de similitud.</i>	63
<i>Figura 4.17. Parámetro de entrada para calcular el atributo de energía.....</i>	64
<i>Figura 4.18. Extracción del atributo de energía variando el tamaño de las ventanas de análisis.....</i>	65
<i>Figura 4.19. Atributo de energía con una ventana de tiempo a 16 ms, apreciándose el canal A y B.</i>	66
<i>Figura 4.20. Atributo de energía. a) Corte horizontal a 1824 ms. b) Corte vertical y horizontal. c) Corte vertical.</i>	68
<i>Figura 4.21. Atributo de intensidad de reflexión aplicado en un corte horizontal a 1824 ms.</i>	69
<i>Figura 4.22. Atributo de fase instantánea con diferente escala de colores.....</i>	70
<i>Figura 4.23. Domo Salino.</i>	71
<i>Figura 4.24. Sección sísmica del campo NE-SW. Se muestra la interpretación de fallas en traza, limitado por dos intrusiones salinas de regulares dimensiones.</i>	71
<i>Figura 4.25. Atributo perigram.....</i>	72

<i>Figura 4.26. Posición de la línea y traza que corta el canal.</i>	73
<i>Figura 4. 27. Espectro de frecuencia, ubicación del canal.</i>	73
<i>Figura 4.28. Espectro de frecuencias. Frecuencias a la que está vibrando el canal.</i>	74
<i>Figura 4.29. Corte horizontal a un tiempo 1824ms.</i>	75
<i>Figura 4.30. Atributo de descomposición espectral.....</i>	76
<i>Figura 4.31. . Atributo de similaridad aplicado a distintos cortes en tiempo.</i>	78
<i>Figura 4.32. Atributo de similaridad aplicado a distintos cortes en tiempo.</i>	79
<i>Figura 5.1. Horizontes h1, h2, h3 y h4.....</i>	81
<i>Figura 5.2. Reinterpretación de horizontes.</i>	81
<i>Figura 5.3. Horizontes interpretados.</i>	82
<i>Figura 5.4. Extracción del atributo RMS a lo largo del horizonte.....</i>	84
<i>Figura 5.5. Cálculo de la resolución vertical (Curso Next).</i>	85
<i>Figura 5.6. Espectro de frecuencia de la ventana seleccionada, apreciándose una frecuencia dominante de 16 Hz.</i>	86
<i>Figura 5.7. Velocidad obtenida a partir del tiempo de tránsito del registro sísmico.</i>	87
<i>Figura 5.8. Sección sísmica NE – SW.....</i>	87
<i>Figura 5.9. Extracción del atributo de similaridad a 1824 ms.</i>	89
<i>Figura 5.10. Representación de un meandro abandonado.....</i>	89
<i>Figura 5.11. Ubicación de un canal meandrónico con un desborde que pasa por una falla (h1).</i>	90

<i>Figura 5.12. Canal sinuoso cortado por una falla (h1).</i>	91
<i>Figura 5.13. Canal sinuoso que pasa por el horizonte h2.</i>	92
<i>Figura 5.14. Canal meándrico ubicado en el horizonte h2.</i>	92
<i>Figura 5.15. Canales meádricos en la parte SE del horizonte; en la parte SW se aprecian canales anastomosados (h3).</i>	93
<i>Figura 5.16 Morfología de los canales ubicados en el horizonte h3, el canal rebasa sus diques laterales formando albornones (levées) y abanicos de desborde.</i>	94
<i>Figura 5.17. Sección sísmica en tiempo, donde se aprecian el pozo A y los registros de RG y resistividad.</i>	95
<i>Figura 5.18. Abanico submarino en el Mioceno Superior (atributo RMS con una ventana de 80 ms).</i>	97
<i>Figura 5.19. Modelo de facies para un abanico submarino, los lóbulos están muy alargado y la mayoría de la arena se deposita cerca de los canales (Tomado de Nichols, 2009).</i>	98
<i>Figura 5.20. Abanico submarino (Modificado Realing y Richards, 1994).</i>	98
<i>Figura 5.21. Acreción lateral (atributo RMS con una ventana de 80 ms).</i>	99
<i>Figura 5.22. Abanico submarino, se aprecia una acreción lateral (atributo RMS con una ventana de 80 ms).</i>	100
<i>Figura 5.23. Extracción del atributo RMS con una ventana de 80 m.</i>	101
<i>Figura 5.24. Atributo de Similaridad aplicado al horizonte h4.</i>	102
<i>Figura 5.25. Evolución de las Plataformas Neógenas (Modificado de Plays Terciarios, 2003).</i>	103
<i>Figura A1. Morfología de los canales (Nichols, G., 2009).</i>	108

<i>Figura A2. Morfología de los canales.....</i>	110
<i>Figura A3. Características de los depósitos de corrientes meandriformes (modificado de Swanson, 1976).....</i>	111
<i>Figura A4. Depósitos en canales.</i>	114
<i>Figura A5. Principales componentes morfológicos y sedimentarios comunes en deltas. Modificada de Galloway, W. et al, 1975.</i>	115
<i>Figura A6. Delta del Mississippi, delta dominado por ríos (Modificado de Nichols, 2009).</i>	116
<i>Figura A7. Tipos de deltas (modificado de Galloway, 1975).</i>	118
<i>Figura A8. Ilustración esquemática de la distribución de los tipos de ambientes aluviales. (Modificado de Swanson, 1976).</i>	118
<i>Figura A9. Modelo de facies para un abanico fangoso submarino: lóbulos están muy alargado y la mayoría de la arena se deposita cerca de los canales (Tomada de Nichols, 2009).</i>	121
<i>Figura A10. Las proporciones de los diferentes elementos arquitectónicos en los abanicos submarinos están determinados por el tamaño de grano dominante depositado en el abanico (Tomada de Nichols, 2009).</i>	122
<i>Figura A11. Corrientes de turbidez (Thurman, H., 1997).</i>	123
<i>Figura B1. Modelo estructural del horizonte h1.....</i>	125
<i>Figura B2. Modelo estructural del horizonte h2.....</i>	126
<i>Figura B3. Modelo estructural del horizonte h3.....</i>	127
<i>Figura B4. Modelo estructural del horizonte h4.....</i>	128
<i>Figura C1. Atributo de similaridad del horizonte h1 (Vista en planta).</i>	130
<i>Figura C2. Atributo de similaridad del horizonte h1 (vista en planta).....</i>	131

<i>Figura C3. Atributo de similaridad del horizonte h1.</i>	132
<i>Figura C4. Atributo RMS de horizonte h1 (vista en planta).</i>	133
<i>Figura C5 Atributo RMS de horizonte h1.</i>	134
<i>Figura C6. Atributo RMS de horizonte h2.</i>	135
<i>Figura C7. Atributo de similaridad del horizonte h2 (vista en planta).</i>	136
<i>Figura C8. Atributo de similaridad del horizonte h2.</i>	137
<i>Figura C9. Atributo RMS de horizonte h3.</i>	138
<i>Figura C10. Atributo RMS de horizonte h3.</i>	139
<i>Figura C11. Atributo de Similaridad aplicado al horizonte h3.</i>	140
<i>Figura C12. Atributo RMS de horizonte h4.</i>	141
<i>Figura C13. Atributo RMS de horizonte h4.</i>	142

ÍNDICE DE TABLAS

<i>Tabla 4.1. clasificación de los atributos post-apilados de acuerdo a Barnes (2001).</i>	48
<i>Tabla A1. Deltas dominados por ríos, olas y mareas.</i>	117

I. INTRODUCCIÓN

Por varias décadas las Cuencas del Sureste han tenido una importante producción de hidrocarburos (aceite y gas), siendo estos yacimientos los más productivos del país, se encuentran en la edad Jurásico Superior hasta el Plioceno.

A pesar de que la producción a nivel Mesozoico es mayor, también los yacimientos en el Terciario son de gran importancia. En casos es complicado localizarlos.

La exploración de las cuencas Terciarias del sureste comenzó en 1883 con la perforación del primer pozo, teniendo producción de aceite ligero no comercial. En los años 60 del siglo pasado se realizaron importantes descubrimientos Terciarios.

En 1974 se confirmó la importancia de las rocas Mesozoicas como productoras de hidrocarburos con el descubrimiento del campo Cantarell. A partir de ese momento, Petroleros Mexicanos centran su atención en objetivos del Mesozoico, dejando a un lado la exploración a nivel Terciario.

Es de hacer notar que dicha región contienen importantes acumulaciones de hidrocarburos en secuencias siliciclásticas a nivel Terciario. El presente trabajo se enfoca en el estudio de atributos sísmicos con la finalidad de identificar cuerpos asociados a procesos de sedimentación como es el caso decanales.

1.1 Localización del área de estudio

El campo se encuentra a 73 Km., al SW de la Ciudad de Villahermosa, Tab. Ubicado dentro de las Cuencas del Sureste. Pertenece a la Cuenca de Comalcalco y subcuenca de Huimanguillo (*Figura 1.1*).

La Cuenca del Sureste se encuentra al sur del Golfo de México y se extiende desde la Sierra de Chiapas hasta la plataforma continental ubicada al norte de las costas de Veracruz y Tabasco, y al occidente de la costa de Campeche. Bajo el término de Cuenca del Sureste se agrupan a las Cuencas Salina del Istmo, Macuspana y Comalcalco, así

como a las áreas de Chiapas-Tabasco y la sonde de Campeche, a las que se agrega la Sierra de Chiapas (Sánchez, M., 2006).

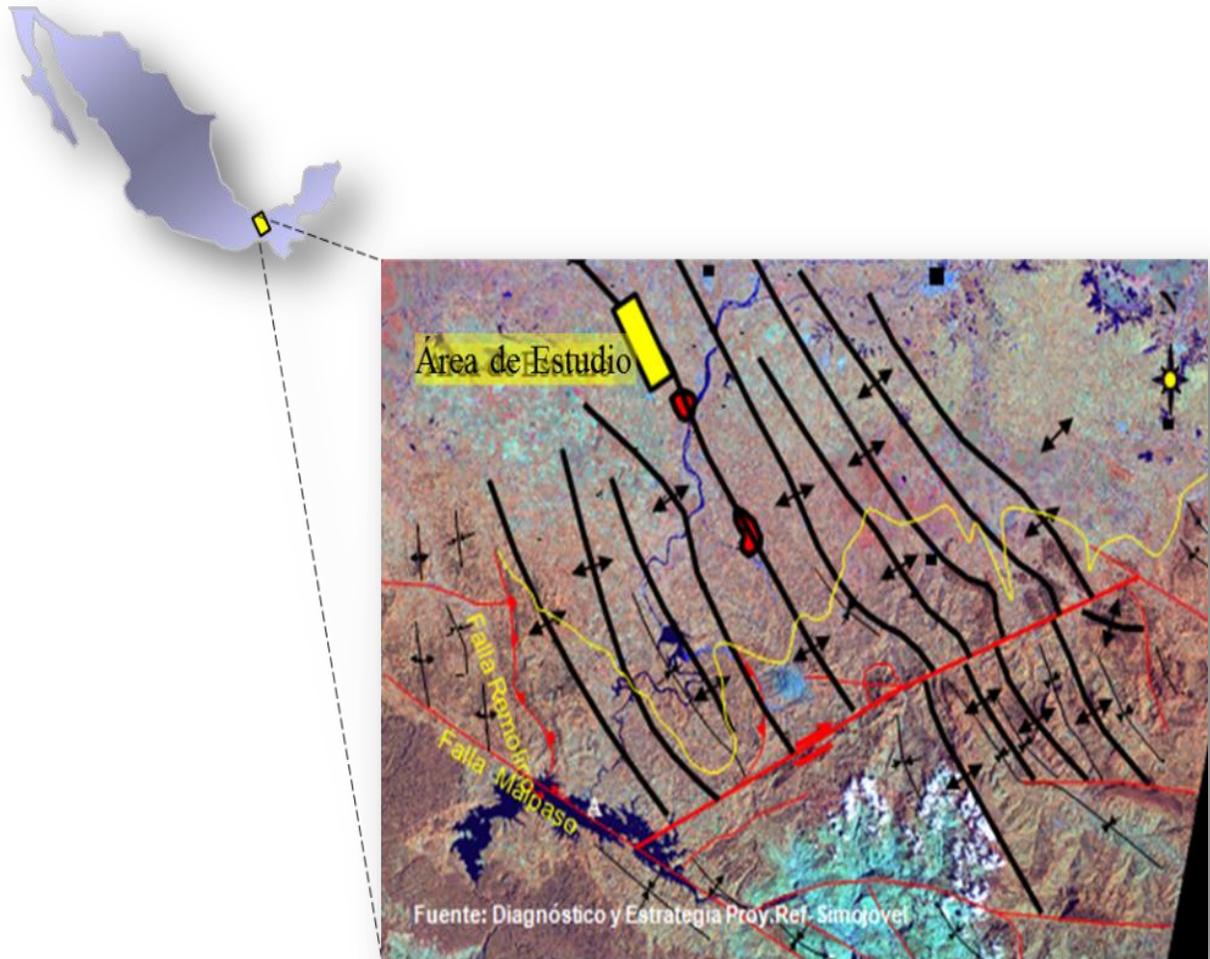


Figura 1.1 Localización del área de estudio al sureste de México.

1.2 Aspectos Geológicos

El área de estudio se ubica dentro de la provincia geológica Pilar Reforma-Akal. Esta provincia está caracterizada por una columna estratigráfica formada por rocas terciarias y mesozoicas presentando una gran cantidad de estructuras plegadas y falladas relacionadas a tectónica salina y a la Orogenia Chiapaneca. Está limitada al noroeste por el sistema de fallas Comalcalco, al sureste por el sistema de fallas Frontera, el alineamiento diapírico de Amate-Barrancas y la falla Topén-Níspero y al sur por el Cinturón Plegado de Chiapas (PEMEX, 2001).

La Cuenca de Comalcalco consiste en una depresión formada durante el Mioceno Medio-Plioceno Temprano. En esta época la cuenca, sufrió un evento compresivo; denominado Orogenia Chiapaneca. La cuenca fue afectada por una tectónica distensiva y por una tectónica salina, dando origen a estructuras intensamente afalladas.

Estructuralmente se caracteriza por diapiros, paredes, lengüetas y toldos de sal que dieron lugar a la formación de esta cuenca por evacuación de sal (Figura 1.2).

Durante el Terciario, se inicia en gran parte de Chiapas y Tabasco la sedimentación terrígena marina, la cual es producto del levantamiento de la porción occidental de México y el plegamiento de la Sierra Madre Oriental; en tanto que en la península de Yucatán continuaba el depósito de carbonatos con la emersión paulatina de su parte central. En el subsuelo de la Llanura Costera del Golfo se desarrollaron dos cuencas terciarias (Comalcalco y Macuspana) separadas por un alto formado por el “Horst de Villahermosa” (Morán et. al, 1984).

En la Cuenca de Comalcalco se encuentran campos productores de aceite en sedimentos terrígenos del Terciario.

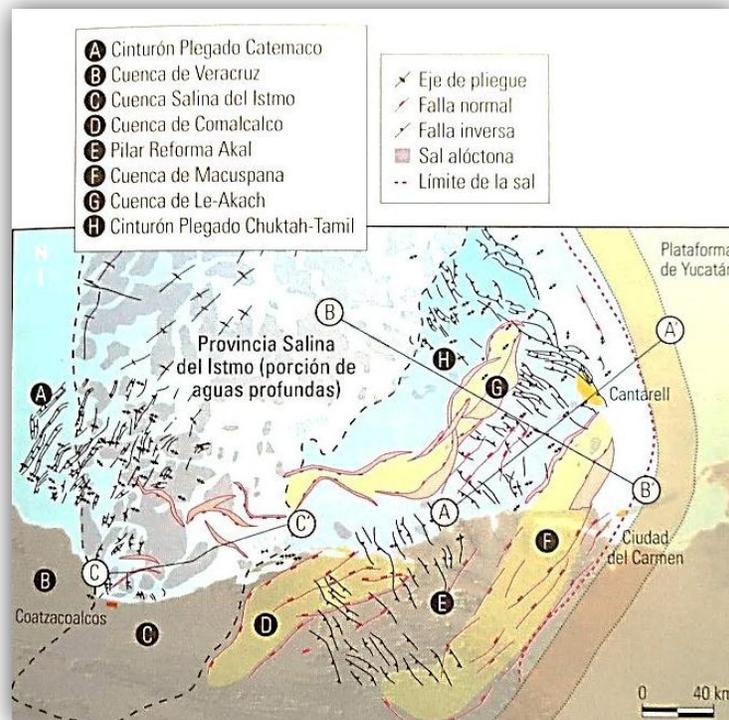


Figura 1.2. Geología estructural mostrando las Provincias del Sureste. (Tomada de Robles-Nolasco, Robles-Nolasco et al y Reyes et al.,2004)

Méndez-Ortiz en su tesis doctoral hace una descripción de la región Sureste, localiza los campos productores en los estados de Tabasco y Chiapas (Figura 1.3).

Tectónicamente el área de Chiapas-Tabasco también es conocida como “Alto de Akal-Reforma”. Presenta una compleja evolución sedimentológica y tectónica pasando de fases carbonatadas Jurásico-Cretácicas, con horizontes generadores de hidrocarburos, calizas, brechas a secuencias siliciclásticas terciarias; con abundantes cambios de facies. (González, 2003).

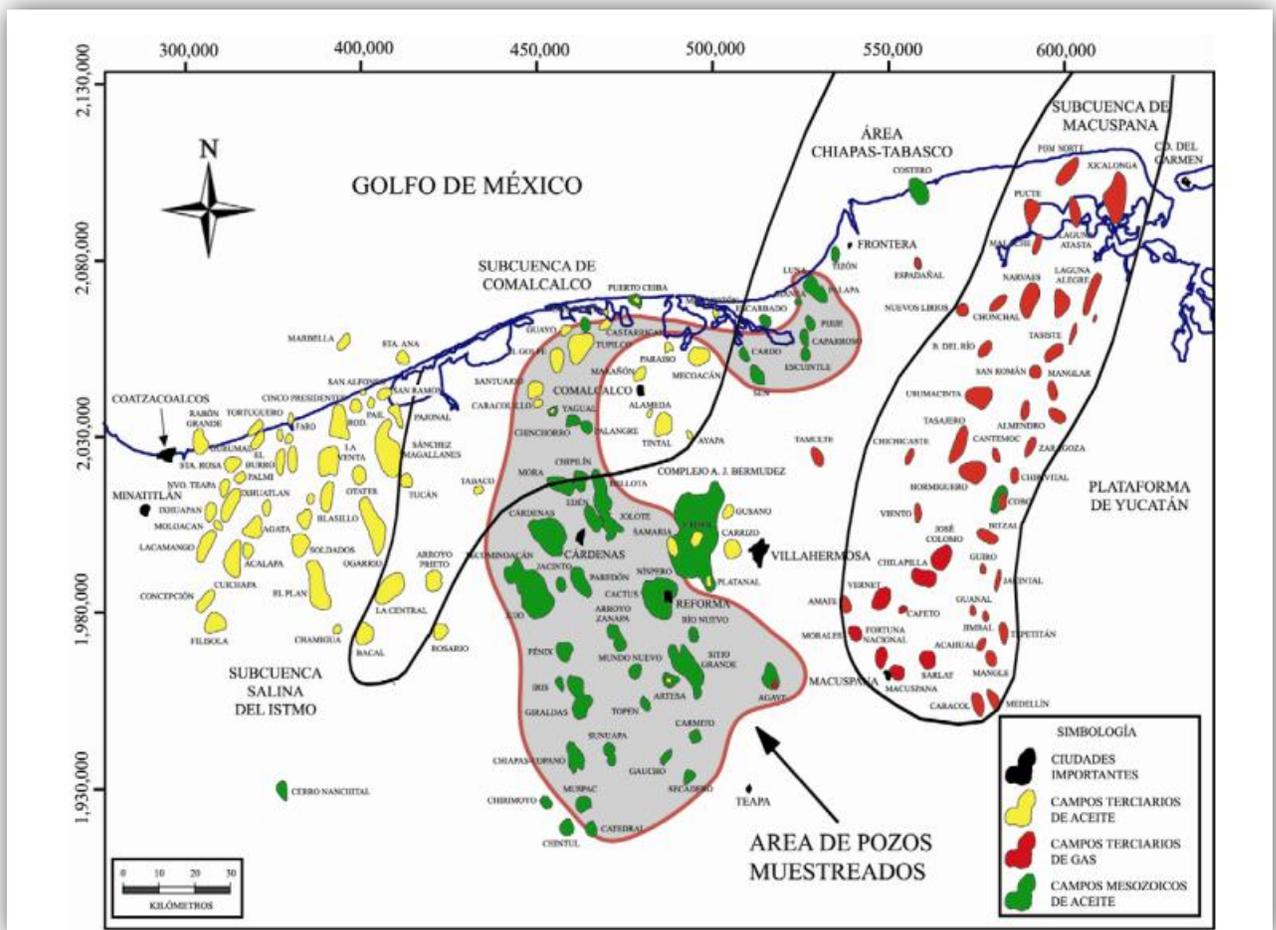


Figura 1.3. Campos productores en los estados de Tabasco y Chiapas (Tomado de Méndez-Ortiz, 2007)

II. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO

Los estudios estratigráficos, se desarrollaron durante la década de los 80's como una necesidad de analizar a detalle las secuencias sedimentarias en la exploración y explotación de hidrocarburos.

Los trabajos de investigación geológica-geofísica que se han desarrollado en la región sureste de México son numerosos y con diversos objetivos estructurales, estratigráficos, tectónicos y paleo-sedimentarios. Por lo anterior, uno de los objetivos del presente trabajo es identificar un ambiente depósito en rocas siliciclásticas mediante el análisis de registros geofísicas y la aplicación de atributos sísmicos. Solo se mencionaran aquellos estudios más relevantes relacionados con el objetivo del trabajo, se incluirán en este concepto los trabajos previos geológicos, geofísicos y sísmicos.

2.1 Revisión de estudios previos

En esta sección se resumen los resultados de algunos trabajos previos, realizados en el área de estudio. La mayoría de los autores identifican las litofacies, para un posterior establecimiento de ambientes sedimentarios. Describen la columna litoestratigráfica y otros esbozan la evolución sedimentológica de la región.

Por sus características estructurales, sedimentarias y estratigráficas se ha podido diferenciar cuatro áreas a nivel Terciario: la subcuenca de Comalcalco, Huimanguillo, Macuspana y Alto de Jalpa (Iván Alar Ortiz, 2005).

Paul D. Krynine (1929), realizó estudios de sedimentación en el Sureste de México, en su trabajo hace referencia a la formación de arcosas en el Terciario, producto de la erosión de la Sierra de Chiapas en el sur y su depositación en las planicies al norte.

Cabrera-Castro y Lugo-Rivera (1984) describen la bioestratigrafía y sedimentología de las Cuecas Terciarias del Sureste en su trabajo "Estratigrafía-Sedimentología de las Cuencas Terciarias del Golfo de México".

Guzmán y Mello (1999) en su estudio sobre la caracterización de biomarcadores en los hidrocarburos asociados a sus ambientes de depósito, analizan los tipos y la abundancia de materia orgánica en las facies arcillosas y calcáreas, salinidad y contenido de oxígeno total.

Así también Guzmán et. al (1999), de acuerdo a la edad geológica de las rocas generadoras y el ambiente de depósito, identifican cuatro familias y subtipos de hidrocarburos dentro de las diversas provincias y subprovincias geológicas de la cuenca del sureste.

Pemex Exploración y Producción y British Petroleum Exploration (1994) efectuaron el Proyecto Cuencas Terciarias del Sureste y Área Marbella; analizaron el potencial petrolero del Terciario y Mesozoico, es de hacer notar que determinaron un marco tectonoestratigráfico del área de estudio.

En la figura 2.1 se comparan las unidades cronoestratigráficas y las unidades formacionales definidas con foraminíferos bentónicos, utilizada para realizar correlaciones estratigráficas.

Una unidad bioestratigráfica es un conjunto de estratos que se constituyen en unidad por su contenido fósil o carácter paleontológico y que, por consiguiente, es posible diferenciar de los estratos adyacentes (Hedberg, 1980).

Los estratos se clasifican bioestratigráficamente dividiéndolos en unidades que se distinguen por su contenido fósil, en este sentido podemos decir que la bioestratigrafía caracteriza y correlaciona unidades de roca con base al contenido fósil.

Es de hacer notar que los trabajos bioestratigráficos son relativamente escasos, debido a que en el área de estudio se han perforado pozos con objetivo mesozoico, sin muestrear el Cenozoico

La Estratigrafía de Secuencias es un análisis detallado, el cual se puede llevar a cabo tanto en subsuelo (sismología, información de pozos, bioestratigrafía), como en superficie (medición a detalle de secciones estratigráficas, y su análisis petrológico, bioestratigráfico y sedimentológico de la misma).

TABLA COMPARATIVA ENTRE LAS UNIDADES CRONOESTRATIGRÁFICAS Y FORMACIONES

ERA	SISTEMA	SERIE	PISOS	CUENCA DE COMALCALCO	CUENCA DE MACUSPANA		
C E N O Z O O	HOLOCENO			ALVIÓN	SIN NOMBRE		
	CUATERNARIO	PLEISTOCENO	IONIANO	CEBAL	TRES PUERTES		
			CALABRIANO	AGUESQUELITE	BELEM		
	NEOGENO	PLIOCENO	1.77	PARAJE SOLO	ZARSAZAL		
			SUP	GELASIANO	2.8	ENCALONADO	
			MED	PIACENZIANO	3.58	AMATE SUPERIOR	
			INF	ZANCLEANO	CONCEPCIÓN INFERIOR	AMATE INFERIOR	
		MIOCENO	SUP	5.92	MESSINIANO	ENCANTO	
				7.12	TORTONIANO	DEPOSITO	
			MED	11.2	SERRAVALIANO	DEPOSITO	
				14.8	LANGIANO	16.4	LA LAJA
			INF	BURDIGALIANO	20.82	LA LAJA	TULLIA
				AQUITANIANO	23.9	LA LAJA	CALDAMACUSPANA
	OLIGOCENO	SUP	28.5	CHATTIANO			
			33.7	RUPELIANO			
		MED	37.0	PRABONIANO			
			41.3	BARTONIANO			
	PALEOCENO	SUP	49.0	LUTETIANO	SIN NOMBRE FORMACIONAL		
			54.8	YPRESIANO	SIN NOMBRE FORMACIONAL		
		MED	57.9	THANETIANO	SIN NOMBRE FORMACIONAL		
			60.9	SELANDIANO	SIN NOMBRE FORMACIONAL		
	INF	65.0	DANIANO	SIN NOMBRE FORMACIONAL			
		65.0	MAAST	SIN NOMBRE FORMACIONAL			
	CRISTACICO	SUP					

Figura 2.1. Tabla comparativa entre unidades Cronoestratigráficas y Formaciones. Las líneas punteadas marcan una aproximación en edad de las formaciones, puesto que transgreden las líneas tiempo (Modificada de Díaz-Puebla, Marín-Sosa, 1993).

En el área Chipas-Tabasco, las secuencia estratigráfica cortada en las estructuras perforadas, comprende rocas que varían en edad desde Calloviano hasta el Mioceno Superior (formación Paraje Solo). Las rocas cortadas en los pozos profundos de la región

correspondientes al Calloviano-Kimmeridgiano son típicas de depósitos de aguas someras de plataforma con alta energía y poseen las condiciones petrofísicas necesarias para construir una roca almacén (Figura 2.2)

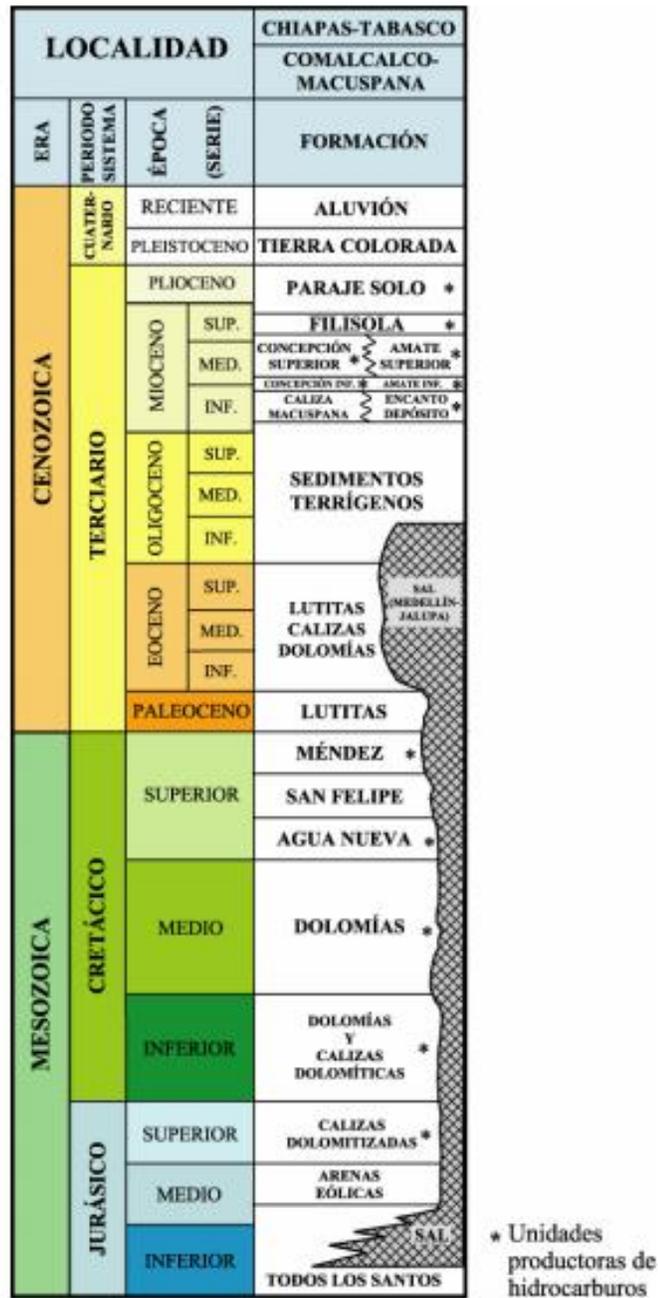


Figura 2.2. Cronoestratigrafía de la Zona de Chiapas-Tabasco (Modificada de Santiago et al., 1984).

La interpretación estratigráfica es de gran utilidad para conocer las características de los medios sedimentarios, su extensión y sus relaciones laterales.

Los estudios previos que se tienen en el área muestran un análisis detallado de pozos, partiendo de la datación litoestratigráfica y con la ayuda de registros geofísicos de pozos se interpretaron cimbras cronoestratigráficas.

Esta interpretación sísmo estratigráfica inicial sirvió de base para extender la correlación sísmo estratigráfica al resto del cubo.

A continuación se muestra un análisis cronoestratigráfico-sedimentario del Terciario y las reconstrucciones paleoambientales regionales, elaborados a través del tiempo geológico (Plays Terciarios, 2003).

- **Paleoceno (Secuencia 55.5 – 65.0 Ma).**

Durante este intervalo de tiempo geológico la mayor parte del área de estudio está constituida por lutitas depositadas en ambientes batiales de talud y cuenca; éste límite de secuencias es difícil identificarlo como tal, ya que las condiciones en las que fueron depositadas (ambientes profundos), no presenta discordancias, ni cambios drásticos en curvas de registros que pudieran asociarse a eventos de elevaciones ó caídas en el nivel del mar, por lo que el contacto con el Eoceno es concordante.

Es en la porción sur donde se encuentran las zonas de mayor erosión y ausencia del Paleoceno, alrededor de paleoelementos positivos se depositaron brechas producto de la destrucción de las plataformas preexistentes del Cretácico.

- **Eoceno (Secuencia 33.8 – 55.5 Ma).**

Durante el Eoceno, la secuencia litológica está constituida por lutitas depositadas en ambientes sedimentarios profundos de talud y cuenca, con batimetrías dominantes de batial medio e inferior, tal como se muestra en la figura 2.3, el rectángulo de color amarillo representa el área de estudio. El alto contenido de materia orgánica, espesor grueso y profundidad de depósito le dan a esta secuencia características potenciales para generar hidrocarburos. Debido a su composición litológica en el área, la secuencia del Eoceno se comportó de una manera muy dúctil y uniforme durante la estructuración compresiva que sufrió por efecto de la Orogenia Larámide.

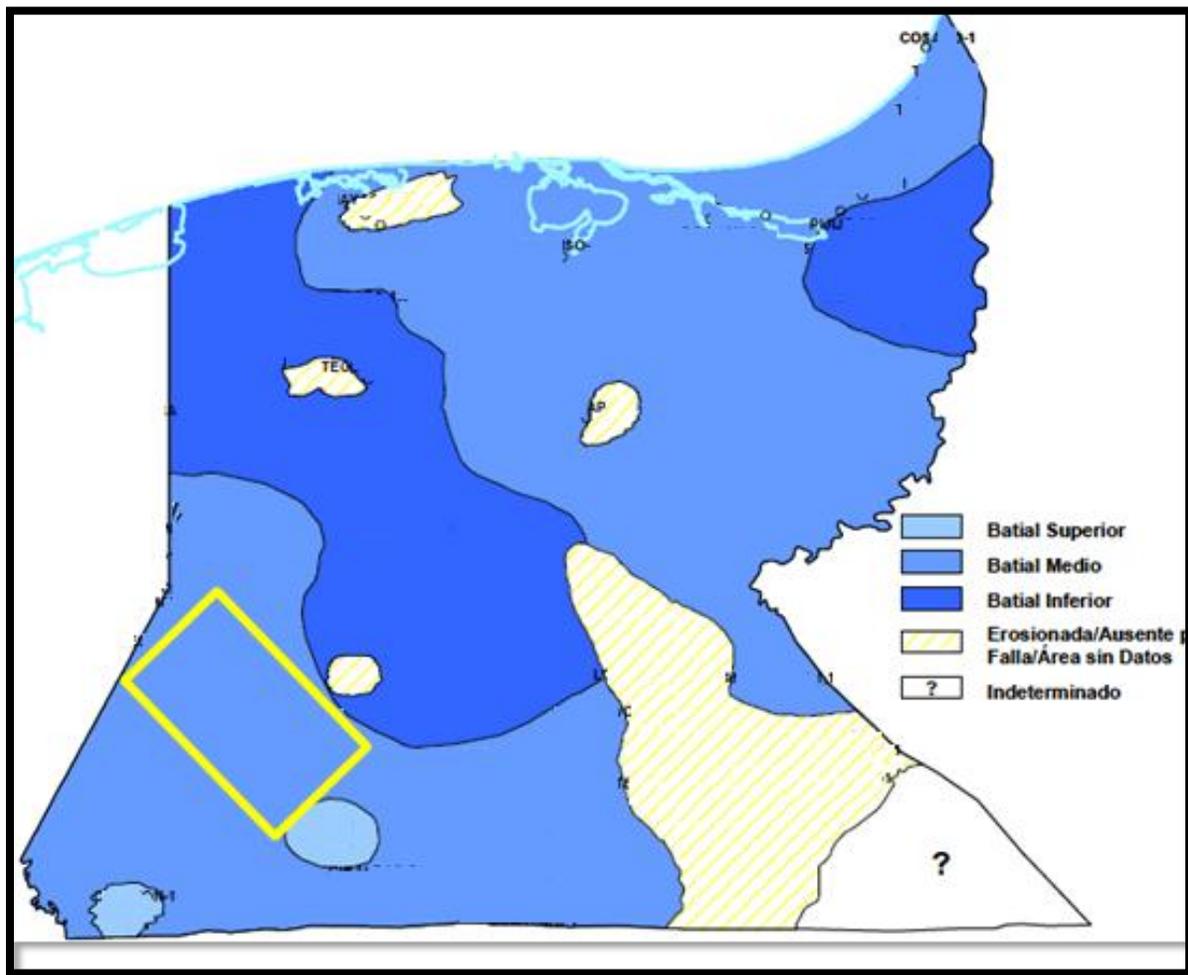


Figura 2.3. Mapa de ambiente de depósito, secuencia 33.8 Ma (Plays Terciarios, 2003).

El Eoceno se considera una secuencia concordante con la secuencia subyacente del Paleoceno y suprayacente del Oligoceno, ya que las elevaciones ó caídas del nivel del mar que se llevaron acabo en ese tiempo, no impactaron de manera drástica en la batimetría prevaleciente del área.

- **Oligoceno (Secuencia 24.36 a 33.8 Ma).**

Esta secuencia corresponde a lutitas calcáreas, en algunas partes arenosas con abundante fauna plantónica y bioturbación orgánica depositadas en batimetrías profundas de batial medio a inferior. Las rocas formadas durante el Oligoceno se depositaron en condiciones de aguas muy profundas, por lo que las variaciones en el nivel del mar no afectaron significativamente las condiciones del depósito. En la parte

SW se encuentra el principal depocentro del Oligoceno; el resto de área presenta condiciones muy similares a las que existieron durante el Eoceno (Figura 2.4).

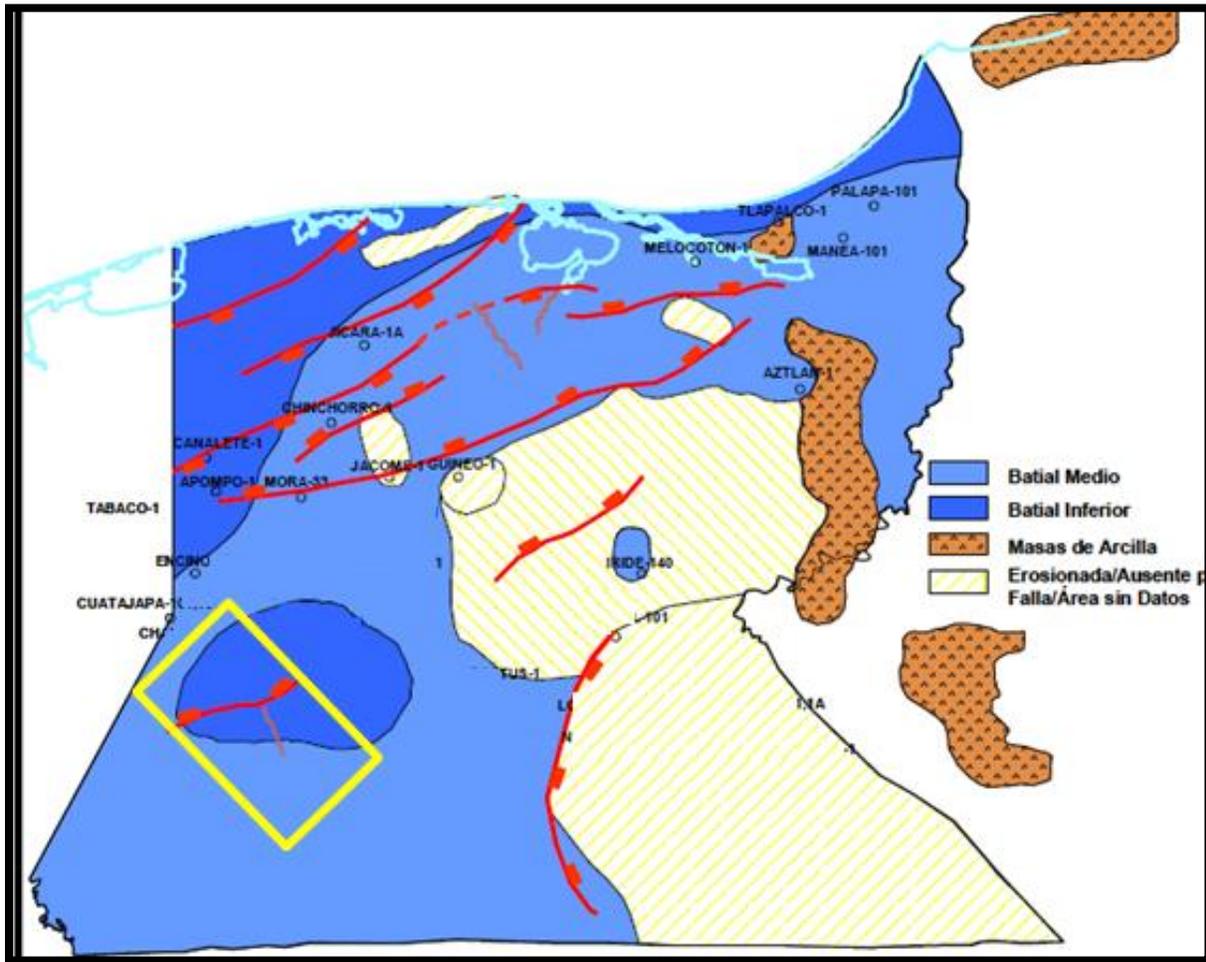


Figura 2.4. Mapa de ambiente de depósito, secuencia 24.36 Ma (Plays Terciarios, 2003)

- **Mioceno Inferior (Secuencia 16.38 a 24.36 Ma).**

La secuencia del Mioceno Inferior corresponde a lutitas con arenas aisladas de origen turbidítico. Los ambientes prevalecientes para este tiempo fueron principalmente de tipo de batial superior a medio, mientras que el inferior migró hacia el noroeste de la región y hacia el norte de la actual línea de costa (Figura 2.5). Un rasgo característico de ésta secuencia es una zona mayor de resistividad expresada en los registros geofísicos, que puede estar asociada al depósito de flujos turbidíticos.

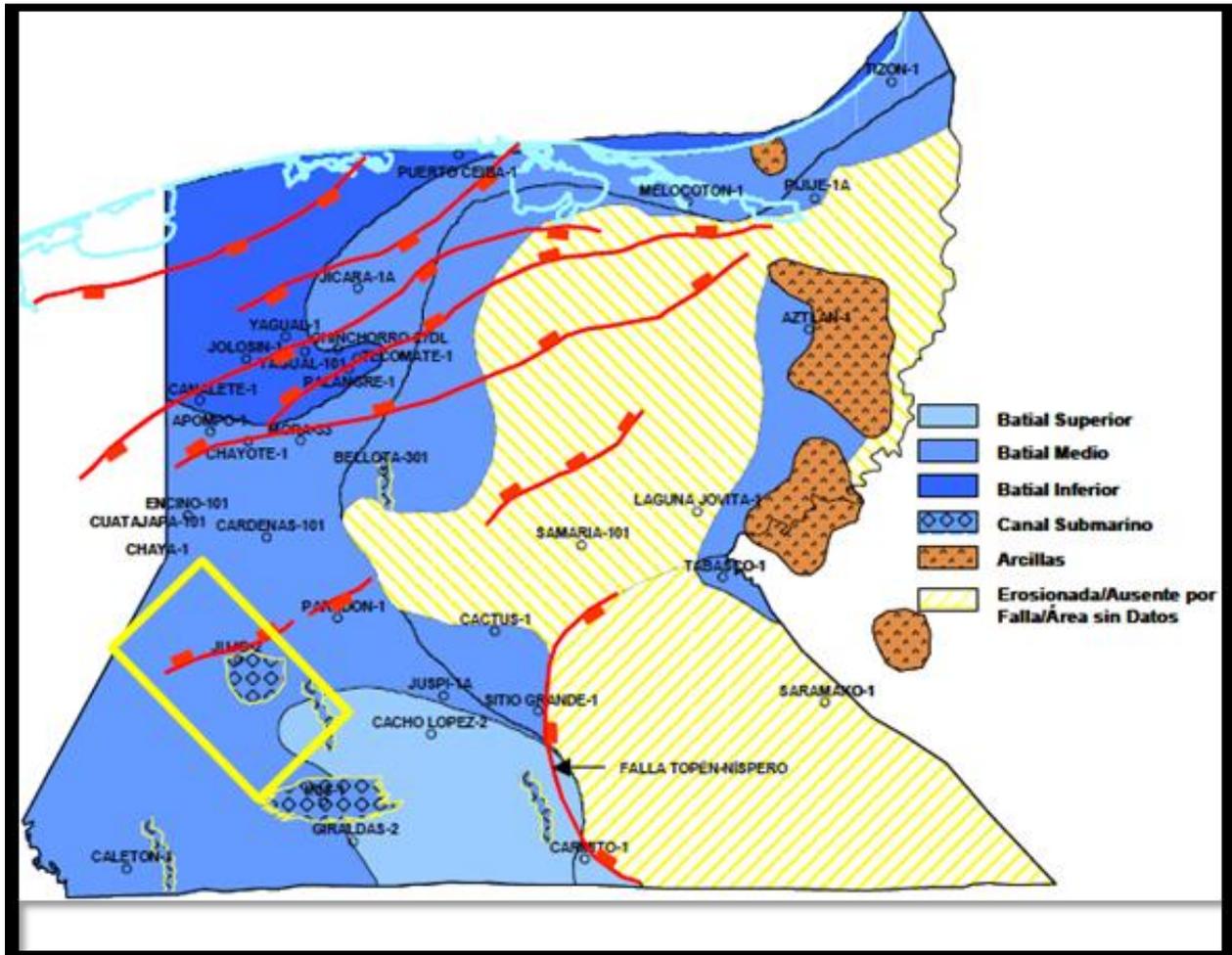


Figura 2.5. Mapa de ambiente de depósito, secuencia 16.38 Ma (Plays Terciarios, 2003).

A partir del mioceno, en prácticamente en todo el área del estudio se tienen depósitos de arenas en aguas profundas, que comienzan a formar gruesos complejos progradantes en los bordes de la plataforma.

Una diferencia litológica se tiene hacia el SW, donde se inicia un depósito de arenas, gravas y conglomerados, su ambiente de depósito es de cuenca (batial inferior). Mientras que para el resto de la zona parte de los flujos turbidíticos corresponden a arenas y limos, más distales cuanto más al NW se localizan, estos sedimentos forman un complejo de lóbulos y canales submarinos provenientes del SW y SE, los cuales se extendieron en dirección noreste.

Es de hacer notar que para esta edad todavía no se tiene evidencias de presencia de plataforma en el área, no obstante, las arenas y limos que comienzan a ser comunes dentro de los depósitos de cuenca, lo que permite intepretar que no se encontraban muy lejos y que sistemas hidrológicos comenzaban a tener influencia, los cuales funcionaban como rutas de transporte.

- **Mioceno Medio (Secuencia 11.7 a 16.38 Ma).**

La secuencia del Mioceno Medio está formada por lutitas con intercalaciones delgadas a gruesas de arenas que tienden a grano crecientes, depositadas en ambientes predominantemente batiales. La parte más tardía de esta secuencia, en un periodo de descenso del nivel del mar comienza a evidenciar la presencia de la plataforma en la parte sureste de la región.

La figura 2.6 representa los ambientes de depósito hace 11.7 Ma y el recuadro de color amarillo representa el área de estudio. A pesar de que la secuencia fue depositada en ambientes batiales, dentro de ellas se tienen depósitos de turbiditas que repercutieron en el depósito sedimentario.

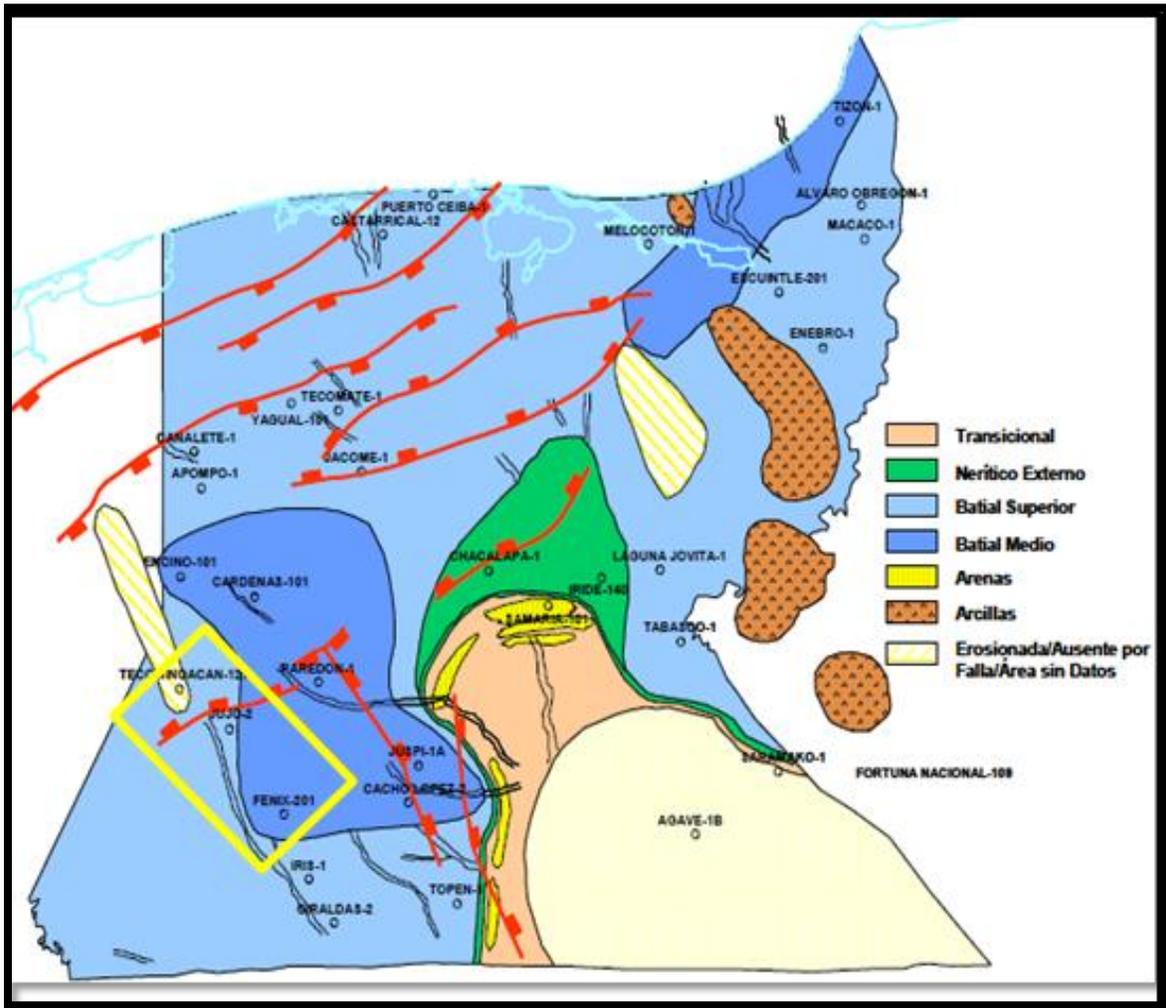


Figura 2.6. Mapa de ambiente de depósito, secuencia 11.7 Ma (Plays Terciarios, 2003).

La figura 2.7 representa un mapa de facies deposicionales para la secuencia del Mioceno Medio. En la parte SW de la imagen, la sedimentación para el Mioceno Medio estuvo dominada por la presencia de ambientes profundos (batiales) con la construcción de grandes abanicos de talud y piso de cuenca. El recuadro de color rojo representa el área de estudio, en esa zona se aprecia un abanico submarino, este sistema progradante está orientado hacia el SE-NW.

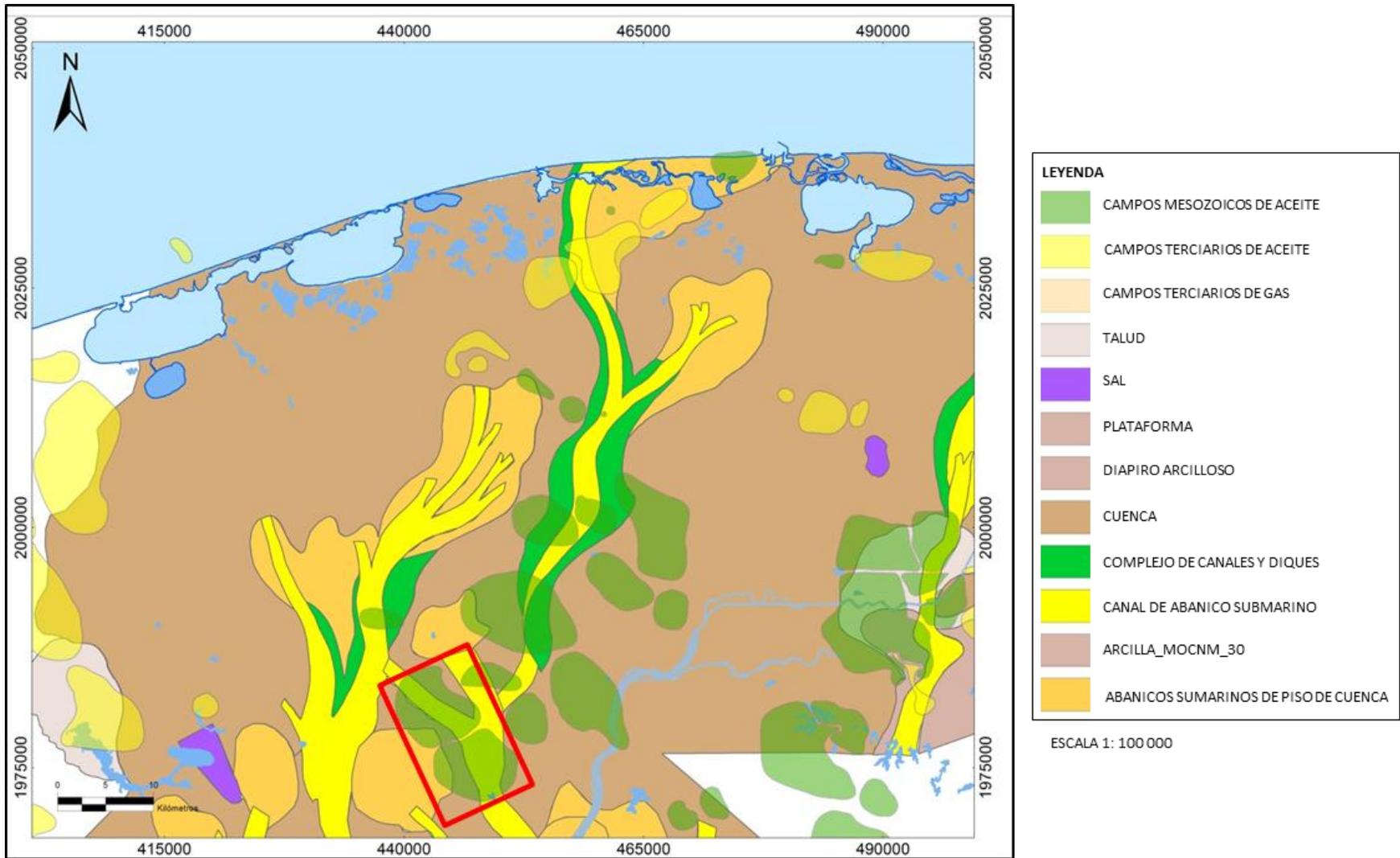


Figura 2.7. Mapa de facies deposicionales, secuencia Mioceno Medio (Modificado de PEMEX, 2008).

- **Mioceno Superior (Secuencia 5.73 a 11.7 Ma).**

Durante el Mioceno, la secuencia litológica es muy variable ya que para esta edad se tuvieron ambientes de plataforma muy somera (nerítico interno-transicional) hasta ambientes de talud y cuenca (batial medio-inferior). Dicha secuencia, está constituida por depósitos de lutitas y limolitas, con abundante materia orgánica e intercalación de arenas de plataforma y de facies profundas (turbiditas), depositadas en talud y cuenca. Asociadas a un ambiente deltáico de plataforma progradante, donde le aporte de sedimentos va hacia el NW (Figura 2.8).

- **Plioceno Inferior (Secuencia 3.89 a 5.73 Ma).**

El Plioceno Inferior está constituido por una secuencia limo-arcillosa depositadas en ambientes de plataforma, siendo una gran parte de estos ambientes transicionales. Esta época nos representa la última etapa de inundación en el área (sistema de depósito transgresivo). En el mapa de facies deposicionales (Figura 2.9), se puede apreciar que durante esta etapa se tiene un ambiente transicional, es decir, un delta dominado por oleajes; en toda el área se tiene canales entrelazados con dirección NW, ya que el aporte de sedimentos va hacia el actual borde de plataforma.

- **Plioceno Medio (Secuencia 2.56 – 3.68 Ma).**

La secuencia del Plioceno Medio está constituida por parasecuencias de arenas con intercalaciones de limos y lutitas de plataforma interna en el norte y arenas con intercalaciones de lutitas de planicie de inundación en la porción central sur.

Los sedimentos del Plioceno Medio fueron depositados en ambientes transicionales y de Plataforma. Los ambientes depositacionales transicionales varían de fluvio/deltáico a deltaico/costero y hasta marino costero, presentando ésta distribución en dirección sureste-noreste, la cual señala también el aporte de sedimentos.

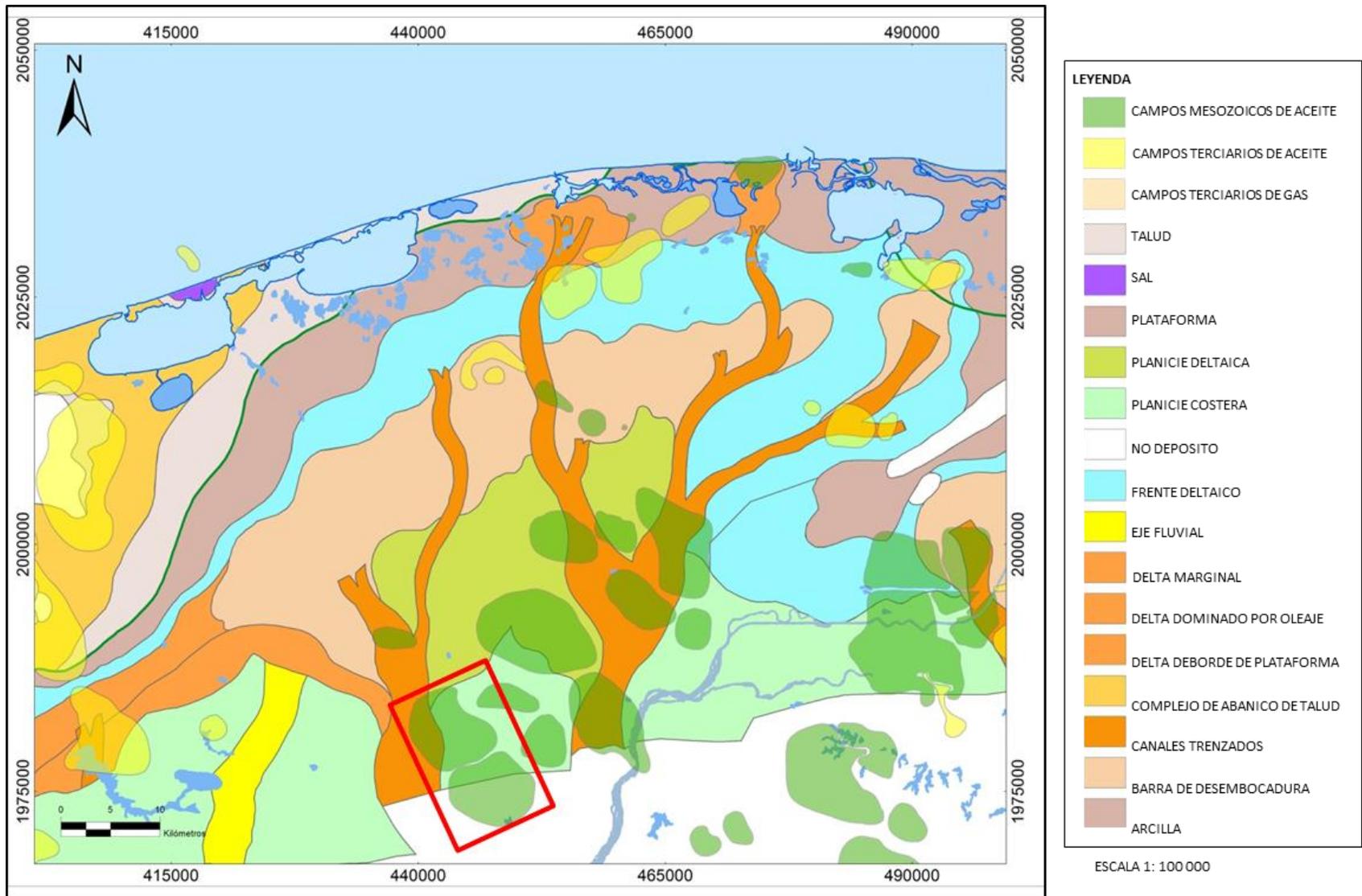


Figura 2.8. Mapa de facies deposicionales, secuencia Mioceno Superior (Modificado de PEMEX, 2008).

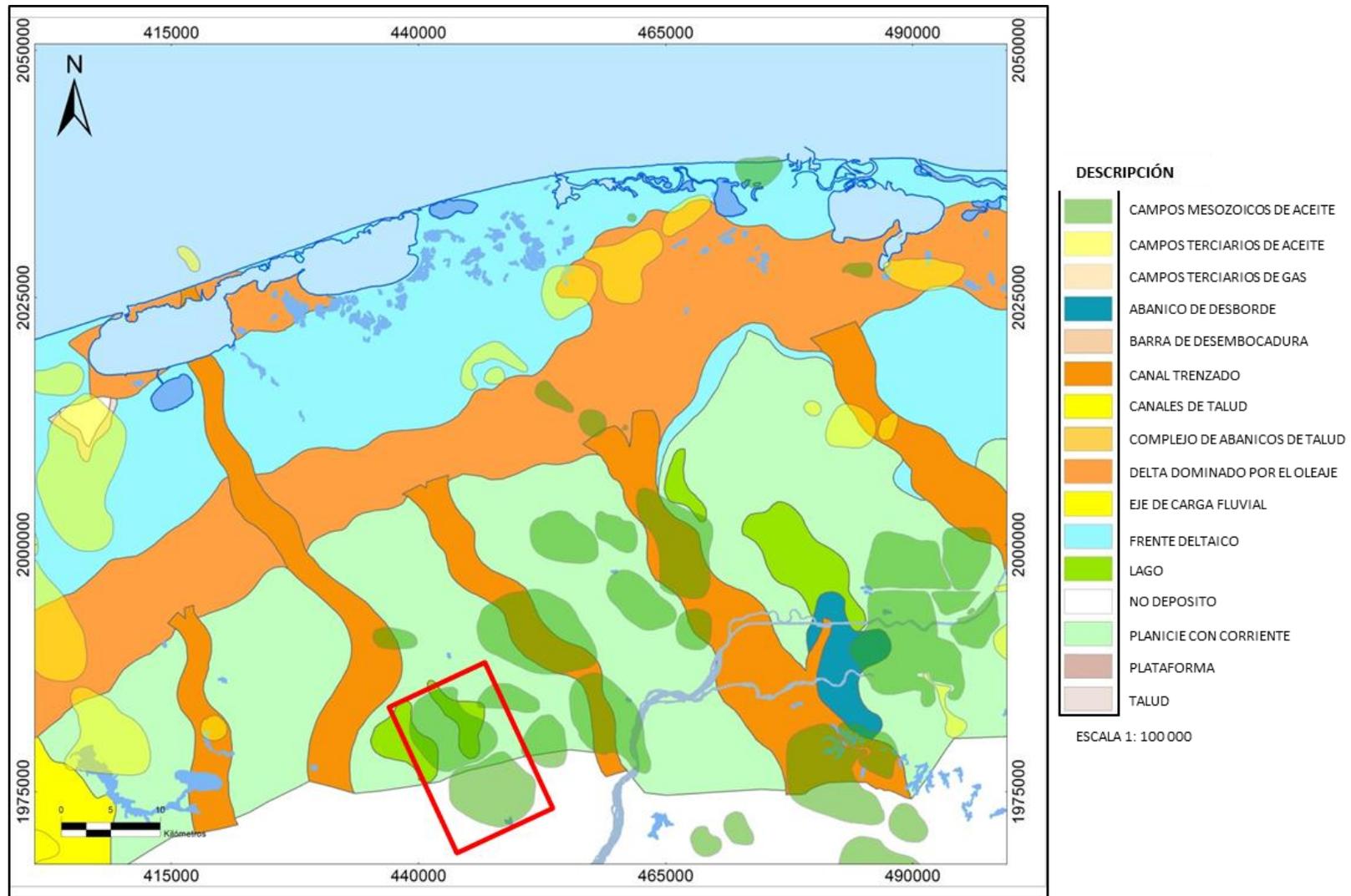
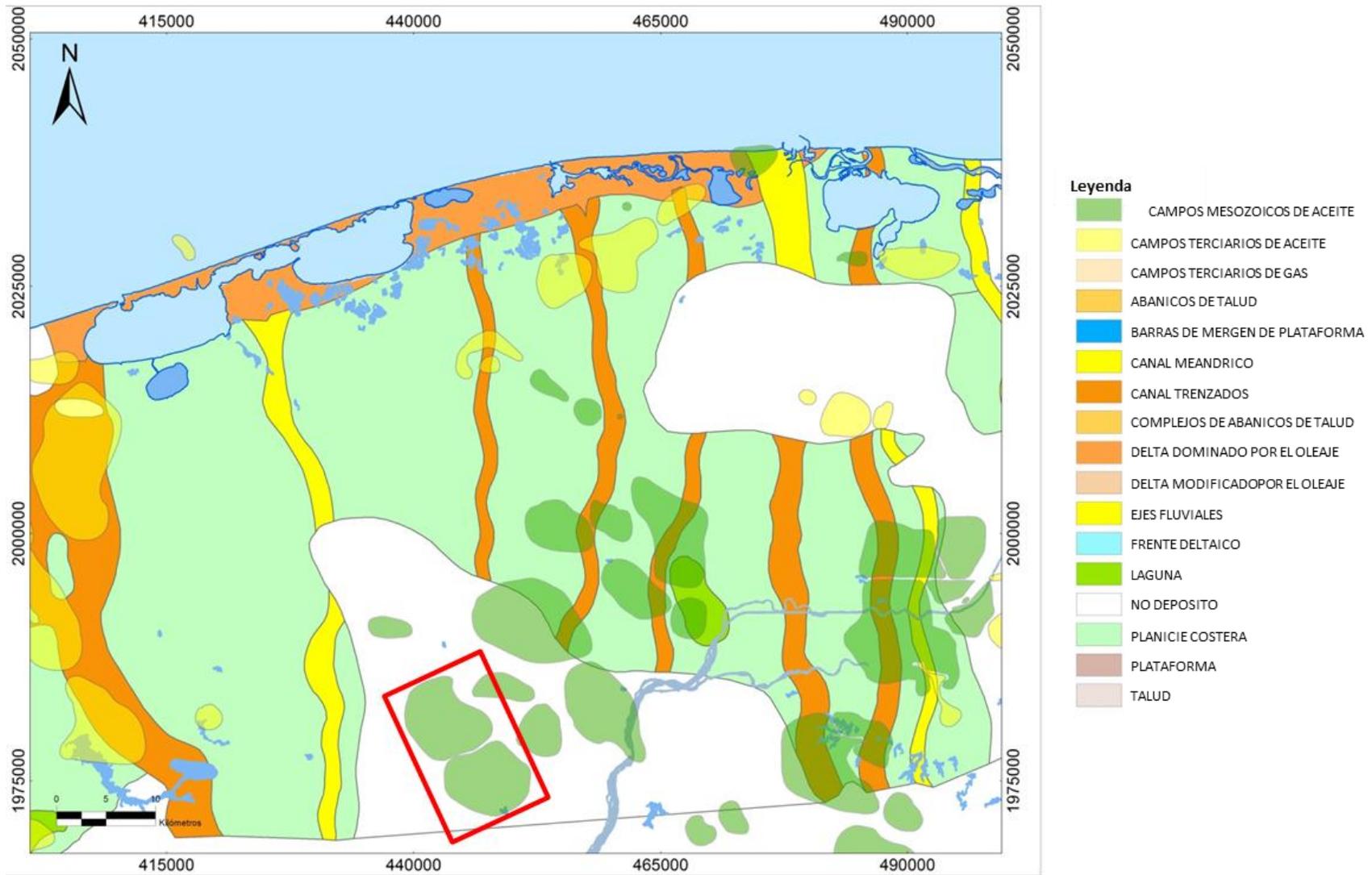


Figura 2.9. Mapa de facies deposicionales, secuencia del Plioceno Inferior (Modificado de PEMEX, 2008).

- **Plioceno superior-Pleistoceno-Reciente (Secuencia 0 -2.56 Ma).**

Esta secuencia está constituida, por sedimentos que corresponden a facies continentales y fluviales al sur, a fluvio-deltaico-costero en la porción central y de facie costera a frente deltaico hacia el norte y noreste del área del Activo.

Esta secuencia está constituida, por sedimentos que corresponden a facies continentales y fluviales al sur, a fluvio-deltaico-costero en la porción central y de facie costera a frente deltaico hacia el norte y noreste del mapa, tal como se muestra en la figura 2.10.



2.10. Mapa de facies deposicionales, secuencia del Plioceno Superior (Modificado de PEMEX, 2008).

Figura

Durante largo tiempo la evolución tectónica en esta parte de México estuvo confinada al Mesozoico, mientras que para el Terciario solo era referido a los movimientos relacionados con la orogenia Chiapaneca, que dieron origen al cinturón cabalgado de la Sierra de Chiapas. En el subsuelo de esta área existen rocas Terciarias potencialmente almacenadoras de hidrocarburos.

El término Cuencas Terciarias del Sureste, en la bibliografía hace referencia principalmente a las Subcuencas de Macuspana, Comalcalco y Salina del Istmo. El origen de las cuencas se atribuía a un proceso de distensión, que dio lugar a la reactivación de antiguas fallas que afectan hasta el basamento dando como resultado la formación de estas cuencas. Sin embargo, en la actualidad mucho de estos conceptos acerca del origen de estas cuencas han venido cambiando, debido a estudios recientes y a nuevas ideas que permiten considerar la evolución tectónica Terciaria de estas cuencas dentro de un contexto regional relacionado a los eventos tectónicos que han afectado al área del Mesozoico.

La figura 2.11 representa la síntesis geológica de la subcuenca de Huimanguillo, haciendo alusión al gran depocentro turbidítico del Mioceno Inferior-Plioceno que se desarrolló ahí, aunque en realidad esta provincia constituye un remanente de la antigua Cuenca Mesozoica del Sureste del Mesozoico. Los pozos que han sido perforados muestran una columna terciaria muy homogénea y en donde podemos observar una somerización gradual de la columna Terciaria, pasando de ambientes batiales profundos a ambientes continentales. Además en esta área, las columnas muestran principalmente los efectos de las deformaciones Laramídica y Chiapaneca. El espesor promedio de las columnas Terciarias en esta área es de 5 230 m.

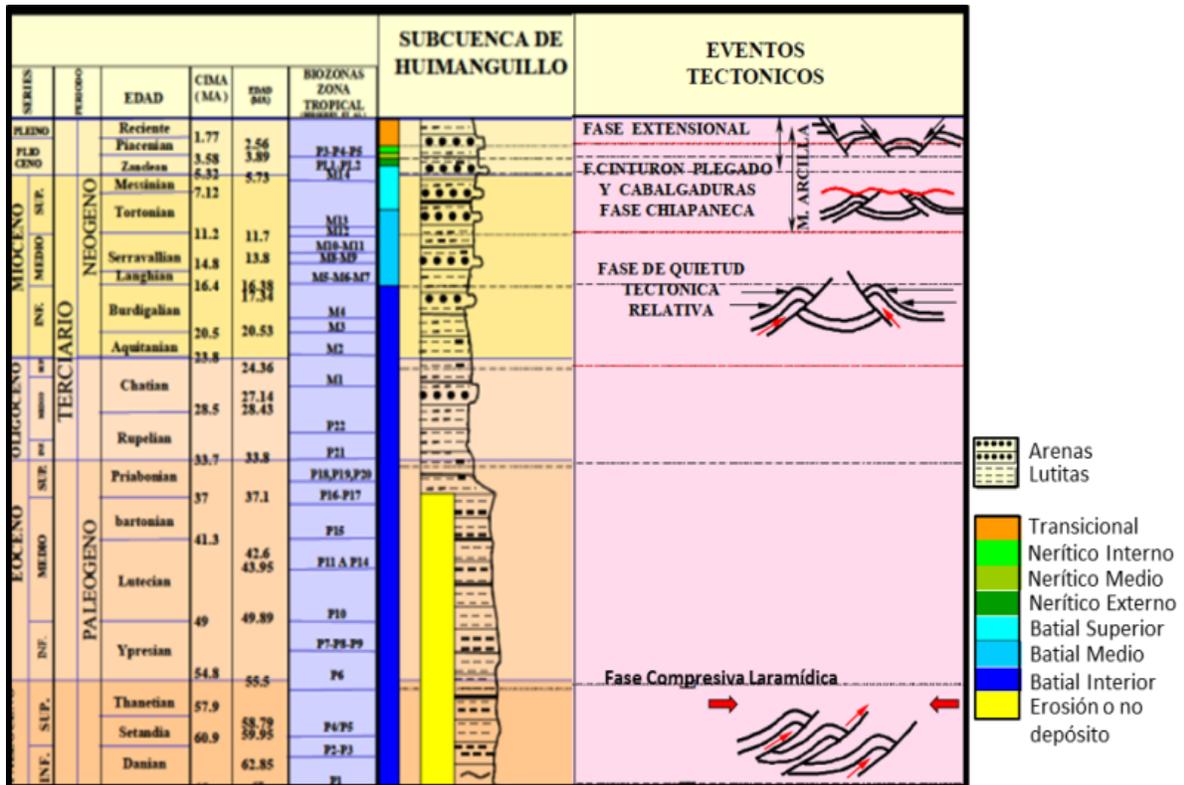


Figura 2.11. Carta de síntesis geológica de la subcuenca de Huimanguillo (Modificada de Miguel Varela, 2003).

III. PETROFÍSICA

El análisis de registros geofísicos de pozo y el estudio geológico permitió determinar la principal característica de la secuencia sedimentaria. El estudio de la secuencia cortada por el pozo durante la perforación es fundamental, ya que asociándola con los atributos sísmicos permite establecer la relación entre el yacimiento, la traza sísmica y la roca almacén.

Los registros geofísicos además de ser utilizados para diferenciar litología, se emplean principalmente en la interpretación de la secuencia vertical a gran escala (Walter & James, 1992).

El análisis de las respuestas de los registros SP y GR se emplearon para definir secuencias estratigráficas sencillas, estas se repiten a lo largo de una sección.

Una electrofacies es un conjunto de respuestas de los registros geofísicos que caracterizan un estrato y permiten que este pueda ser diferenciado de otros (Serra & Abbott, 1980).

Con las electrofacies, lo que se pretende es establecer un patrón de respuesta a ciertas condiciones de depositación, lo cual permite correlacionar de manera directa las respuestas del registros con las facies depositacionales específicas (Jageler & Matuszak, 1972).

Se interpretaron patrones de registros basándose en las siguientes tablas para entender los ambientes y facies depositacionales.

En el año de 1975, la compañía Shell desarrolló un esquema de clasificación de arenas basado en su respuesta de perfiles eléctricos (SP y GR), algunas veces apoyado en los registros de resistividad; con la finalidad de dar una clasificación a las formas de registros y lograr una correcta correlación de arenas. La figura 3.1 representa las principales formas observadas, estas fueron la forma de campana, embudo y cilindro.

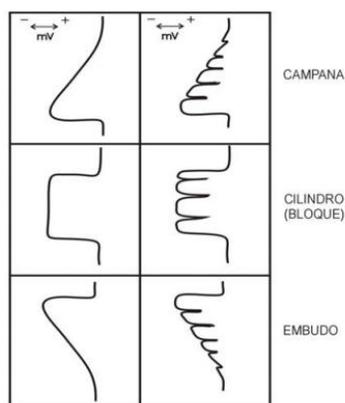


Figura 3.1. Clasificación de arenas según sus formas en los registros SP o GR desarrollado por Shell (Modificado por Rider, 1996).

De igual forma, Swason (1976) comparó patrones de electrofacies para identificar depósitos de barras, canales distributarios, depósitos aluviales y depósitos de barras de desembocaduras (Figura 3.2).

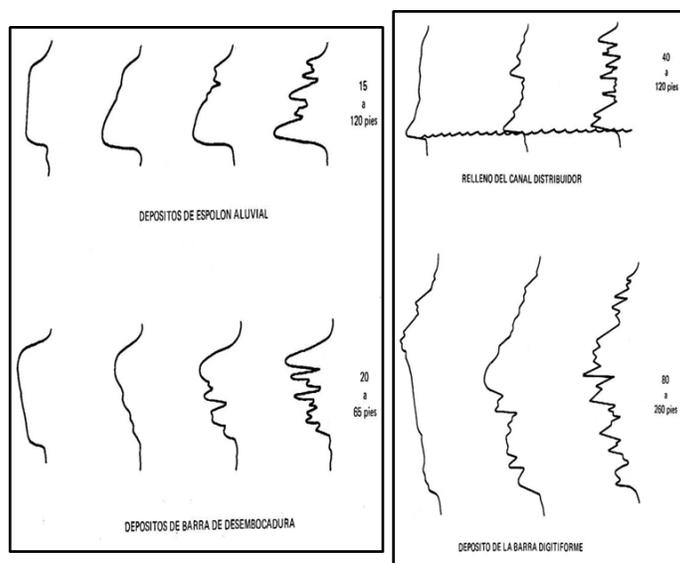


Figura 3.2. Facies tipos deducidas de registros de pozos SP y GR (modificado de Swanson, 1976).

Con el comportamiento de las curvas y con la ayuda de información bioestratigrafía, es posible interpretar los ambientes de depositación, tal como se muestra en la figura 3.3.

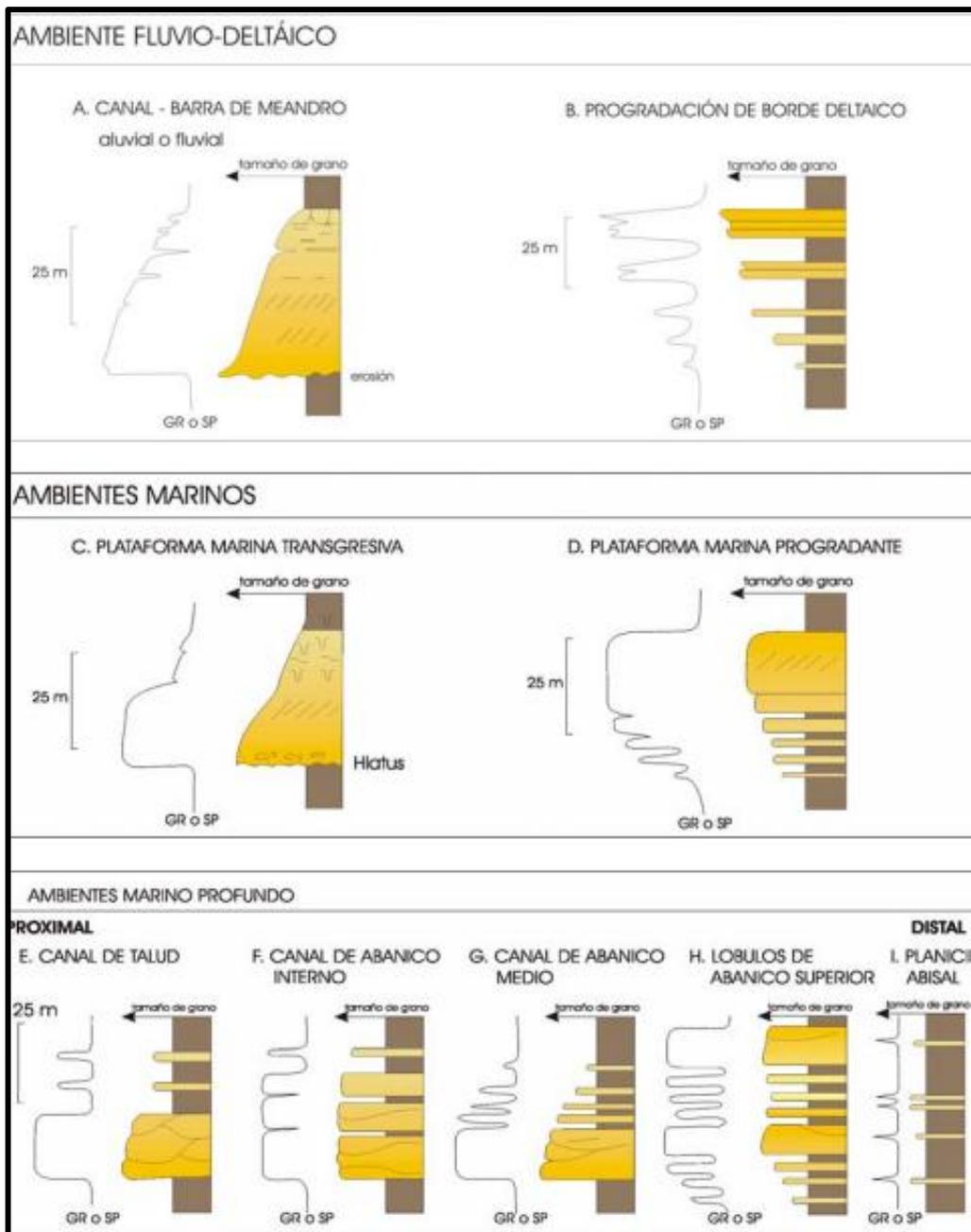


Figura 3.3. Facies interpretadas del comportamiento de las curvas de litología. Idealizan las facies sedimentológicas (Modificado de Rider, 1996).

Una vez identificada la litología con los datos de núcleos, se identifican las líneas bases, cambios abruptos y anomalías en los registros. Además, un estudio paleobatimétrico es de gran utilidad para identificar el ambiente de depositación o facies.

En la figura 3.4 las flechas representan líneas de tendencia que muestran un aumento o disminución de los valores del registro a lo largo de cierto espesor. Estos cambios de espesor, están relacionados a grandes eventos o rellenos de cuenca.

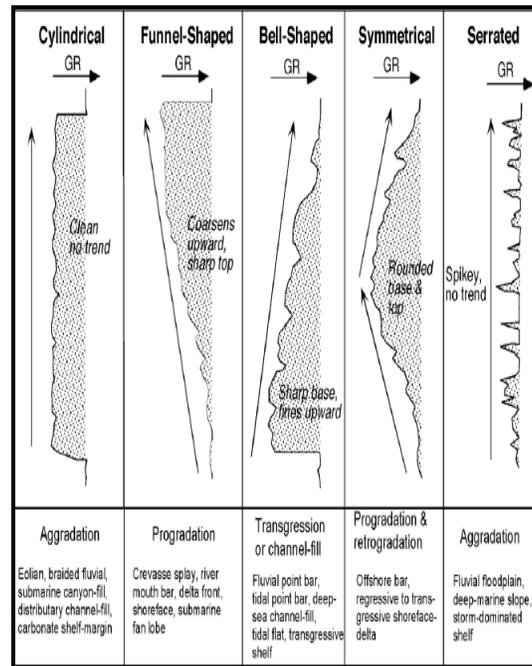


Figura 3.4. Electrofacies deducida con los registro GR.

La figura 3.5 representa las electrofacies en siliciclástico, así como la secuencia en los registros SP y GR.

SECUENCIA	SP/GR	FACIES SILICICLÁSTICAS
GRANO DECRECIENTE (FINING UP)		ENERGÍAS DECRECIENTES CANALES FLUVIALES CANALES DE MAREA ABANICOS SUBMARINOS CANALES SUBMARINOS
GRANO CRECIENTE (COARSENING UP)		INCREMENTO GRADUAL DE LA ENERGÍA ARENAS DE PLAYAS BARRAS COSTERAS BARRAS DE DESEMBOCADURA FRENTE DELTAICO
CILÍNDRICA (CAJA)		ENERGÍA CONSTANTE PARTE CENTRAL DE CANALES FLUVIALES BARRA DE PLATAFORMA DELTAS, CRESTAS DE PLAYAS ABANICOS SUBMARINOS PROXIMALES/TALUD
ASERRADO		ENERGÍA VARIABLE PLANICIES COSTERAS LAGUNAS
PEGADO A LA LÍNEA DE LAS LUTITAS		AUSENCIA DE ENERGÍA FACIES ARCILLOSAS PLATAFORMAS LAGOS ABANICOS DISTALES U MARGINALES

Figura 3.5. Patrones de electrofacies (PEMEX, 2007).

Evidentemente, los pozos son la información más detallada en este estudio, por esta razón, fueron analizados dos pozos en un área de 712 km². En primer lugar, se analizaron los registros geofísicos de dos pozos para determinar los patrones de sedimentación, compararlos con patrones de electrofacies análogos y con el estudio paleontológico.

Pozo A

Este pozo contaba con un análisis batimétrico, por lo que se dividió la secuencia vertical terciaria en facies, tal como se muestra en el registro (Figura 3.6).

Intervalo de 925 – 1600 m

Arenisca gruesa tabular (promedio 40 m). El patrón de arenas tabulares apiladas indica una secuencia agradacional. Este intervalo corresponde al Plioceno.

Intervalo de 1600 – 2350 m

En este intervalo las arenas son relativamente delgadas, asociadas a turbiditas. El paleoambiente es batial superior.

A 2160 m se tiene una arenisca cargada de gas, esto se puede afirmar, ya que en el registro se tiene una arenisca con alta resistividad.

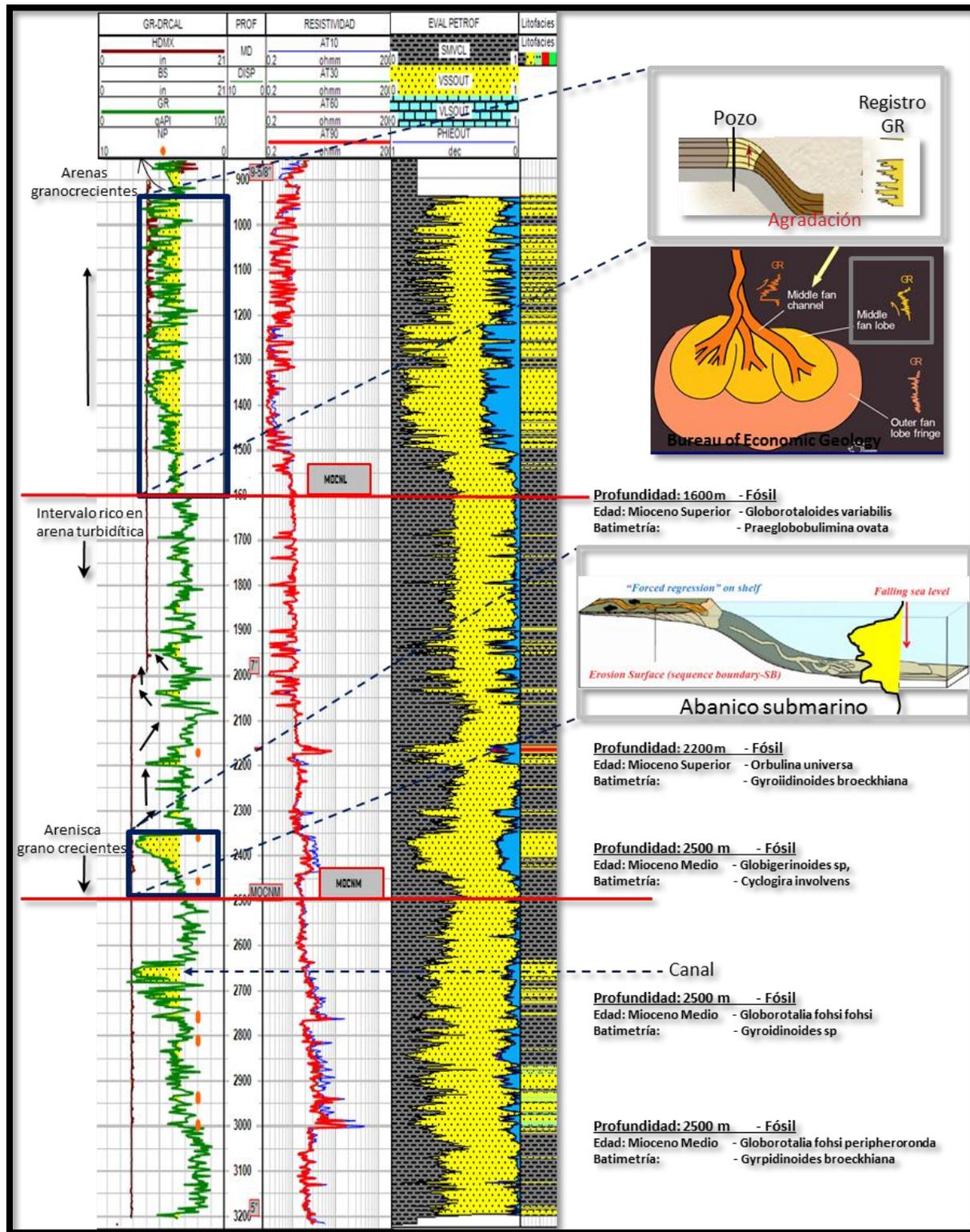


Figura 3.6. Registros geofísicos y ambiente de depósito del Pozo A.

Pozo B

Intervalo de 100 – 1000 m

Facies fluvio costeras, con facies arcillosas y de canal asociadas.

Se observan ciclos de arenas grano decreciente representando canales distributarios y facies deltaicas.

Intervalos de 1000 – 1260 m

Facies de Plataforma

Se observa un patrón progradacional y retrogradacional asociado a barras.

Intervalo de 1260m – 1590 m

Arenas turbiditicas tabulares apiladas separadas por delgados espesores de arcilla en una paleoambiente batial superior, probablemente asociadas a lóbulos de desborde de canales.

Intervalo de 1590 m – 1800 m

Facies arcillosas

Secuencia de lutitas con intercalaciones de arenas limosas (batial medio e inferior).

Intervalo de 1800 m – 2750 m

Intervalo rico en arenas turbidíticas. Se observan patrones de areniscas taburales y granocrecientes.

Intervalo de 2800 – 3150 m

En la parte inferior se observan arenas mientras que la parte superior presenta una secuencia arcillosa depositadas en ambiente batial medio – profundo.

En la figura 3.7, se muestra el registro SP, el de resistividad y el análisis para identificar canales.

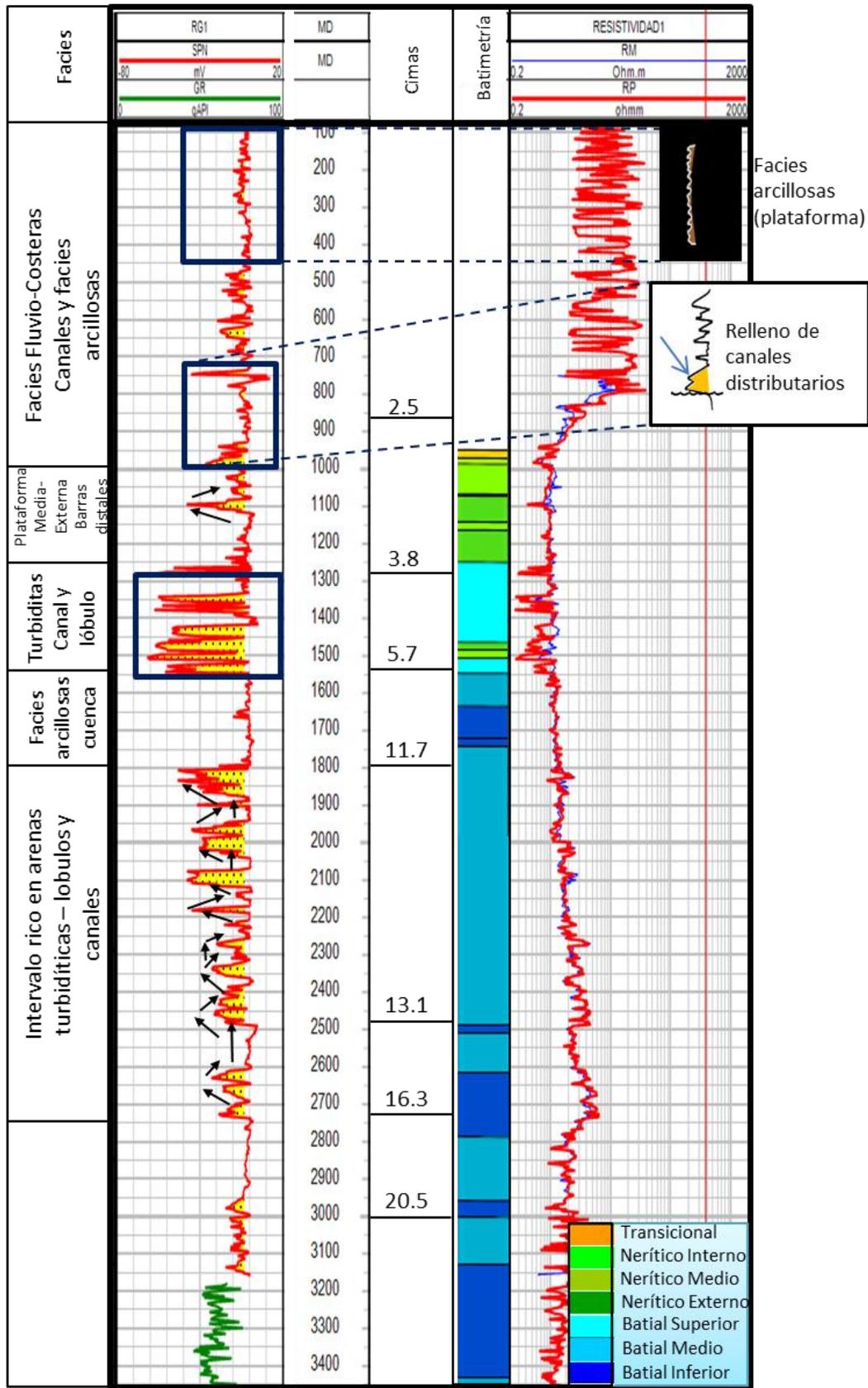


Figura 3.7. Registro SP y resistividad del Pozo B.

El registro que proporciona mayor información en una interpretación estratigráfica es el de rayos gamma, con este registro se pueden identificar las diferentes electrofacies y el comportamiento grano creciente o grano decreciente.

El análisis de registros geofísicos y el estudio geológico permitió caracterizar a la secuencia sedimentaria. El estudio de la secuencia cortada por el pozo durante la perforación es fundamental, ya que asociándola con los atributos sísmicos se establece la relación entre el yacimiento, la traza sísmica y la roca almacén.

IV. INTERPRETACIÓN SÍSMICA

4.1 Bases teóricas

4.1.1 Convolución

La convolución es la operación matemática que permite modelar la interacción de una ondícula con el medio (subsuelo) y está constituida por el cambio de forma de una onda al pasar a través de un filtro. El proceso de convolución empleado en la sísmica se muestra en la figura 4.1.

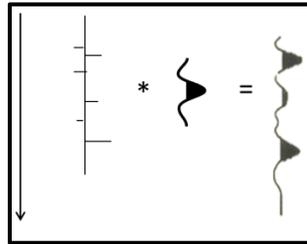


Figura 4.1. Convolución de los coeficientes de reflexión con una ondícula, genera una traza sísmica.

4.1.2 Ondícula

Describimos la fuente de energía sísmica, sea explosiva, vibratoria o con pistolas de aire, como una ondícula, en forma de una señal transitoria (finita en el tiempo). Se trata de una señal conformada por la suma de muchas señales con diferente frecuencia. Tiene un tiempo de inicio y un tiempo final, y su energía está confinada entre estas dos posiciones de tiempo (Yilmaz, 1999), tal como se muestra en la figura 4.2.

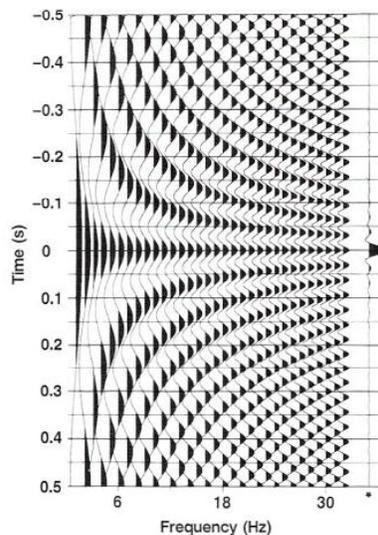


Figura 4.2. Ondícula de fase cero (Yilmaz, 1999).

Cuando la ondícula se propaga en subsuelo ocurre lo siguiente:

La ondícula al propagarse en el subsuelo :	Para le modelo convolucional suponemos:
a. Pierde energía por: <ul style="list-style-type: none"> - Divergencia Esférica - Absorción b. “Reparte” el resto en: <ul style="list-style-type: none"> - Reflexiones - Refracciones - Difracciones - Entre otros c. Incide en los estratos: <ul style="list-style-type: none"> - Con un ángulo distinto de 90° 	Que la ondícula no pierde energía por lo tanto conserva su forma, frecuencia y fase. Solo ocurren reflexiones. No ocurre incidencia diferente a 90° y es perfectamente normal, es decir, el ángulo de incidencia es perpendicular a la superficie reflectora.

4.1.3 Coeficientes de reflexión

Los coeficientes de reflexión son una medida del contraste litológico entre las capas y sus fluidos, es una medida relativa de la energía que se refleja. Cabe mencionar que para el modelo convolucional consideramos que la incidencia de la onda es perpendicular a las capas. Para una incidencia normal entre dos medios con densidades ρ_1 y ρ_2 , y con velocidades α_1 y α_2 , el coeficiente de reflexión para una onda plana es:

$$R = \frac{\rho_2 \alpha_2 - \rho_1 \alpha_1}{\rho_2 \alpha_2 + \rho_1 \alpha_1}$$

4.1.4 Impedancia acústica

La impedancia acústica (Z) se define como el producto de la densidad (ρ) y la velocidad de propagación (α). La impedancia acústica es una medida de la resistencia de la energía para propagarse a través de un medio y el coeficiente de reflexión depende de los cambios en la impedancia, lo cual implica que la amplitud es proporcional a la diferencia en la calidad de la propagación.

4.1.5 Modelo convolucional

El modelo convolucional de una traza sísmica esta representado analíticamente como (Liner,2003):

$$p(t) = w(t) * r(t) + n(t)$$

Donde: $p(t)$ es la traza sísmica en función del tiempo, $w(t)$ es la ondícula sísmica, $r(t)$ es la respuesta impulsiva de la tierra (coeficientes de reflexión) y $n(t)$ es el ruido aleatorio aditivo.

4.1.5.1 Suposiciones del modelo convolucional

Para aplicar el modelo convolucional se hacen las siguientes suposiciones (Yilmaz) :

1. La Tierra esta formada por capas horizontales de velocidad constante.
2. La forma de la ondícula es conocida.
3. La fuente genera una onda compresional plana de incidencia normal. No se generan ondas S.
4. La forma de la ondícula fuente no cambia a medida que se propaga en el subsuelo, es estacionaria.
5. El ruido es cero.
6. Las interfaces reflectoras están suficientemente lejos de la fuente como para considerar que el frente de ondas esférico es casi plano.
7. La serie de reflectividad es un proceso aleatorio, es decir, todas las frecuencias poseen igual amplitud.

La aplicación del modelo convolucional, permite la generación de sismogramas sintéticos. Basándose en éstos, se realiza la calibración entre los datos de pozo y los datos sísmicos. Para generar el amarre es necesario contar con registros sónicos y de densidad para estimar la impedancia, de ahí los coeficientes de reflexión, una ondícula, extraída de la sísmica y de fase cero. Con el sismograma sintético se calibra a la sección sísmica, a través de una tabla Tiempo-Profundidad.

4.1.6 Atributos sísmicos

Chen y Sydney (1997) definen a los atributos sísmicos como medidas específicas de características geométricas, cinemáticas, dinámicas o estáticas provenientes de los datos sísmicos pre o post apilados, antes o después de la migración (Chen y Sydney, 1997). Por lo anterior, un atributo sísmico es toda información calculada a partir de los datos sísmicos.

Los atributos sísmicos pueden ser aplicados en los datos pre o post apilados, antes o después del proceso de migración. La clasificación de los atributos varía de acuerdo al autor (Taner, 2003).

Podemos aplicar los atributos sísmicos en la descripción del marco estructural, ambiente de depósito, diferentes facies, así como poder predecir las propiedades físicas del yacimiento tales como litología, porosidad y saturación de fluidos. Una vez extraídos, los atributos son la herramienta que le permite al intérprete asociar la amplitud sísmica con eventos geológicos, delinear fallas, revelar patrones relacionados con los ambientes de sedimentación.

Alistair Brown (1999) clasifica a los atributos sísmicos pre-apilado y post-apilado en: tiempo, amplitud, frecuencia y atenuación.

Los atributos sísmicos se han calculado mediante una gran variedad de métodos, ya sea analizando la traza compleja, por medio de análisis estadístico de un intervalo, medidas de correlación, análisis de tiempo-frecuencia o bien, mediante la transformada de ondículas. Es importante el análisis individual de los atributos sísmicos, sin embargo, recientemente se ha mejorado su análisis en la interpretación de anomalías como posibles indicadores de hidrocarburo empleando la combinación de dos o más atributos, así como el análisis AVO. Barnes (2001) clasifica a los atributos sísmicos post-apilados de acuerdo al método de cálculo (Tabla 4.1).

Método	Atributos
Traza compleja	Amplitud, fase, frecuencia, polaridad, respuesta de fase, respuesta de frecuencia, echado, azimut.
Tiempo-Frecuencia	echado, azimut, frecuencia media, atenuación, descomposición espectral.
Correlación/covarianza	Discontinuidad, echado, azimut, gradiente de amplitud.
Intervalo	Amplitud media, frecuencia media, varianza, tiempo medio de la energía, componentes espectrales, forma de onda.
Horizonte	Echado, azimut, curvatura.
Combinados	Frecuencia dominante, RMS de la amplitud, complejidad de la señal

Tabla 4.1. clasificación de los atributos post-apilados de acuerdo a Barnes (2001).

4.1.6.1 Atributos de similitud

La similitud es una forma de "coherencia" o "semblanza" que expresa lo mucho que se parecen dos o más segmentos de traza. Este atributo acentúa cambios sísmicos laterales que están relacionados con los cambios geológicos, de fluidos y de estructura, esto ayuda a identificar fallas, cambios de facies, cambios estratigráficos y otros patrones geológicos. La metodología, para estimar la similitud se basa en la semejanza entre trazas y la distancia de Manhattan entre sus amplitudes.

El atributo se calcula efectuando una comparación entre trazas delimitadas en una ventana de tiempo estableciendo un echado en tiempo para los eventos. Posteriormente se calcula la distancia de Manhattan para estimar la semejanza entre trazas. Con base en lo anterior, podemos decir que con la distancia de Manhattan es posible estimar estadísticamente la semejanza de una traza con otra.

La distancia de Manhattan es la suma del valor absoluto de las diferencias en amplitud de n muestras dentro de una ventana específica. Los valores resultantes son números entre 0 y +1. Por ejemplo, para datos discontinuos, en el caso de trazas cercas a las fallas se obtendrán valores más próximos a 0. El valor de semejanza igual 1, significa que los segmentos de traza son idénticos en amplitud y en forma de onda. En cambio una similitud igual 0 significa que son totalmente distintas. Para optimizar el cálculo de

similaridad es necesario considerar el echado de los estratos, para que en el atributo muestre la verdadera continuidad y no un efecto por el echado de las capas.

En general, se obtendrán valores de similitud baja:

- Cerca de fallas verticales o de bajo ángulo.
- Cuando se tienen contrastes sísmicos definidos; debido a los cambios estratigráficos o litológicos.
- Cuando se tienen eventos con un echado muy pronunciado, si no se aplica la corrección por echado, da lugar a áreas extensas de baja similitud.
- Cuando la reflexión es atenuada dentro de los cuerpos salinos se tiene tales como dentro de cuerpos salinos.
- Cuando los datos son de poca calidad.

4.1.6.2 Atributo energía de tiempo medio

El atributo energía de tiempo medio (Energy half-time) es la medida relativa de la energía sísmica que está concentrada dentro de una ventana de tiempo. Se estima como el promedio de tiempo de una traza elevada al cuadrado establecida en el centro de la ventana de análisis. Se expresa en porcentaje, el rangos de valores que puede tomar el atributo van de -100% a 100%. Es un atributo independiente a sus valores de amplitud y muy dependiente del tamaño de la ventana de análisis. Es común emplearlo para la distribución en cambios de facies.

4.1.6.3 Atributo de intensidad de reflexión

La amplitud instantánea o intensidad de reflexión (envolvente), es la raíz cuadrada de la energía total de la señal sísmica en un instante de tiempo y es independiente de la fase. Este atributo representa la envolvente de la traza sísmica, es decir, representa la energía instantánea de la señal; siempre es positivo por encima de la máxima amplitud de la traza. Matemáticamente se expresa como:

$$\text{Envolvente} = [f^2(t) + g^2(t)]^{1/2}$$

La envolvente se calcula a partir de la traza compleja; $f(t)$ corresponde a la traza sísmica original, $g(t)$ a la parte imaginaria de la traza.

En la figura 4.3 se muestra como los picos y valles se mezclan; el atributo solo depende de la amplitud de ambos.

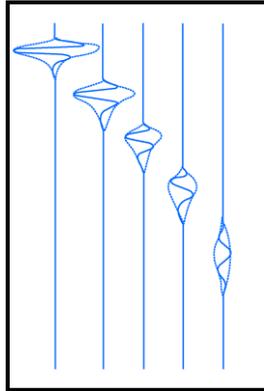


Figura 4.3. Trazas sísmicas sintéticas, con el atributo de intensidad de la reflexión.

Como se muestra en la figura 4.4 la envolvente nos dará una fuerte amplitud asociada a la interferencia constructiva (*tuning*) en la respuesta, los pulsos que producirían las dos capas delgadas.

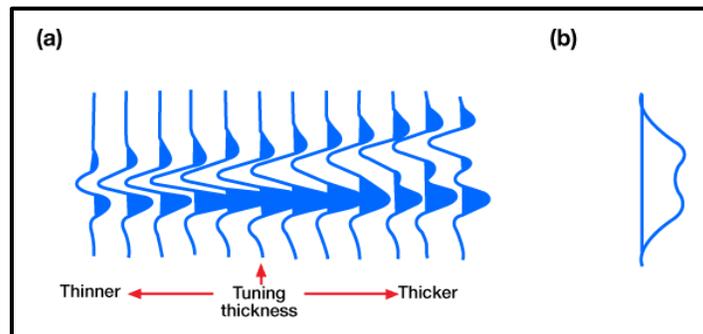


Figura 4. 4. a) Sintonía de una capa delgada b) Envolvente.

La intensidad de reflexión es proporcional al coeficiente de reflexión, en sí no es una medida de las propiedades de las capas, por estar sujeta a la interferencia constructiva o destructiva.

Por medio de este atributo podemos visualizar, cambios en la litología de las rocas, porosidad, diagénesis y al aplicar este atributo en zonas que están por debajo de la resolución sísmica, corresponderán a cambios de espesores. Especialmente resalta los

“puntos brillantes” asociados a la acumulación de gas. Podemos identificar cambios litológicos que son difíciles de distinguir a simple vista en las secciones sísmicas.

4.1.6.4 Atributo de fase instantánea

Por definición, la frecuencia instantánea es el tiempo derivado de la fase instantánea (Taner et al., 1979). La fase varía de -180° a $+180^\circ$ y describe el ángulo de un vector rotado, por las componentes de una serie de tiempo real e imaginaria.

La fase instantánea no depende de la fuerza de reflexión. Se emplea en la interpretación sísmica para dar continuidad a los eventos ya que los enfatiza y de esta manera, podemos definir rasgos estructurales y estratigráficos como canales. Además podemos emplearlos para establecer secuencias, al efectuar una correlación con registros geofísicos. Podemos asociarlo como un indicador de hidrocarburos y en la determinación de eventos con espesores pequeños, ya que no es dependiente de la amplitud.

4.1.6.5 Atributo perigram

Este atributo representa la envolvente de la amplitud, lo que sugiere, que su despliegue nos determinará una zona en la que se focaliza la energía máxima dentro de la sección sísmica.

Los componentes de bajas frecuencias son calculadas y a su vez los componentes de baja energía son sustraídos de la intensidad de reflexión y enfatizadas en el despliegue del atributo, dando como resultado el perigram. Es similar al atributo de intensidad de reflexión, con la diferencia de que los datos del atributo perigram tiene valores positivos y negativos. Puede ser analizado en mapas de colores y sometido a otros procesos mediante una mezcla de trazas.

4.1.6.6 Atributo de curvatura

El atributo de curvatura, nos predice como la superficie se encuentra plegada, en un punto determinado. Está estrechamente relacionado a la segunda derivada definida en la

superficie, cuando la superficie es más plegada mas larga será su curvatura. En dos dimensiones, la curvatura positiva se relacionará a la medida del máximo plegamiento positivo o negativo. Una curvatura negativa nos define la curva perpendicular a su máxima curvatura y un evento plano corresponderá a una curvatura con valor de cero.

Cuando los valores positivos y negativos son mayores, es posible identificar los rasgos estructurales de interés.

Este atributo puede ser correlacionado con las rosetas obtenidas de los registros de imágenes, para corroborar las direcciones de fracturamiento preferencial presente. Además es útil en el mapeo de canales, barras en los meandros (point bar) y rasgos estratigráficos en general.

El atributo de curvatura nos define, información útil relativa a fallas, plegamientos y alineamientos dentro de una superficie (Roberts, 2001). Cuando la curvatura es positiva, nos define claramente los bordes de los canales, la base de los canales se define mejor con la curvatura negativa (Figura 4.5). Podemos obtener mapas de curvatura para predecir fracturas, fallas y asociarlos a la geología regional.

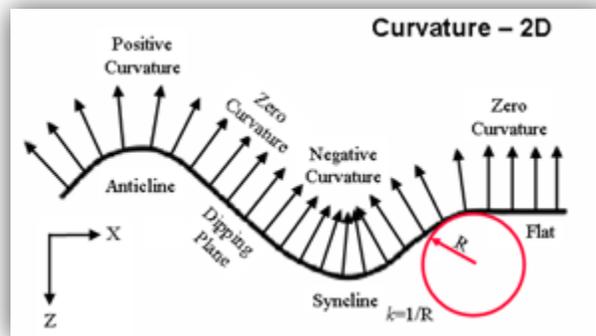


Figura 4.5. Curvatura 2D de una línea (Roberts, 2001).

4.1.6.7 Atributo de descomposición espectral

La descomposición espectral descompone la señal sísmica en sus componentes de frecuencias, lo que permite al usuario sintonizar la fase y la amplitud a longitudes de onda específicas. La componente de amplitud es excelente para cuantificar espesores; mientras que la componente de fase destaca las discontinuidades laterales (Manual OpendTect®).

Este atributo extrae de forma detallada patrones estratigráficos que ayuden a afinar la interpretación geológica de la sísmica. El concepto en que se basa corresponde a una reflexión proviene de una capa delgada, la cual tiene una expresión característica en el dominio de la frecuencia y que consiste en identificar los espesores de capas (Laughlin et al., 2003).

Para de entender el proceso de descomposición espectral se describirá el proceso de como se lleva a cabo la descomposición empleando la Transformada de Fourier y la Transformada de Ondícula Continua.

- *Descomposición espectral empleando la Transformada de Fourier*

La Transformada e Fourier es una función matemática mediante la cual una traza sísmica en el dominio del tiempo puede ser convertida al dominio de las frecuencias, obteniéndose así sus componentes de amplitud y fase. Opera traza por traza y los valores de salida son las amplitudes y fases en un rango discreto de frecuencias (Gridley et al, 1997). Se aplica la Transformada de Fourier y se convoluciona la serie de reflectividad con una ondícula fuente y se aplica la transformada de Fourier.

La descomposición espectral aplica la Transformada Discreta de Fourier a los datos sísmicos para pasarlos del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias. Provee una alternativa para distinguir características que fueron distorsionadas en la sísmica, a través de los componentes de amplitud y fase.

- *Descomposición espectral empleando la Trasformada de Ondícula Continua (Continuos Wavelet Transform)*

Un análisis a través de ondículas continuas permitir el uso de intervalos grandes de tiempo en aquellos segmentos en lo que se requiere mayor precisión en baja frecuencia y en regiones más pequeñas donde se requiere información en alta frecuencia (Kouro y Musalem).

Se basa en el análisis de señales no estacionarias y en el cálculo del contenido de frecuencia. Este método no requiere de la selección del tamaño de la ventana de

estimación o muestreo. La efectividad de este método depende del tipo de ondícula seleccionada como base; en la figura 4.6 se muestran algunas ondículas utilizadas para convolucionar dichas trazas sísmicas con una ondícula.

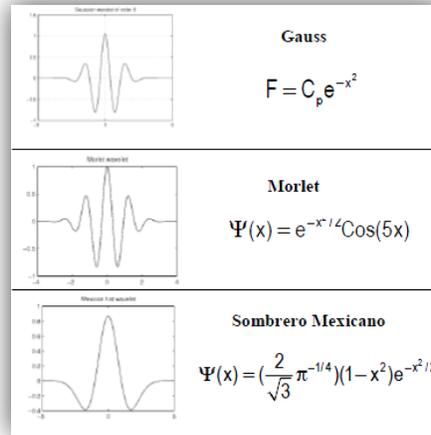


Figura 4.6. Ondículas usadas en la descomposición espectral (Cortés et al., 2007).

4.2 Procesos aplicados

Se cuenta con un cubo sísmico (Figura 4.7) al que le aplicaron una Migración Pre-Apilamiento en Tiempo (Pre Stack Time Migrated, PSTM) sin Filtro y sin Ganancia, muestreado a 4 ms; el hecho de usar este volumen sísmico hace que las amplitudes originales se conserven. El tamaño del bin es de 30 x 41 m.

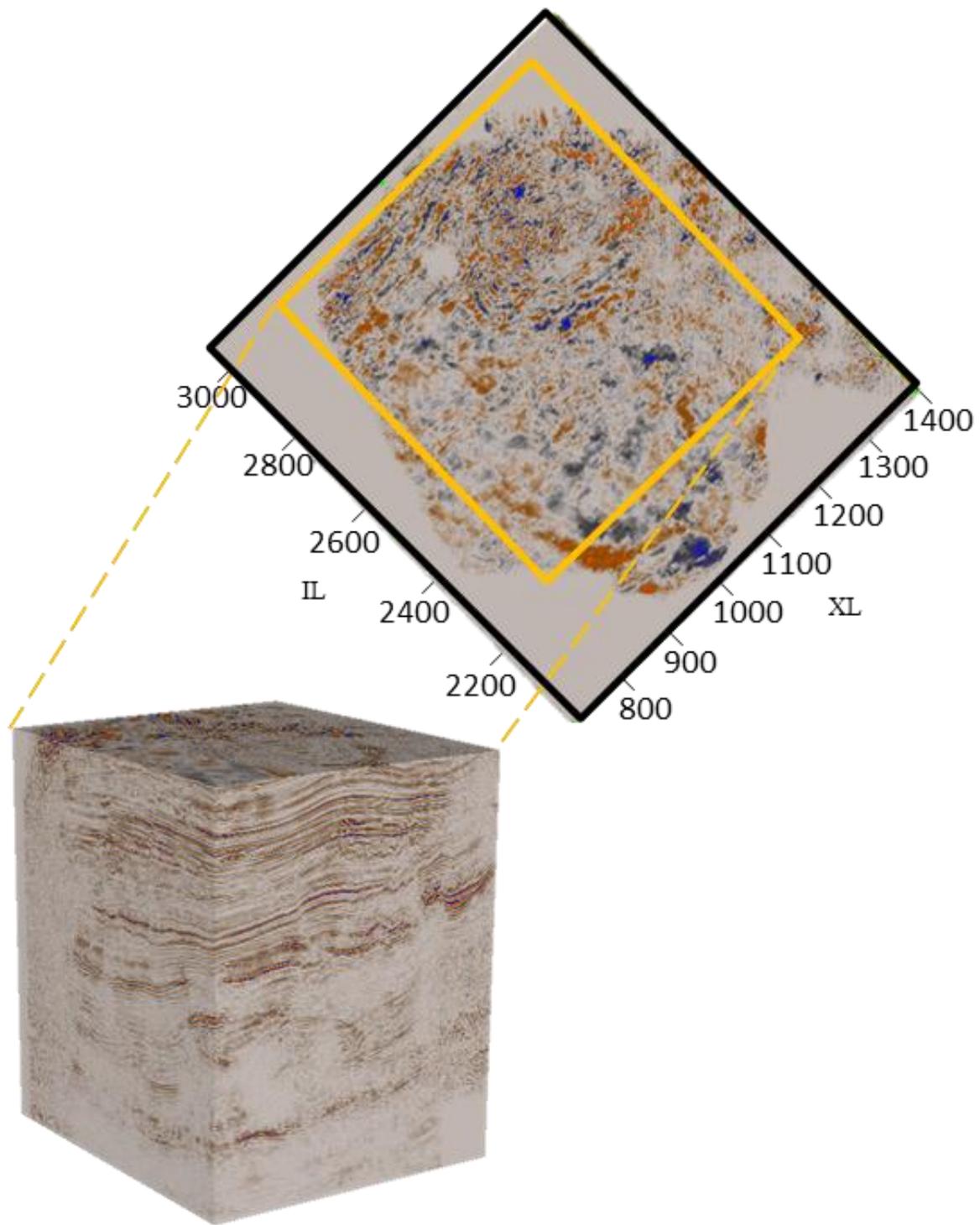


Figura 4.7. Cubo sísmico y corte horizontal en tiempo.

El análisis de registros geofísicos: SP, GR e ILD permitió identificar rasgos característicos y facies asociadas a canales en profundidad. Para poder desplegar la

ubicación de los pozos y las curvas de los registros geofísicos en la sección sísmica (en tiempo), se le asigno una curva tiempo-profundidad obtenida del VSP del pozo A; el pozo B no contaba con un registro VSP, por lo que se estimó la curva tiempo profundidad a partir del registro sónico (Figura 4.8). Se calibró la sección sísmica con los registros empleando un sismograma sintético

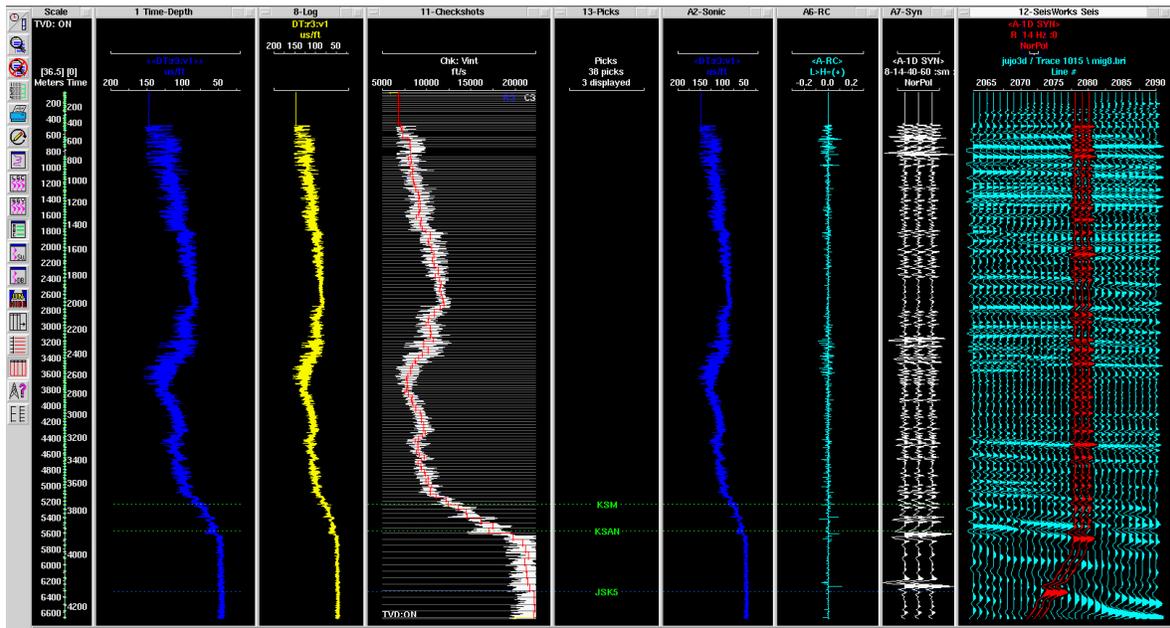


Figura 4.8. Sismograma sintético del pozo B.

Con los registros sónicos y densidad se calcularon las impedancias acústicas, se calibraron con un Perfil Sísmico Vertical (VSP) y se convolucionó con una ondícula fase cero para generar los sismogramas sintéticos (Figura 4.9)..

Se efectuaron cortes horizontales cada 4 ms, por lo que se identificaron rasgos de probables canales en distintos intervalos de tiempo.

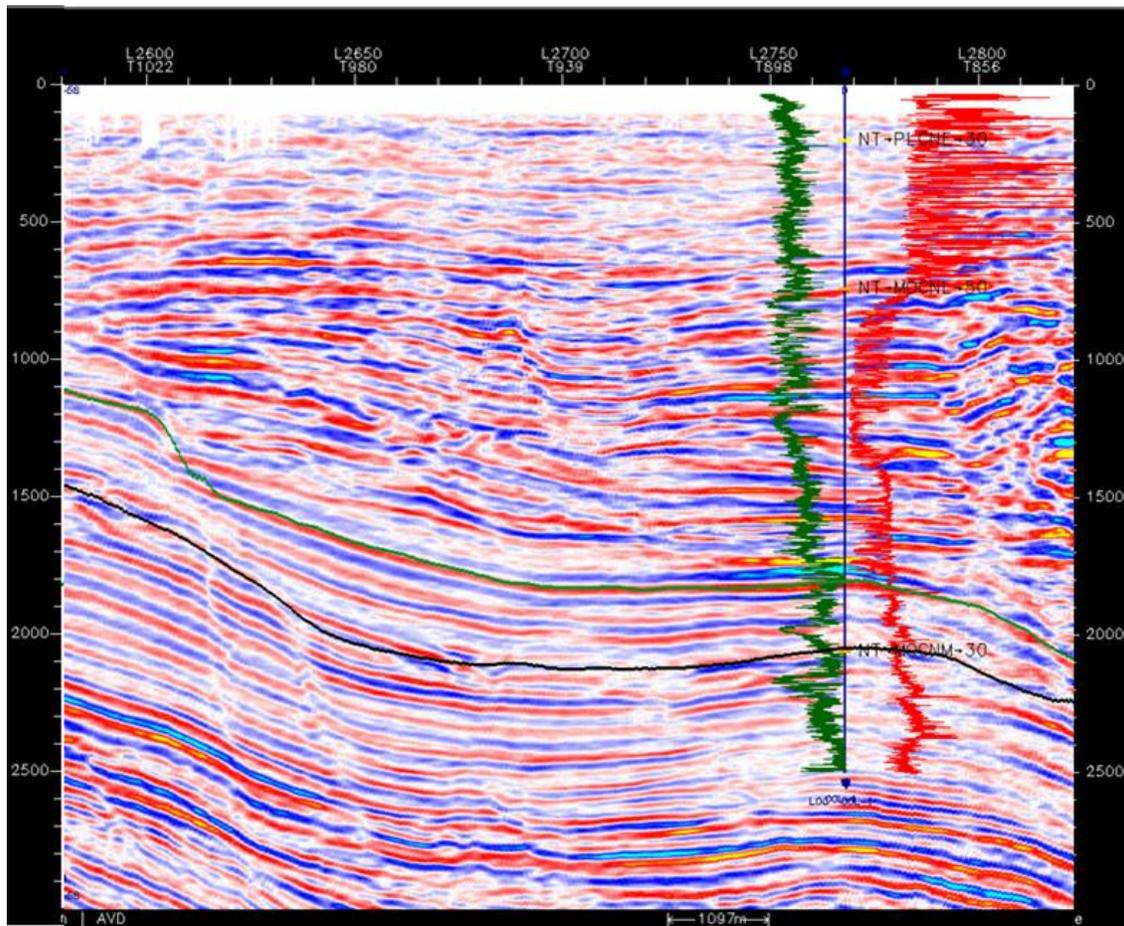


Figura 4.9. Registros GR e ILD desplegados en la sección sísmica del pozo A.

A continuación se describe cada uno de los atributos sísmicos y como fueron aplicados a todo el cubo sísmico.

4.2.1 Atributo de similitud

En la figura 4.10 se muestra un corte horizontal a un tiempo de 1824 ms al cual se le aplicará este atributo. En el rectángulo de color amarillo es posible apreciar una estructura afectada por la irrupción vertical de la sal y está representada por reflectores de buzamiento pronunciado. Uno de los objetivos de este atributo es eliminar el efecto del buzamiento de la estructura (en tiempo), resaltar las discontinuidades estructurales y los rasgos estratigráficos asociados a los diferentes depósitos sedimentarios (en este caso para poder delinear mejor los canales).

Para extraer el atributo que estima la “similitud” de una traza contra las que tiene alrededor; se empleó el programa OpendTect® con la finalidad de delimitar canales y fallas.

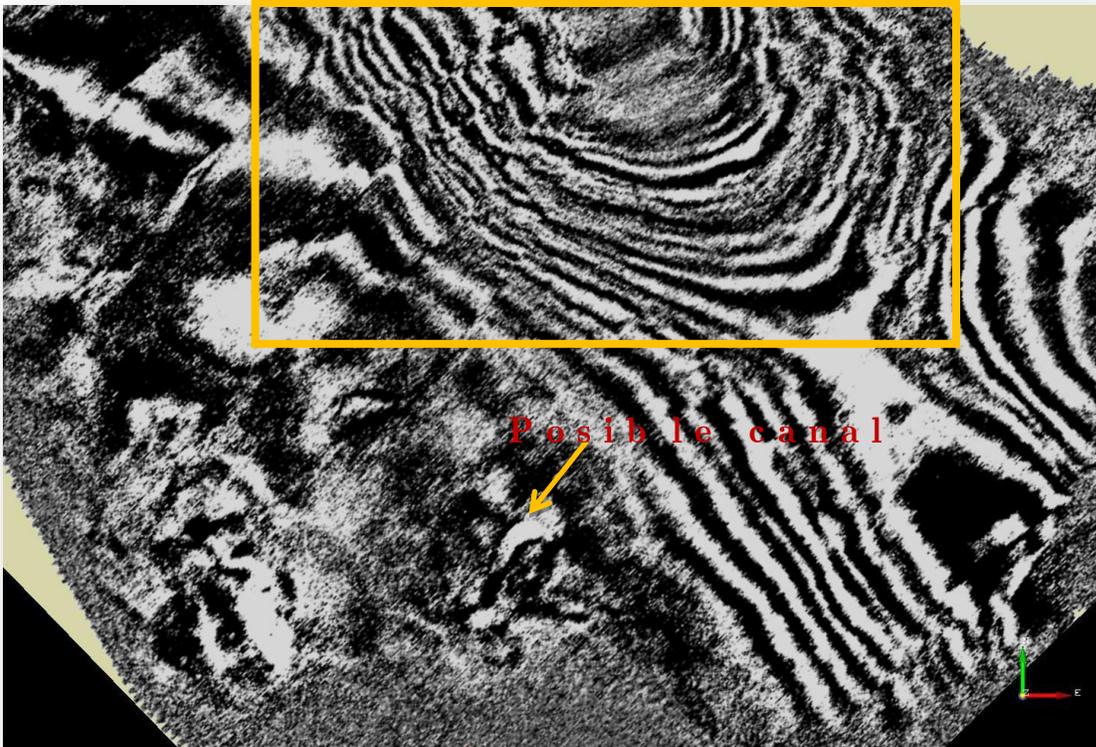


Figura 4.10. Corte horizontal en tiempo a 1824 ms. El recuadro resalta el fuerte echado de la estructura.

Posterior a la carga del cubo sísmico, se determinó el atributo de similitud a un tiempo constante de 1824 ms. Los parámetros de entrada se muestran en la Fig. 4.11.

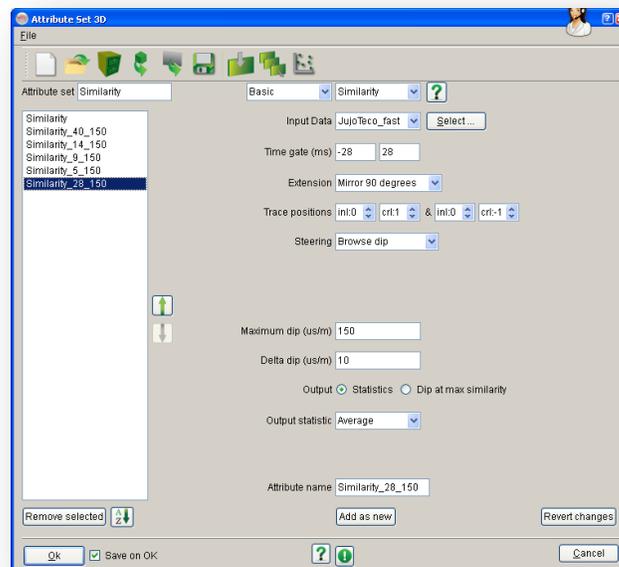


Figura 4.11. Parámetros de entrada para calcular el atributo de similitud.

Un parámetro fundamental en el cálculo de éste atributo es el echado máximo, que representa la ventana en la que se buscará la máxima pendiente, está dado en milisegundos y determina la zona en la que el algoritmo buscará eventos similares a lo largo de las trazas vecinas, se tomó para todas las extracciones de éste atributo un echado máximo de 150 ms.

En la figura 4.12 se muestra una línea y un corte horizontal a 1824 ms, en donde el atributo de similitud no fue capaz de quitar el efecto del echado, mostrando los reflectores como si fueran discontinuidades, lo cual es un error. La metodología propuesta consiste en extraer el atributo variando un sólo parámetro, con el objetivo de encontrar las características que resalten fallas y canales, sin la influencia del echado.

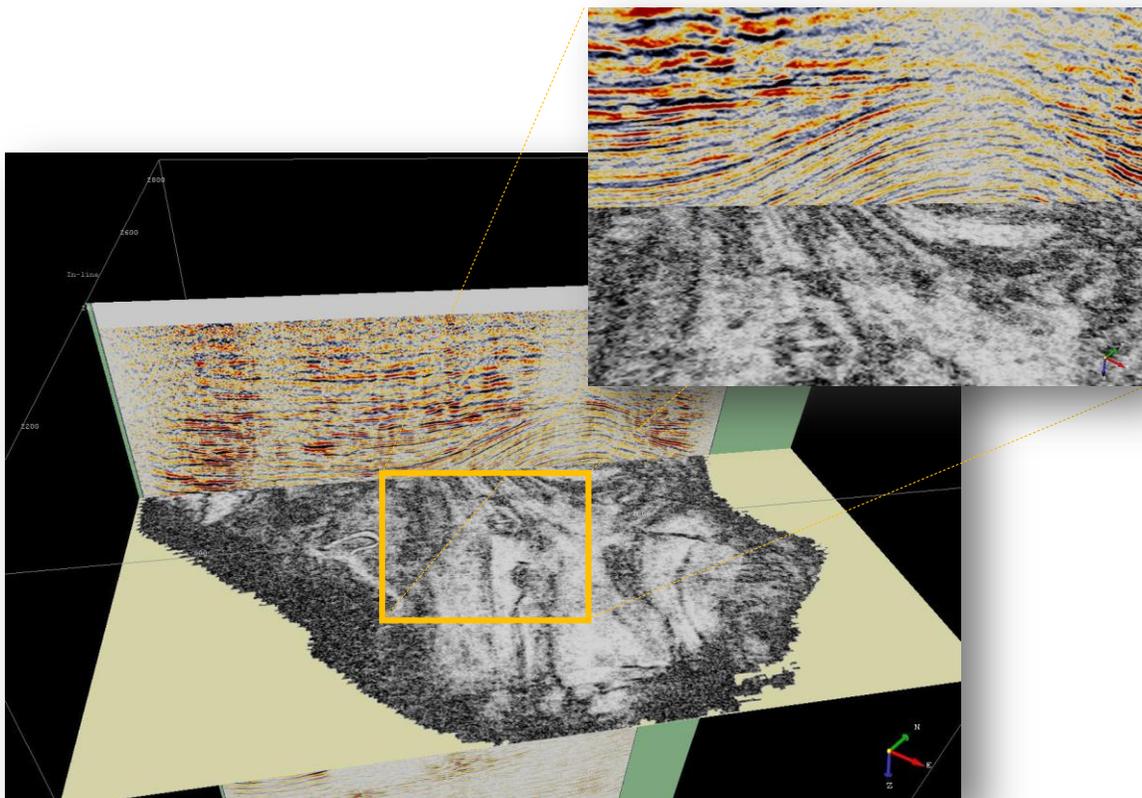
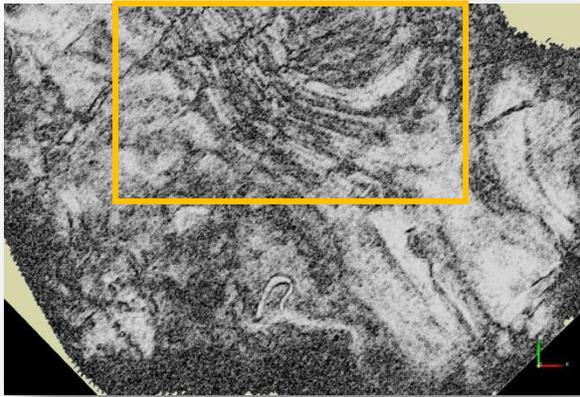
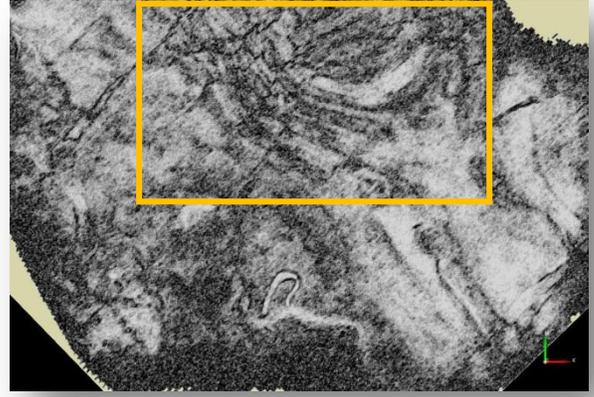


Figura 4.12. Corte horizontal a 1824ms y una línea sísmica.

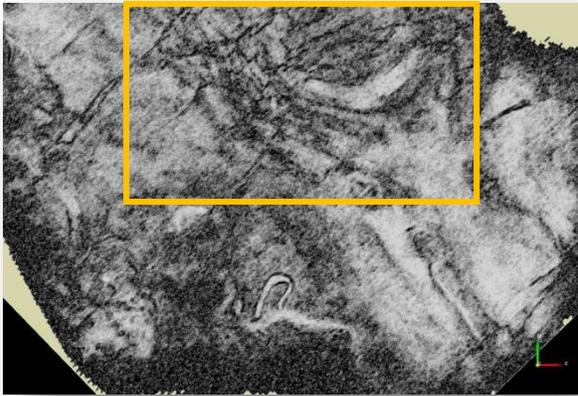
Posteriormente, se efectuaron pruebas con ventanas de tiempo a 4, 8, 16, 28 y 40 ms. La figura 4.13 muestra un corte horizontal a 1824 ms para cada variación en la ventana de análisis.



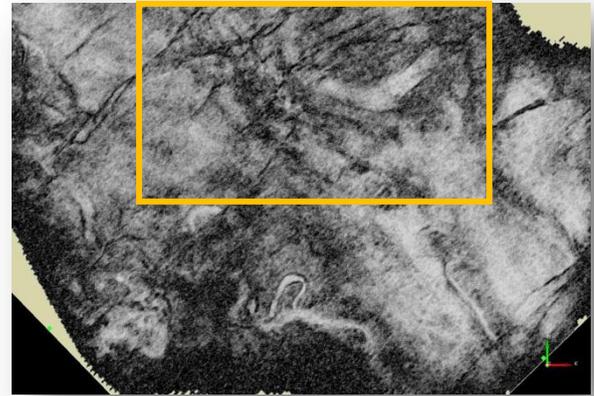
Ventana de -4 a 4 ms



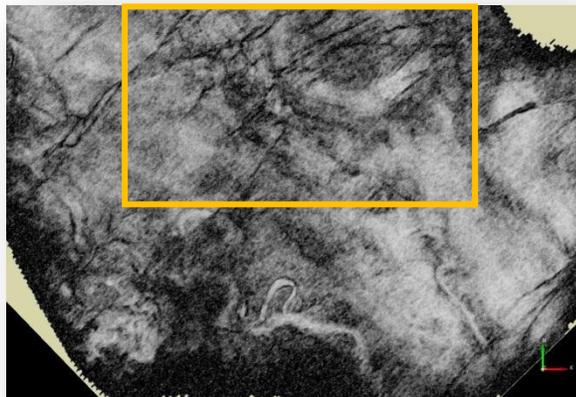
Ventana de -8 a 8 ms



Ventana de -16 a 16 ms



Ventana de -28 a 28 ms



Ventana de -40 a 40 ms

Figura 4.13. Extracciones del atributo de similitud variando el tamaño de las ventanas de análisis.

Derivado del análisis de la imagen en la figura 4.10, se observa que el atributo que mejor eliminó el efecto de la estructura se extrajo de la ventana de -28 ms a 28 ms. En la figura 4.14, en la parte sur del cubo sísmico se aprecian los canales A, B y C.

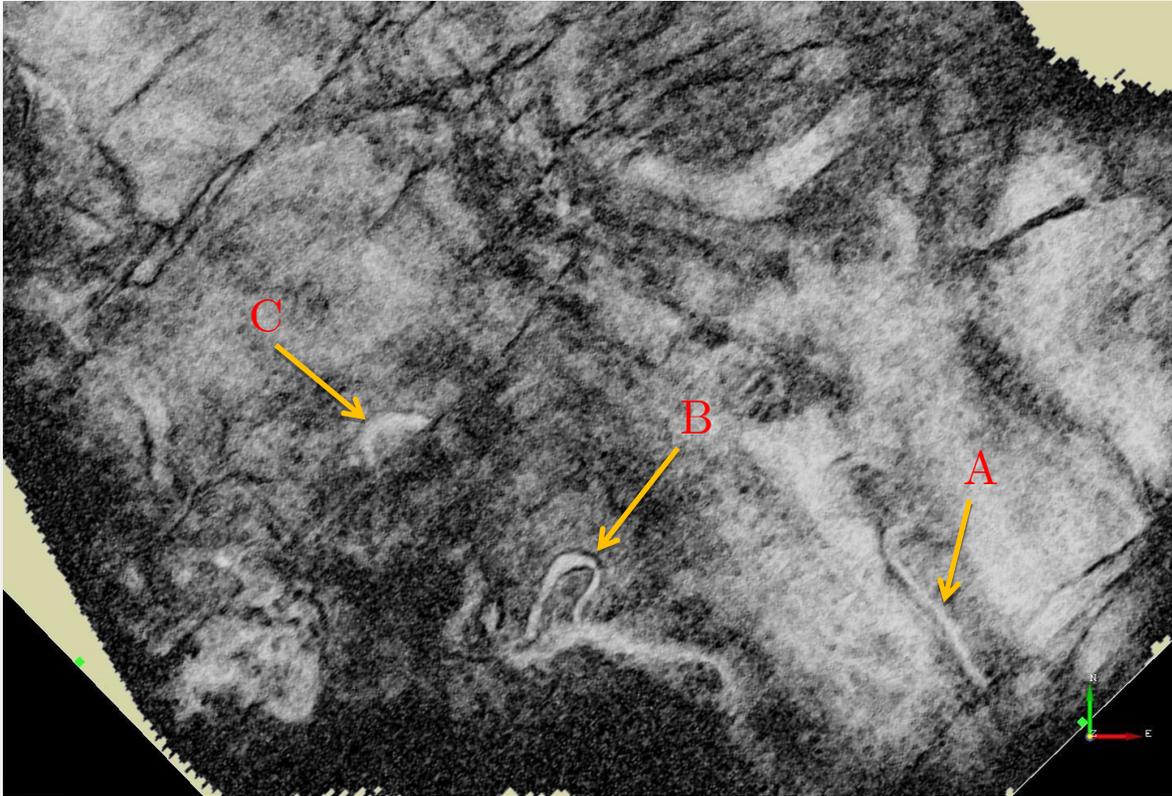


Figura 4.14. Atributo de similitud con una ventana de tiempo de 28 ms. Apreciándose 3 porciones de un canal.

El canal (A) es el que menos resalta, debido a uno de los cuatro factores que se listan a continuación:

- Alrededor del canal puede haber trazas ruidosas.
- La zona donde se ubica el canal existen fuertes reflectores (fuerte buzamiento) lo que origina que zonas con alto echado se suavicen.
- El canal no se encuentra en forma horizontal, es decir en el corte de tiempo sólo observamos una porción del mismo.
- No existe un contraste entre el canal y la roca que lo rodea.

La duda que generó su existencia dió origen al análisis del echado estructural formado por una línea sísmica y un corte horizontal (Figura 4.15a) el cual es concordante. Se efectuó la misma comparación con la única variante de que a la sección horizontal se le aplico el atributo de similitud y se pudo apreciar que el efecto producido por el echado estructural se elimina (Figura 15b). Por lo que concluimos que es un canal, ya que su dirección no concuerda con la dirección de los echados estructurales.

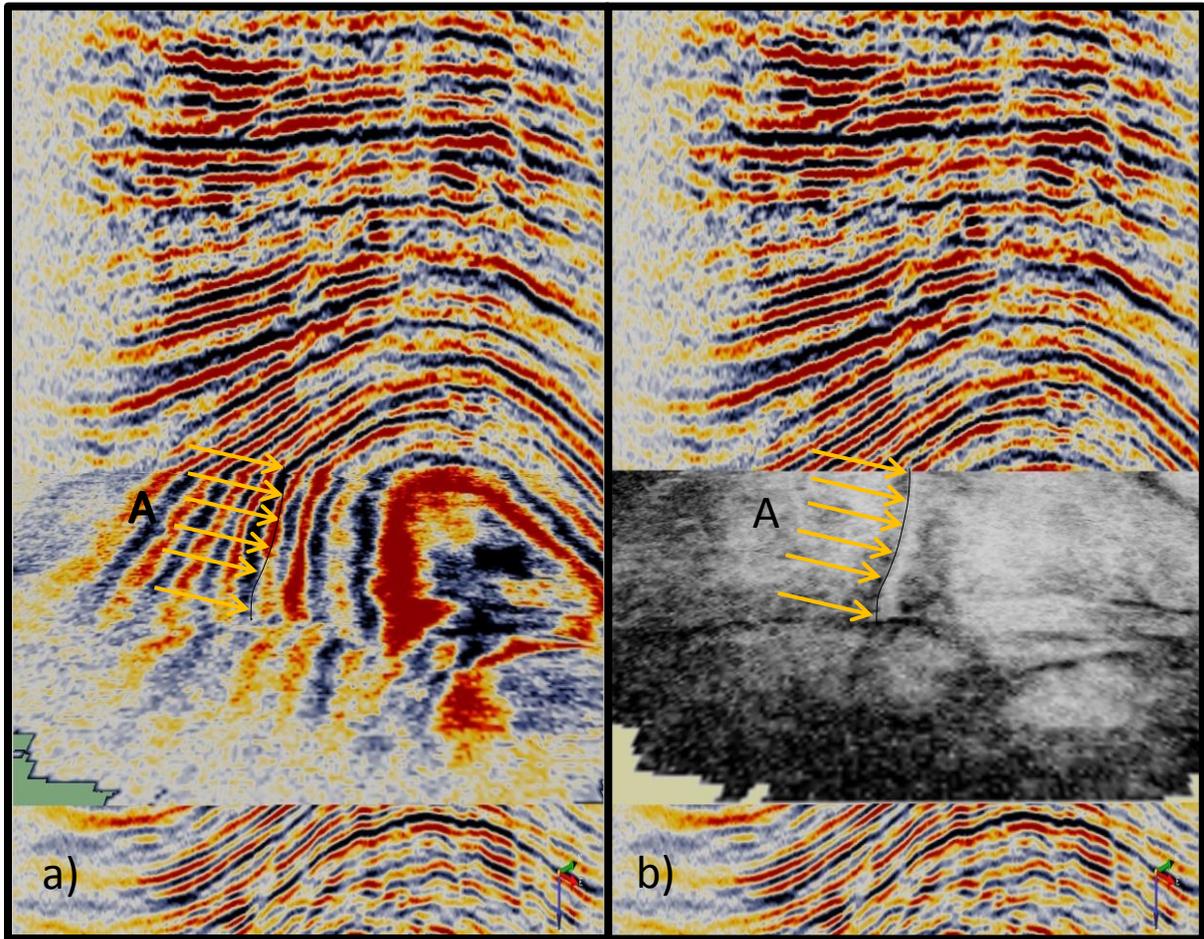


Figura 4.15. Canal A. a) Sección sísmica en tiempo y un corte horizontal a 1824ms. b) Atributo de similitud y la ubicación del canal.

En el canal (B) y (C) se observa una porción mayor, lo que indica que este se encuentra dentro de la ventana de tiempo seleccionada.

La selección de una escala de colores adecuada nos permite resaltar rasgos estratigráficos y estructurales. Las figuras 4.14 y 4.16 muestran el atributo de similitud aplicado en un corte horizontal a 1824 ms. Como podemos observar ambas figuras resaltan los 3 canales (A, B y C). La escala de colores rojos en la zona donde se encuentra el canal A, no eliminó el efecto de la estructura asociada a reflexiones fuertes; aunque el canal A contrasta. Los rasgos estructurales como fallas que cortan los canales, resaltan mejor en al escala de colores grises. El empleo del atributo de similaridad, elimina el efecto del buzamiento, resaltando rasgos estructurales y estratigráficos.

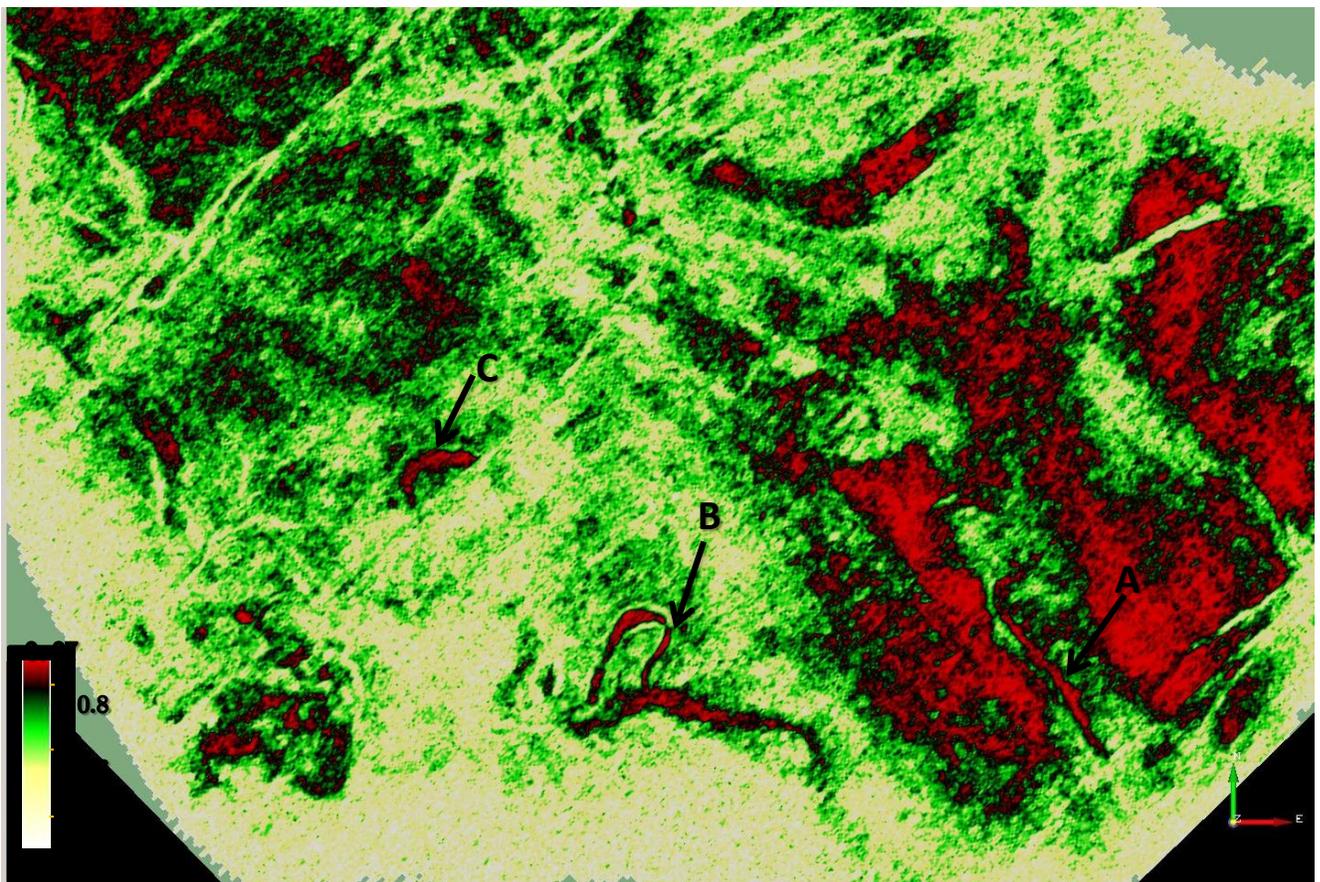


Figura 4.16. Ubicación de los canales A, B y C en un corte horizontal a 1824 ms empleando el atributo de similitud.

4.2.2 Atributo de energía

Se extrajo el atributo de energía con objetivo de resaltar altas o bajas amplitudes en el canal de interés. Los atributos presentados se generaron con el software OpendTect®.

Para poder calcular este atributo se varió sólo un parámetro, el tamaño de la ventana de tiempo en múltiplos iniciando con -8 ms hasta +32 ms (Figura 4.17), a manera de seleccionar la ventana que mejor delimite la amplitud del canal de interés.

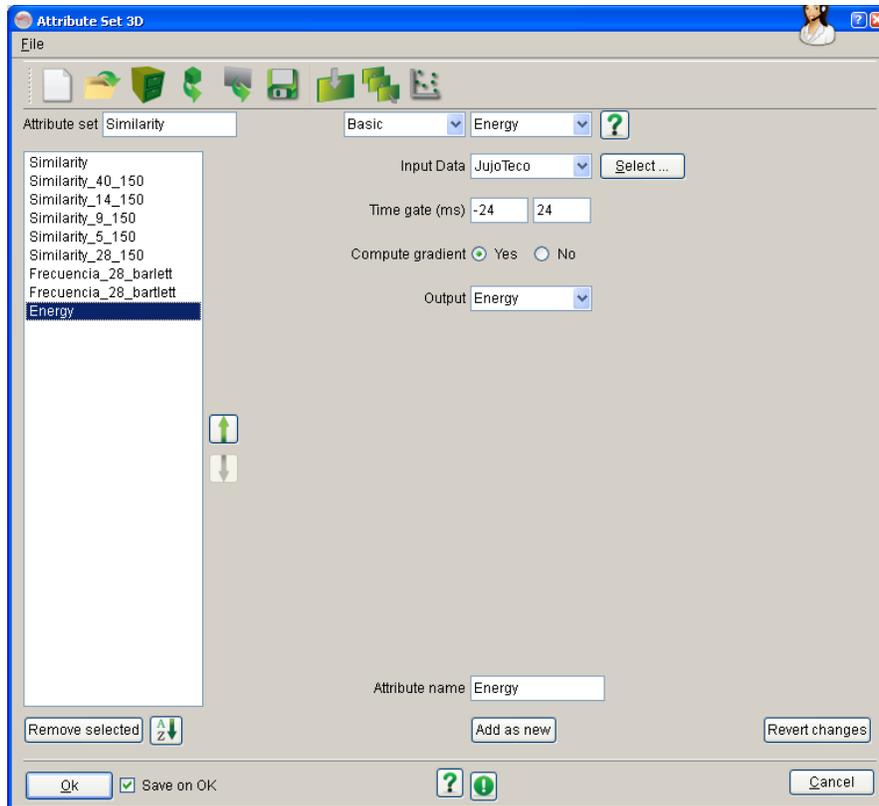
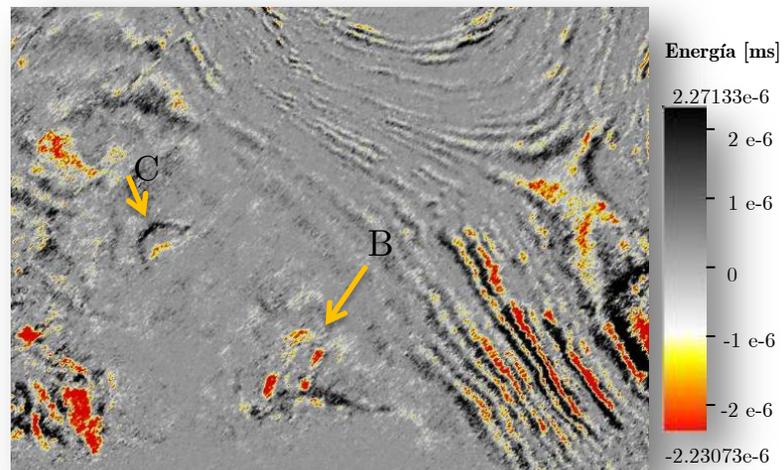
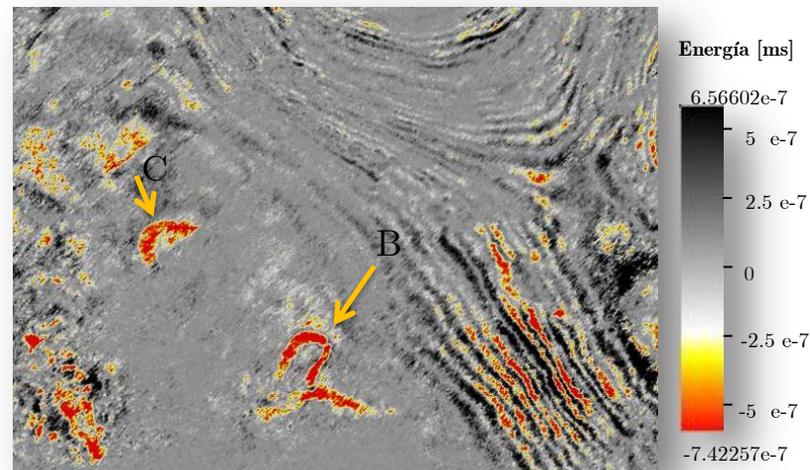


Figura 4.17. Parámetro de entrada para calcular el atributo de energía.

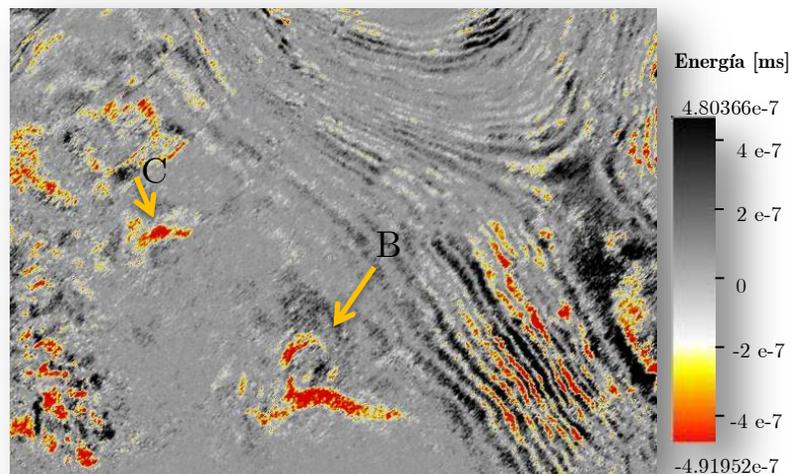
En la figura 4.18 se muestra el atributo de energía a diferentes ventanas de tiempo. El atributo que mejor delimito las geoformas se muestra en la figura 4.19 fue extraído con una ventana de -16 a 16 ms; observamos zonas de menor y mayor energía. Los canales B y C tienen valores negativos de energía; cuanto mayor sea la energía mayor será la amplitud.



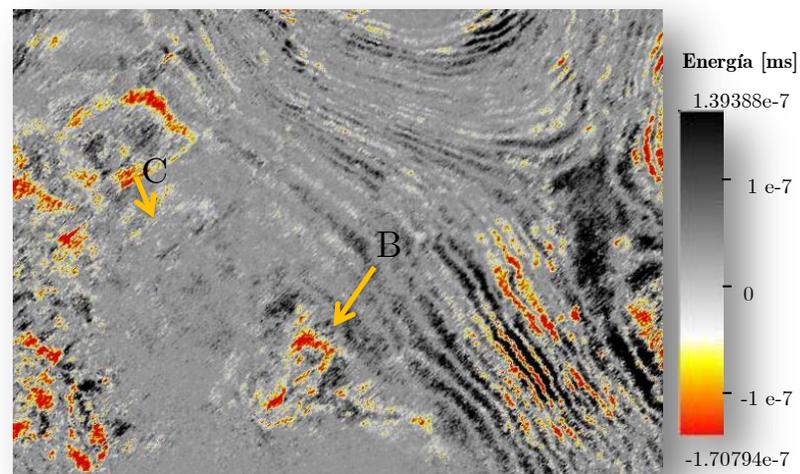
Ventana de -8 a 8 ms



Ventana de -16 a 16 ms



Ventana de -24 a 24 ms



Ventana de -32 a 32 ms

Figura4.18. Extracción del atributo de energía variando el tamaño de las ventanas de análisis.

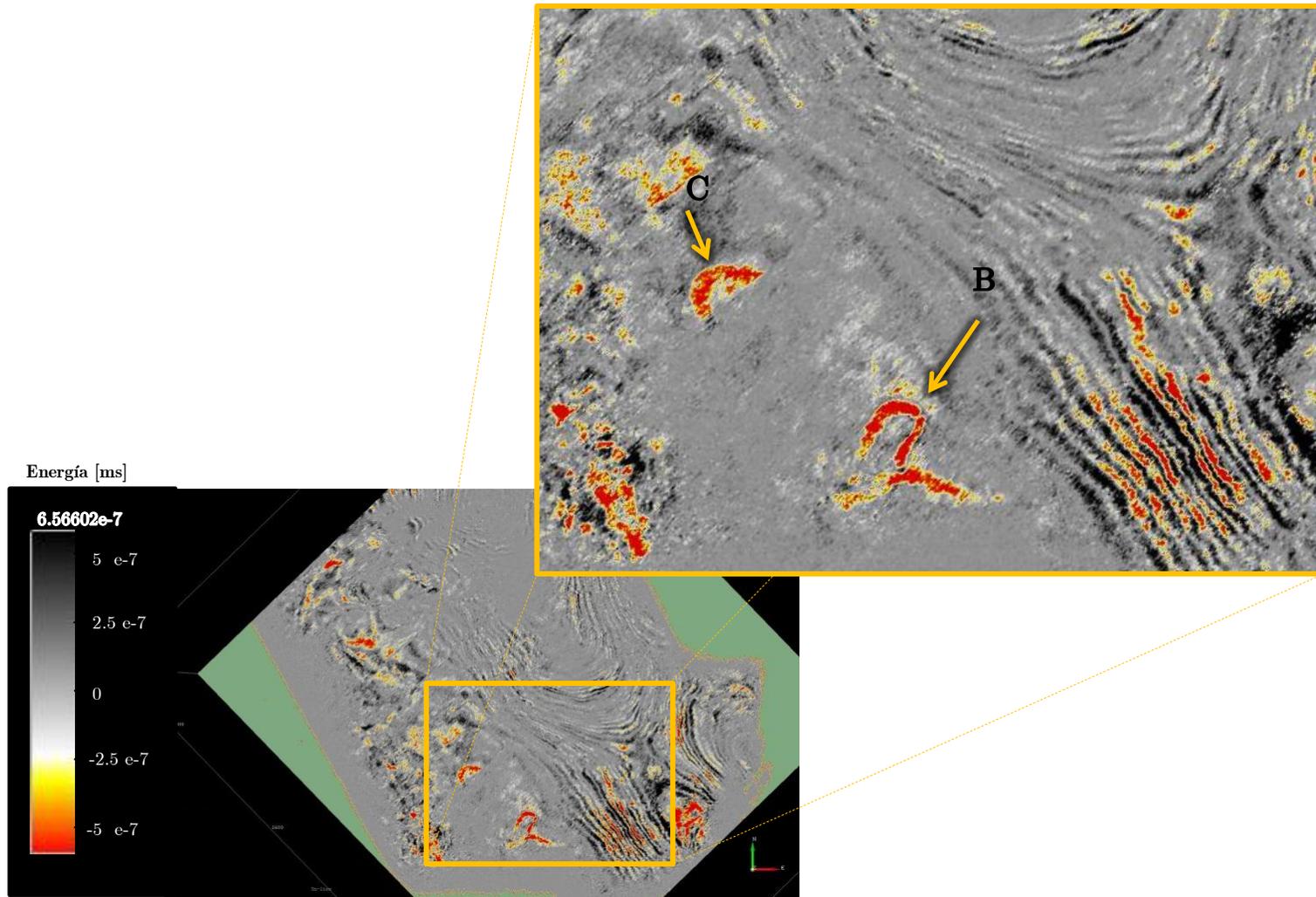


Figura 4.19. Atributo de energía con una ventana de tiempo a 16 ms, apreciándose el canal A y B.

La figura 4.20a muestra la extracción del atributo de energía en corte horizontal y la ubicación de la traza 868, en donde podemos apreciar que los canales B y C están definidos por las amplitudes en color rojo que corresponde a la parte negativa de la energía.

La figura 4.20b muestra el compuesto formado por la traza 868 y el corte horizontal, en dicha figura identificamos la posición en espacio y tiempo de los canales B y C. La traza previamente descrita en al figura 4.20c nos define la correcta posición a un tiempo de 1824 ms de los canales B y C. La ventana de -16 a 16 ms nos definió la posición de los canales, con lo que podemos determinar mediante una conversión profundidad el espesor y su distribución areal del mismo, con el propósito de cuantificar el área y el volumen para estimar la posible reserva.

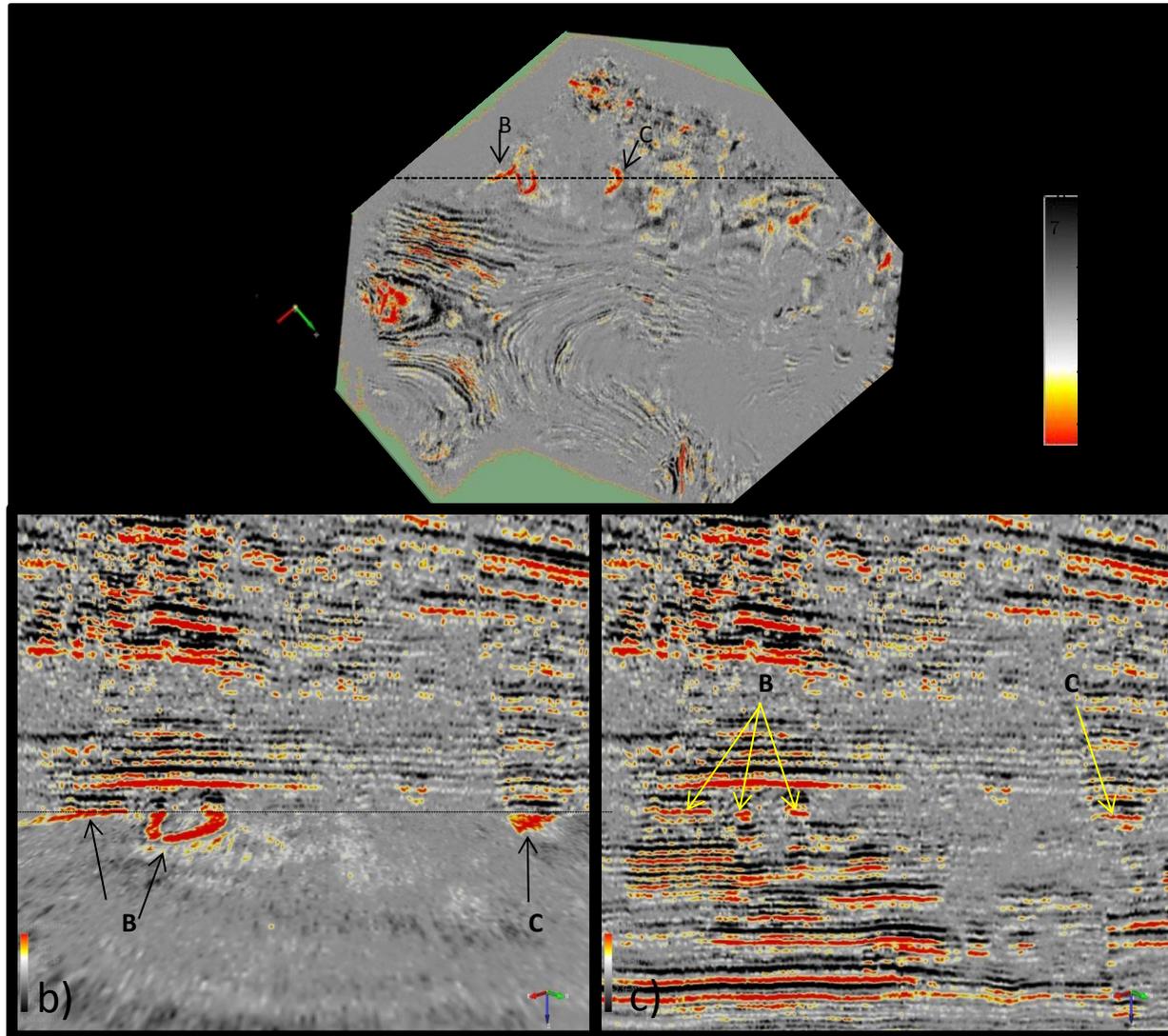


Figura 4.20. Atributo de energía. a) Corte horizontal a 1824 ms. b) Corte vertical y horizontal. c) Corte vertical.

4.2.3 Atributo de intensidad de reflexión

Se aplicó el atributo que representa la envolvente de la traza sísmica, empleando el programa de Landmark® PostStack con la finalidad de identificar cambios litológicos que son difíciles de distinguir a simple vista en la sísmica. Cabe mencionar que este atributo representa valores positivos de amplitud. La extracción del este atributo permitió identificar los canales B y C (Figura 4.21).

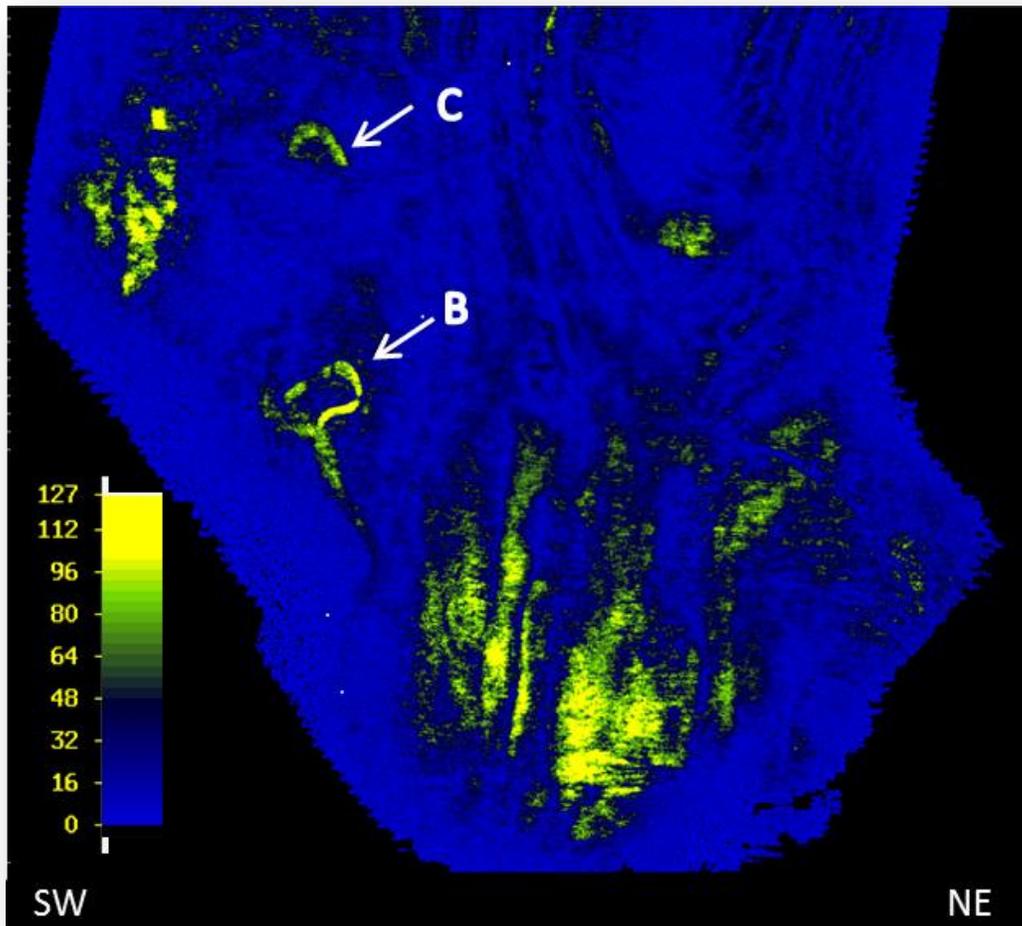


Figura 4.21. Atributo de intensidad de reflexión aplicado en un corte horizontal a 1824 ms.

4.2.4 Atributo de fase instantánea

El atributo fue aplicado en el cubo sísmico, empleando el programa PostStack de Landmark®, con el objetivo de observar la continuidad lateral del canal. La Figura 4.22 muestra un corte horizontal a 1824 ms, en la que se observan los canales B y C. El variar la paleta de colores par este atributos no ayudo a resaltar únicamente los canales.

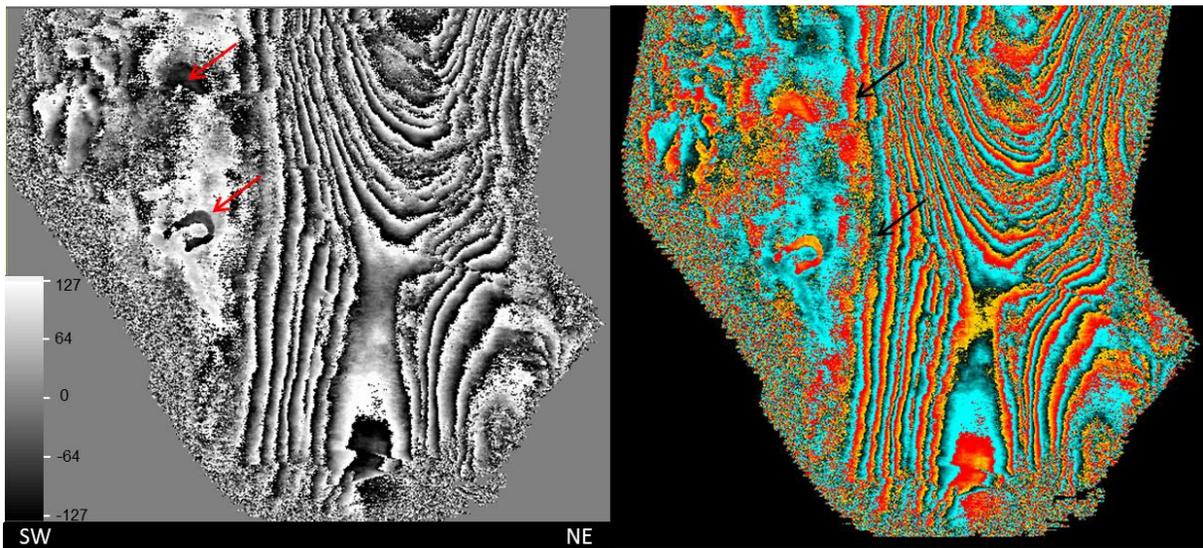


Figura 4.22. Atributo de fase instantánea con diferente escala de colores.

Evidentemente este atributo no fue resolutivo ya que enfatizo las fuertes reflexiones asociadas al plegamiento formado por la irrupción del domo salino (Figura 4.23 y 4.24).

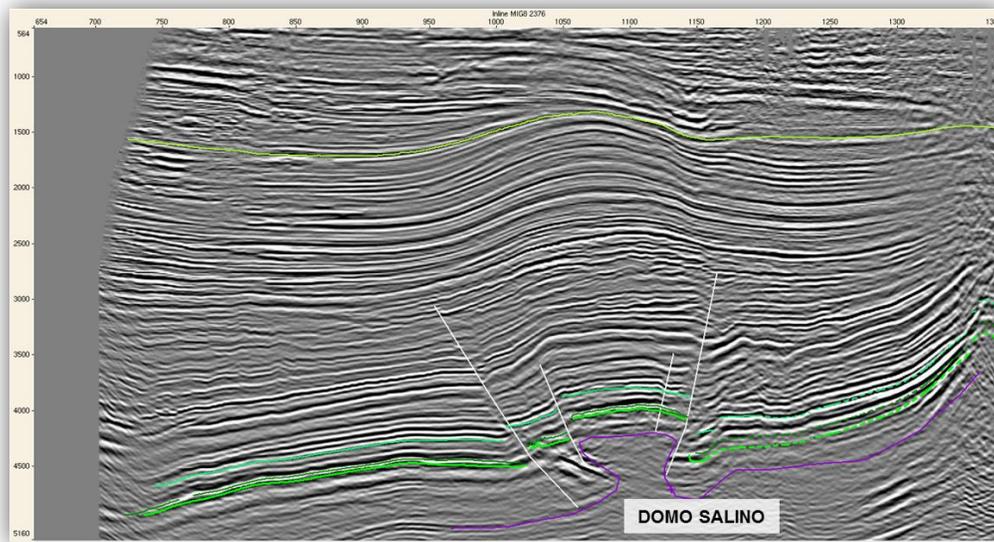


Figura 4.23. Domo Salino.

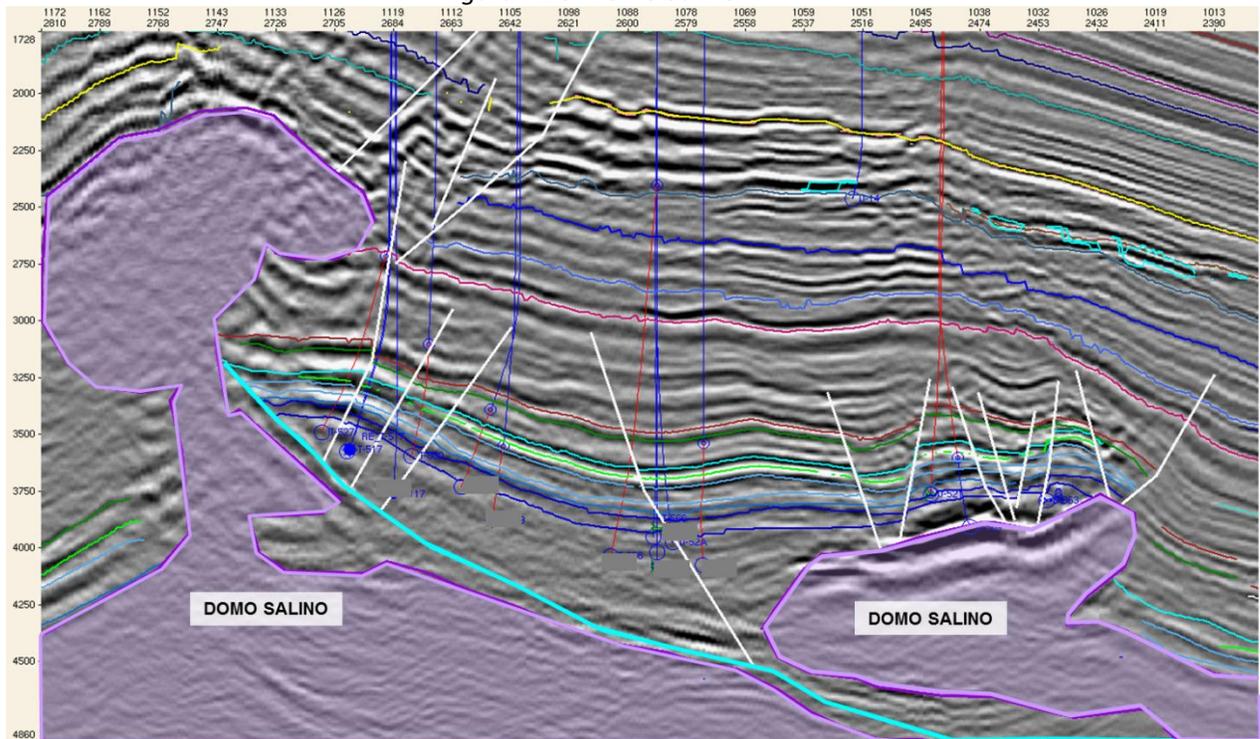


Figura 4.24. Sección sísmica del campo NE-SW. Se muestra la interpretación de fallas en traza, limitado por dos intrusiones salinas de regulares dimensiones.

4.2.5 Atributo perigram

Este atributo nos resalta las componentes de baja energía tal como muestran en la figura 4.25, resaltando los canales B y C. Estos canales se han visualizado con los atributos previamente mencionados.

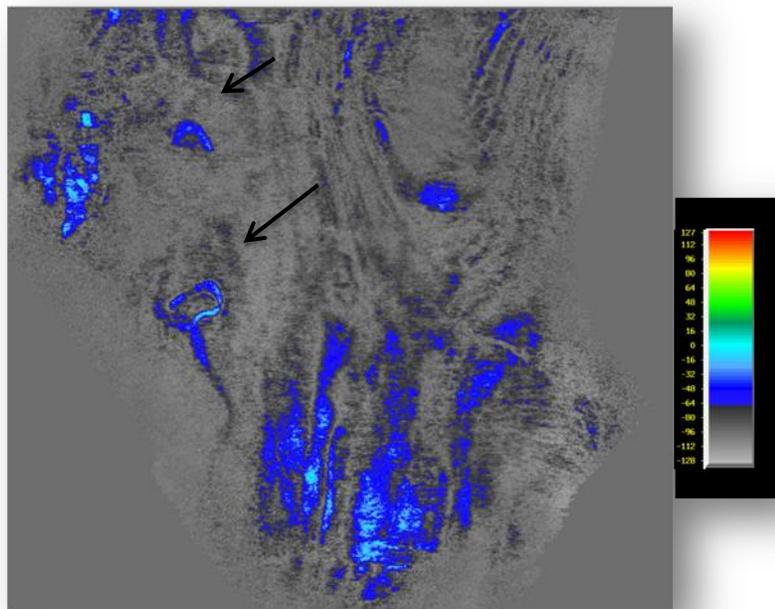


Figura 4.25. Atributo perigram.

4.2.6 Atributo de descomposición espectral

El atributo de descomposición espectral fue aplicado en todo el cubo sísmico, efectuando una serie de cortes horizontales y verticales, con la finalidad de observar el espesor del canal.

Para extraer el atributo de descomposición espectral se aplicaron dos métodos, el primero de ellos consiste en el cálculo de la frecuencia dominante en el intervalo de interés, el segundo consiste en convolucionar las trazas sísmicas con una ondícula en el dominio de las frecuencias, aplicando la Transformada Ondícula Continua (CWT) y de esta manera se extrajo el atributo de descomposición espectral.

Para la elaboración del primer método, se selecciona una línea y una traza, las cuales intersectan en el canal de interés (Figura 4.26). Una vez que se tiene ubicada la posición del canal se le aplicó la Transformada de Fourier a las trazas sísmicas para cambiar del dominio del tiempo al de las frecuencias y así poder calcular el espectro de frecuencia de la traza seleccionada.

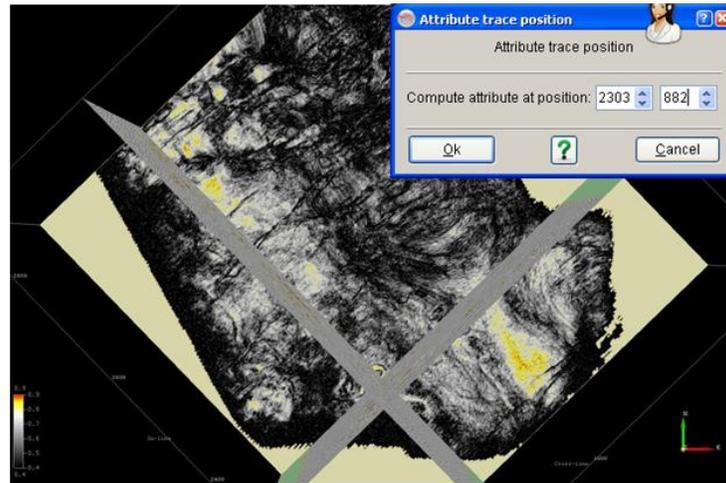


Figura 4.26. Posición de la línea y traza que corta el canal.

El espectro de frecuencias se visualizó en el software OpendTect®. La figura 4.27 muestra el espectro con el contenido de frecuencias a lo largo de una traza sísmica, cabe mencionar que el canal de interés se ubica a 1824 ms, dentro del rango de frecuencias de 19 a 38 Hz.

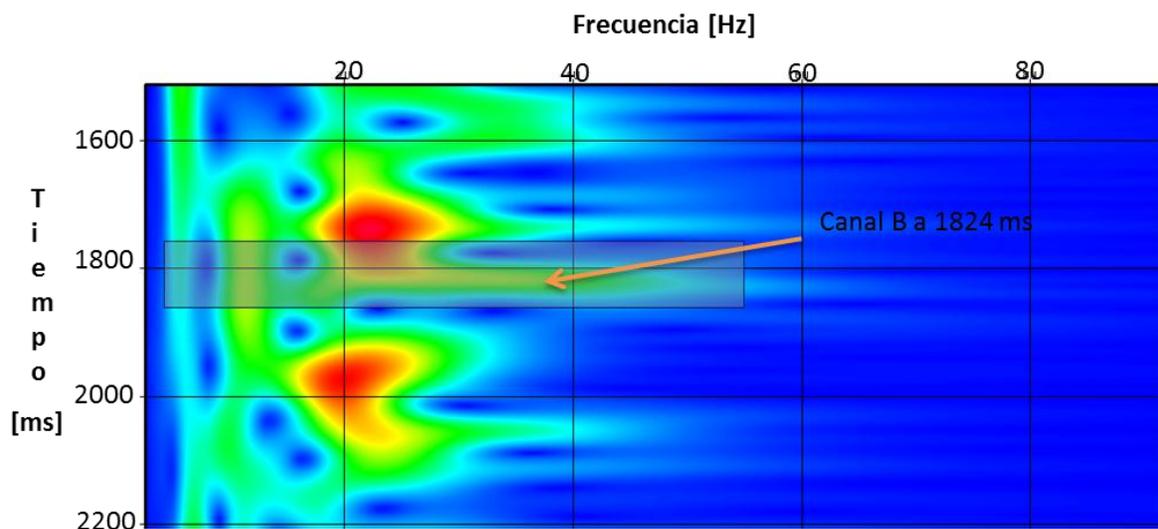


Figura 4. 27. Espectro de frecuencia, ubicación del canal.

El segundo método consistió en aplicar la Transformada de Ondícula Continua (CWT) en el dominio de las frecuencias, convolucionando la serie de reflectividad con la ondícula de Morlet (ondícula propuesta). Se realizaron pruebas a distintas frecuencias iniciando de 19 a 38 Hz.

Se observó que el canal se define mejor a la frecuencias de 38 Hz (Figura 4.28).

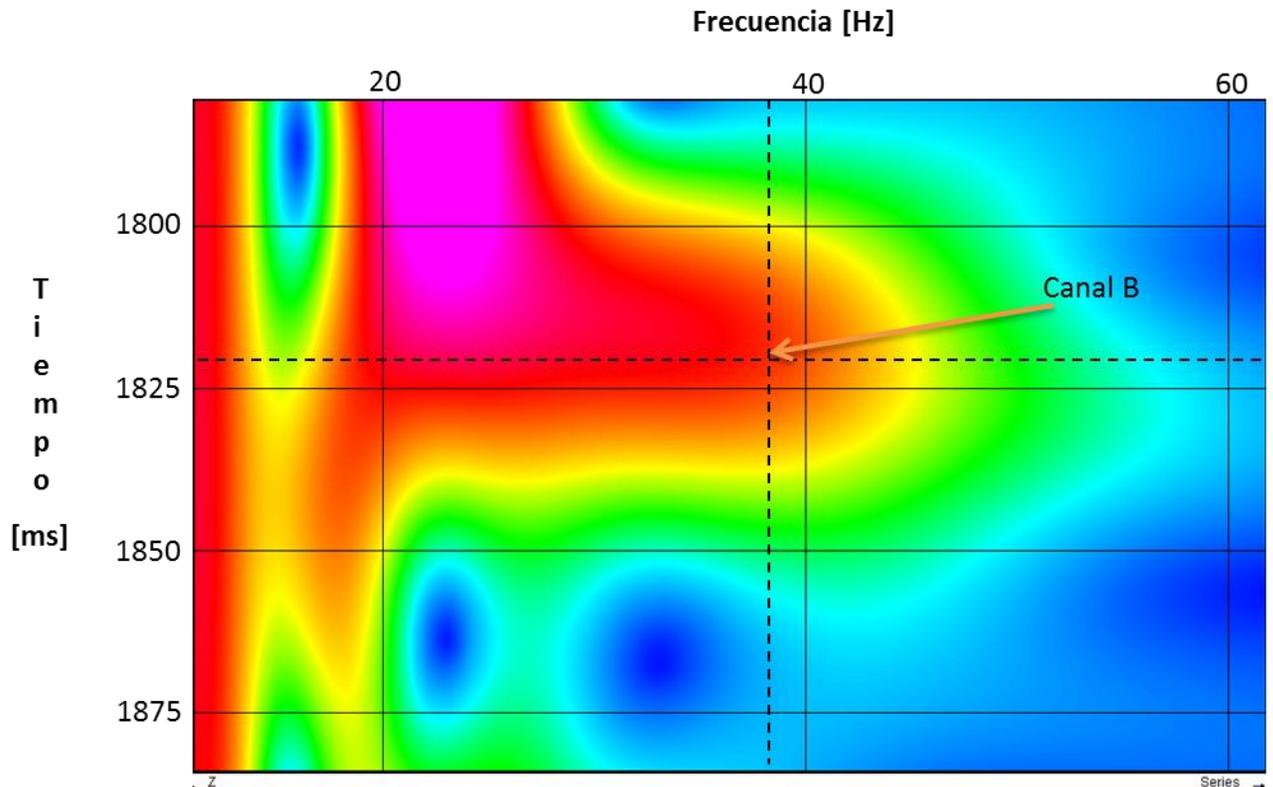


Figura 4.28. Espectro de frecuencias. Frecuencias a la que está vibrando el canal.

La figura 4.29 muestra un corte a 1825ms con y sin atributo. El atributo de descomposición espectral se muestra en la parte superior derecha de la figura a una frecuencia de 38 Hz.

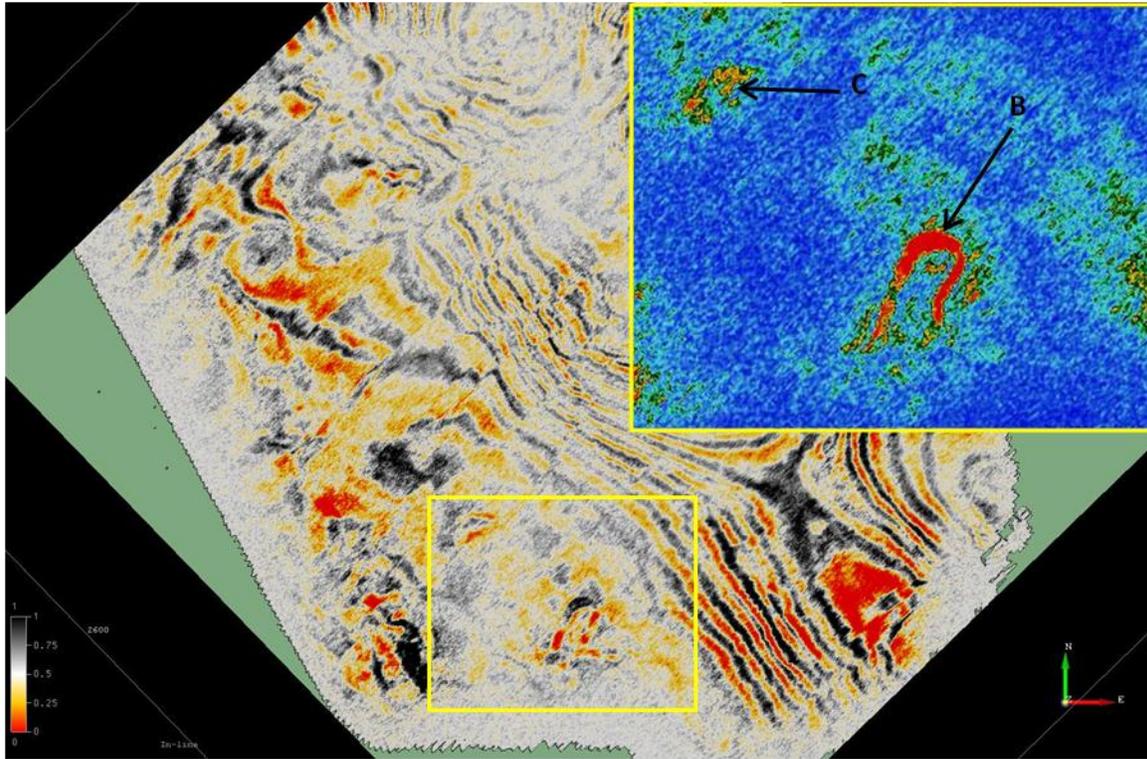


Figura 4.29. Corte horizontal a un tiempo 1824ms.

La figura 4.30a muestra la extracción del atributo de descomposición espectral a un corte horizontal y la ubicación de la traza 866, en donde podemos apreciar que los canales B y C están definidos por la frecuencia de 38 Hz. La figura 4.30b muestra la traza, por lo que el rectángulo nos resalta la posición vertical del canal. La figura c muestra el corte horizontal y vertical con lo que a la frecuencia previamente mencionada resalta en ambas posiciones la continuidad del canal.

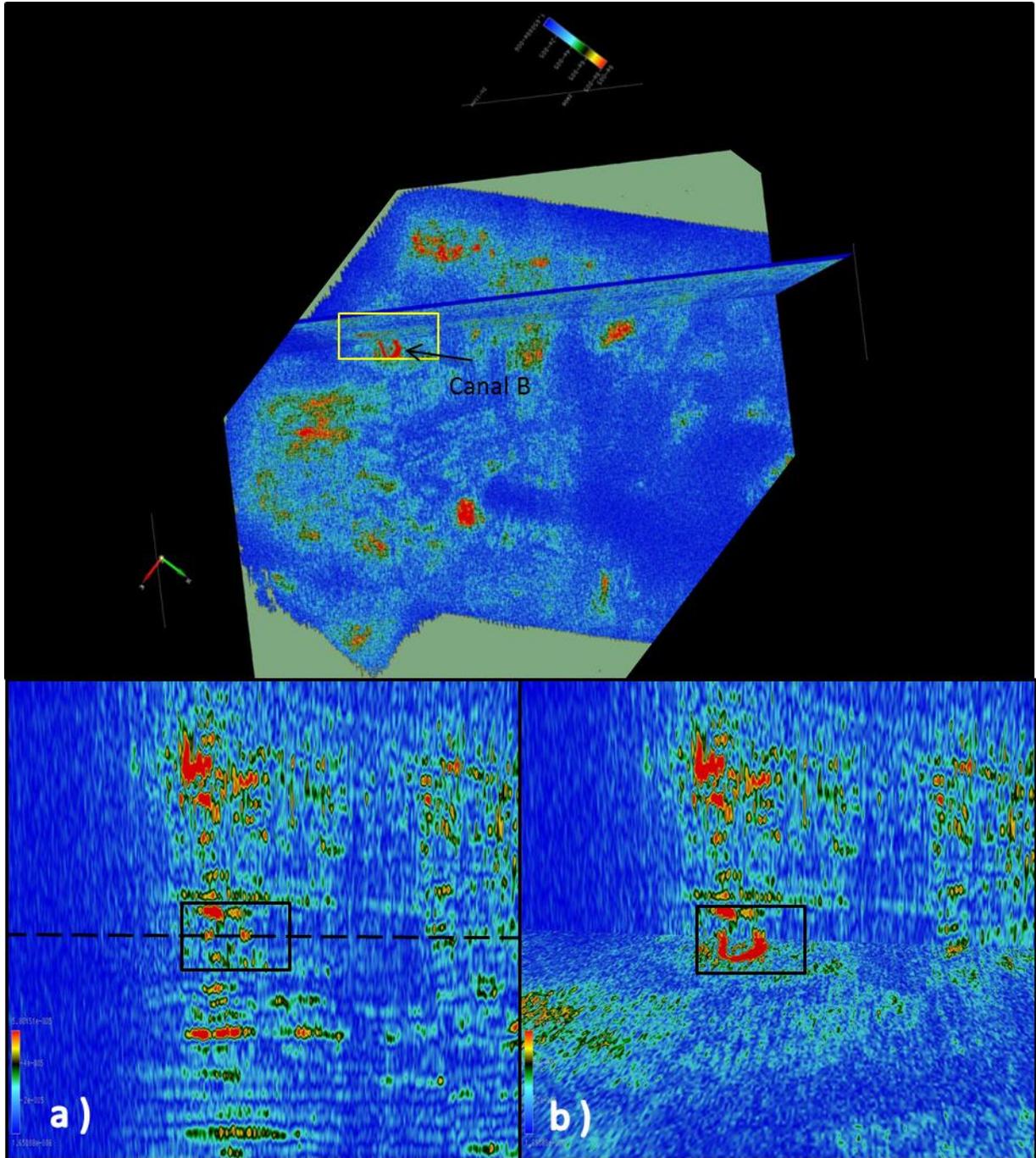
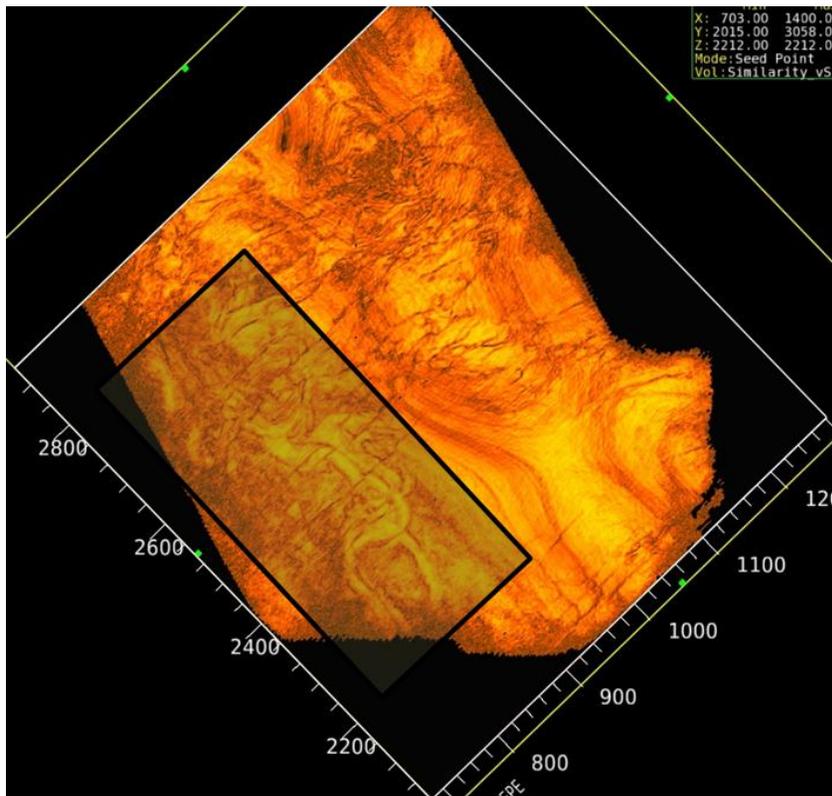


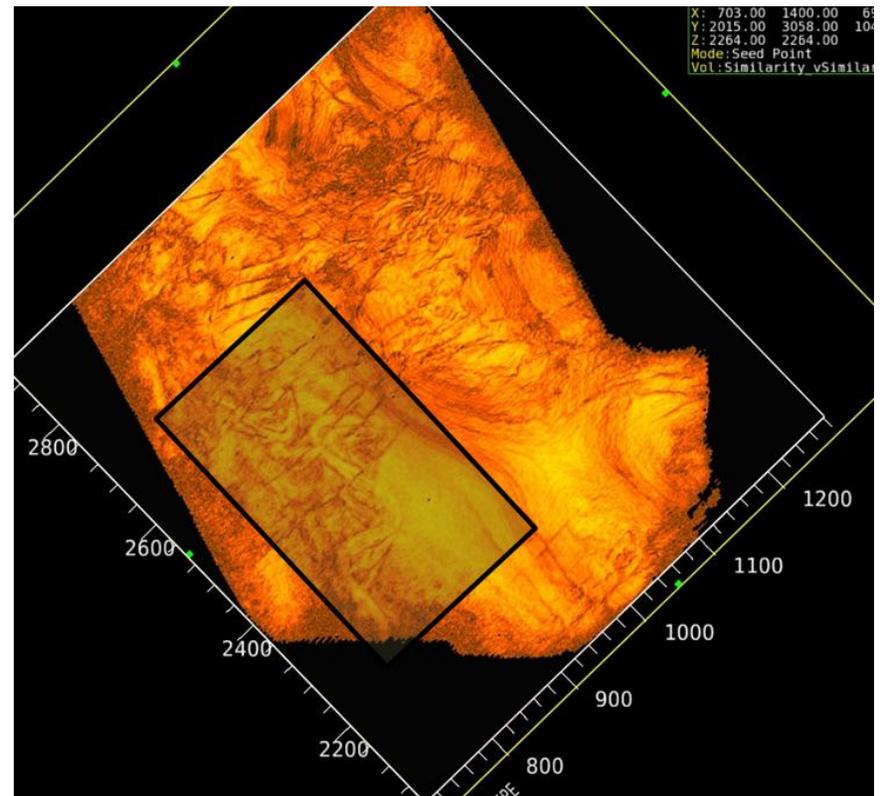
Figura 4.30. Atributo de descomposición espectral.

Los seis atributos sísmicos aplicados al volumen sísmico determinaron la geometría de los canales, por lo que consideramos que estos respondieron de manera adecuada; lo que nos indica que el cubo sísmico estuvo precedido de un trabajo de campo y un procesado de datos de calidad.

Dado que los seis atributos aplicados en este trabajo permitieron identificar canales, en las figuras 4.31 y 4.32 se muestra la ubicación de diversos canales a distintos intervalos de tiempo extraídos del atributo de similaridad, ya que este atributo permitió identificar canales y resaltó discontinuidades asociadas a fallas.

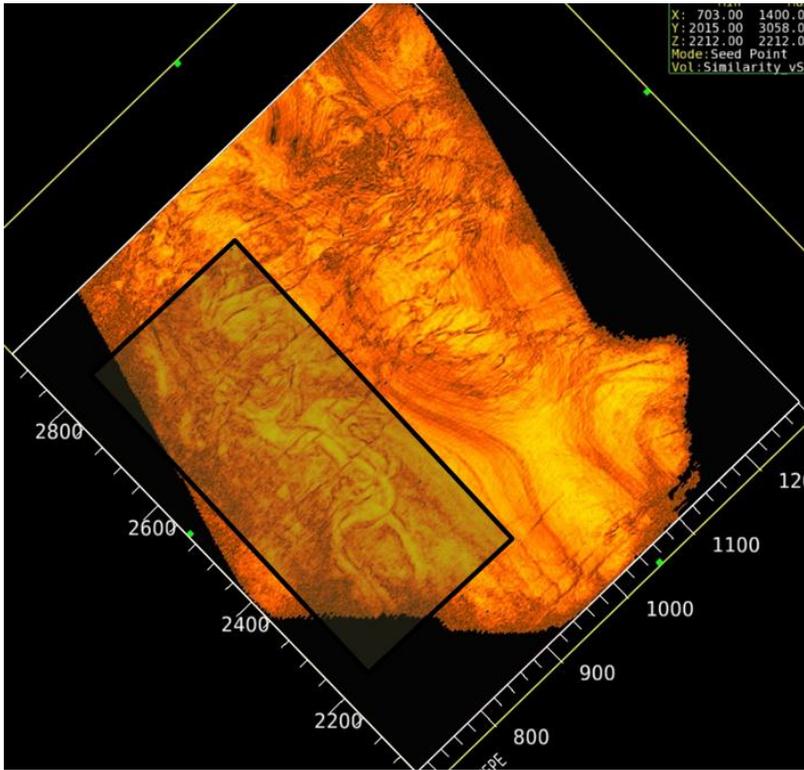


Corte a 2212 ms

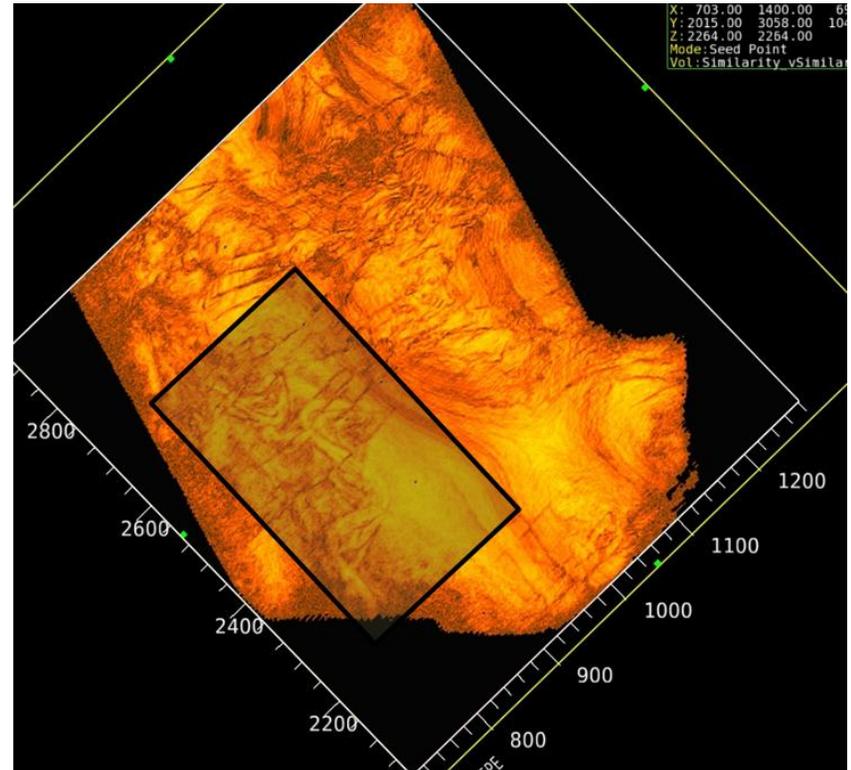


Corte a 2264ms

Figura 4.31. . Atributo de similaridad aplicado a distintos cortes en tiempo.



Corte a 2212 ms



Corte a 2264ms

Figura 4.32. Atributo de similaridad aplicado a distintos cortes en tiempo.

V. MODELO ESTRUCTURAL EN TIEMPO

Se interpretaron cuatro horizontes en la sección sísmica, obteniéndose mapas estructurales en tiempo. Posteriormente, se aplicó el atributo de similaridad y RMS en los mapas estructurales para resaltar canales. Finalmente, se interpretó la evolución de estos y se identificaron las facies asociadas a los canales en sistemas turbidítico.

5.1 Horizontes

Una vez identificados los canales, se efectuó la interpretación sísmica en el programa Geoframe[®] con la finalidad de correlacionar horizontes a lo largo de líneas (inlines) y trazas (crosslines), buscando la correlación y amplitudes de la onda. Los cuatro horizontes interpretados se encuentran en un rango que va de 1000 ms - 2520 ms y corresponden a la secuencia 5.73 Ma a 11.7 Ma del Mioceno Superior.

En la figura 5.1 se muestran los cuatro horizontes interpretados, así como los sistemas de fallas asociadas a los horizontes interpretados. Los horizontes h_2 y h_3 , fueron mapeados cada cinco líneas y cinco trazas, es decir, cada 150 m y 205 m. Cabe mencionar que cinco horizontes ya habían sido interpretados en estudios previos, sin embargo, el espaciamiento entre los horizontes era mayor, por esta razón se efectuó la reinterpretación de los horizontes seleccionados, siguiendo los patrones de comportamiento inicial, sumando o restando milisegundos (figura 5.2). Teniendo como resultado los horizontes h_1 y h_4 , que tiene la finalidad de obtener el horizonte más próximo al canal.

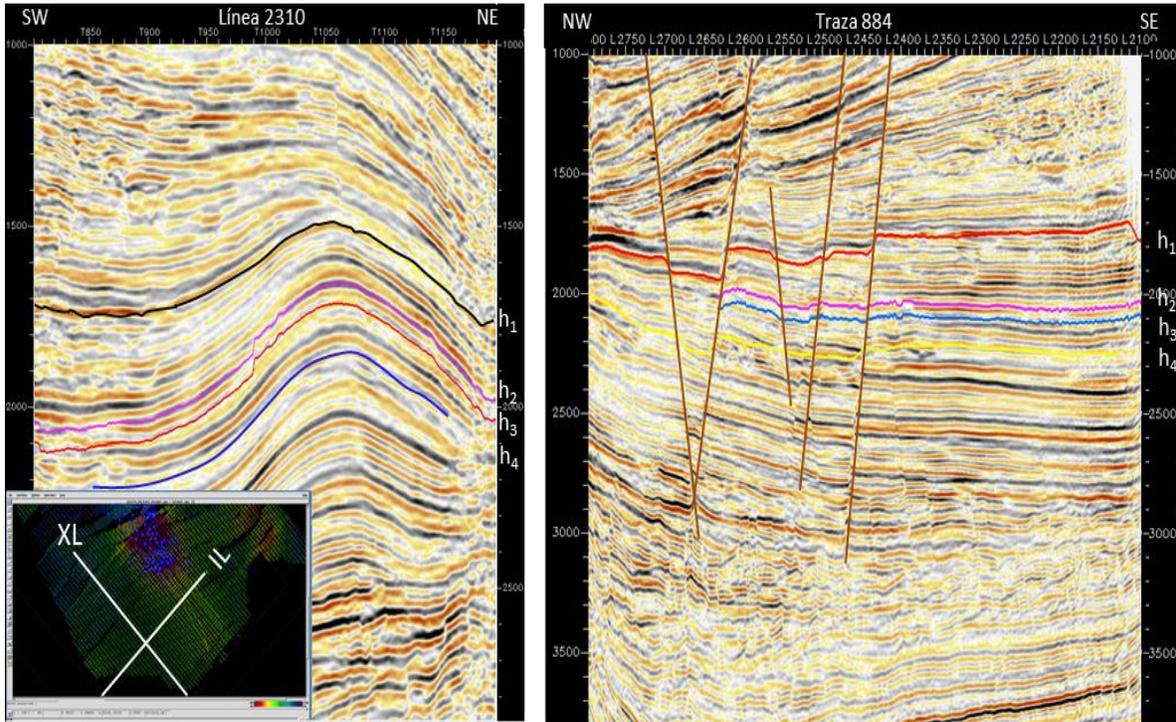


Figura 5.1. Horizontes h1, h2, h3 y h4.

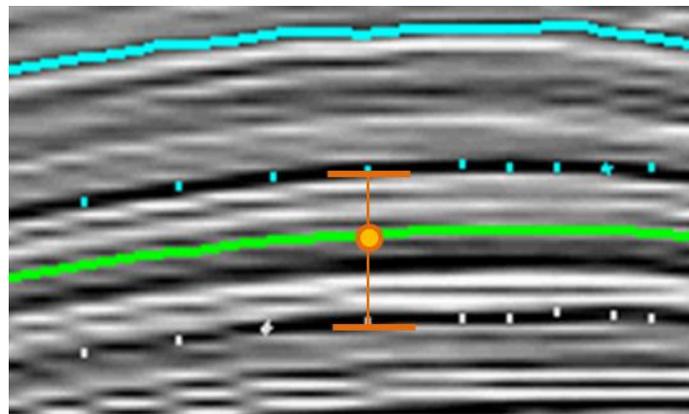


Figura 5.2. Reinterpretación de horizontes.

En la figura 5.3 se muestran cuatro superficies de los horizontes interpolados, a partir de las mallas generadas con la interpretación. En el Anexo B se encuentran mapas estructurales en tiempo de las superficies.

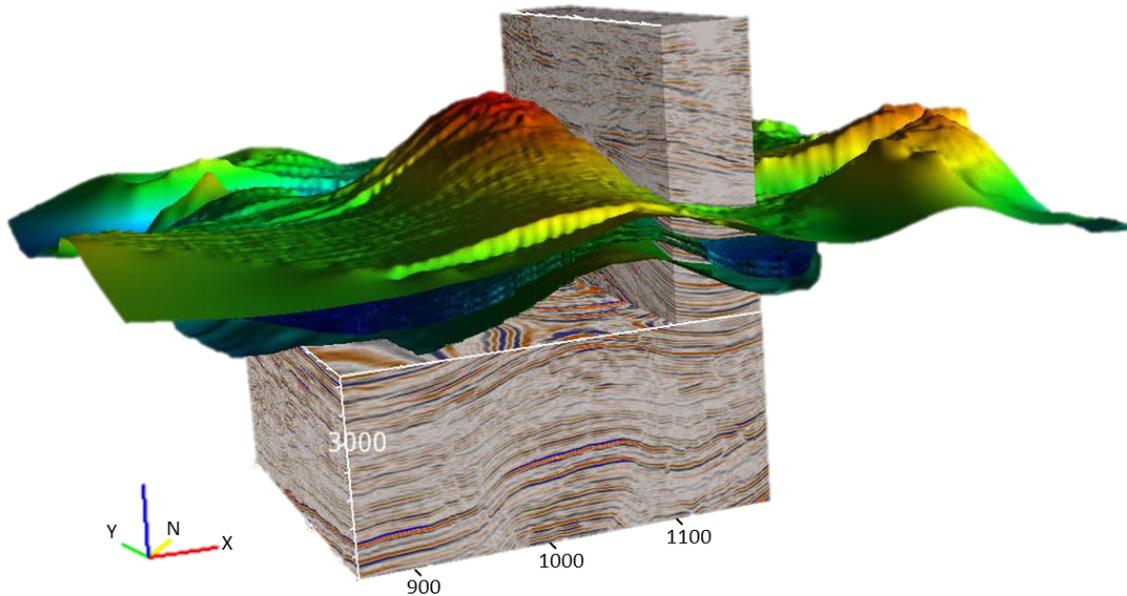


Figura 5.3. Horizontes interpretados.

5.1.2 Atributos sísmicos

Con base en la revisión de cortes horizontales cada 4 ms iniciando en un segundo, se identificaron estructuras discordantes a la estructura en tiempo y se infirió que pudieran ser representativas de rasgos estratigráficos como canales. Por lo que para poder determinar su distribución espacial se emplearon siete atributos sísmicos en distintos cortes de tiempo, descritos en el capítulo 4.

Cabe mencionar que los programas empleados para realizar las extracciones de atributos en horizontes, sólo se podían aplicar dos de los siete atributos extraídos a distintos intervalos de tiempo. Por esta razón, únicamente se aplicó el atributo RMS (equivalente a Reflection Strength) y Similaridad; estos atributos fueron extraídos con los programas OpendTect[®] y Geoframe[®]. En el anexo C se encuentran los mapas de estos atributos.

Se realizaron pruebas a distintas ventanas de tiempo y se crearon nuevas paletas de colores, con la finalidad de resaltar los canales. En el anexo C se encuentran las extracciones de atributos que mejor definieron la estructura.

La figura 5.4 representa la extracción del atributo RMS en un horizonte, en la parte superior derecha se observa un canal. El atributo que estima la semejanza entre trazas fue aplicado a todo cubo, el volumen generado resaltó la presencia de fallas.

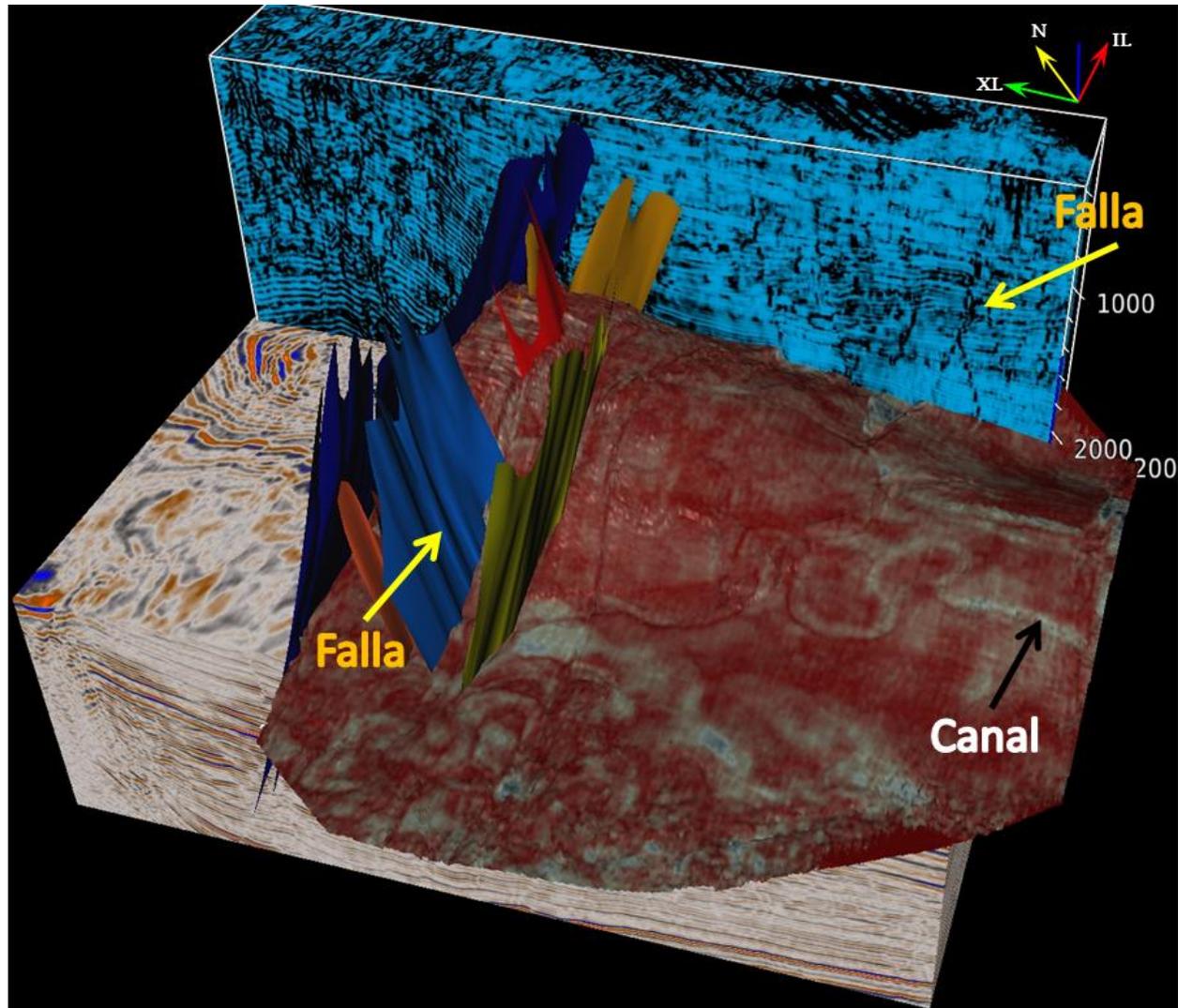


Figura 5.4. Extracción del atributo RMS a lo largo del horizonte.

5.2 Resolución sísmica

La resolución es la clave para el presente estudio, debido a que nos permite extraer los detalles estratigráficos (canales) de los datos sísmicos. La resolución sísmica la podemos definir en dos: Resolución Vertical y Resolución Horizontal:

La resolución Vertical, es importante ya que nos permite distinguir e identificar eventos y pequeños rasgos en los datos sísmicos a diferentes niveles en tiempo. La resolución Horizontal, nos permite distinguir e identificar pequeños rasgos en los datos sísmicos laterales de dos eventos continuos como los que representa el canal y la roca contigua al mismo.

5.2.1 Resolución sísmica vertical

Es el espesor mínimo de una capa que se puede detectar entre dos interfaces, considerándose éstas como la cima y la base reflejadas; representadas en forma de ondícula, está depende de la velocidad y frecuencia (dominante). El criterio de Rayleigh establece que el límite de la resolución es de $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda dominante (Figura 5.5).

Practical Vertical Resolution

$$R_v = \frac{V_{int}}{N \times \text{Bandwidth}}$$

BANDWIDTH = $f_{max} - f_{min} \Rightarrow$ *more conservative than f_{max}*

Where N is between 2 and 4 depending on data quality

$N = 4 \Rightarrow \left(\frac{1}{4}\lambda\right)$ *model data \Rightarrow optimistic estimate*

$N = 3 \Rightarrow \left(\frac{1}{3}\lambda\right)$ *average data \Rightarrow nominal estimate*

$N = 2 \Rightarrow \left(\frac{1}{2}\lambda\right)$ *noisy data \Rightarrow conservative estimate*

Figura 5.5. Cálculo de la resolución vertical (Curso Next).

Uno de los principales problemas que enfrenta la sísmica de reflexión, es la resolución sísmica. La trayectoria del rayo sísmico, está afectada por el tipo de roca

y profundidad a la que se encuentran las formaciones y los mecanismos que lo afectan; como la absorción que afecta directamente a la onda.

Se calculó la resolución en la zona donde se localiza el pozo A, considerando $\frac{1}{4}$ de la longitud de onda (Sheriff,1980). El contenido de frecuencias en la ventana seleccionada es de 16 Hz (Figura 5.6), considerando una velocidad de intervalo de 2959.2 m/s, tal como se muestra en la Figura 5.7. Se obtuvo una resolución de 46 m.

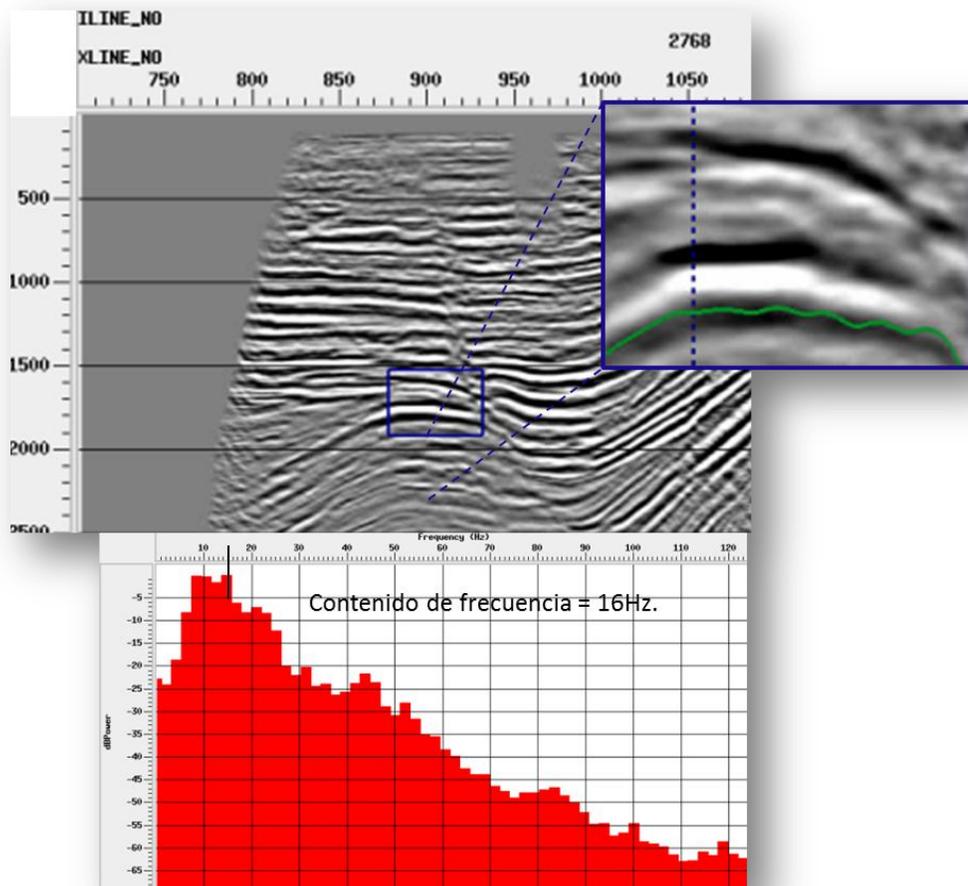


Figura 5.6. Espectro de frecuencia de la ventana seleccionada, apreciándose una frecuencia dominante de 16 Hz.

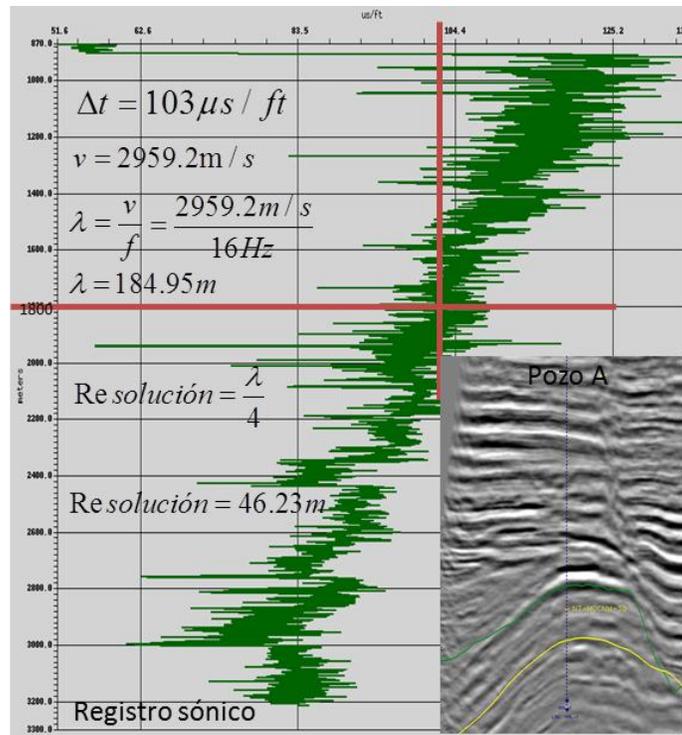


Figura 5.7. Velocidad obtenida a partir del tiempo de tránsito del registro sísmico.

La calidad de la información sísmica es buena en el área y disminuye su calidad principalmente en el flanco norte (Figura 5.8), esto debido al emplazamiento de la sal en el terciario y a la complejidad estructural en esta zona. La resolución vertical de la sísmica en el Mesozoico es del orden de 70 metros.

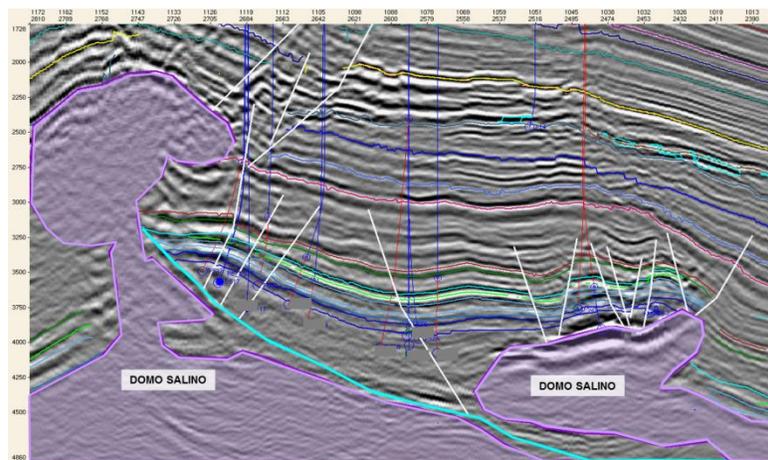


Figura 5.8. Sección sísmica NE – SW.

5.3 Ambientes sedimentarios

En los capítulos anteriores se citaron estudios previos, trabajos regionales desarrollados en el área de estudio. Posteriormente se evaluaron registros geofísicos de pozos, los cuales mostraron un intervalo rico en arenas turbidíticas y canales en ambientes batiales. Se extrajeron atributos sísmicos con la finalidad de identificar cuerpos asociados a procesos de sedimentación (canales). Una vez identificados los canales, en esta parte del trabajo se definirá el ambiente puntual en cada uno de los horizontes interpretados. Es importante tener en cuenta que el área de interés corresponde a la secuencia de 5.73 Ma a 11.7 Ma (Mioceno Superior).

En el capítulo 4 se aplicaron atributos a distintos cortes de tiempo, cabe mencionar que todos los atributos aplicados resaltaron canales debido a la buena calidad de los datos sísmicos.

Un canal es un conducto natural, confinado de cierta extensión, el cual periódicamente o permanentemente contiene agua en movimiento. Los sistemas de canal se desarrollaron en el talud. La figura 5.9, muestran el atributo de Similaridad aplicado a un corte en tiempo 1824 ms apreciándose un canal abandonado. La erosión del lado donde incide la corriente produce una migración lateral del meandro y acreción lateral. La acción erosiva en determinados puntos puede conducir a un estrangulamiento, cuando esto ocurre el agua toma el camino más corto abandonando el antiguo curso a lo largo de la curva que quedará como un canal abandonado. Después de cierto tiempo dicho canal se llena con sedimento para crear una marca de meandro (Figura 5.10).

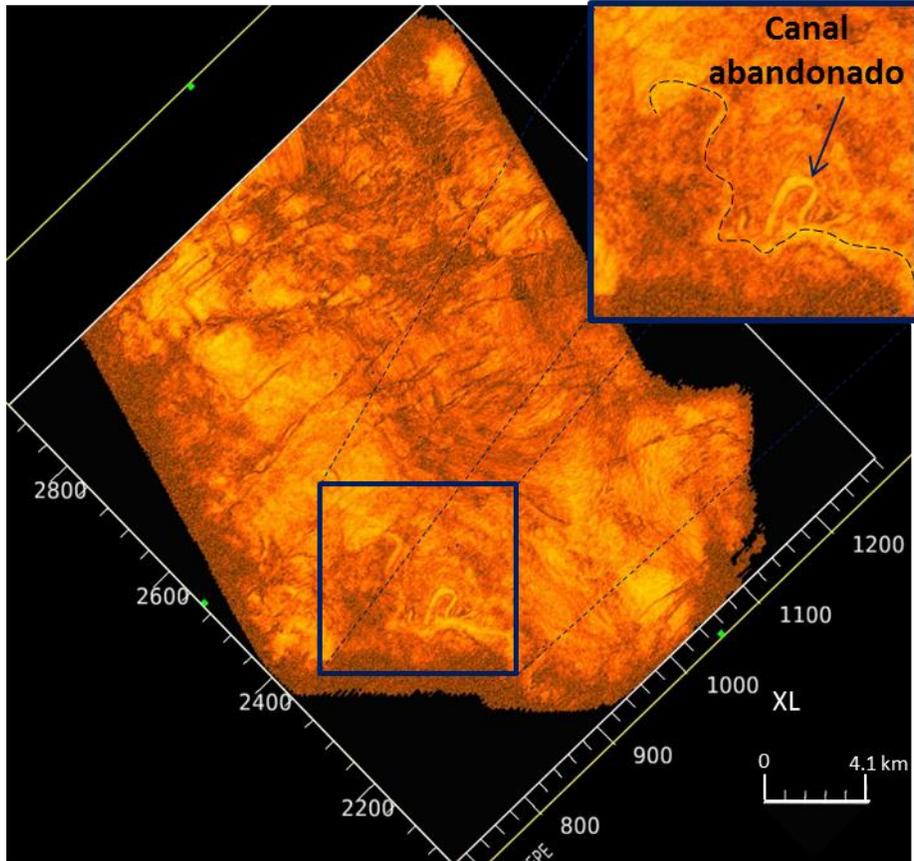


Figura 5.9. Extracción del atributo de similitud a 1824 ms.

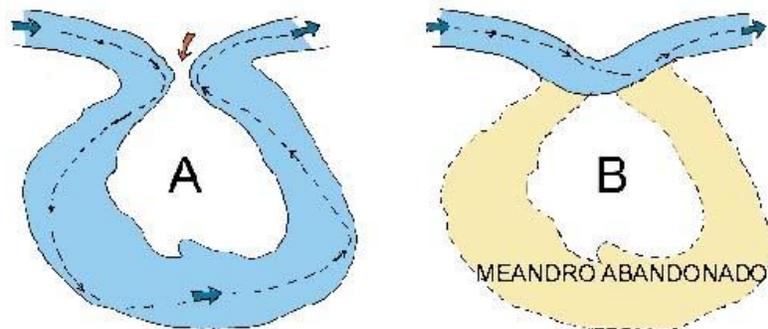


Figura 5.10. Representación de un meandro abandonado.

La extracción del atributo RMS en el horizonte h_1 resaltó un canal sinuoso asociado a zonas con pendiente débil. En la parte SW del canal meándrico se tiene una superficie de desborde (Figura 5.11). El atributo de similitud fue el que mejor resaltó las fallas, en la figura 5.12 se observa que le canal es cortado por una falla.

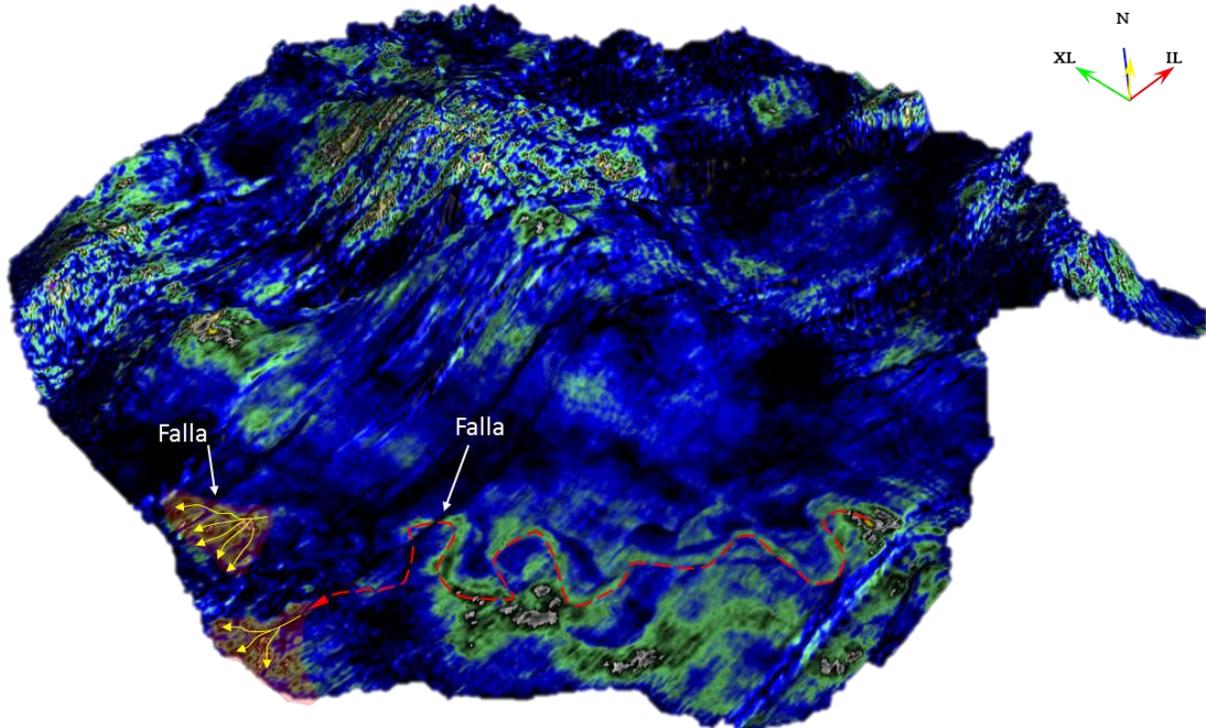


Figura 5.11. Ubicación de un canal meandrico con una desborde que pasa por una falla (h1).

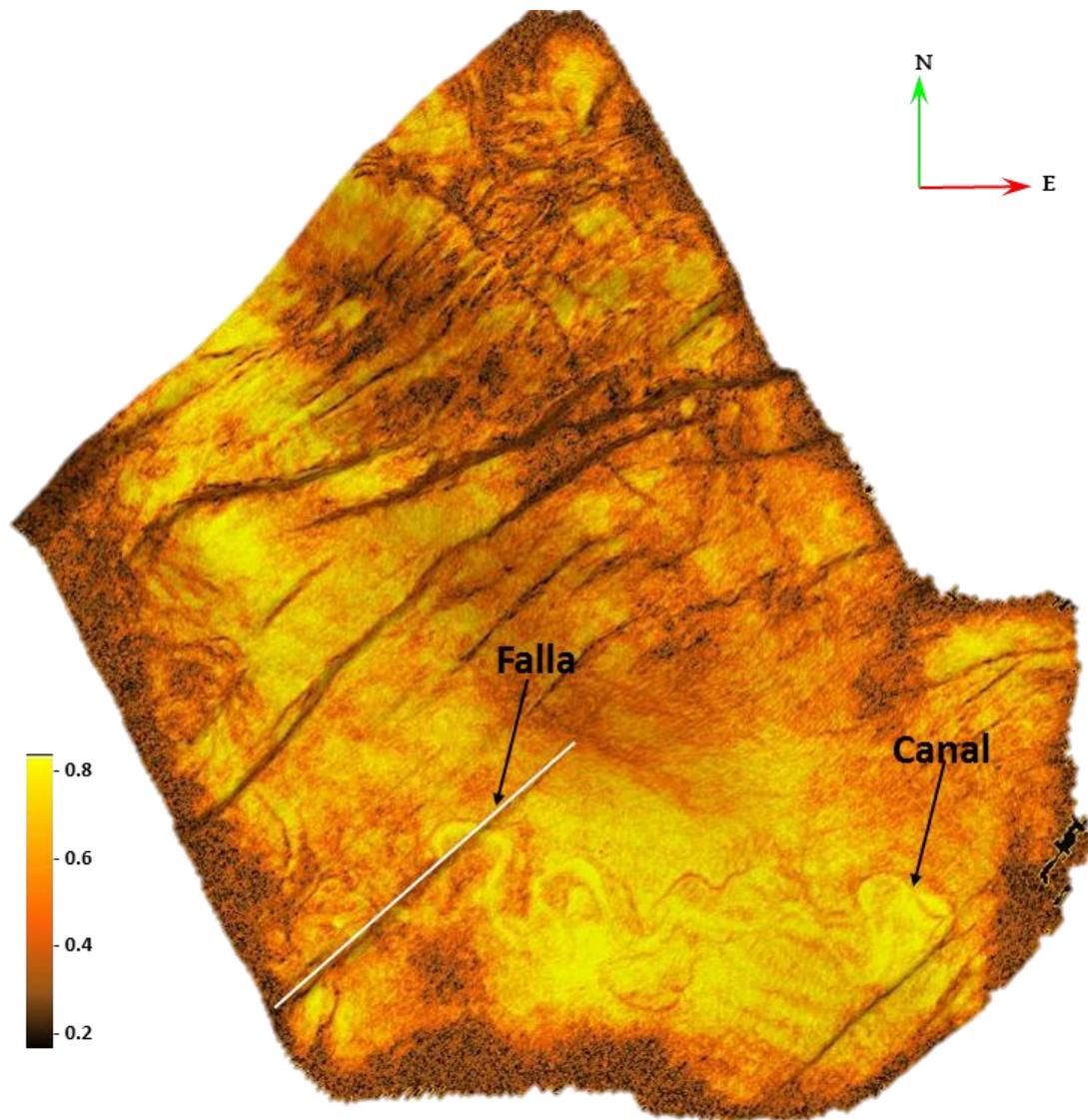


Figura 5.12. Canal sinuoso cortado por una falla (h1).

Un ambiente de talud está presente en los horizontes obtenidos, se puede apreciar en las figuras 5.13 y 5.14, el canal tiene un dirección de flujo SE – NW. Se aprecia un canal sinuoso (meandro).

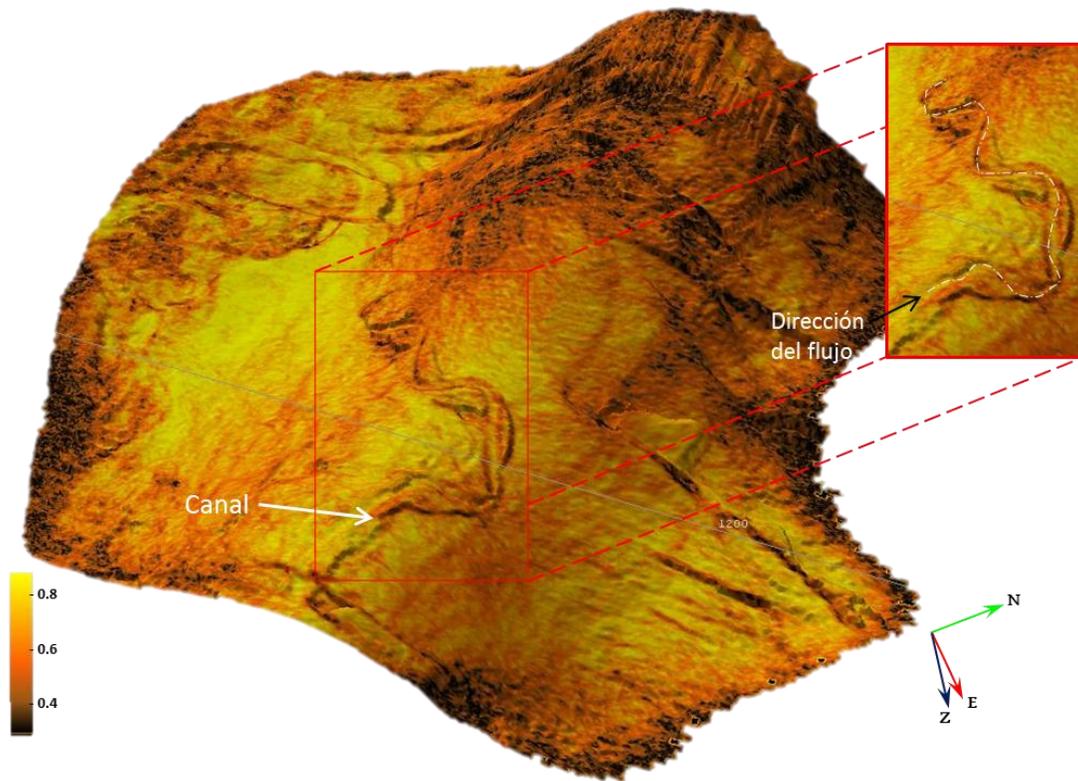


Figura 5.13. Canal sinuoso que pasa por el horizonte h2.

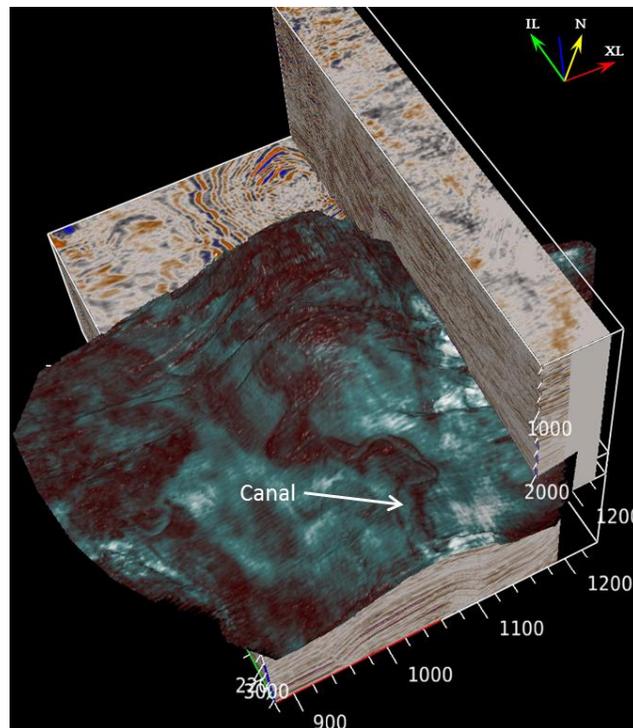


Figura 5.14. Canal meándrico ubicado en el horizonte h2.

La figura 5.15 ilustra una corriente con un curso recto en la parte SE. Conforme la corriente fluye en dirección NW el canal se vuelve sinuoso (meandro). Cuando se acumulan grandes cantidades de sedimento en el fondo del canal y estas acumulaciones se vuelven lo suficientemente gruesas, de tal forma que llegan a obstruir el cauce ocasionando que la corriente siga otros caminos se generan corrientes anastomosadas (parte Este de la figura 5.15).

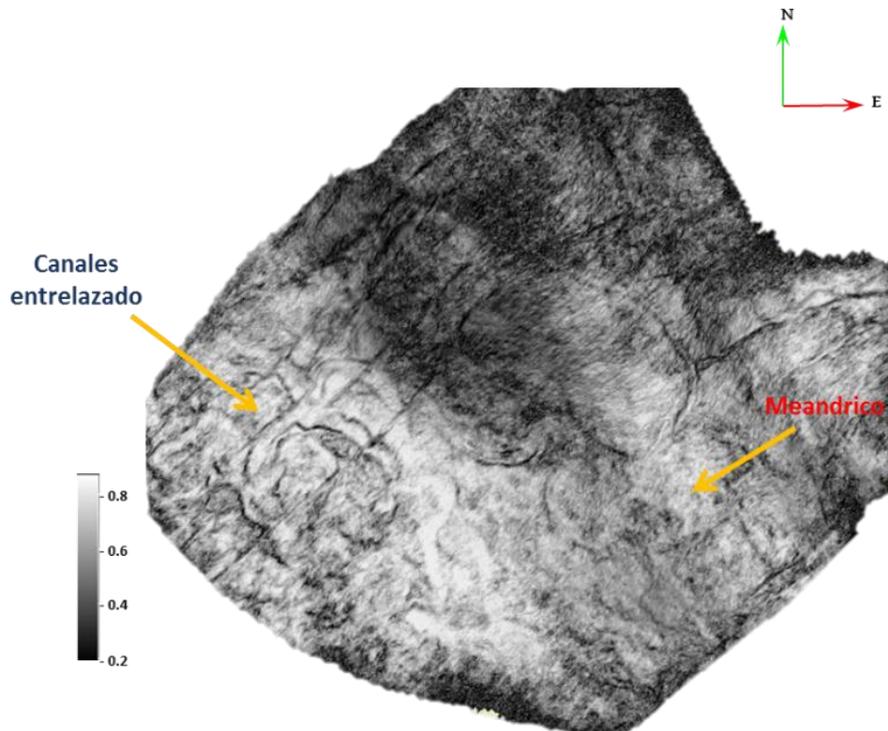


Figura 5.15. Canales meádricos en la parte SE del horizonte; en la parte SW se aprecian canales anastomosados (h3).

El comportamiento del cauce de un canal depende mucho de la morfología. Es decir, de factores como inclinación, energía del agua, velocidad del agua, cantidad del agua, tipo de roca.

En la figura 5.16 se ilustran cambios producidos en la morfología de los canales, se aprecian un canal meándrico (sinuoso) y uno anastomosado. En lo canales sinuosos en común que el canal rompe sus diques laterales formando albordones (levees). En ocasiones los albordones son seccionados, formando canales de desbordamiento. Estos canales de desborde, se generan cuando las aguas de la corriente principal logran rebasar los muros que la confinan.

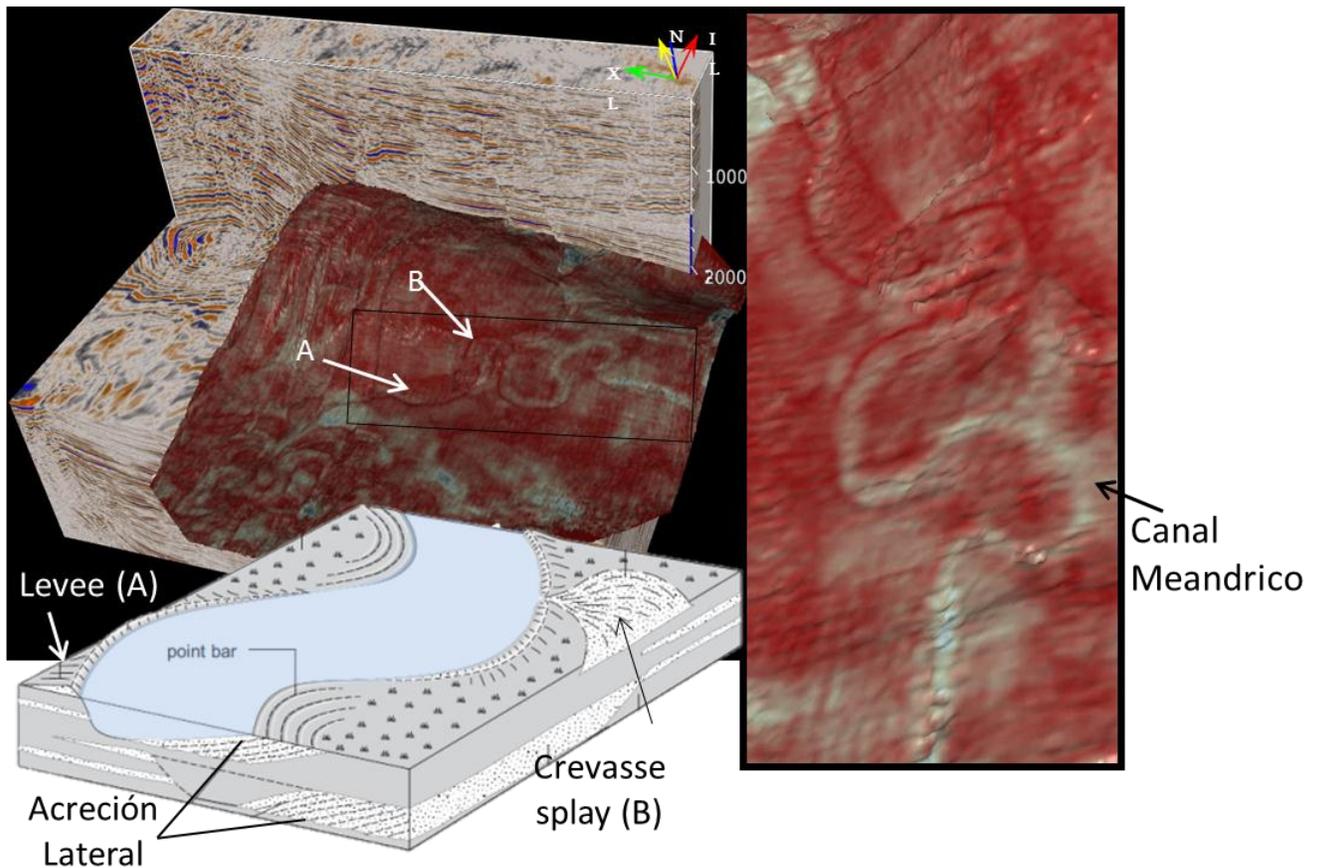


Figura 5.16 Morfología de los canales ubicados en el horizonte h3, el canal rebasa sus diques laterales formando albordones (levées) y abanicos de desborde.

Se desplegaron las curvas de los registros en la sección sísmica y los horizontes de la sísmica. Los patrones de electrofacies mostraron que el pozo A corta un abanico submarino (Figura 5.17).

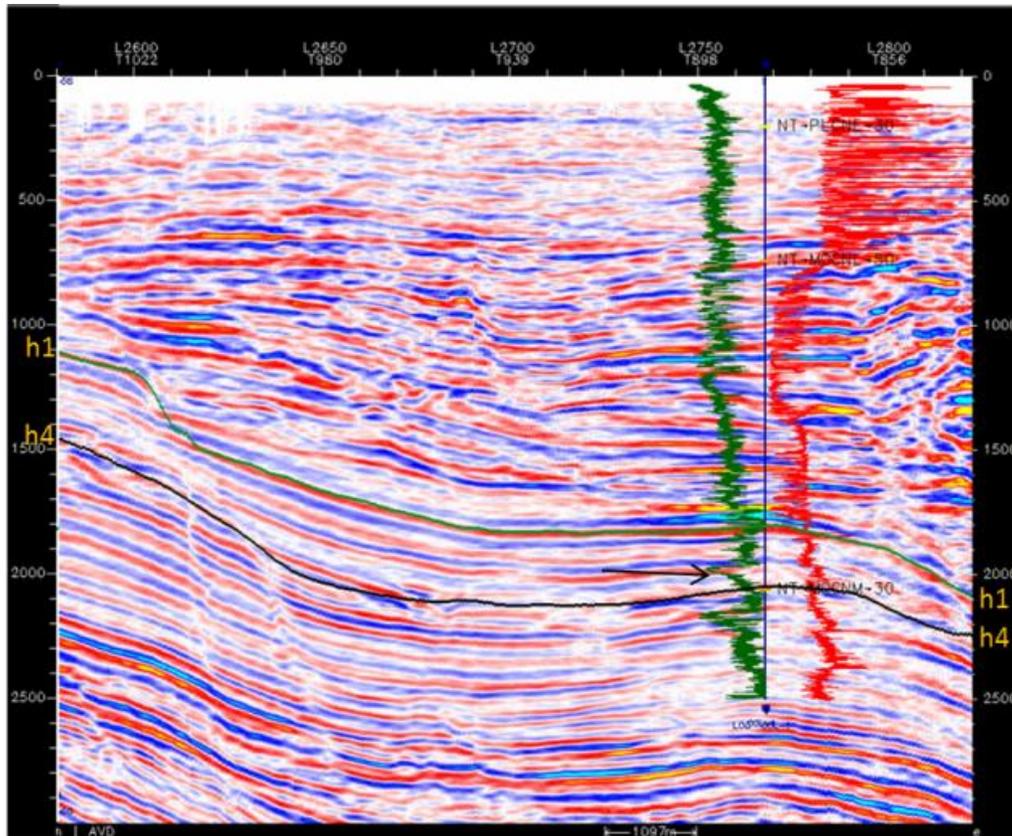


Figura 5.17. Sección sísmica en tiempo, donde se aprecian el pozo A y los registros de RG y resistividad.

A medida que el río transporta sedimentos hacia el mar, parte de este material es depositado durante el cauce. Estos sedimentos presentan características diversas según la zona en que se hayan depositado; unos representan la acumulación en el canal; otros, la que tuvo lugar en sus márgenes y finalmente, existen sedimentos correspondientes a zonas alejadas del cauce.

Un ambiente de talud fue identificado al extraer el atributo RMS en una ventana de tiempo a 80 ms (Figura 5.18). En esta figura se aprecia un abanico submarino. En zonas con pendiente, las corrientes de turbidez siguen un trazo sinuoso, formando curvas denominadas meandros. El fenómeno de erosión y sedimentación hace inestables a los meandros, conforme la corriente fluye en la parte externa de los meandros la velocidad en esta zona aumenta provocando erosión ese punto. Al mismo tiempo, en la parte interior del meandro la velocidad disminuye ocasionando

que parte del sedimento se deposite (arena y grava), estos depósitos son conocidos como point bar (barra de meandro).

El final del proceso fluvial tiene lugar a medida que se acumulan los sedimentos formando una protuberancia progradante conocida como lóbulos terminales del abanico submarino. El gradiente de la corriente disminuye continuamente conforme el delta va creciendo.

En la figura 5.18, muestra un lóbulo del abanico submarino que se generó por la acumulación de enormes cantidades de sedimento proveniente de sistemas fluviales. Se observa como el cauce principal se divide en cauces más pequeños conocidos como canales distributarios. En las figuras 5.19 y 5.20 se observan modelos de abanicos submarinos.

En las Figuras 5.18, 5.21, 5.22 y 5.23 se presenta el mismo atributo pero con una escala de colores distinta. Evidentemente, al crear nuevas paletas de colores se pudo apreciar una acreción lateral, la cual es el proceso de crecimiento de distintas facies (depósitos) en sentido perpendicular a la dirección de la corriente.

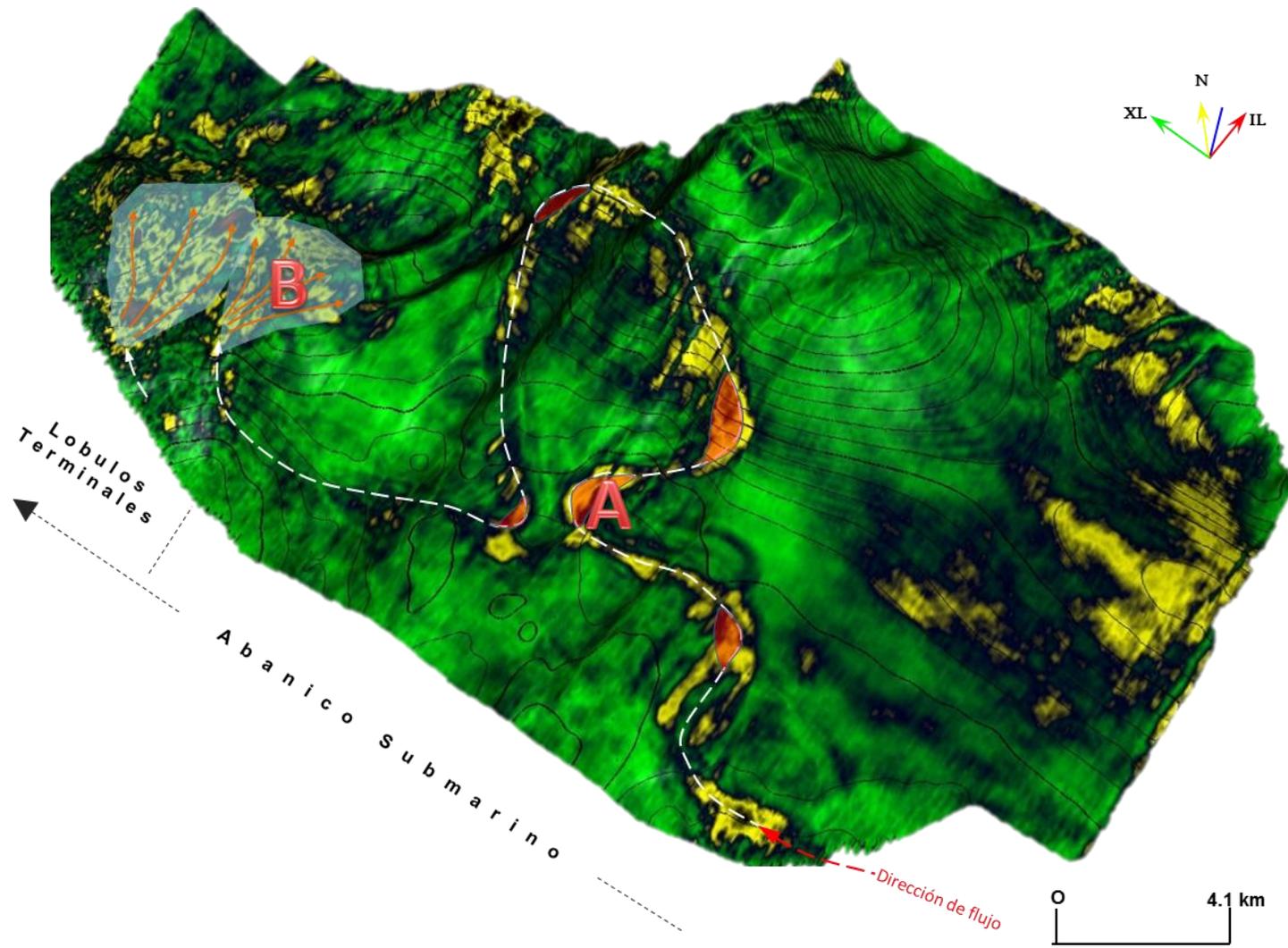


Figura 5.18. Abanico submarino en el Mioceno Superior (atributo RMS con una vetana de 80 ms).

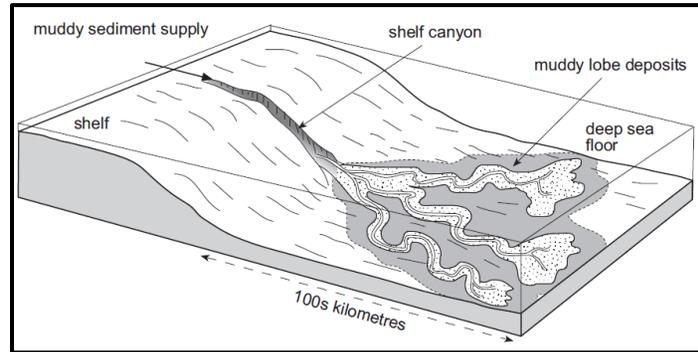


Figura 5.19. Modelo de facies para un abanico submarino, los lóbulos están muy alargado y la mayoría de la arena se deposita cerca de los canales (Tomado de Nichols, 2009).

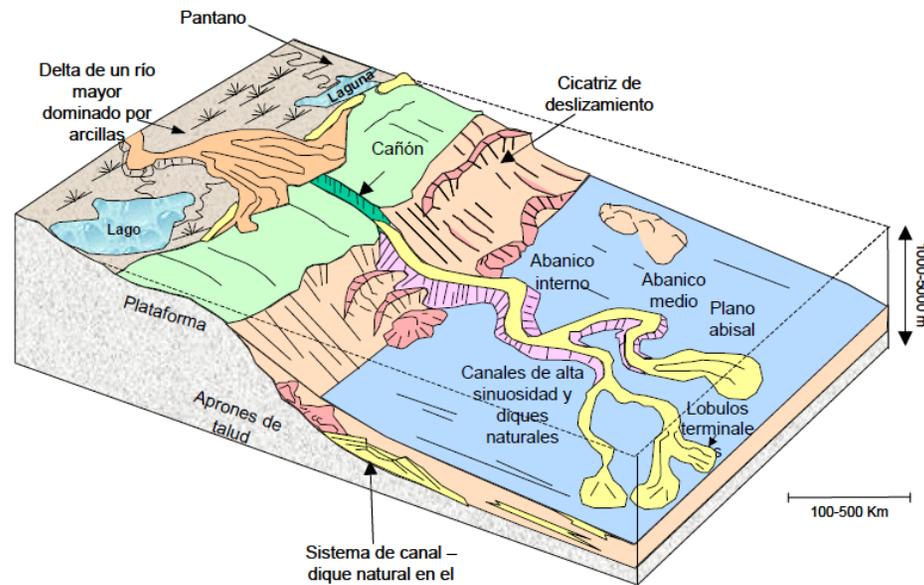


Figura 5.20. Abanico submarino (Modificado Realing y Richards, 1994).

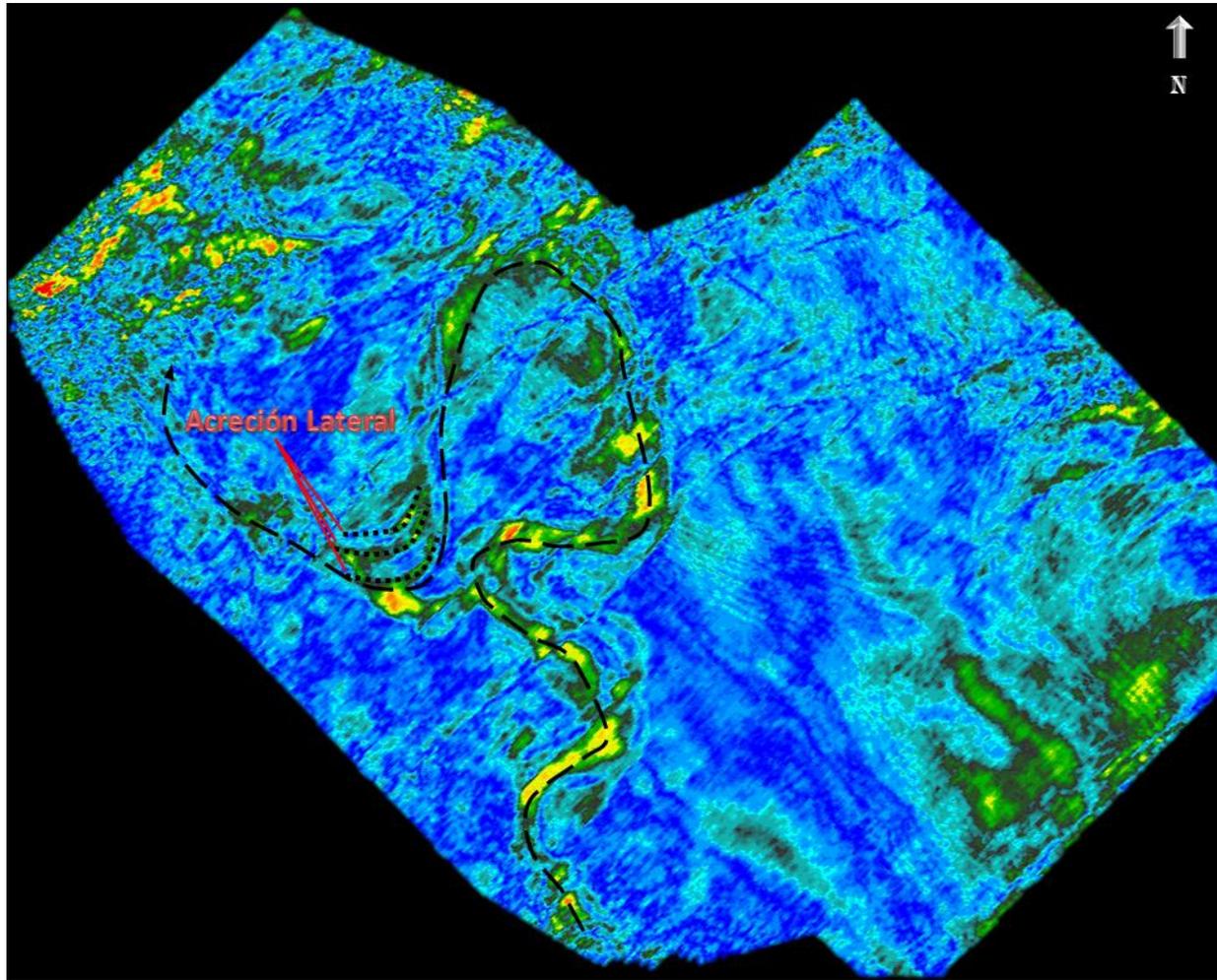


Figura 5.21. Acreción lateral (atributo RMS con una ventana de 80 ms).

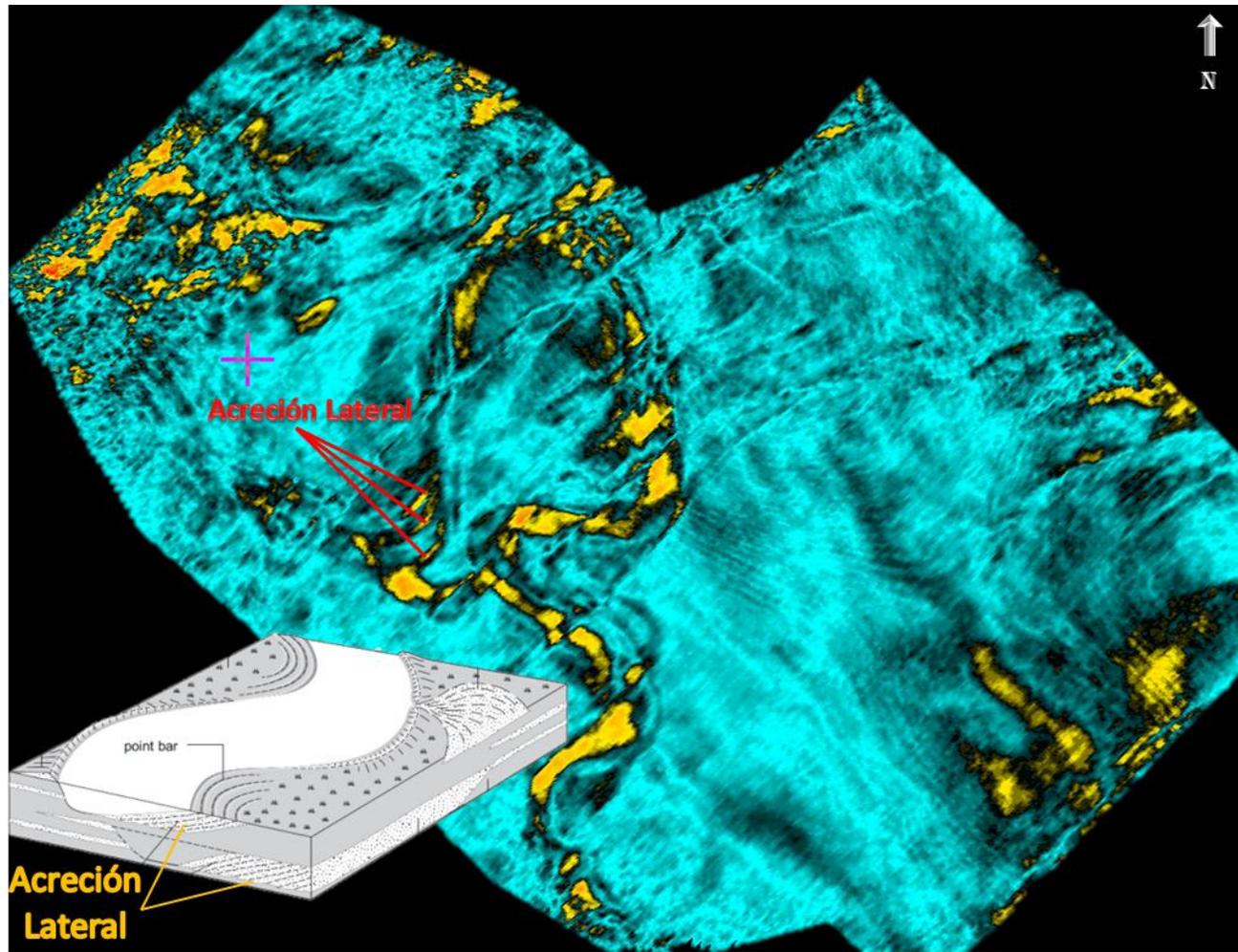


Figura 5.22. Abanico submarino, se aprecia una acreción lateral (atributo RMS con una ventana de 80 ms).

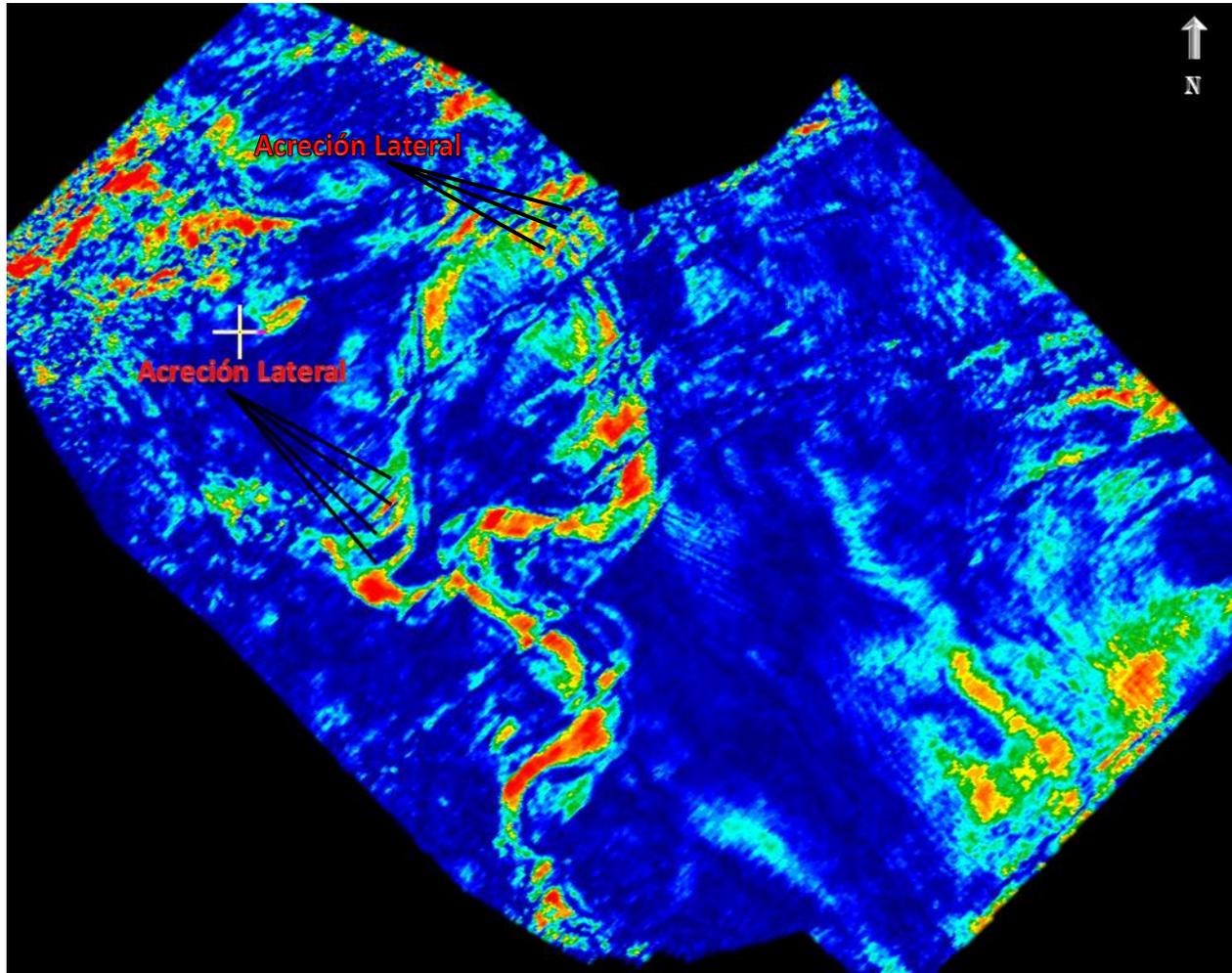


Figura 5.23. Extracción del atributo RMS con una ventana de 80 m.

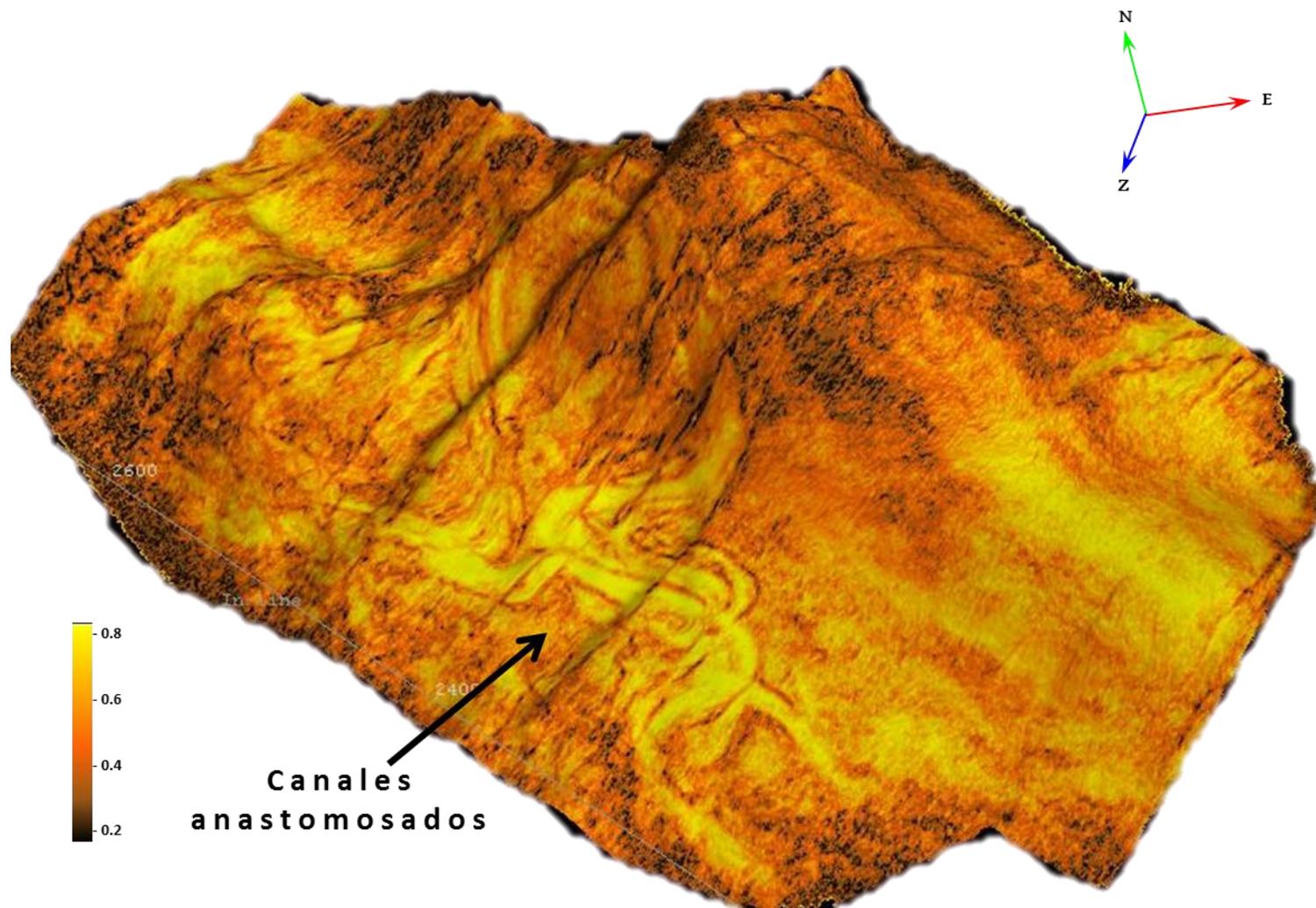


Figura 5.24. Atributo de Similitud aplicado al horizonte h4.

Las figura 5.18 y 5.24 representan las extracciones del atributo RMS y de similaridad, a pesar de que los atributos fueron aplicados en el mismo horizonte (h₄), el atributo se Similaridad resalto canales anastomosados (ver Figura 5.19).

La figura 5.25, muestra la evolución que ha tenido el borde de plataforma continental desde le Mioceno Medio (11.7 Ma) hasta el punto donde se encuentra actualmente. En esta figura consideran como límite para el borde de Plataforma (límite externo) una profundidad promedio de 200 m bajo el nivel del mar, profundidad a partir de la cual inicia el talud, con una pendiente más fuerte y por lo mismo con variaciones en los procesos sedimentarios. El recuadro de color rojo representa el área de estudio.

Se identificó el borde de plataforma para poder inferir los ambientes de depósito que estuvieron presentes en el área de estudio.

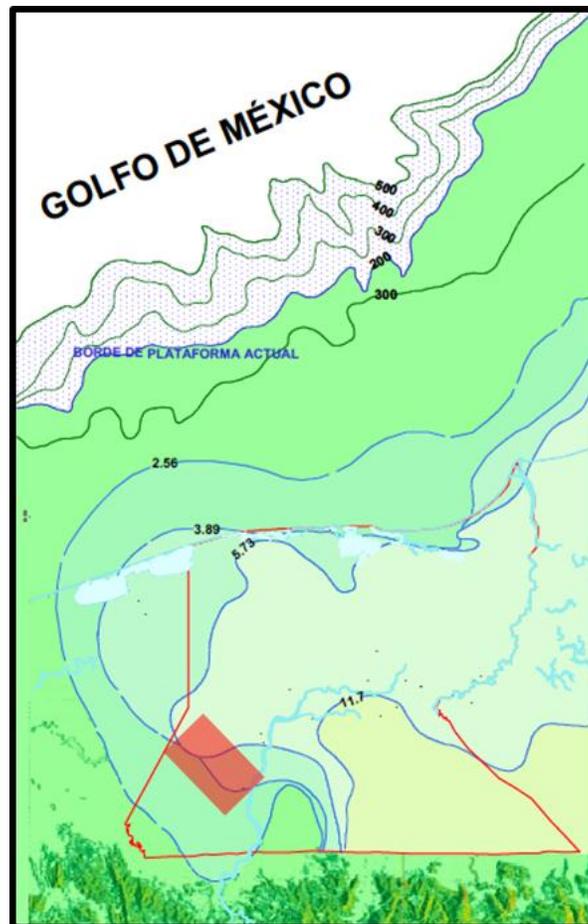


Figura 5.25. Evolución de las Plataformas Neógenas (Modificado de Plays Terciarios, 2003).

Durante el Mioceno Medio las batimetrías prevalecientes en el área de estudio fueron principalmente batiales; el borde de plataforma estaba restringido al sureste del mapa.

Mientras que para el Mioceno Superior el borde de plataforma para esta etapa avanzó aproximadamente 50 km hacia el nor-noreste y nor-noroeste.

La litología para la secuencia del Mioceno Superior es muy variable, ya que para esta edad se tuvieron ambientes de plataforma, talud y cuenca asociados a un sistema deltaico progradante. Esta progradación tuvo un avance N-NW ensanchándose hacia los extremos SW y NW. Los depósitos de esta secuencia variaron desde continentales, pasando de sistemas fluvio-deltáicos con relleno de canales, hasta ambientes marinos.

La secuencia del Mioceno Superior está constituida por depósitos de lutitas y limos arcillosos con abundante materia orgánica y bioturbación: con intercalaciones de áreas de plataforma y facies profundas (turbiditas).

Se identificaron importantes depósitos turbidíticos, es decir, arenas de canal, abanicos y lóbulos submarinos en el área de estudio, estos depósitos de aguas profundas estuvieron asociados a sistemas fluvio-deltáicos procedentes del sur.

La progradación continuó de manera muy acelerada durante el Mioceno Medio hasta el Plioceno, esto fue debido al evento Chiapaneco que fue levantando progresivamente el macizo y la Sierra de Chiapas.

VI. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El análisis de la información geológica es importante, ya que nos permite entender el contexto estructural y el medio ambiente de depósito de las secuencias estudiadas, área en estudio.

La identificación del borde de plataforma fue determinante para entender los ambientes de depósito que estuvieron presentes durante la sedimentación de la unidad estudiada.

Los registros eléctricos y análisis paleontológico, nos permitieron interpretar el ambiente sedimentario y determinar que la secuencia estudiada pertenece al Mioceno superior.

El análisis de electrofacies fue importante para poder establecer un análogo con un ambiente de depósito de la unidad estudiada.

Un atributo sísmico es toda información calculada a partir de los datos sísmicos. Todos los atributos aplicados permitieron identificar canales debido a la buena calidad de los datos sísmicos.

Los atributos sísmicos son una poderosa herramienta para visualizar el ambiente de depósito, además de poder entender las condiciones tectónicas a la que estuvo sometida nuestra área de estudio.

Los atributos sísmicos son sensibles a cambios litológicos laterales, por lo que pudimos definir canales, barras de meandros (point bar) y la acreción lateral.

El empleo de distintas paletas de colores en los paquetes interactivos, nos permite seleccionar la mejoría apariencia de los atributos empleados ya que resaltan las geoformas de interés.

Se crearon paletas de colores para cada atributo aplicado. La extracción de atributos permitió resaltar fallas y canales.

La morfología de los canales varía de forma recta a muy sinuosa. Las pendientes, los volúmenes de sedimentos, el tamaño de grano y frecuencia de los flujos afectan a la forma y evolución del canal.

El pie de talud que se determinó estuvo formado por un grueso cúmulo de sedimentos que se movieron pendiente abajo desde la plataforma continental hacia los fondos oceánicos profundos, por lo que se formaron abanicos submarinos originados por corrientes de turbidez.

El análisis de registros de dos pozos, permitió identificar la batimetría y canales (abanico submarino), por lo que es necesario establecer una correlación más regional entre pozos del área, para establecer continuidad.

La buena calidad del volumen sísmico fue determinante para no aplicar atributos híbridos y multi-atributos. Pero la extracción de estos, indudablemente resaltarían mejor los canales.

El atributo de similaridad y el de descomposición espectral fueron los que mejor resaltaron los canales.

El atributo de similaridad (semejanza o varianza) fue el que resalta las fallas y canales. Este atributo estima la semejanza de una traza con otra y elimina el efecto del echado en zonas con reflectores fuertes, resaltando rasgos estructurales y estratigráficos.

Con el atributo de descomposición espectral fue posible resaltar mejor los canales, ya que se probaron a distintas frecuencias pasando del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias, por lo que se pudieron identificar capas delgadas.

Debido a que existe una gran cantidad de pozos en la región, se puede ver que posición tienen estos respecto a distribución de los canales, así como el analizar la historia de los pozos para ver donde hubo manifestaciones de hidrocarburo.

La respuesta de la herramienta petrofísica, los datos de núcleo, la interpretación de estos caracteriza la secuencia sedimentaria. Se debe identificar cualquier límite litológico-estratigráfico; así como el límite de las electrofacies. Hecho lo anterior, es

recomendable realizar las correlaciones necesarias y los mapas de base en la zona de estudio.

El análisis de los datos sísmicos se efectuó en tiempo, por lo es recomendable obtener la conversión a profundidad, para establecer su distribución espacial, espesor, posición estructural y la posibilidad de tener secuencias almacenadoras de hidrocarburos.

ANEXO A

Ambientes sedimentarios

En este anexo se presentan las bases teóricas en función de las interpretaciones propuestas sobre las cuales este trabajo se sustenta, se explicarán únicamente los ambientes fluviales, deltáicos y de talud.

Un medio sedimentario o ambiente sedimentario es una porción geográficamente limitada de la superficie terrestre, que puede ser fácilmente distinguida de las áreas adyacentes a través de un conjunto de condiciones físicas, químicas y biológicas, bajo cuyas influencias se acumulan los sedimentos. Este conjunto de condiciones, identifica al ambiente y determina las propiedades de los sedimentos que en él se depositaron (Serra, 1992).

Ambiente Fluvial

En función de la sinuosidad pueden distinguirse cuatro tipos de ríos, estos son: rectos, meándricos, anastomosados y trenzados (Figura A1).

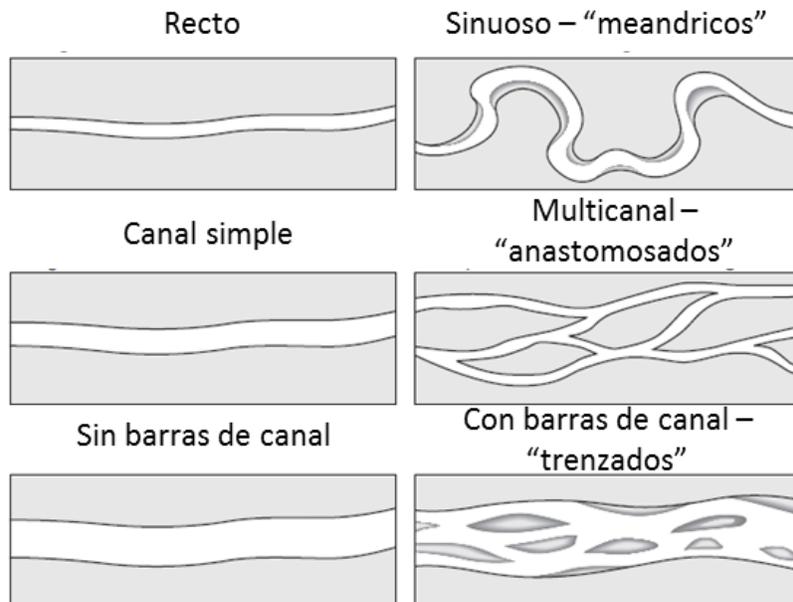


Figura A1. Morfología de los canales (Nichols, G., 2009).

- Rectos (straight rivers)

Un río recto es aquel cuya sinuosidad es tan pequeña que puede despreciarse. No son frecuentes y solo existen en cortas distancias, en ellos se depositan pequeñas cantidades de sedimentos.

- Meándricos (meandering rivers)

Tienen una tendencia natural a no seguir un curso rectilíneo, son muy sinuosos asociados a zonas con pendiente débil. La forma curva del cauce provoca la erosión de su borde externo y la sedimentación de su borde interno (point bar). Durante una crecida, el río rompe sus diques laterales (albardones o levées) y migra hacia las zonas deprimidas de la llanura de inundación (Walker, 1984). La figura A3, muestra los depósitos de las corrientes meandriformes.

- Anastomosados (anastomosing rivers)

A diferencia de los otros sistemas fluviales, los sistemas de ríos anastomosados han sido muy poco estudiados. De hecho, este sistema ha sido considerado como un tipo especial de los sistemas de ríos meándricos, en donde se desarrolla un sistema de canales de muy alta sinuosidad de manera estable y permanente (Miall, 1977). Entre los trabajos más importantes que se han llevado a cabo sobre los sistemas de ríos anastomosados, podemos mencionar a Schumm (1968), Smith y Smith (1980), Rust y Legun (1983), Smith (1983), Knighton y Nanson (1993) y Nadon (1994).

Para Smith y Smith (1980), el término anastomosado es empleado para describir un complejo de depósito fluvial de gradiente muy bajo (0.09 - 0.012 m/km), en donde se interconectan una serie de canales de muy alta sinuosidad, angostos y relativamente profundos.

Los sistemas anastomosados suelen exhibir amplias áreas de planicies de inundación, generalmente se presentan en regiones de menor gradiente y los canales suelen mostrar significativa migración lateral. A diferencia de los ríos meándricos, los anastomosados presentan un sistema estable de canales de alta y baja sinuosidad.

- Entrelazados (braided river)

Los ríos entrelazados se caracterizan por no desarrollar amplias planicies de inundación, encontrarse frecuentemente en áreas de alta pendiente (ambientes de alta energía) y presentar baja sinuosidad. Los esto ríos entrelazados presentan una forma de trenzada con poca sinuosidad. Se encuentran donde los sedimentos son abundantes, las descargas de agua son altas y esporádicas, y los ríos son sobrecargados con sedimentos. En estos ríos se forman barras durante los períodos de descarga alta que van desviando al río (Figura A2).

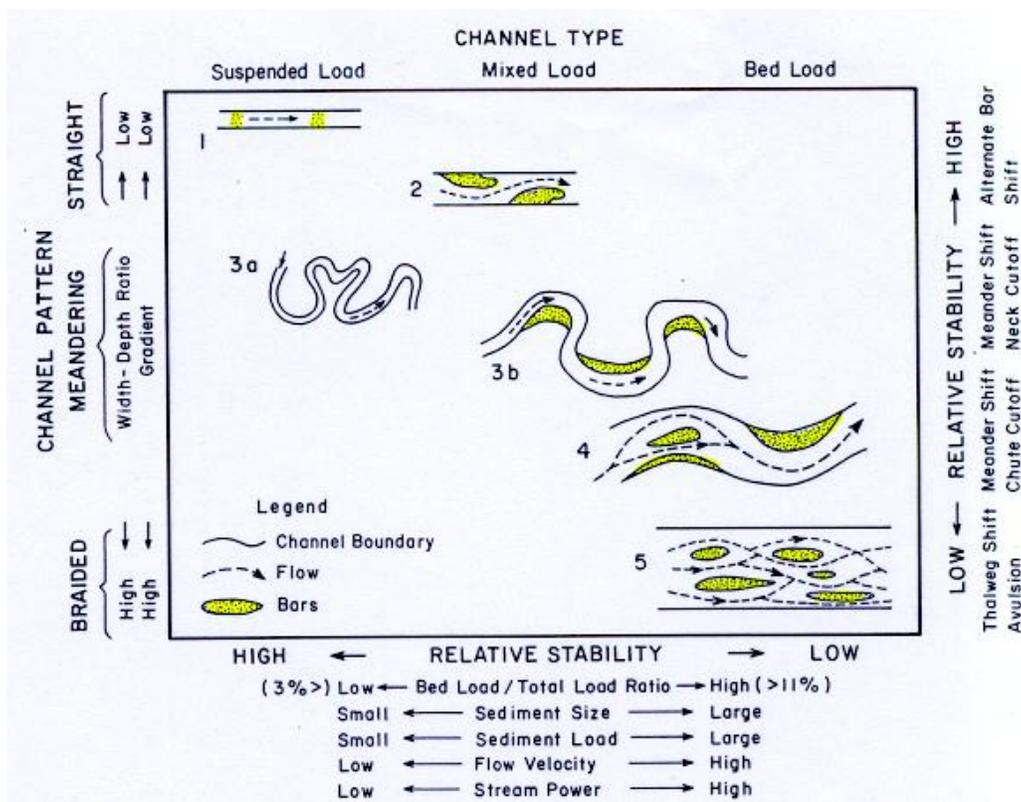


Figura A2. Morfología de los canales.

La figura A3 muestra las características de los depósitos de corrientes meandriformes. La forma de este tipo de cauce ocasiona que se depositen las barras de meandro.

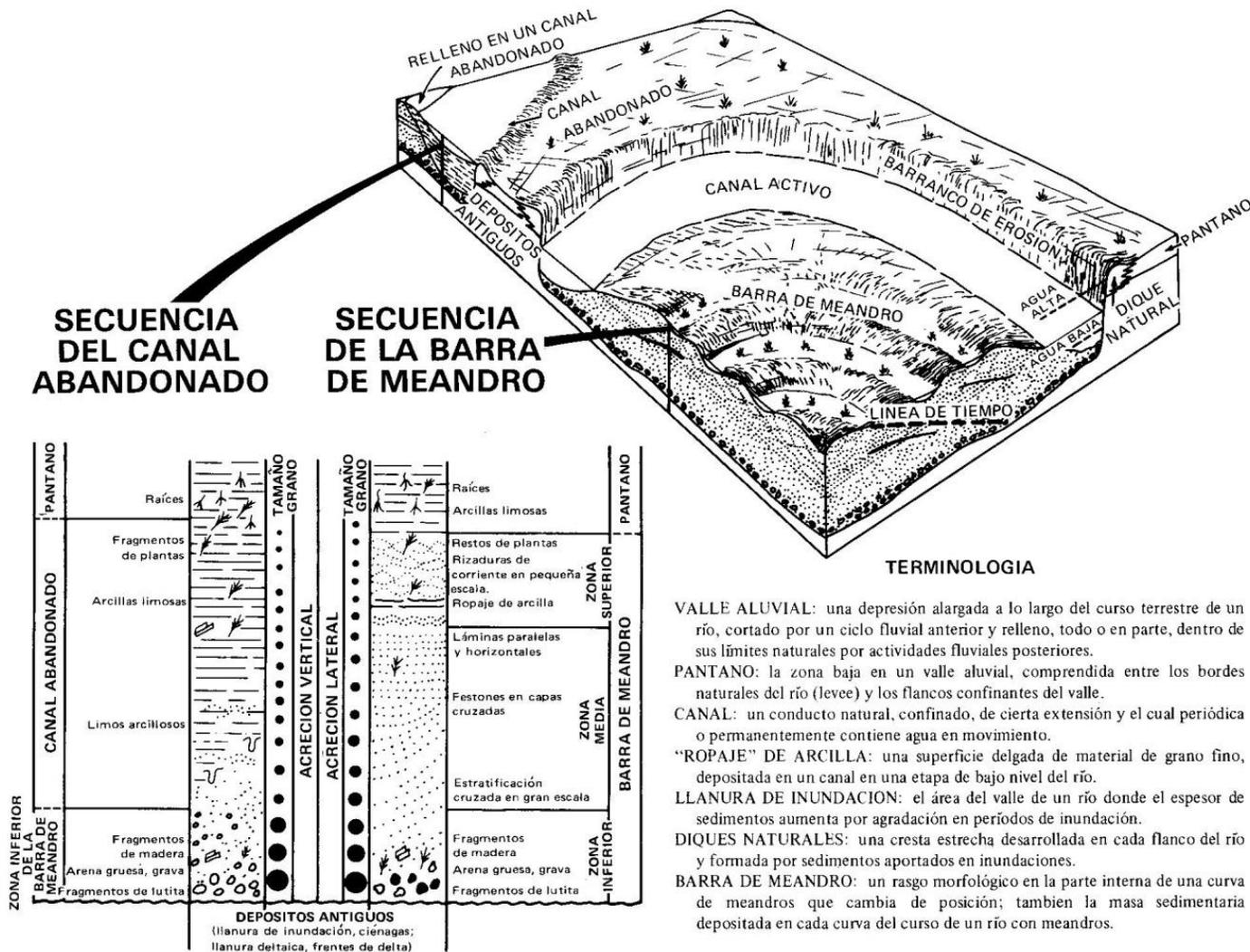


Figura A3. Características de los depósitos de corrientes meandriiformes (modificado de Swanson, 1976).

Tipos de depósitos

Los depósitos fluviales están constituidos por sedimentos que se acumulan a partir de la actividad de los ríos. Estos sedimentos presentan características diversas según la zona en que se hayan depositado; unos representan la acumulación en el canal; otros, la que tuvo lugar en sus márgenes y finalmente, existen sedimentos correspondientes a zonas alejadas del cauce. De acuerdo a la zona en la que se depositen, se reconocen principalmente:

- Depósitos en zonas proximales

Barra de Meandro (Point bar)

Se forman en los bancos internos de meandros y típicamente crecen por acreción lateral, en ellos se pueden reconocer superficies de acreción lateral; barras en medio-canal o braided bar se acrecionan lateralmente y corriente abajo.

Son aquellos que se acumulan en la parte interna de los meandros; contienen los sedimentos más gruesos de los transportados por la corriente, observándose en ellos una grano selección con disminución del tamaño de grano hacia la parte superior.

Son el mayor proceso de sedimentación en un río con canales meandricos, se acumulan en la parte interna de los meandros; contiene sedimentos mas gruesos transportados por la corriente, caracterizan un grano selección con disminución de tamaño de grano hacia la parte superior, en l aparte superior suelen depositarse limos y arcillas (Reineck & Singh, 1972; Walker, 1984).

Chanel lag

Son los que se sitúan en la parte más profunda del canal, son discontinuos, presentando forma lenticular. El material que los constituye es grueso, pudiendo también encontrarse fragmentos de madera, cantos blandos, etc. Están recubiertos por sedimentos de grano más fino, que corresponde a las islas de arena o barras de canal.

Se sitúan en la parte más profunda del canal; son discontinuos, el material que lo constituye es grueso, ocasionalmente se encuentran fragmentos de madera, cantos blandos, etc. No forman capas gruesas y son invariablemente discontinuos (Reineck & Singh, 1973; Corrales et al, 1977).

- Depósitos en zonas distales

Albordones (levées)

El albornón conforma una acumulación discontinua que separa los canales de área de cuenca de inundación. Se genera como resultado de la rápida depositación de sedimentos alrededor de los cursos durante las crecientes.

Abanicos de desembalse (crevasse splay)

En ocasiones los albardones son seccionados, formándose canales de desbordamiento (crevasse channels) que alimentan pequeños lóbulos de desbordamiento (crevasse splay).

Son cuerpos arenosos alargados depositados durante crecidas, cuando el río, al romper el albornón, descarga las partículas sedimentarias por pérdida de energía.

Llanura de inundación o llanura aluvial (flood plain)

El área del valle de un río donde el espesor de sedimentos aumenta por agradación en periodos de inundación.

La figura A4 ilustra los depósitos de canales mencionados anteriormente.

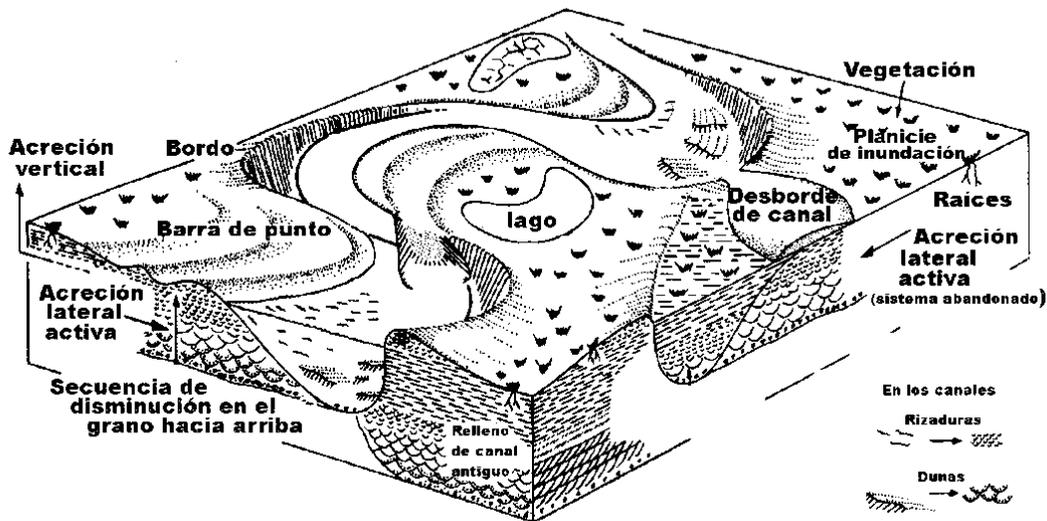


Figura A4. Depósitos en canales.

Ambiente Deltáico

A medida que se acumulan los sedimentos en la desembocadura de un río forman una protuberancia progradante conocida como delta.

Los deltas son protuberancias costeras que se forman en la desembocadura de los ríos que aportan a la costa y a la parte interna de la plataforma más sedimento del que pueden redistribuir los procesos marinos. Su génesis está ligada a la brusca reducción de velocidad y de competencia de la corriente fluvial que se produce cuando el flujo abandona el canal confinado y se expande en una masa estática de agua marina o lacustre (González, D.)

En un delta se diferencian tres partes: la llanura deltaica, la parte emergida del delta; el frente deltaico, o parte fluvio-marina y el prodelta, que es la más profunda y ya claramente marina. La figura A5 ilustra las partes de un delta.

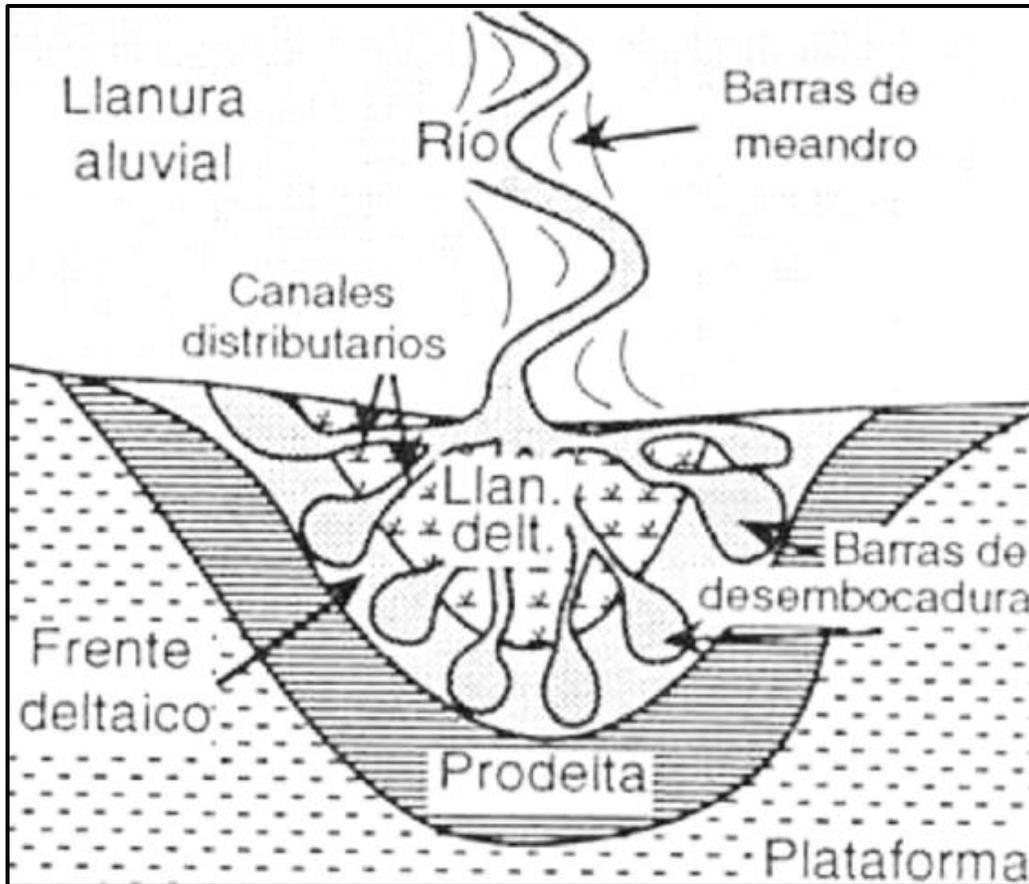


Figura A5. Principales componentes morfológicas y sedimentarias comunes en deltas. Modificada de Galloway, W. et al, 1975.

- Llanura deltáica

Representa la parte emergente del delta con un claro dominio del continente, la cual forma una llanura de inundación plana. Se desarrolla después que el delta ha rellenado el espacio disponible en la plataforma.

Está cortada por una red de brazos fluviales mas o menos bifurcados llamados canales distributarios, que transportan el agua y los sedimentos hacia las desembocaduras del delta, están caracterizados por depósitos arenosos (Corrales et al, 1977).

- Frente deltáico

El frente deltaico es la plataforma marina somera que bordea la llanura deltaica. Corresponde a un ambiente fluvio-marino donde se establece la pugna mar-continente.

- Prodelta

El prodelta es una franja que se extiende desde el límite marino del frente deltaico, que es donde termina la sedimentación de arena de la barra de desembocadura, hasta la línea donde comienza la sedimentación de arcilla. Los sedimentos del prodelta son los que representan el último estadio de viaje de los sedimentos de los ríos hacia el mar. Estos sedimentos son de granulometría muy fina (lutitas) y frecuentemente están asociados con depósitos marinos.

Un delta se halla en continua evolución; en su avance, lógicamente las distintas partes en que se divide el delta van progradando hacia el mar de tal forma que la parte ocupada por el prodelta, más tarde, es ocupada por el frente deltaico, y si éste sigue avanzando, finalmente, por la llanura deltáica. Estas diferentes partes del delta fueron definidas en el río Mississippi por Coleman & Cagliano (1965), tal como se muestra en la Figura A6.

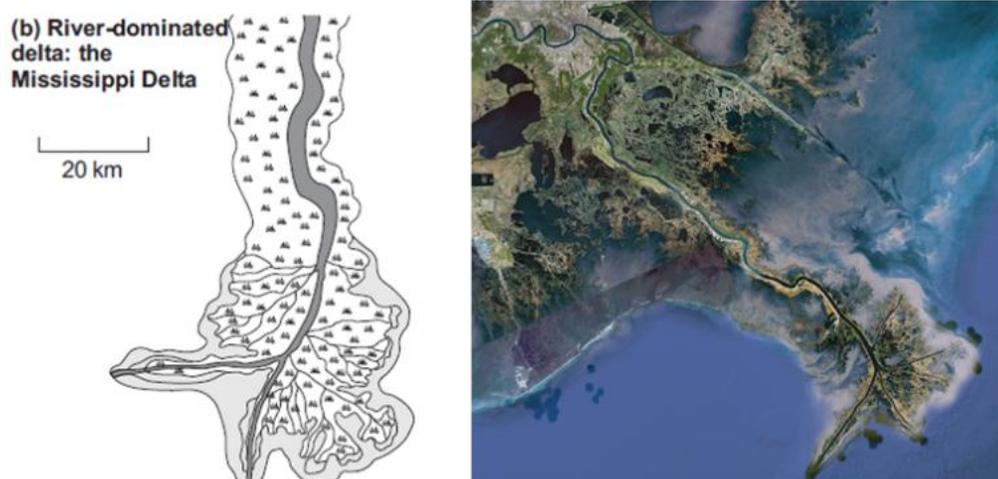


Figura A6. Delta del Mississippi, delta dominado por ríos (Modificado de Nichols, 2009).

En la mayoría de los deltas, las facies revelan influencias combinadas de los tres factores, tal como se muestra en la tabla A7.

	Dominados por ríos	Dominados por olas	Dominados por mareas
Geometría	Elongada o lobulada	Arqueada	De estuario a irregular
Tipo de canal	Distributarios rectilíneos o sinuosos	Distributarios meandrosos	Distributarios sinuosos o rectilíneos
Composición generalizada	Pelítica mixta	Arenosa	Variable
Facies	Barra de desembocadura Arenas de relleno de canal, mantos de arena de la margen del delta	Arenas de barrera costera y cordón de playa	Cordones arenosos de mares y de relleno de estuario
Tendencia de las facies	Paralela a la pendiente de depósito	Paralela a la pendiente de depósito	Paralela a la pendiente de depósito



Delta alimentado por la progradación de un río (Nicholas, 2009).

Tabla A1. Deltas dominados por ríos, olas y mareas

A causa de la variabilidad de los tres factores de la tabla anterior, no es posible elaborar un único modelo de deltas. Galloway (1975) propuso una clasificación, dependiendo del proceso que domine en el frente deltaico, al que considera la parte más representativa del delta. En la figura A7 se presenta una clasificación basada en la de Galloway, se utiliza un diagrama triangular en el que se distinguen campos para los deltas con dominio de ríos, oleaje o mareas.

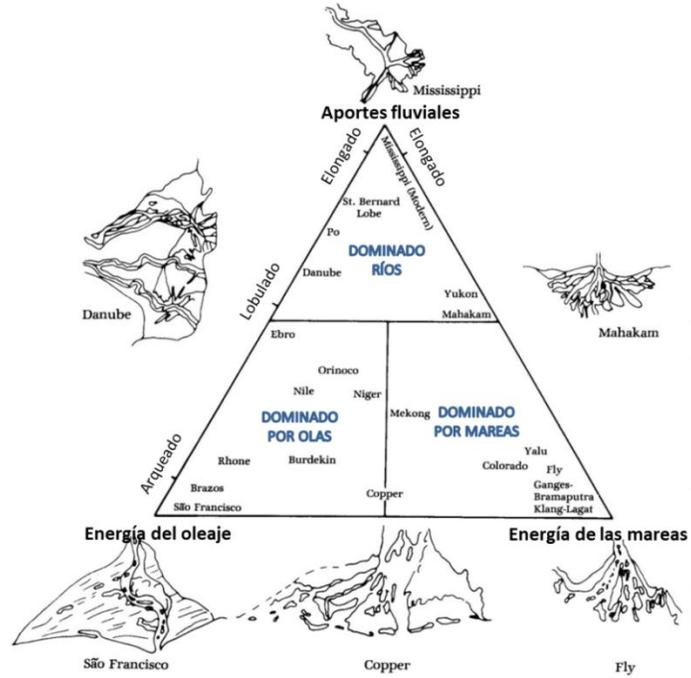


Figura A7. Tipos de deltas (modifico do de Galloway,1975).

La figura A8 ilustra las facies de mayor potencial de contener hidrocarburos.

- Facies Importantes en la Retención de Hidrocarburos

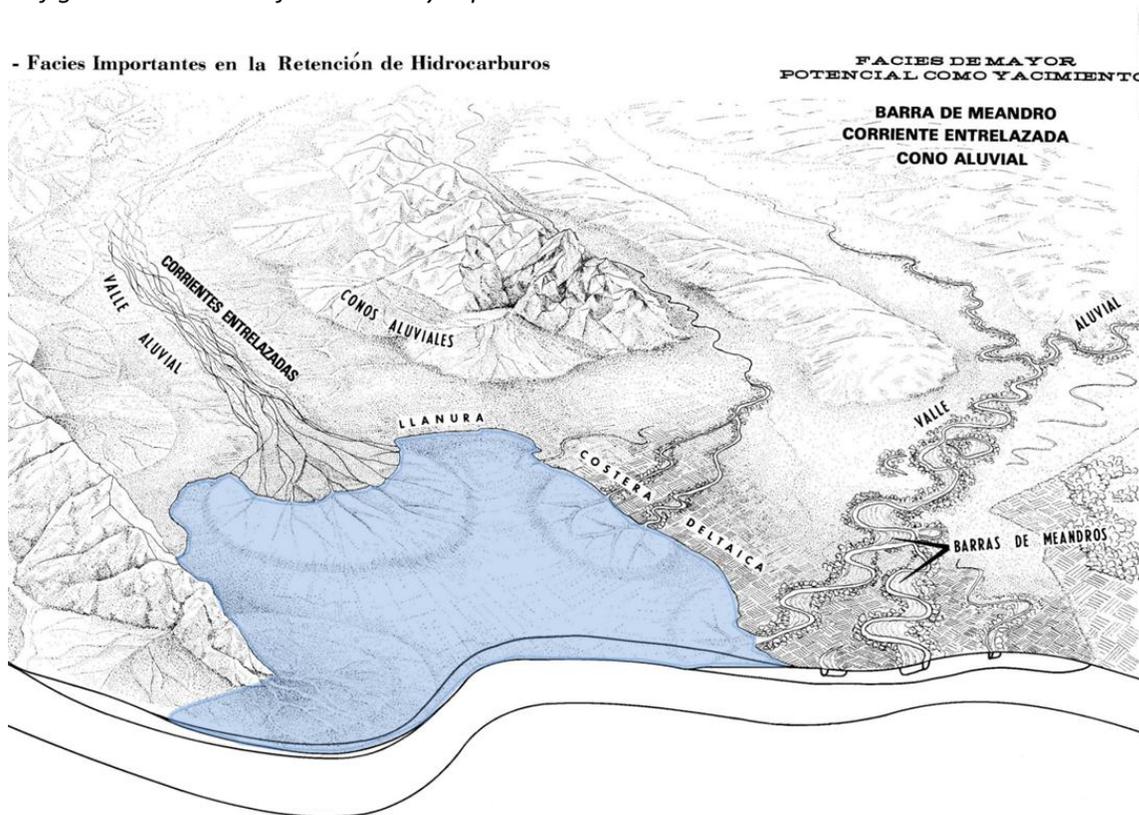


Figura A8. Ilustración esquemática de la distribución de los tipos de ambientes aluviales. (Modificado de Swanson, 1976).

Ambiente de talud continental

El talud continental es la frontera entre los depósitos de la plataforma continental y las grandes profundidades oceánicas. Comienza en el borde de la plataforma continental y continúa hacia el mar adentro con una inclinación variable.

El talud comienza a los 200m de profundidad, donde termina el límite de la plataforma continental y pierde su pendiente entre los 3000 o 4000m de profundidad (márgenes estables donde no hay actividad sísmica), o 5000 y 10 000 m de profundidad (márgenes activos los cuales están caracterizados a la vez por una fuerte sismicidad y por una viva actividad volcánica .A menudo bordeados por fosas profundas). Su pendiente media es de 4° a 5° , que puede parecer débil, pero contrasta notablemente con la plataforma continental.

Las pendientes suaves se tienen en los márgenes pasivos, donde las plataformas continentales son muy extensas, al igual que el talud continental. Esto es porque no hay actividad tectónica y por consiguiente hay una extensión mas prolongada de estas estructuras.

Por otro lado, las pendientes mayores (casi verticales) se originan en los márgenes activos, donde por la subducción misma, hace que se reduzca la extensión de las plataformas continentales y comience de manera mas cercana a la costa el talud, mismo que culminará en la fosa submarina.

El talud continental no está tan inclinado como se podía suponer:

- La media mundial es de $4^{\circ} 17'$
- En el Pacífico, donde dominan los márgenes activos: $5^{\circ} 20'$.
- En el Atlántico, donde las pendientes pertenecen casi todas a los márgenes estables evolucionados: $3^{\circ} 5'$.
- En el Mediterráneo occidental, en donde los márgenes son estables pero jóvenes; $3^{\circ} 34'$).

Tipos de sedimentos

Al talud llegan los sedimentos que se acumulan en la parte externa de la plataforma continental, estos sedimentos son predominantemente arcillosos, pero también se incluyen materiales arenoso y limos.

Al pie del talud se depositan los sedimentos que dejan formas de abanicos y series turbidíticas.

Cañones submarinos

El talud está cortado por valles o cañones submarinos, la cabecera de los cuales puede estar muy próxima a la línea de costa. Los cañones submarinos son valles en forma de V, se convierten en una especie de ríos submarinos con un gran caudal y masa transportada que es depositada en los abanicos abisales.

Los cañones submarinos son junto con las plataformas marginales, los principales accidentes topográficos del talud continental, pueden ser valles subaéreos sumergidos, o bien formas resultantes de erosión submarina. Cortan hasta 1.5 km de profundidad y pueden extenderse hasta 230 km hacia el océano

Flujos que se presentan en los cañones submarinos

- *Sliding.* Deslizamiento gravitacional de una masa consolidada
- *Slumping.* Deformación de sedimentos no consolidados debida a deslizamientos gravitacionales.
- *Grain flow.* Corriente de elevada viscosidad donde la partículas son transportadas por tracción.
- *Mud flow.* Masa de partículas heterogéneas, predominantemente de grano fino, lubricada por una gran cantidad de agua que se desplaza.

Abanicos submarinos

El pie de talud está formado por un grueso cúmulo de sedimentos que se movieron pendiente abajo desde la plataforma continental hacia los fondos oceánicos profundos. Los sedimentos van siendo enviados a la base del talud continental por corrientes de turbidez que descienden periódicamente por los cañones submarinos. Cuando estas corrientes de lodo surgen de la desembocadura de un cañón en el

fondo oceánico relativamente plano, depositan sedimentos que forman un abanico submarino (Trabuk, et al., 2005).

Los abanicos submarinos son depósitos en forma de abanico en la base del talud continental, el sedimento es transportado por las corrientes de turbidez que fluyen por los cañones submarinos (Figura A9).

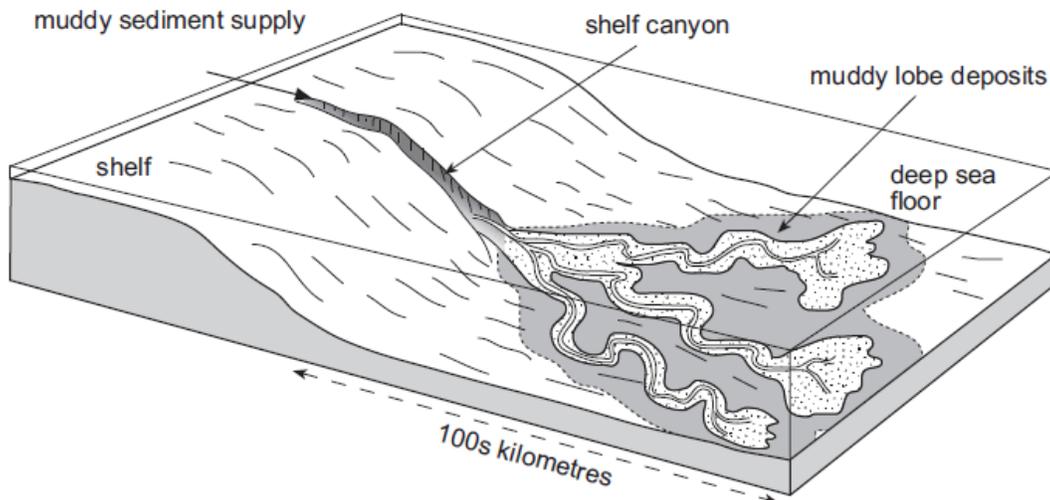


Figura A9. Modelo de facies para un abanico fangoso submarino: lóbulos están muy alargado y la mayoría de la arena se deposita cerca de los canales (Tomada de Nichols, 2009).

Se pueden dividir los abanicos en abanico interno que corresponde a la parte más próxima al talud, aquí se pueden formar canales de hasta varios kilómetros de longitud; el abanico medio, es la parte rica en sedimentos arenosos y el abanico externo, corresponde a la parte más distal del abanico donde se depositan los sedimentos finos, en esta parte se forman los lóbulos. En este sentido abanicos submarinos son muy similares a otros sistemas de posicionales tales como deltas. Los abanicos submarinos más grandes están compuestos de materiales terrígenos clásticos suministrada por los grandes sistemas fluviales.

La figura A10 ilustra la morfología de los abanicos submarinos

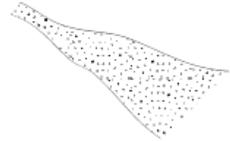
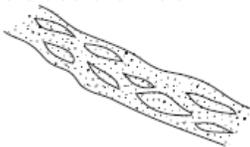
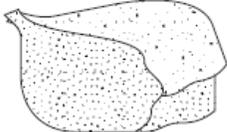
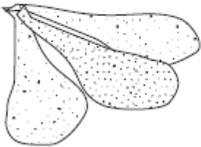
	Channels	Lobes	Sheets
Gravel-rich systems	poorly channelised 		
Sand-rich systems	braided channels 	channelised lobes 	
Mixed sand and mud systems	channel and levee complexes 	depositional lobes 	
Muddy systems	channel and levee complexes 	depositional lobes 	sheets 

Figura A10. Las proporciones de los diferentes elementos arquitectónicos en los abanicos submarinos están determinados por el tamaño de grano dominante depositado en el abanico (Tomada de Nichols, 2009).

Corrientes de turbidez

Movimiento de una masa de agua que contiene materiales detríticos terrígenos en suspensión cuya densidad, que llega a ser mayor que la de las masas de agua contiguas, permite que descienda por gravedad las pendientes marinas o lacustres. Termina extendiéndose sobre el fondo, donde su velocidad disminuyen y se sedimentan los elementos transportados, dando como resultado las turbiditas.

Turbiditas

Las turbiditas son sedimentos transportados y depositados por una corriente marina generada por la inestabilidad en la distribución de densidad del flujo de agua debida al contenido irregular de sedimento en suspensión. Son capas

depositadas mediante corrientes de turbidez. La característica principal que presentan, es la estratificación gradada.

Las turbiditas se forman cuando la corriente de turbidez pierde impulso, es entonces cuando se depositan primero los materiales más gruesos por diferencia de densidades (arenas) que van siendo arrastrados y después los materiales más finos que van en suspensión y que comienzan a precipitar (limos y arcillas), dando lugar así a la estratificación gradada (materiales gruesos en la base y materiales finos hacia el techo). A su vez esta estratificación presenta una peculiar característica que es el paralelismo casi perfecto (Figura A11).

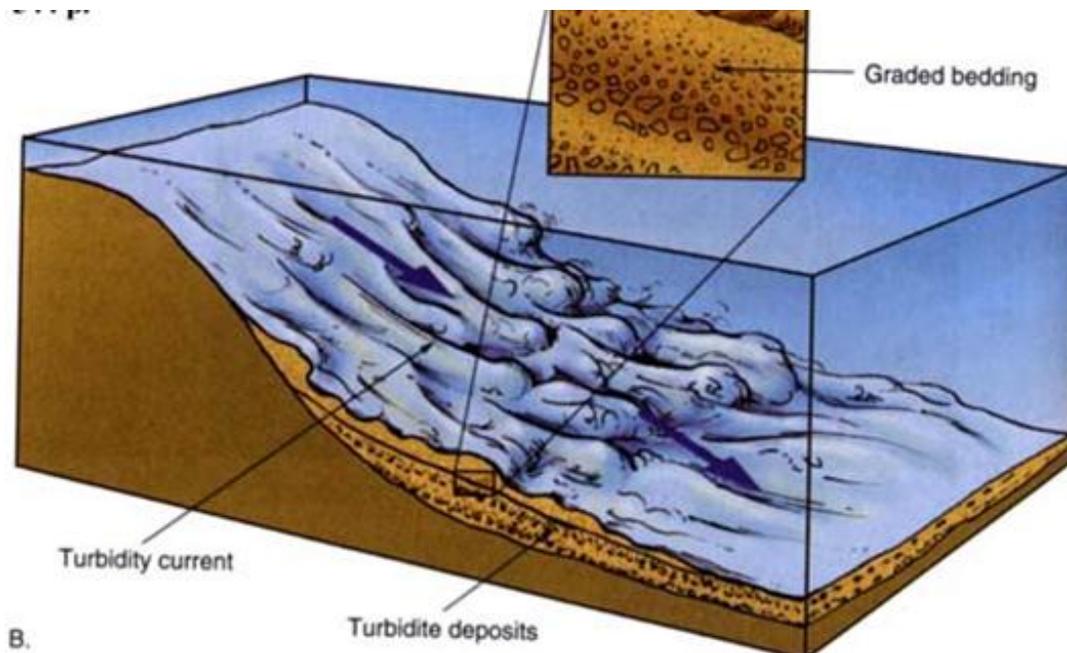


Figura A11. Corrientes de turbidez (Thurman, H., 1997).

En general, su formación requiere al menos una plataforma inclinada y alguna forma de tectonismo que active el flujo de densidad mediante avalanchas.

ANEXO B
Superficies

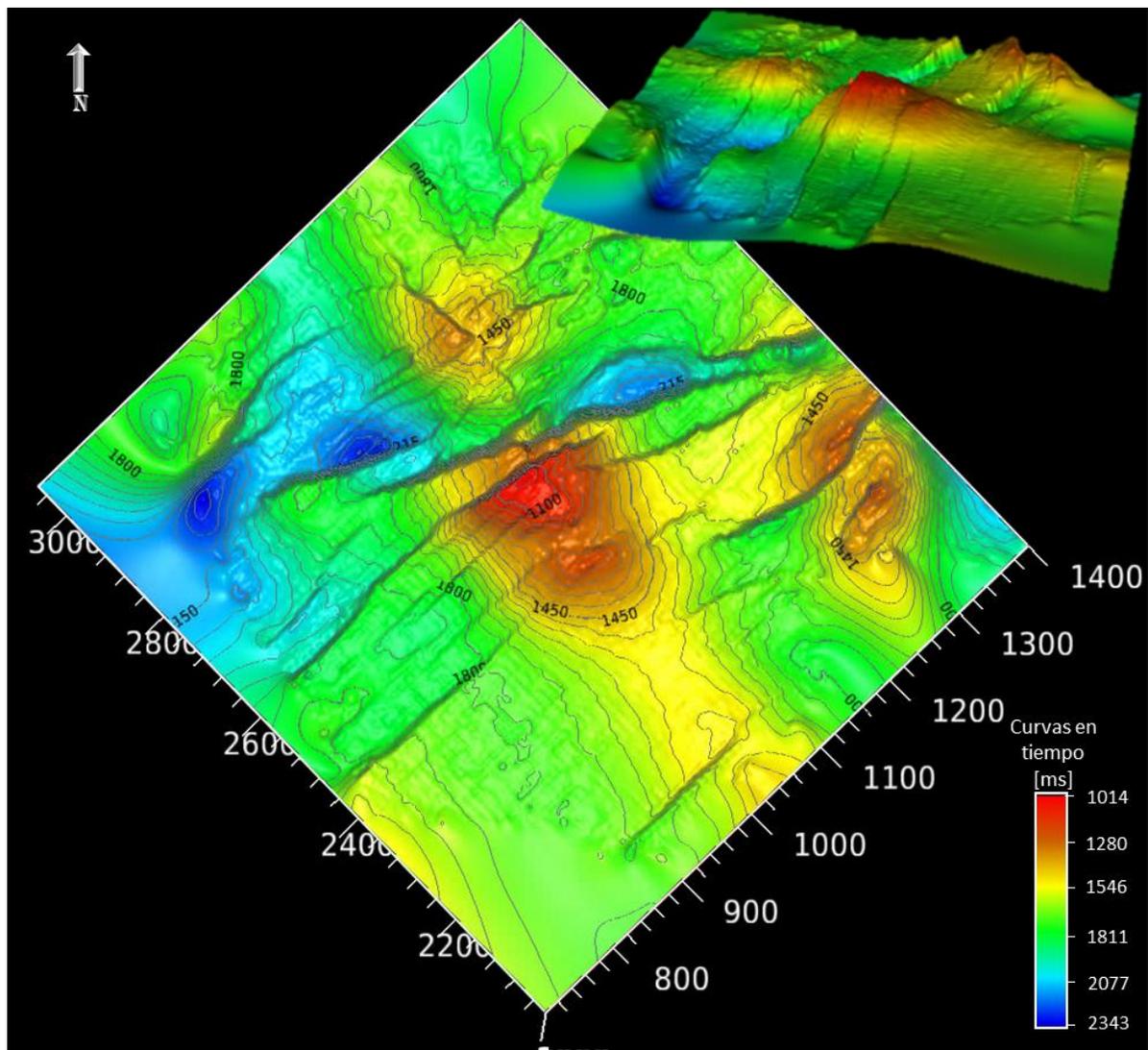


Figura B1. Modelo estructural del horizonte h1.

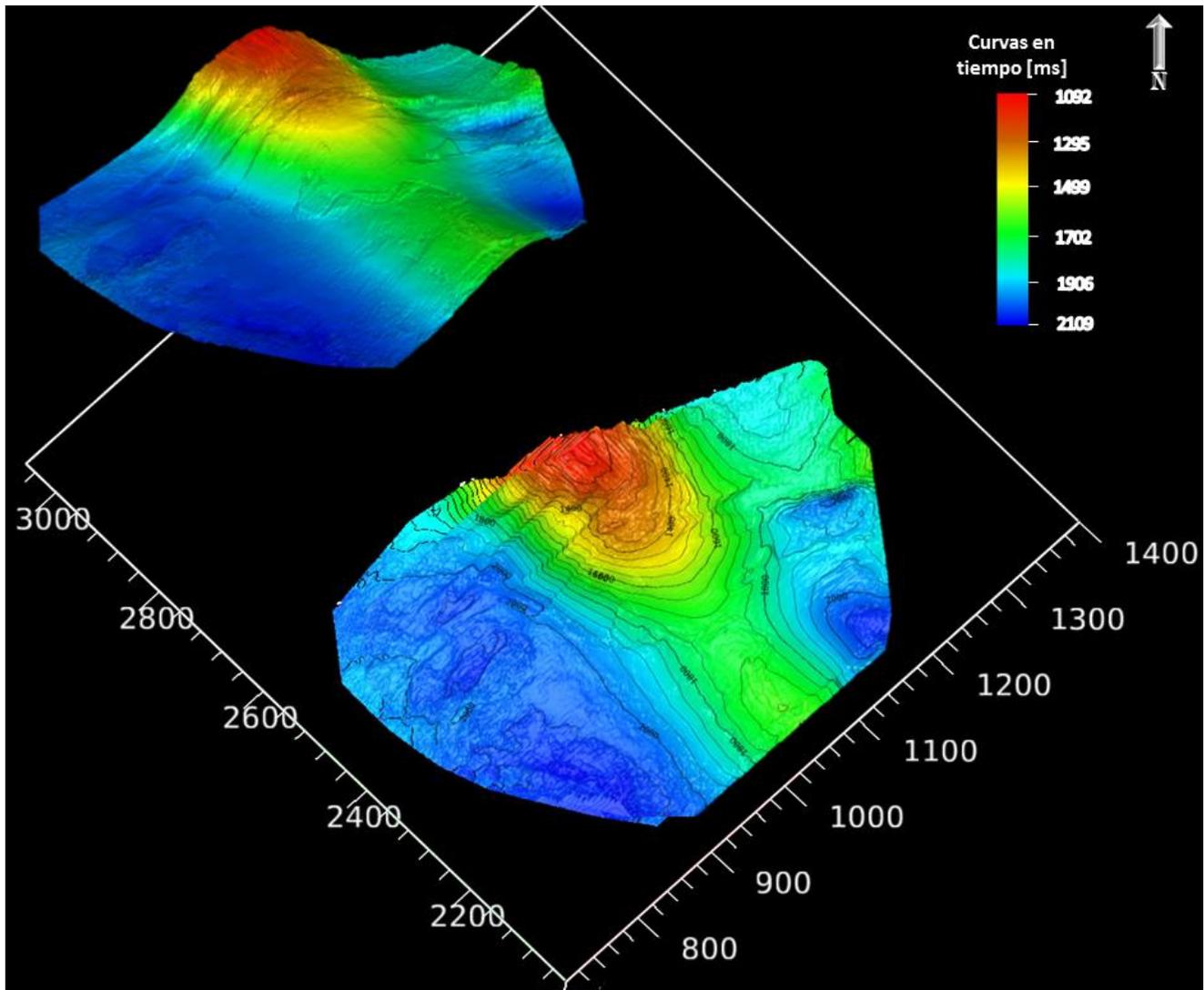


Figura B2. Modelo estructural del horizonte h2.

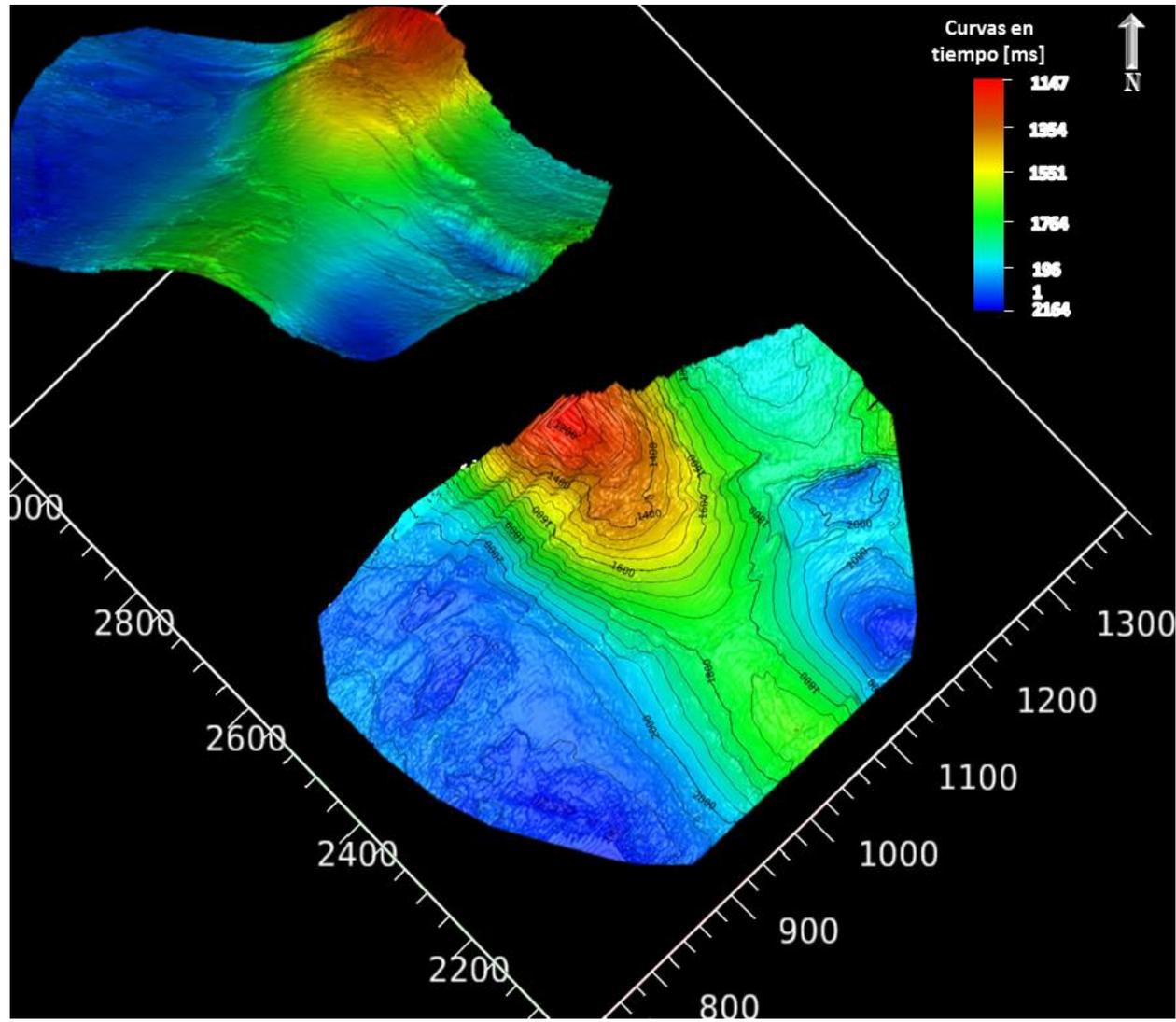


Figura B3. Modelo estructural del horizonte h3.

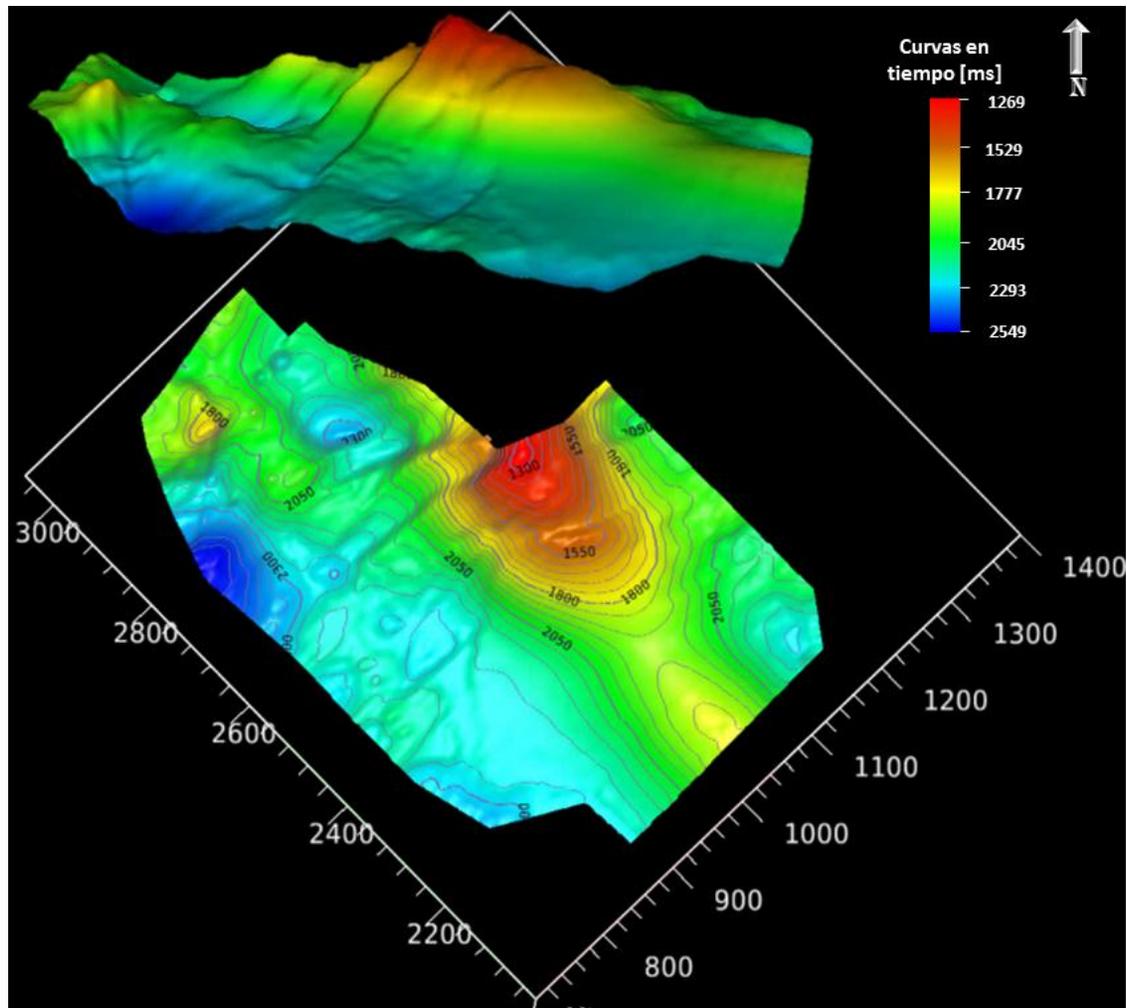


Figura B4. Modelo estructural del horizonte h4.

ANEXO C

Atributos de Similaridad y RMS aplicados a horizontes.

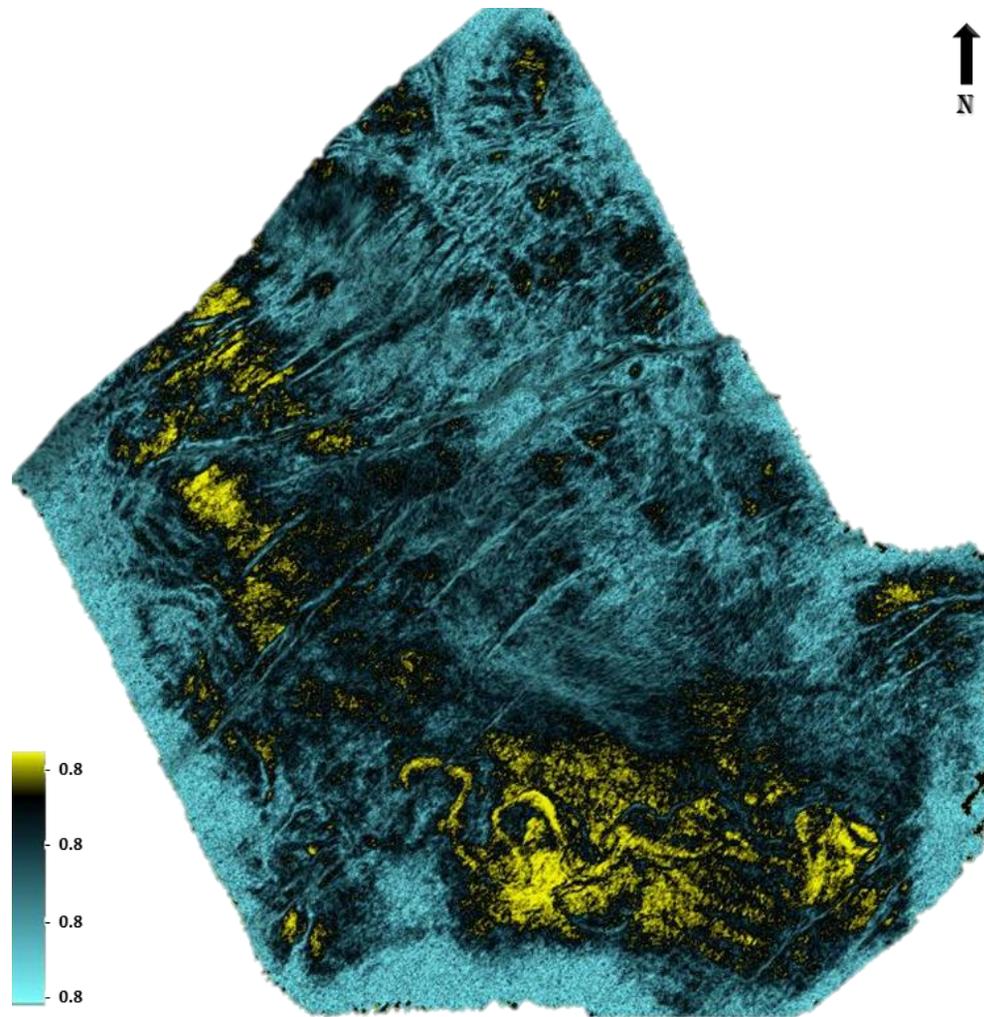


Figura C1. Atributo de similitud del horizonte h1 (Vista en planta).

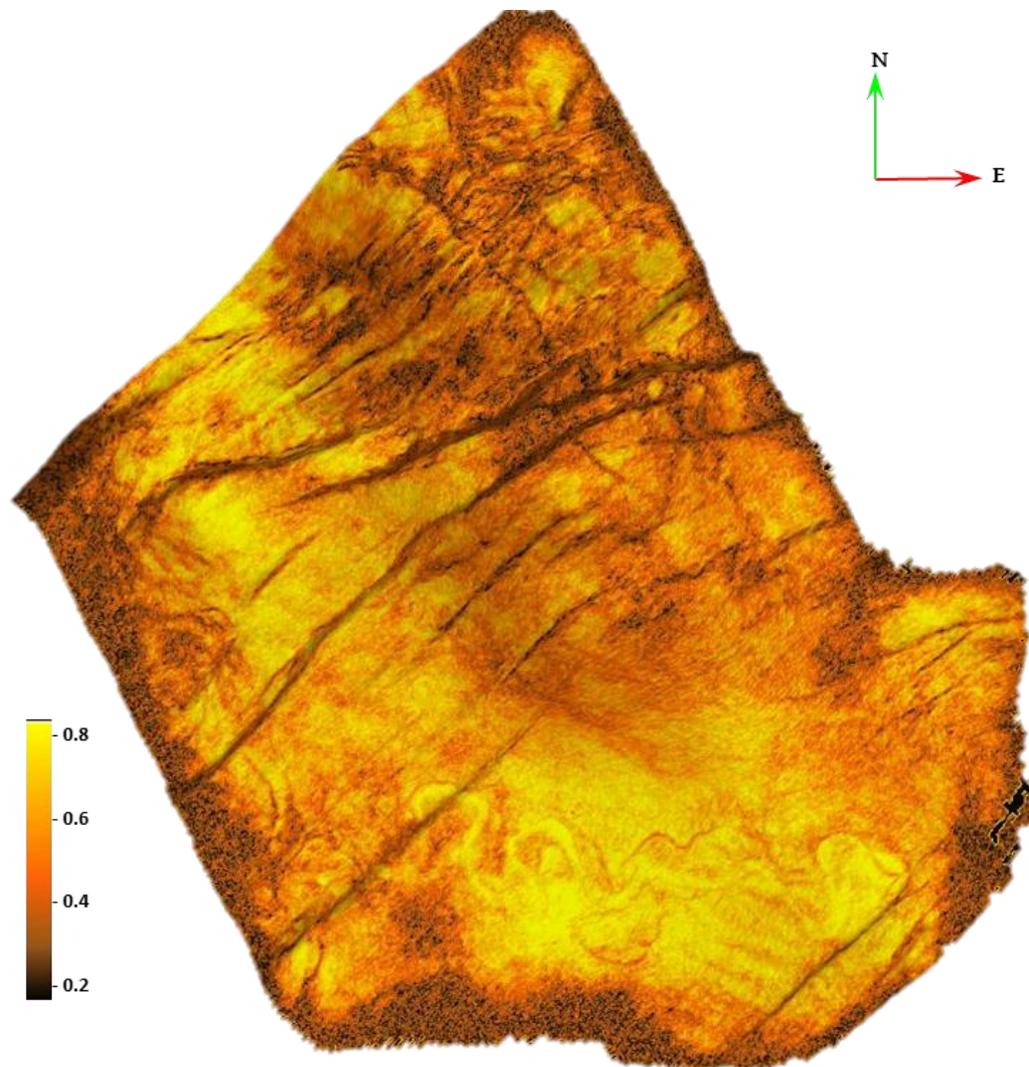


Figura C2. Atributo de similaridad del horizonte h1 (vista en planta).

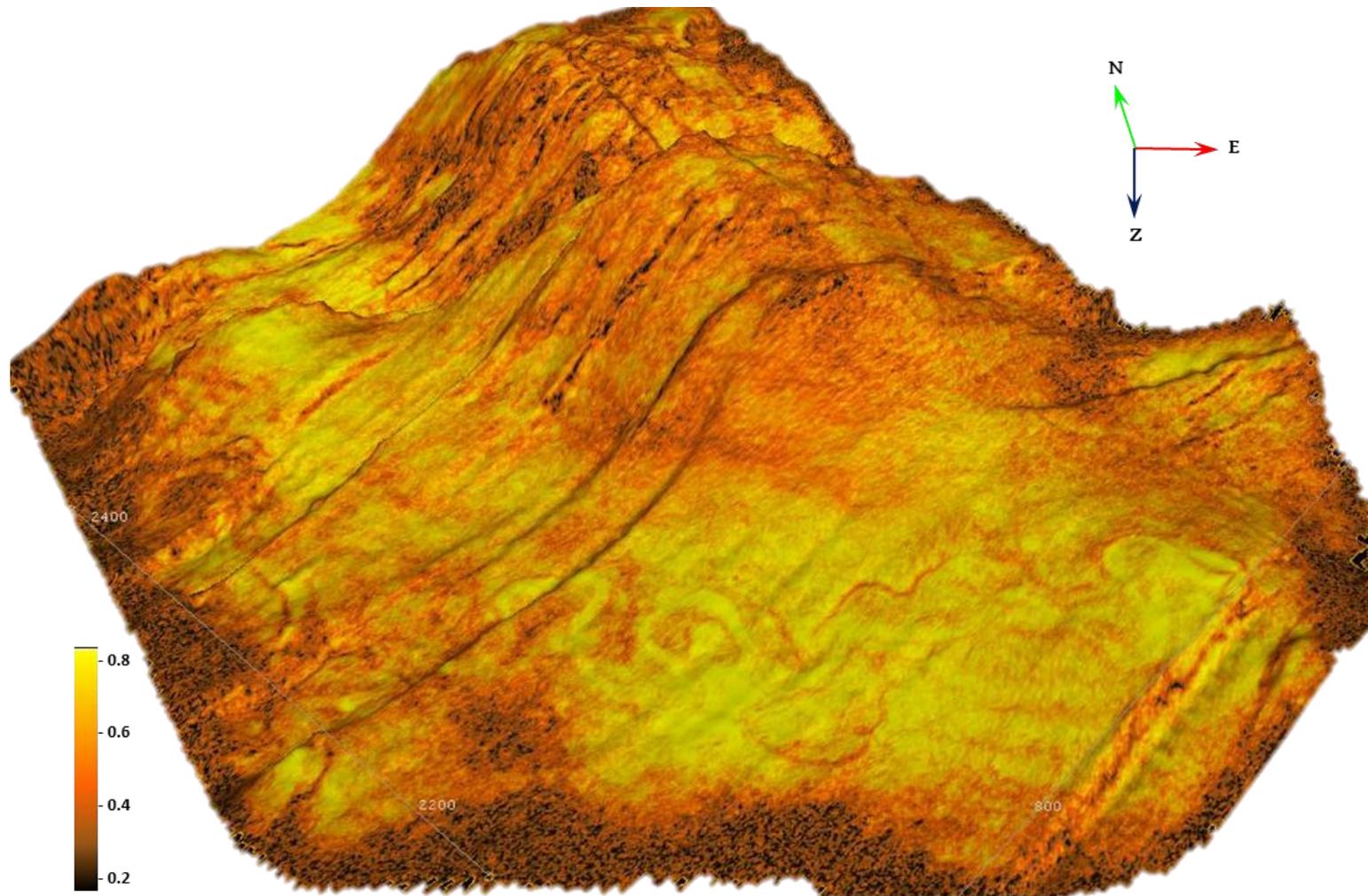


Figura C3. Atributo de similaridad del horizonte h1.

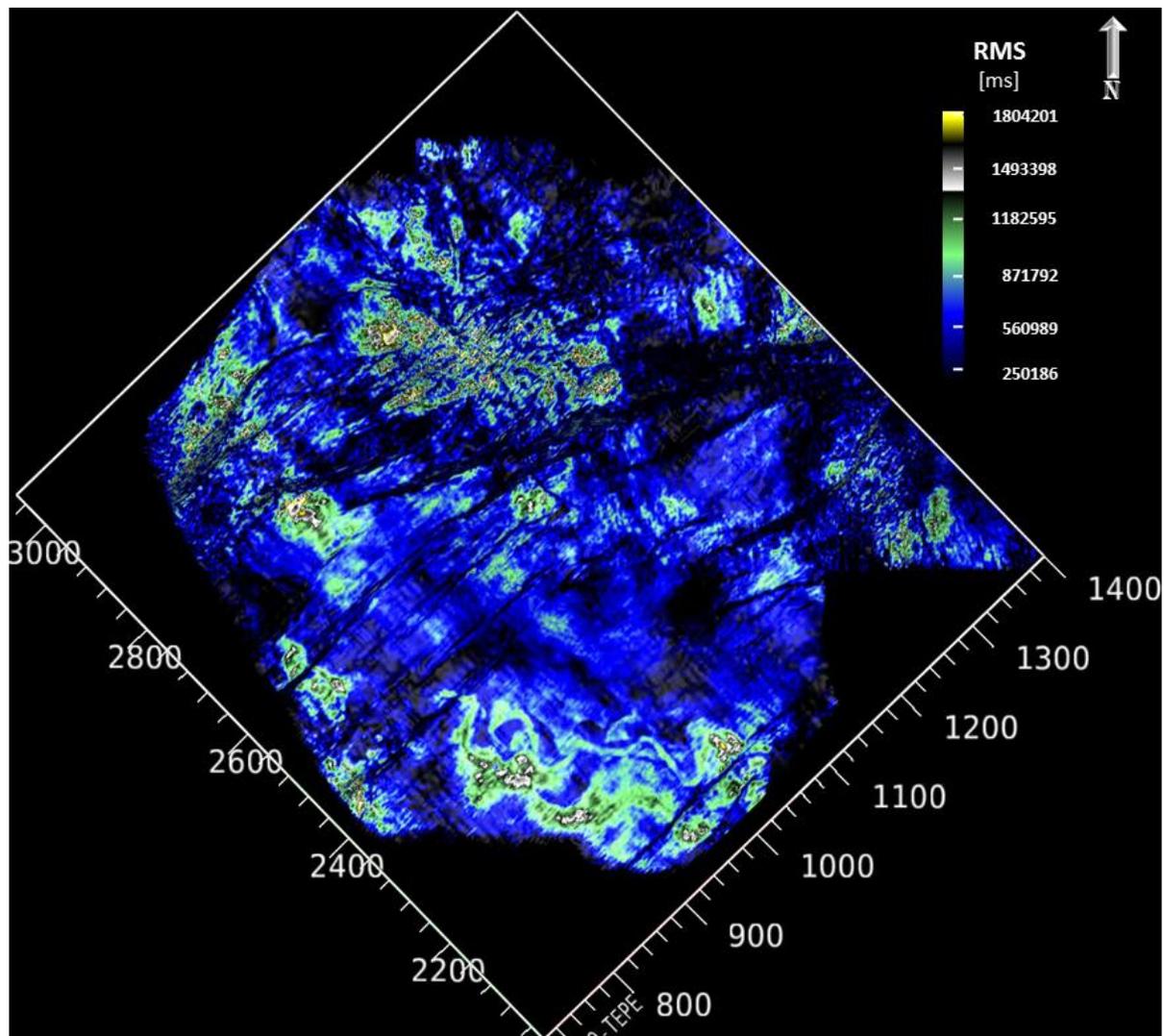


Figura C4. Atributo RMS de horizonte h1 (vista en planta).

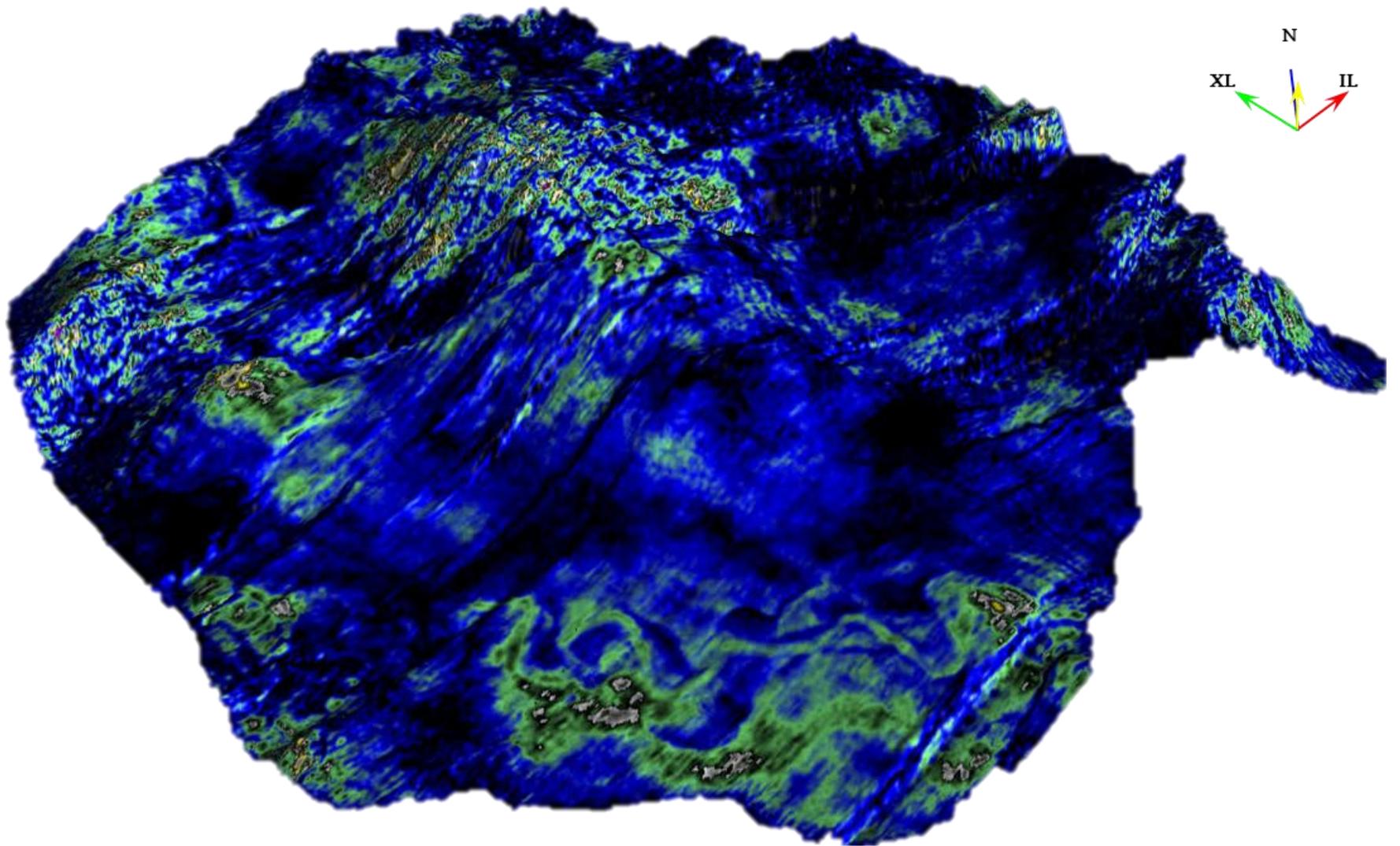


Figura C5 Atributo RMS de horizonte h1.

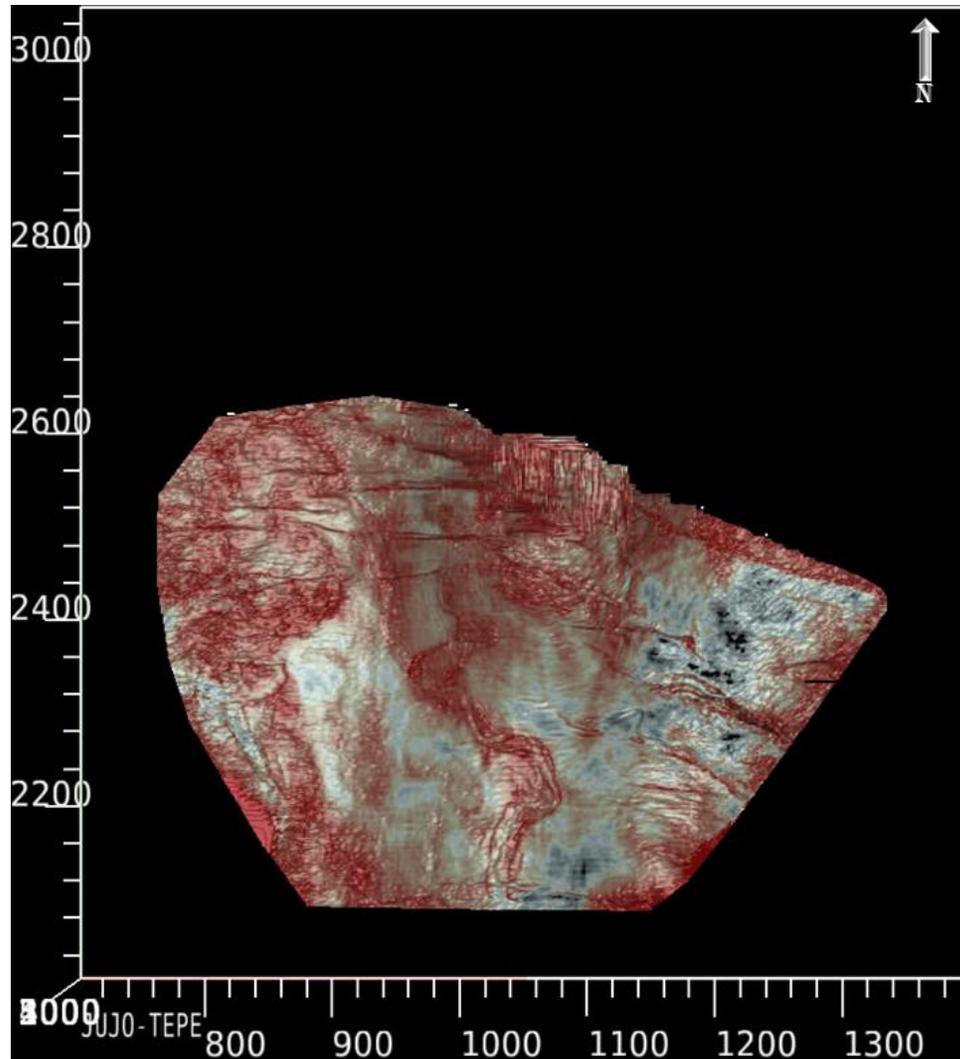


Figura C6. Atributo RMS de horizonte h2..

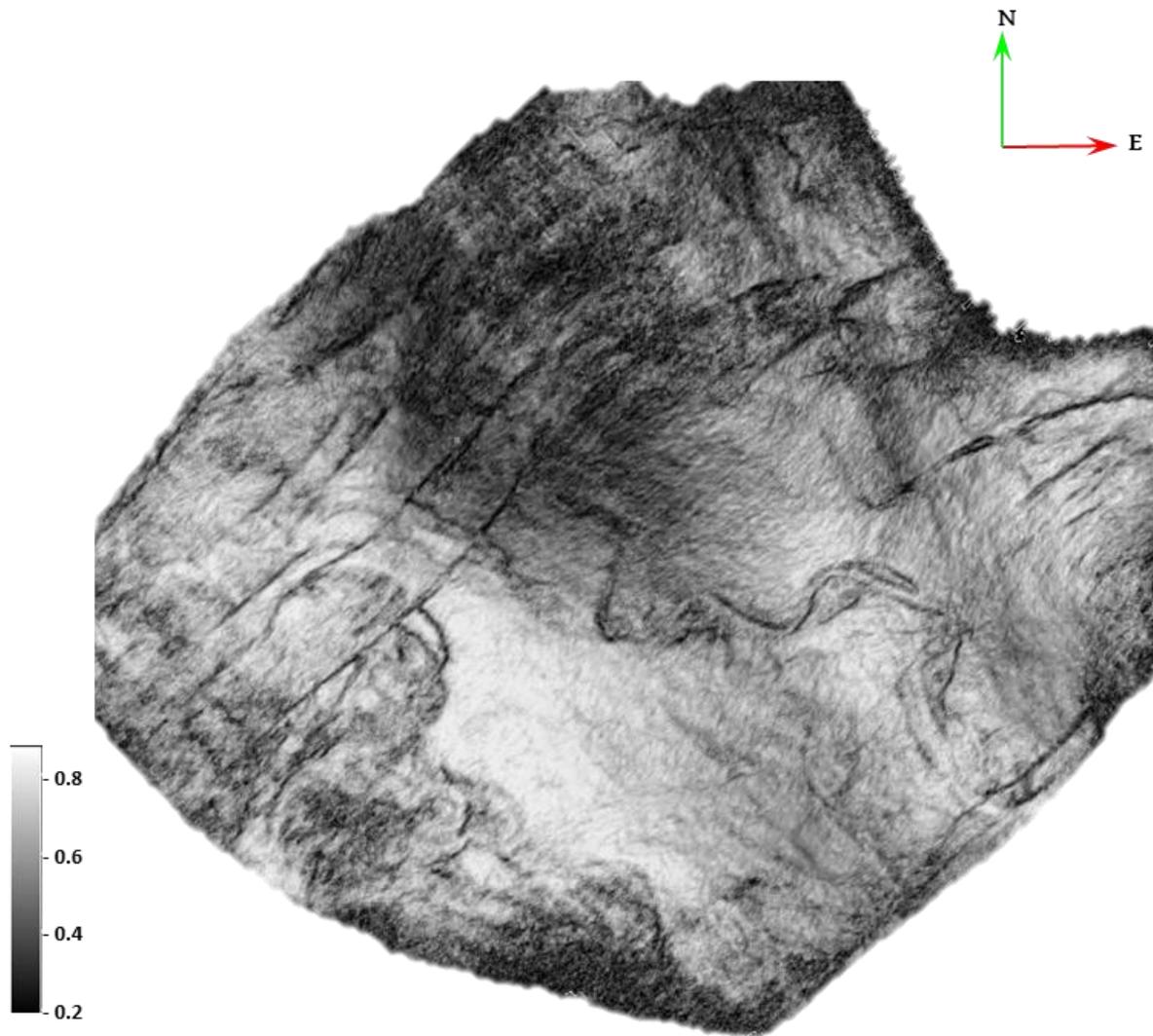


Figura C7. Atributo de similaridad del horizonte h2 (vista en planta).

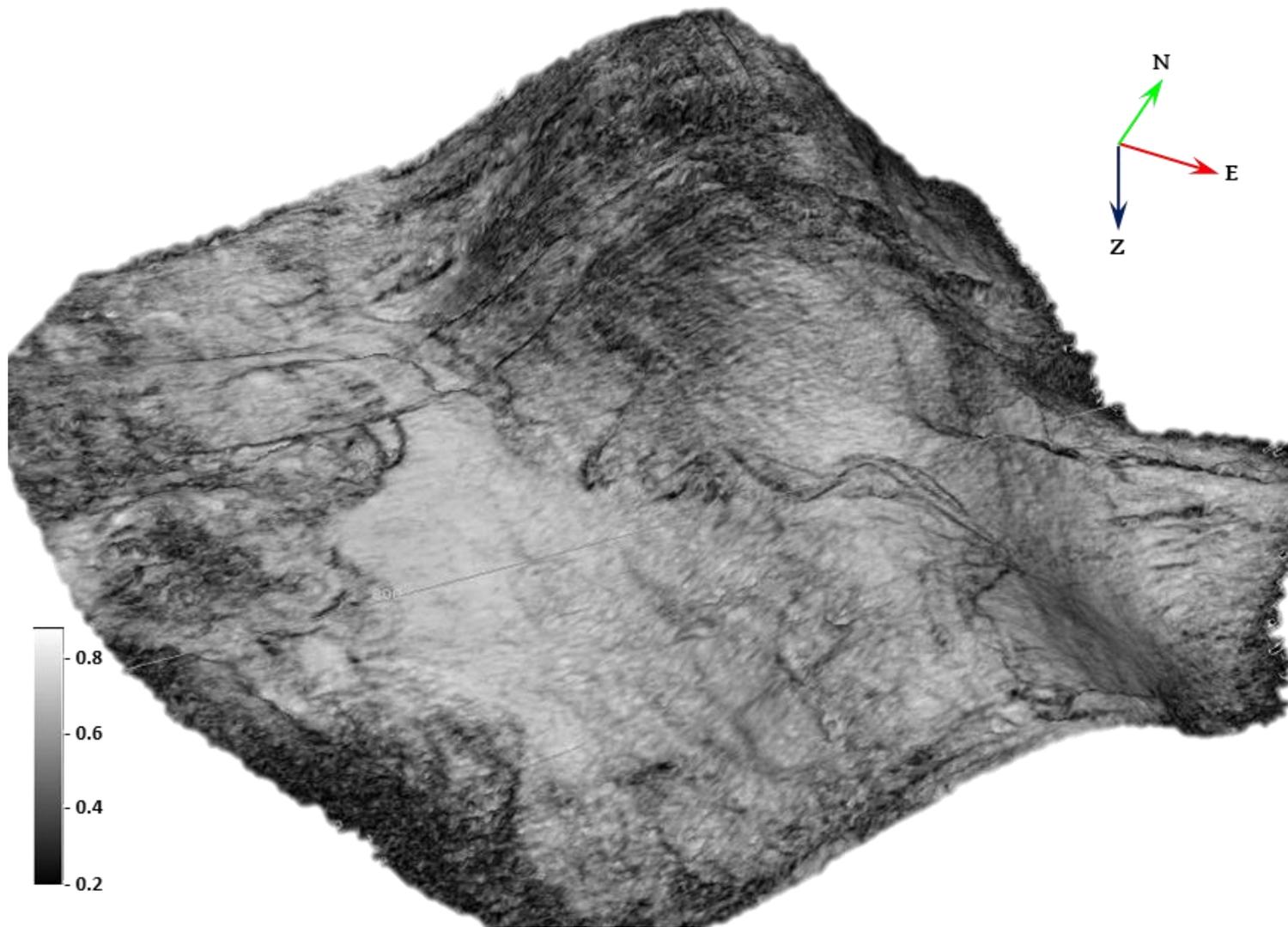


Figura C8. Atributo de similaridad del horizonte h2.

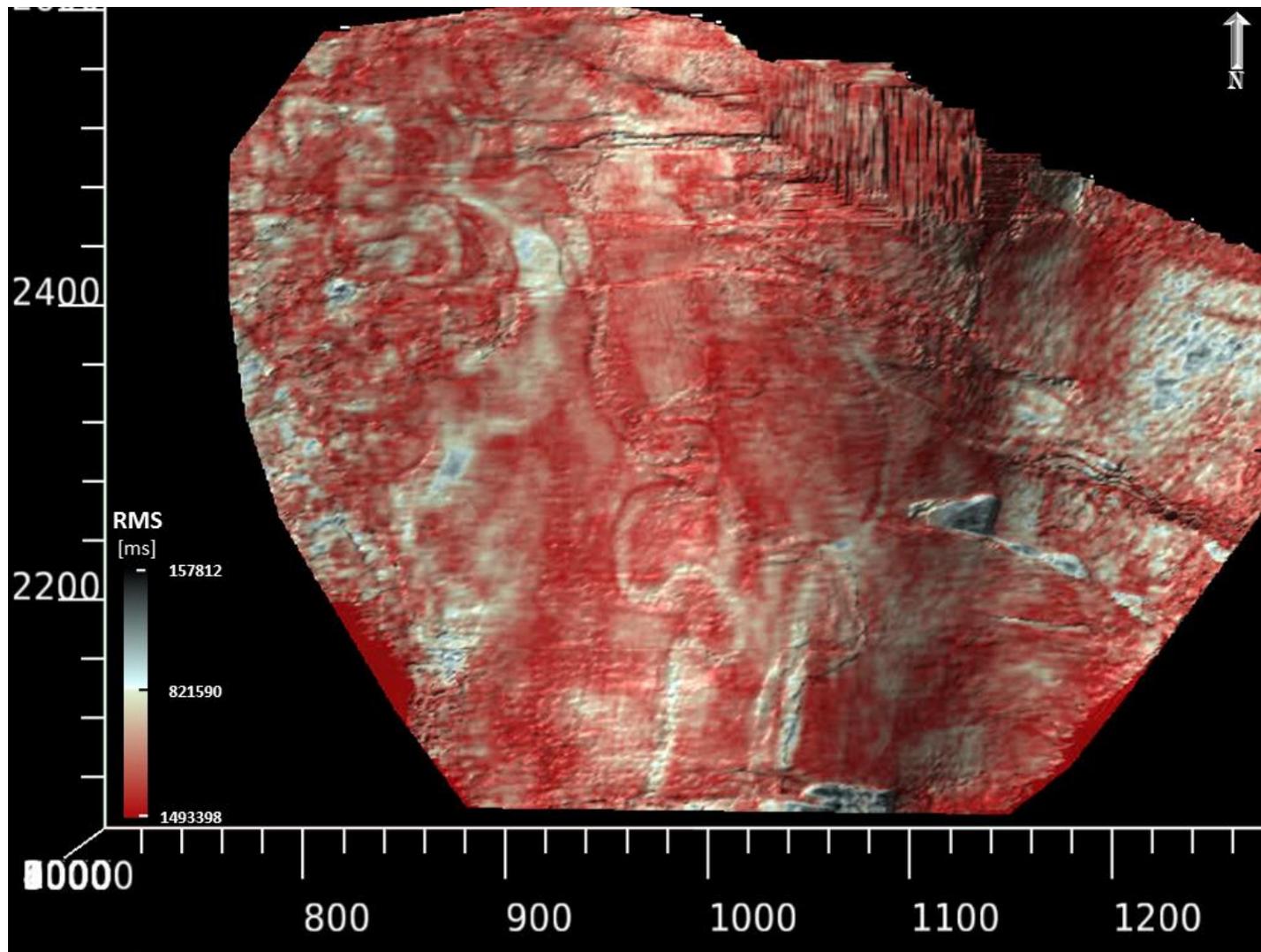


Figura C9. Atributo RMS de horizonte h3.

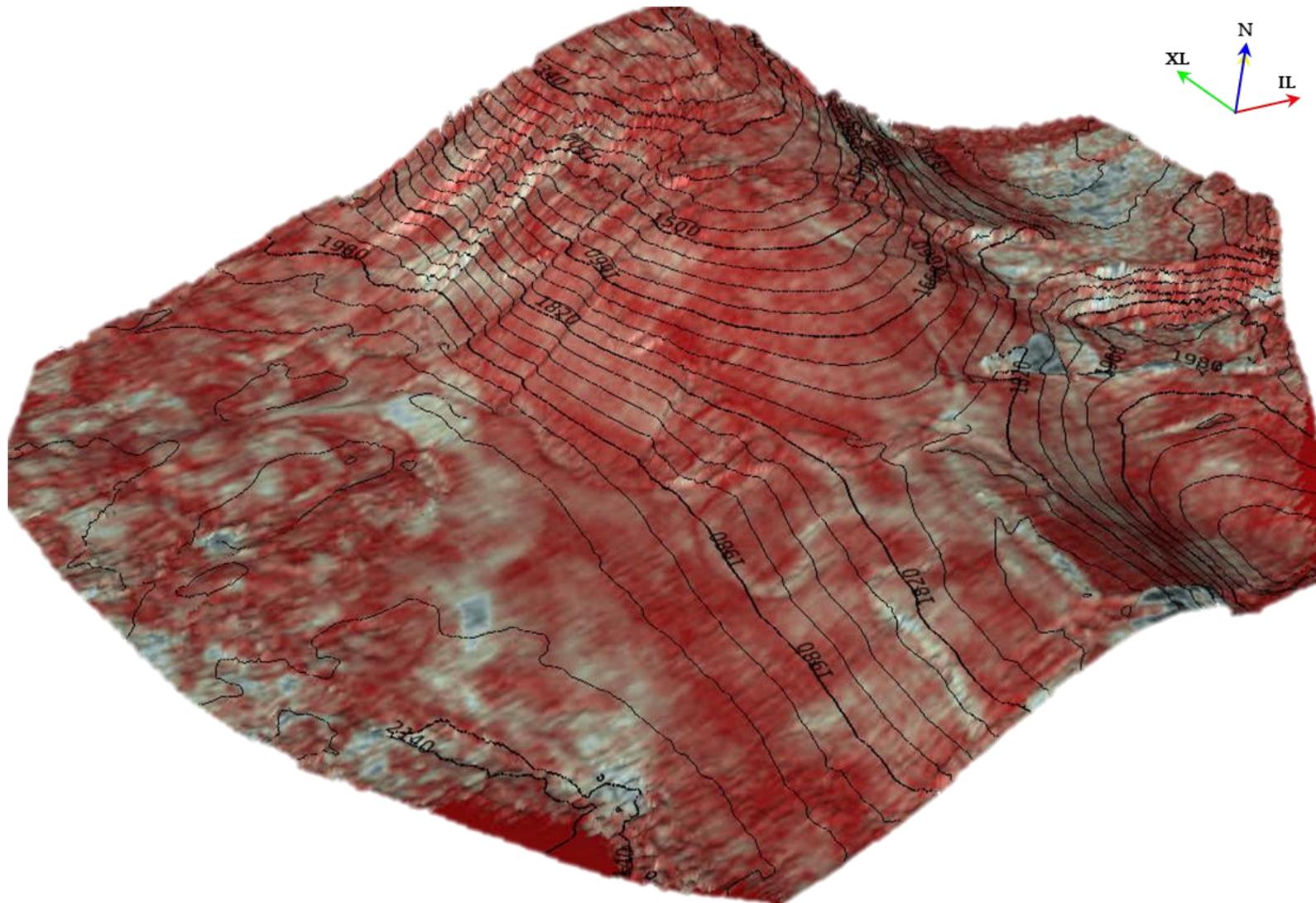


Figura C10. Atributo RMS de horizonte h3.

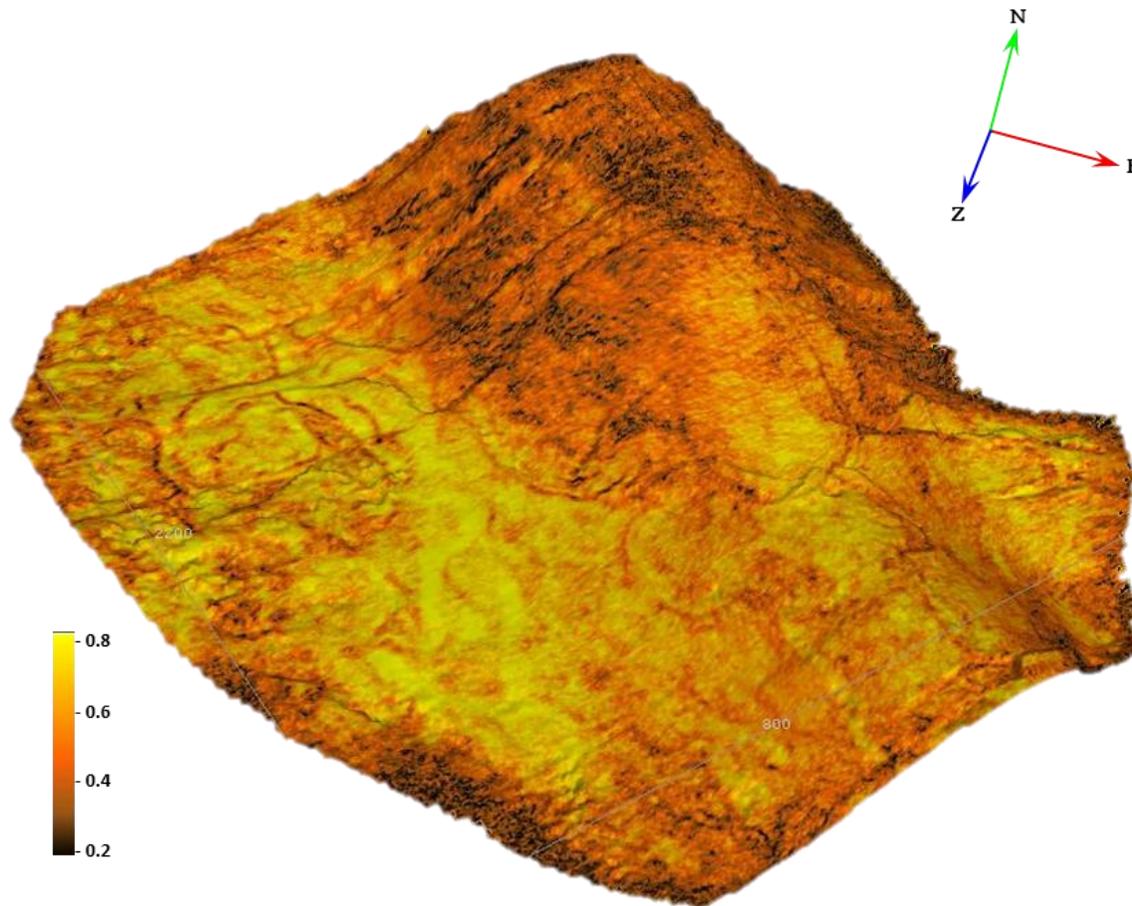


Figura C11. Atributo de *Similaridad* aplicado al horizonte h3.

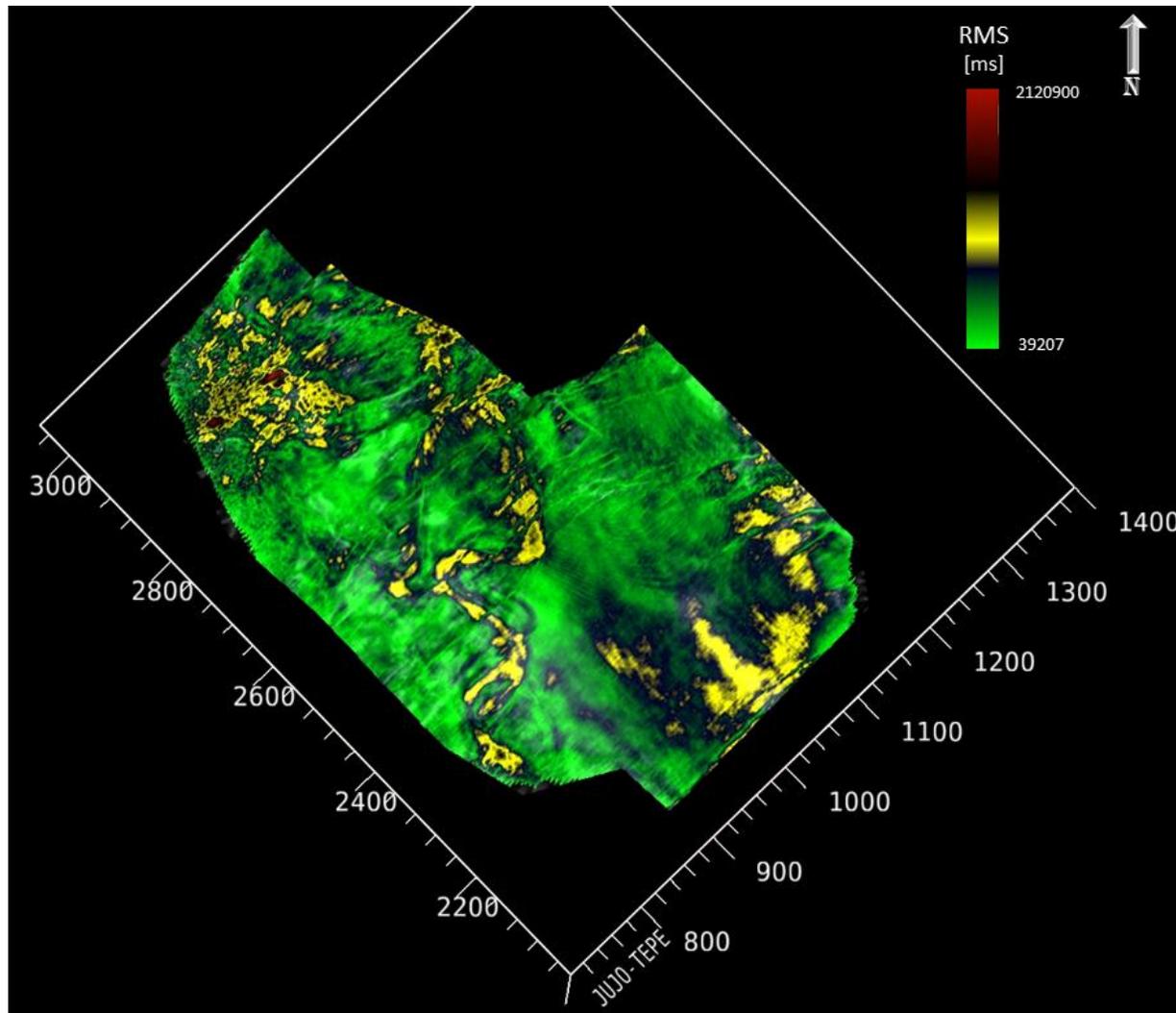


Figura C12. Atributo RMS de horizonte h4.

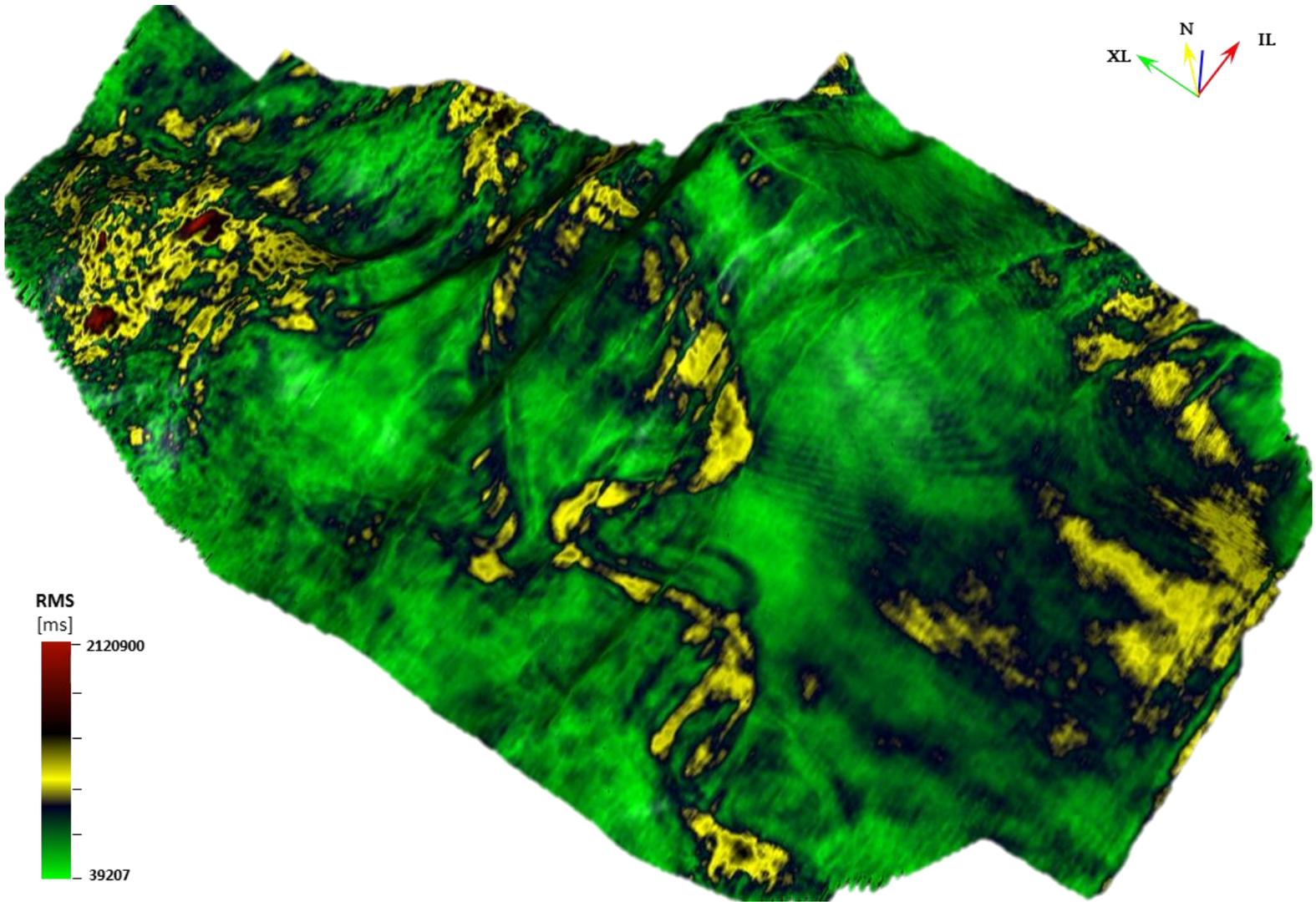


Figura C13. Atributo RMS de horizonte h4.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADRIANSYAH, A. AND MC MECHAN, G, 2002, Analysis and interpretation of seismic data from thin reservoirs: Northwest Java Basin, Indonesia; *Geophysics*, vol. 67, no. 1.

ABREU, V., M. SULLIVAN, C. PIRMEZ, AND D. MOHRIG, 2003, Lateral accretion packages (LAPs): An important reservoir element in deep water sinuous channels: *Marine and Petroleum Geology*.

BARNES, A., 1992, The calculation of instantaneous frequency and instantaneous bandwidth, Short Note, *Geophysics*, Vol.57, No. 11.

BARNES, A., 1996, Theory of 2-D complex seismic trace analysis, *Geophysics*, Vol. 62, No. 1.

BARNES et al., 2001, Seismic Attributes in your facies, *CSEG Recorder*.

BARANIUK, G. et al., 2001, Hybrid linear/quadratic time-frequency attributes, *IEEE transactions on signal processing*, vol. 49, no. 4.

BEAUBOUEF, R. T., 2004, Deep-water leveed-channel complexes of the Cerro Toro formation, Upper Cretaceous, southern Chile: *AAPG Bulletin*.

BODINE, J., 1984, Waveform analysis with seismic attributes. SEG 54th Annual International Meeting, December, Atlanta.

BODINE, J.H., 1984, Waveform analysis with seismic attributes. *Oil & Gas Journal*, 84, 24, 59-63.

BROWN, A., Interpretation of Three-Dimensional Seismic Data, *AAPG Memoir 42*, *SEG Investigations in Geophysics*, No.9, 1999.

BROWN, A. 2005, Don't Abuse Seismic Attributes, *Explorer*

BRUHN, C. H. L., 2001, Contrasting types of Oligocene/Miocene, giant turbidite reservoirs from deep water Campos basin, Brazil: *AAPG Distinguished Lecture*.

CABRERA et al., 1984 , *Estratigrafía de las Cuencas Terciarias del Golfo de México*.

COHEN, L., 1995, Time-Frequency Analysis, Prentice Hall, New Jersey.

CORRALES, et al. 1977, "Estratigrafía".

CORROCHANO, A. Y BERNADES, C., 1988, Example of a Miocene coarse-grained meander loop in the ciudad Rodrigo basin (Spain), Rev. Soc. Geol. España, No. 1.

DOYLE, J. Y SWEET, M., 1995, Three dimensional distribution of lithofacies, bounding surfaces, porosity and permeability in a fluvial sandstone, Gypsy Sandstone of Northern Oklahoma, AAPG Bulletin, Vol. 79.

GALLOWAY, W. E., W. F. DINGUS, AND R. E. PAIGE, 1991, Seismic and depositional facies of Paleocene-Eocene Wilcox.

GARCÍA, M. et al., 2003, Nueva técnica de picado de velocidades utilizando múltiples atributos y barridos 4D.

GARCÍA M., 1994, Evolución del Sureste de México.

GIBLING, M., 2006, Width and a thickness of fluvial channel bodies and valley fills in the geological record: a literature compilation and classification; Journal of Sedimentary Research.

GONZÁLES, D; Ciclo de seminarios de sedimentología, Sedimentación en costas silisiclásticas, deltas y mares someros; Vol. 1; I.G.M.E

GONZALES, G., 1991, Las rocas generadoras de México. Bol. As. Mex. Geol. Pet Vol. 7.

Group submarine canyon fills, northwest Gulf Coast, U.S.A. in Weimer, P. and M.H. Link, eds., Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems: New York, Springer-Verlag.

HENRIQUEZ, A. et al., 1990, Characterization of fluvial sedimentology for reservoir simulation modeling, SPE Formation Evaluation.

HUC, A., 1990, Understanding Organic Facies: a key improved quantitative petroleum evaluation of sedimentary basin. In Deposition of Organic Facies. AAPG No. 30

KRYNINE, P., 1929, Depósitos de arcillas en el trópico húmedo: Estudio de sedimentación en el Sureste de México.

LISLE, R., 2004, Geological structures and maps, ELSEVIER.

LONG, A., 2004, What is Wave Equation Pre-Stack Depth Migration? AN Overview, PESA News, pág. 32,33.

MAHARAJ, V Y WOOD, L., A., Quantitative Paleogeomorphic Study of Fluvio-Deltaic Reservoir in the Atoka Interval, Fort Worth Basin, Texas, U.S.A.,

MARFURT et al., 2005, 75th Anniversary Seismic attributes – A historical perspective, Geophysics, vol. 70, no.5.

MÉNDEZ, R., WEC MÉXICO 2010 , Schulmberger

MORGAN, R., 2004, Structural controls on the positioning of submarine channels on the lower slope of the Niger Delta, in R. J .Davies, J. A. Cartwright, S. A. Stewart, M. Lappin, and J. R. Underhill, eds., 3D seismic technology: Geological Society (London) Memoir 29.

MORÁN, D., Geología de la República Mexicana , UNAM, 1984. Morán, D., Geology of the Mexican Republic, AAPG Studies in Geology, No. 39.

MORSE, D., 1994, Siliciclastic Reservoir Rocks - The petroleum system, AAPG Memoir 60.

NIELSEN, 2002, Caracterización sísmica, SPE, pág. 6-7

NICHOLS, G., 2009, Sedimentology and Stratigraphy, Segunda edición, Wiley-Blackwell.

OVIEDO, P., 1996, Evolución Neógena de las cuencas terciarias del sureste.

PHAN, V. Y HOME, R., 2002, Fluvial channel parameter estimation constrained to static, production and 4D seismic data, SPE.

PEMEX, 2003, Proyecto Plays Terciarios.

REYNOSO et al., 1989, Estudio sedimentológico en el prospecto Cuenca de Comalcalco, Tab.

RONGHE, S. et al., 2002, Acoustic impedance interpretation for sand distribution adjacent to a rift boundary fault, Suphan Buri basin, Thailand; AAPG BULLETIN, vol. 86, no. 10.

RUSSELL, et al., 2006, Fluid-property discrimination with AVO: A Biot-Gassmann perspective, Geophysics, vol. 68, no.1.

STEEGHS, T., 1999, Fast computation of the sliding-window random transform applied to 3-d seismic attributes extraction, Mtg. Abstracts, SEG.

STRECKER, U. et al., 2002, Data mining of 3D poststack seismic attribute volumes using Kohonen self-organizing maps, The Leading Edge.

STECKER et al., 2004, Reconnaissance of geological prospectivity and reservoir characterization using multiple seismic attributes on 3-D surveys: an example from hydrothermal dolomite, Devonian Slave Point Formation, northeast British Columbia, Canada; CSEG.

SULLIVAN, M., AND P. TEMPLET, 2002, Characterization of fine-grained deep-water turbidite reservoirs: examples from the Diana sub-basin, western Gulf of Mexico, in P. Weimer, M. R. Sweet, M. Sullivan, J. Kendrick, D. R. Pyles, and A. Donovan, eds., Gulf of Mexico deepwater reservoirs core workshop: Gulf Coast Section– SEPM Foundation/AAPG Annual meeting.

TANER, 2003, Seismic Atributes, CSEG Recorder, pág. 56-58.

TANER, M.T. AND SHERIFF, R.E., 1977. Application of amplitude, frequency and other attributes to stratigraphic and hydrocarbon determination, in C.E. Payton, ed.,

Seismic Stratigraphy: Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir 26, 301-327.

TANER, M.T., Koehler, F., and Sheriff, R.E., 1979. Complex seismic trace analysis, Geophysics, 44, 1041-1063.

VAN BAAREN, 2006, Nuevas dimensiones en tecnología terrestre, Oilfield Review, pág. 48-59.

VAN DIJK M. et al., 2009, Autocyclic behaviour of dan deltas: an analogue experiemental study, Sedimentology: the journal of the International Association of Sedimentologists.