TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTEGRACIÓN DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y ATRIBUTOS SÍSMICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL CAMPO EL SALTO, ESTADO MONAGAS

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Pérez R., Richard A.
Para optar al Título de
Magíster en Geofísica

Caracas, Marzo 2015

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

INTEGRACIÓN DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y ATRIBUTOS SÍSMICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL CAMPO EL SALTO, ESTADO MONAGAS

TUTOR ACADÉMICO: Msc. Rafael Falcón

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Pérez R., Richard A.
Para optar al Título de
Magíster en Geofísica

Caracas, Marzo 2015

© Pérez Roa Richard Anselmi 2015.

Hecho el Deposito de Ley.

Depósito Legal 1ft. 487200355121

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
COMISIÓN DE ESTUDIOS DE POSTGRADO

Comisión de Estudios de Postgrado

VEREDICTO

Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo de Grado** presentado por el **Ing. Richard Pérez**, portadora de la Cédula de Identidad No 16.124.534, bajo el título **"INTEGRACIÓN DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y ATRIBUTOS SÍSMICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL CAMPO EL SALTO, ESTADO MONAGAS"**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magíster Scientiarum en Geofísica dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 2 de marzo del 2015 a las 2:00 p.m., para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que este hizo en el salón Zuloaga, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con la idea expuesta por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado

Para este veredicto, el Jurado, los profesores M.Sc. Rafael Falcón, Dr. José Méndez y M.Sc. Lenin González estimaron que la obra examinada representa un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área del Petróleo y Gas.

REPÚBLICA DE VENEZUELA FACULTAD DE INGENIERÍA Comité Académico del Postgrado en GEOLOGÍA, MINAS, GEOFÍSICA Y PETRÓLEO

En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los cuatro (2) días del mes de marzo del año 2015, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado el M.Sc. Rafael Falcón.

Dr. José Méndez
C.I 6.545.752
(FI-UCV)

M.Sc. Lenin González
C.I.12.259.380
(FI-UCV)

M.Sc. Rafael Falcón
C.I. 4.579.685
(FC-UCV)
Tutor



JR/2-03-2015

DEDICATORIA

Para ti mi DIOS, que has estado a mi lado guiándome durante mi vida.

A mi esposa e hijo, razón principal y motivación para lograr esta meta. Sin su amor, comprensión, tolerancia y paciencia no hubiese sido posible lograrlo

A mis padres, hermanos y cuñados por sus buenos deseos y apoyo para la culminación de este proyecto.

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, por brindarme la oportunidad de formarme profesionalmente en la "Casa que Vence las Sombras".

Al Prof. Rafael Falcón, tutor académico del proyecto, quien con su paciencia y sabiduría me asesoro en todas las fases de este proyecto.

A los profesores, Dr. Jose Mendez y M.Sc. Lenin Gonzalez. miembros del jurado evaluador de esta tesis, por sus comentarios y recomendaciones acerca de la misma.

A la Empresa Mixta PETRODELTA, por brindarme la oportunidad de ampliar mis estudios profesionales y por facilitarme utilizar parte de mi tiempo laboral en la elaboración de este proyecto.

A ti mi Joseline quiero darte infinitas gracias por darme la alegría de tenerte todos estos años a mi lado y siempre contar contigo, has sido siempre la que me ha motivado a seguir adelante a nunca rendirme a ver las cosas desde otro punto de vista, eres lo mas bello que Dios ha puesto en mi camino y mucho de este titulo te lo debo a ti, gracias por ser mi amiga, mi confidente, mi punto de apoyo y gracias por ser el privilegiado de ser tu esposo y quiero estar siempre a tu lado.

A mis padres por su esfuerzo y apoyo invalorable toda la vida, a Yesenia y Jessica mis hermanitas queridas que tantas alegrías han compartido conmigo y por estar siempre a mi lado

A mis cuñados Jhon, Yesenia, Yeraima, Mayelin, Leonardo, Anyelina y Jacson, mis suegros Jorge y Neiza y mis pastores Emilio y Elizabeth por su apoyo y soporte durante todos estos años

A mis compañeros de la Superintendencia de Yacimientos de PETRODELTA, por sus recomendaciones y apoyo durante este proyecto.

Y por ultimo un agradecimiento a mis compañeros de clases que tenido en estos años durante el desarrollo de esta maestría.

Pérez Roa Richard A.

"INTEGRACIÓN DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y ATRIBUTOS SÍSMICOS PARA LA CARACTERIZACIÓN DEL CAMPO EL SALTO, ESTADO MONAGAS"

Tutor Académico: Msc. Rafael Falcón. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Geología, Minas y Geofísica, Año 2014, 170 pag.

Palabras Claves: Estratigrafía secuencial, interpretación sísmica, atributos sísmicos, Campo El Salto.

Resumen. El Campo El Salto se localiza en el Área Mayor de Temblador que se encuentra geográficamente en el sur del estado Monagas en el oriente de Venezuela, geológicamente se ubica en la plataforma distal de una cuenca antepaís conocida como Sub-Cuenca de Maturín. Se plantea realizar un estudio integrado de estratigrafía secuencial y atributos sísmicos para caracterizar los yacimientos hidrocarburiferos del campo El Salto para así entender la evolución geológica de la zona así como optimizar las aéreas de explotación de dicho campo.

El proyecto se dividió en dos fases, en una primera fase se realizo el análisis geológico que incluyo la revisión de la información de trabajos realizados anteriormente dentro o cercana al área de estudio, la información sedimentológica y bioestratigrafíca de campos vecinos y los registros de pozos disponibles, a partir de esta información se identificaron la superficies estratigráficas de interés y en las segunda fase se realizo la interpretación en los datos sísmicos de la superficies estratigráficas de interés y la extracción de atributos sísmicos donde se disponía datos 3D que en conjunto con la información de los registros de pozo, se utilizaron para

elaborar los mapas de paleoambientes del intervalo de estudio, finalmente toda la información se integro para obtener los resultados finales.

El área de estudio por la interpretación de la información sedimentológica y bioestratigrafíca, se caracteriza por una sedimentación cíclica y repetitiva debido a los cambios globales del nivel del mar, donde las secuencias estratigráficas presentan espesores relativamente pequeños y las facies depositacionales sugieren procesos asociados a una sedimentación marina de aguas someras a estuarina, como consecuencia de esta ciclicidad depositacional, fue posible dividir la columna estratigráfica en unidades crono-estratigráficas limitadas por discordancias y jerarquizadas de acuerdo a su orden o duración, mediante la integración de datos sísmicos, datos de registros de pozos y datos bioestratigraficos.

Se distinguieron dos principales megasecuencias: una de margen pasivo y otra de cuenca antepais, esta última se dividió en dos ciclos transgresivo-regresivo mayores, de segundo orden denominados S2-1 y S2-2 y luego fueron identificadas cinco secuencias de tercer orden en el intervalo asignado a Mioceno Medio-Inferior denominadas de S3-1 a S3-5.

Este proyecto además de ser un aporte a los estudios integrados de los yacimientos en el área de estudio, proporciona un marco crono-estratigráfico de referencia en el área, impactando positivamente en el crecimiento de la empresa mixta Petrodelta debido a servirá para identificar zonas de interés petrolífero y permitirá optimizar la perforación de nuevos pozos.

INDICE

1 CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN 1

1.1 Planteamiento del Problema 1

1.2 Objetivos 4

1.2.1 Objetivo General 4

1.2.2 Objetivos Específicos 4

1.3 Justificación 5

1.4 Ubicación de la zona de estudio 5

2 CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO 7

2.1 Introducción 7

2.2 Tectonoestratigrafía de la Subcuenca de Maturín 8

2.2.1 Tectonosecuencia pre - apertura (pre - ríft) 10

2.2.2 Tectonosecuencia de apertura (rift) 11

2.2.3 Tectonosecuencia del margen pasivo. 12

2.2.4 Tectonosecuencia de transición 17

2.2.5 Tectonosecuencia de margen activo 20

2.3 Estratigrafía del Área Mayor de Temblador 25

2.3.1 Basamento 25

2.3.2 Grupo Temblador 26

2.3.3 Formación Oficina 27

2.3.4 Formación Freites 29

2.3.5 Formaciones Mesa y Las Piedras 29

2.4 Estructura del Área Mayor de Temblador 30

3 CAPITULO III:MARCO TEÓRICO 35

3.1 Conceptos fundamentales de Estratigrafía Secuencial 35
3.1.1 Estratigrafía Secuencial 35
3.1.2 Ciclos Eustáticos 35
3.1.3 Superficies Estratigráficas 36
3.1.4 Sistemas Encadenados 38
3.1.5 Uso de los registros de Rayos Gamma Espectral en la identificación de superficies 39
3.2 Conceptos fundamentales de Sedimentología 41
3.2.1 Ambientes Sedimentarios 41
3.2.2 Modelo de Sedimentación en Ambientes Deltaicos 41
3.2.3 Procesos Deltaicos 42
3.3 Conceptos fundamentales de Sísmica 52
3.3.1 Ondas Sísmicas 52
3.3.2 Impedancia acústica y Coeficiente de reflexión 53
3.3.3 Sismogramas Sintéticos 54
3.3.4 Conversión tiempo-profundidad 55
3.4 Atributos sísmicos 57
3.4.1 Atributos de tiempo 58
3.4.2 Atributos de amplitud 59
3.4.3 Atributos de frecuencia 62
3.4.4 Híbridos 65
3.4.5 Atributos especiales 65
4 CAPÍTULO IV: MARCO METODOLÓGICO 70
4.1 Metodología 70

4.2 Trabajo Geológico 72
4.2.1 Revisión de la descripción de los núcleos y muestras de pared en los pozos control 72
4.2.2 Revisión de la información bioestratigráfica en los pozos control. 72
4.2.3 Correlación de los pozos dentro del área de estudio. 73
4.2.4 Interpretación de los paleoambientes sedimentarios en los pozos dentro del área de estudio 82
4.2.5 Definición de las secuencias estratigráficas 84
4.3 Trabajo Geofísico 84
4.3.1 Revisión de los datos sísmicos disponibles 84
4.3.2 Análisis de la frecuencia y resolución de los datos sísmicos, extracción de ondiculas y elaboración de sismogramas sintéticos 86
4.3.3 Interpretación Sísmica Básica (Horizontes y Fallas) 92
4.3.4 Extracción de atributos sísmicos para interpretación estratigráfica (Descomposición Espectral, Reflectividad, Impedancia Acústica Relativa) 94
4.3.5 Extracción de atributos sísmicos para predicción de arenas con gas (Descomposición Espectral, Impedancia Acústica Relativa) 96
5 CAPÍTULO V:MARCO DE ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL Y ANALISIS INTEGRADO 99
5.1 Antecedentes 99
5.2 Secuencias de Primer Orden 100
5.2.1 Margen Pasivo 104
5.2.2 Fosa (*foredeep*) 106
5.3 Secuencias de Segundo Orden 110
5.4 Secuencias de Tercer Orden 118

5.5 Integración de atributos sísmicos y registros de pozo para la elaboración de paleoambientes. 138
5.5.1 Secuencia S3-1 138
5.5.2 Secuencia S3-2 138
5.5.3 Secuencia S3-3 140
5.5.4 Secuencia S3-4 141
5.6 Predicción de arenas con gas a partir de atributos sísmicos 150
5.7 Discusión y Comentarios Generales 151
6 CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 155
6.1 Conclusiones 155
6.2 Recomendaciones 156
7 BIBLIOGRAFIA 157

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio (Modificado de Harvest Vinccler, 2004). 6
Figura 2.1. En el recuadro verde se resalta la ubicación geográfica del Área Mayor de Temblador. 8
Figura 2.2. Carta de correlación estratigráfica en sentido norte - sur a lo largo de Venezuela Oriental desde el río Orinoco hasta la Serranía del Interior Oriental. Tomado de Parra, (2006)..... 10
Figura 2.3. Distribución de la tectonosecuencia de apertura en Venezuela. Nótese la orientación de los grabens de Apure- Mantecal y Espino y su proyección hacia la Serranía del Interior. Modificado de Yoris y Ostos (1997). 11
Figura 2.4. Distribución de facies sedimentarias y litoestratigrafía durante el Cretácico Temprano en el norte del Escudo de Guayana. Modificado de Yoris y Ostos. 1997..... 14
Figura 2.5. Mapa paleogeografico del Norte de Venezuela en el Eoceno Tardio. Para este momento, la subsidencia asociada al *foredeep* Caribe afectaba la región centro-occidental de Venezuela, mientras que el *forebulge* asociado se extendía hasta Venezuela oriental y controlaba la sedimentación del Miembro Tinajitas de la Formación Caratas. Modificado de Pindell *et al.*, 2005..... 20
Figura 2.6. Mapa paleogeografico del norte de Venezuela en el Mioceno Temprano. La colisión oblicua entre Caribe y Suramérica alcanza su máximo. La posición del *foredeep y forebulge* ha migrado rápidamente, debido a la carga tectónica de la Serranía del Interior. Modificado de Pindell *et al.*, 2005..... 21
Figura 2.7. Modelo estratigráfico conceptual del Oligoceno y Mioceno Temprano en la subcuenca de Maturín. Modificado de Parnaud *et al.*, 1995..... 22
Figura 2.8. Distribución de las secuencias SM1, SM2 y SPP sobre el bloque de Pirital. La subsecuencia SM1-S está separada de la secuencia SM1 en sentido estricto por una discordancia fuertemente angular, asociada a la actividad del corrimiento de Pirital. Tomado de Parra, (2006)..... 24

Figura 2.9. Columna estratigráfica típica del Área Mayor de Temblador. Tomado de Almarza, (1998). 27
Figura 2.10. Sección sísmica a través del Campo El Salto. Tomado de Harvest Vinccler, 2004. 31
Figura 2.11. Sección sísmica a través del Campo Temblador. Tomado de Harvest Vinccler, 2004. 33
Figura 2.12. Sección sísmica a través del Campo Temblador. Tomado de Fusion Petroleum Tachnologies lnc, 2007. 34
Figura 3.1. Superficies Límite más importantes. Modificado de University of South Carolina. Christopher G. St. C Kendall. 2003. 38
Figura 3.2. Morfología de un delta dominado por procesos fluviales. (Tomado de Buatois, 2008 en Cortez, 2010). 44
Figura 3.3. Morfología de un delta dominado por oleaje. (Tomado de Buatois, 2008 en Cortez, 2010). 45
Figura 3.4. Morfología de un delta dominado por oleaje. (Tomado de Buatois, 2008 en Cortez, 2010). 46
Figura 3.5. Asociación de fases en un Modelo Deltaico (Tomado de Porras, 2003). 51
Figura 3.6. Componentes real e imaginaria de la Traza sísmica compleja (Modificado de Sheriff, 1997)..... 53
Figura 3.7. Generación de un Sismograma sintético (Modificado de Martínez, 1996) 55
Figura 3.8. Ejemplo de una sección de fase instantánea (Taner *et al.,* 1977). 58
Figura 3.9. Ejemplo de una sección de polaridad aparente (Taner *et al.,* 1977)..... 59
Figura 3.10. Ejemplo de una sección de energía promedio. 60
Figura 3.11 Ejemplo de un mapa de amplitud RMS. (Quilen, 2006). 61
Figura 3.12. Ejemplo de una sección de frecuencia instantánea (Taner *et al.,* 1977). 63
Figura 3.13. (a) Duración de loop inferior. (b) Duración de loop superior. La línea punteada representa el cero, la línea azul representa el horizonte y la flecha roja la separación en tiempo que mide el atributo. 64
Figura 3.14. (a) Definición gráfica del skewness de loop superior. (b) Definición grafica de la kurtosis de loop. 65

Figura 3.15. Ejemplos de diferentes secciones de amplitudes a diferentes frecuencias (Mendez-Hernandez *et al.,* 2003)..... 67
Figura 3.16 Comparación entre una sección de amplitudes sísmicas y un sección obtenida de la inversión espectral de reflectividades (Cabrera, 2005)..... 68
Figura 4.1. Diagrama de flujo de la metodología a realizar..... 71
Figura 4.2. Pozos que contienen análisis sedimentológicos en núcleos y muestras de pared..... 73
Figura 4.3. Mapa de distribución de los pozos que contienen análisis bioestratigráficos..... 74
Figura 4.4. Mapa del área de estudio, donde se indican los pozos con núcleo y GR Espectral, el resto de pozos solo tienen registro de litología y resistividad..... 75
Figura 4.5. Ejemplo de interpretación de las superficies estratigráficas claves (MFS y SB) mediante estudios micropaleontológicos en el pozo JOA-452 (Muñoz *et al*., 2005). la abundancia de microfósiles marinos fue graficada en forma de curvas para obtener los picos de máxima abundancia, en los cuales fueron ubicadas las Superficies de Máxima Inundación (MFS). Los Límites de Secuencia (SB) fueron identificados en los intervalos de esterilidad de foraminíferos..... 77
Figura 4.6. Ejemplo de interpretación de las superficies estratigráficas claves (MFS y SB) mediante registros de GR Espectral. Las superficies de inundación se pueden identificar por un distintivo pico de Uranio (>5 ppm) y un radio bajo de Thorio / Uranio (< 2.5) e inconformidades erosiónales y sus valles incisos asociados son caracterizados por bajos valores de GR y un alto radio de Thorio / Potasio (> 6)..... 78
Figura 4.7. Ejemplo de interpretación de las superficies estratigráficas claves (MFS y SB) en pozos que solo tenían registro de litología y resistividad. La identificación de las superficies se realizó tomando en cuenta el patrón de apilamiento los sedimentos..... 79
Figura 4.8. Mapa donde se muestra los ocho transectos regionales, los de línea roja son los transectos norte - sur y los de línea azul son los transectos este- oeste..... 80
Figura 4.9. Sección estratigráfica tipo cubriendo todo el área de estudio..... 81
Figura 4.10. Equivalencia entre la interpretación de Blanco *et al*., (2006) y la realizada en este trabajo..... 82

Figura 4.11. Ejemplo de interpretación de paleoambientes por Blanco *et al*., (2006) para la zona entre la MFS 13.4 y SB 13.8. 83
Figura 4.12. Datos sísmicos y pozos ubicados en el Campo El Salto. 85
Figura 4.13. Espectro de Frecuencia de los datos sísmicos 2D. 86
Figura 4.14. a) Espectro de Frecuencia de los datos sísmicos 3D del Campo El Salto. b) Espectro de Frecuencia de los datos sísmicos 3D del Campo Jobo. 87
Figura 4.15. Tabla TZ general usada en el área de estudio. 89
Figura 4.16. Sismograma sintético del pozo ELS-43p en la zona de datos sísmicos 3D del Campo El Salto. 90
Figura 4.17 Sismograma sintético del pozo JOC-465 en la zona de datos sísmicos 3D del Campo Jobo. 91
Figura 4.18. Sismograma sintético del pozo ELS-18 en la zona de datos sísmicos 2D del Campo El Salto. 91
Figura 4.19. Línea sísmica 2D que muestra el patrón estructural del Campo El Salto. 92
Figura 4.20. Sección compuesta de datos sísmicos 2D y 3D después de aplicarle el filtro Pasabanda. 93
Figura 4.21. Línea sísmica 2D mostrada en la figura 4.17 con su interpretación estratigráfica. 93
Figura 4.22. Atributos sísmicos básicos utilizados en la interpretación estratigráfica del área. 95
Figura 4.23. Atributos sísmicos especiales utilizados en la interpretación estratigráfica del área. 96
Figura 4.24. Descomposición espectral para los diferentes fluidos. 97
Figura 4.25. Análisis de la variación de la amplitud respecto a la frecuencia para las arenas con gas. 98
Figura 4.26. Horizonte de Amplitud a 25 Hz utilizado para identificar la distribución de las arenas con gas. 98
Figura 5.1. Estratigrafia de primer y segundo orden en sur de la Subcuenca de Maturin segun Di Croce (1995) y Porras (2003). Se indican ciclos T-R, secuencias y principales superficies cronoestratigráficas (T= Transgresión, R= Regresión). 103

Figura 5.2. Seccion estratigrafica donde se muestran las caracteristicas de la secuencia de Margen Pasivo. 105
Figura 5.3. Mapa estructural al tope de la secuencia de Margen Pasivo (Tope de Grupo Temblador). Notese la flecha que indica la direccion de profundizacion. Contornos cada 500 pies. 108
Figura 5.4. Mapa isopaco de la secuencia de Margen Pasivo (Basamento/Grupo Temblador). Obsérvese como la flecha indica la dirección en que aumenta el espesor de la secuencia. Contornos cada 50 pies. 109
Figura 5.5. Mapa isopaco del sistema transgresivo de la secuencia miocena del foredeep (Grupo Temblador / MFS 13.4). Se observa un incremento progresivo y constante del espesor en sentido noroeste (indicado por la flecha). 112
Figura 5.6. Ciclos transgresivos-regresivos de 2° y 3er orden para el area de estudio y su correlacion con la carta de cambios eustaticos de Haq *et al.,* 1987. 114
Figura 5.7 Mapa isópaco de la secuencia de 2° orden S2-1 comprendida entre los límites de secuencia Grupo Temblador (Mioceno Inferior) y SB 13.8 (Mioceno Medio). Contornos cada 200 pies. Obsérvese la flecha que indica la dirección de engrosamiento. 115
Figura 5.8. Mapa estructural al MFS 15.0. La superficie de inundación MFS 15.0 tiene cobertura regional y presenta buena expresión en sísmica y pozos. Contornos cada 300 pies. 116
Figura 5.9. Mapa isópaco del patrón transgresivo de la secuencia S2-2 comprendida entre los límites de secuencia SB 13.8 y MFS 13.4. Se observa que su espesor se mantiene relativamente constante con valores que varían entre 100 y 250 pies aproximadamente. 117
Figura 5.10. Resumen de superficies de 3er orden, equivalentes litológicos para el intervalo de estudio. 118
Figura 5.11. Seccion sismica mostrando la secuencia S3-1 entre Grupo Temblador y SB 17.5 121

Figura 5.12. Mapa isopaco para la secuencia S3-1, observese como incrementa el espesor preferencialmente en direccion SE-NO, la linea negra representa la orientacion de la seccion estratigrafica mostrada en la figura 5.13. 122
Figura 5.13. Seccion sismica al sur del area de estudio donde se muestra el acuñamiento de la secuencia S3-1 contra el Grupo Temblador. 123
Figura 5.14. Seccion estratigrafica para la secuencia S3-1 124
Figura 5.15. Seccion sismica mostrando la secuencia S3-2 entre SB 17.5 y SB 16.5. 125
Figura 5.16. Mapa isopaco para la secuencia S3-2, el espesor se mantiene relativamente constante excepto en la zona SO donde tiene un incremento en el espesor, la linea negra representa la orientacion de la seccion estratigrafica mostrada en la figura 5.15..... 126
Figura 5.17. Seccion estratigrafica para la secuencia S3-2. 127
Figura 5.18. Seccion sismica mostrando la secuencia S3-3 entre SB 16.5 y SB 15.5. 130
Figura 5.19. Mapa isopaco para la secuencia S3-3, el espesor se mantiene relativamente constante, la linea negra representa la orientacion de la seccion estratigrafica mostrada en la figura 5.17. 131
Figura 5.20. Seccion estratigrafica para la secuencia S3-3. 132
Figura 5.21. Seccion sismica mostrando la secuencia S3-4 entre SB 15.5 y SB 13.8. 133
Figura 5.22. Mapa isopaco para la secuencia S3-4, el espesor se encuentra entre 200'-400', la linea negra representa la orientacion de la seccion estratigrafica mostrada en la figura 5.19. 134
Figura 5.23. Seccion estratigrafica para la secuencia S3-4. 135
Figura 5.24. Seccion sismica mostrando el intervalo S3-5 entre SB 13.8 y MFS 13.4. 136
Figura 5.25. Seccion estratigrafica para el intervalo S3-5. 137
Figura 5.26. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo MFS 18.5 / SB 17.5..... 139
Figura 5.27. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo SB 17.5 / MFS 17.0..... 143
Figura 5.28. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo MFS 17.0 / SB 16.5..... 144

Figura 5.29. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo SB 16.5 / MFS 16.0. 145
Figura 5.30. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo MFS 16.0 / SB 15.5. 146
Figura 5.31. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo SB 15.5 / MFS 15.0. 147
Figura 5.32. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo MFS 15.0 / SB 13.8. 148
Figura 5.33. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo SB 13.8 / MFS 13.4. 149
Figura 5.34. Mapa de amplitudes a 25 Hz, la zona encerrada en rojo es la posible zona con presencia de gas con un contacto Gas - Petroleo estimado a -4815' TVDSS aproximadamente. 150
Figura 5.35. Modelo estratigráfico secuencial para el área de estudio, como corresponde a un dominio de margen deltaico a 152
Figura 5.36. Mapa paleoambiental para el Mioceno Temprano a Medio en el área de estudio. (Tomado y modificado de Santiago *et al.*, 2009). 154

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Disponibilidad de información para realizar sismogramas sintéticos en la zona de estudio. 90
Tabla 4.2. Características sísmicas de los horizontes interpretados. 94

1 CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del Problema

En los últimos años se ha venido incrementando el consumo mundial de combustibles fósiles como el petróleo, generando esto una demanda cada vez mayor de dicho recurso. Según la AIE (*Agencia Internacional de Energía*), el consumo global de petróleo en el 2015 sera de 93,3 millones de barriles por día (mbd), un incremento de 900 mil barriles por dia con respecto a los 92,4 que se estimo para 2014. Este incremento impacta no sólo en los precios del barril del crudo, sino también en la política de los países productores y exportadores del mismo, tales como Arabia Saudí, Kuwait, Venezuela, entre otros.

La producción de crudo de Venezuela se encuentra alrededor de 3,0 millones de barriles por día, según información del Ministerio del Poder Popular de Petróleo y Minería y se espera un incremento en dicha producción para los próximos años.

Venezuela como país exportador de petróleo, a través de Petróleos de Venezuela Sociedad Anónima (PDVSA) y las empresas operadoras bajo su tutela, se encuentran enfocadas no sólo en la búsqueda de nuevos yacimientos, sino también en la mejora de la explotación de los que actualmente se encuentran en producción y la reactivación de algunos yacimientos. Un ejemplo de ello lo constituye la empresa mixta PDVSA Petrodelta, la cual está formada por PDVSA CVP con un 60% de las acciones y Harvest Vinccler con un 40%. PDVSA Petrodelta opera seis campos petroleros: Uracoa, Bombal, Temblador, Isleño, El Salto y Tucupita, ubicados al sur del estado Monagas y oeste de Delta Amacuro.

El Campo El Salto esta ubicado en el Área Mayor de Temblador, en la Cuenca Oriental de Venezuela, específicamente en el flanco sur de la Sub-Cuenca de Maturín, aproximadamente a 100 Km al sur de Maturín, estado Monagas, en el borde norte de la faja petrolífera del Orinoco, con una extensión aproximada de 500 Km^2 (Harvest Vinccler, 2004)

La historia de la exploración en el Campo El Salto empezó durante el año 1936 con la perforación del pozo ELS-1 y ELS-2 por parte de la Standard Oil Company of Venezuela (Beicip-Franlab, 1998).

El campo ha sido explorado a través de cuatro campañas de perforación, la primera desde 1936 hasta 1937, con 2 pozos. La segunda fase de perforación se llevó a cabo desde 1953, después de la interpretación un levantamiento de sísmica de reflexión mediante sismógrafos, hasta 1957, mediante la perforación de 9 pozos. Los resultados obtenidos durante esta etapa mostró no sólo la complejidad estructural y estratigráfica del campo, sino que también confirmó que los rangos de calidad del petróleo de entre 8º y 15º API. (Harvest Vinccler, 2004).

La tercera etapa de exploración fue de 1964 a 1968, y con base en los resultados de los cuatro pozos perforados, la campaña se informó como un fracaso debido a las características no comerciales del crudo pesado encontrado. En 1976, un levantamiento sísmico en 2D fue adquirido. (Harvest Vinccler, 2004).

La última campaña exploratoria se llevó a cabo desde 1978 hasta 1981, después de la interpretación de la sísmica 2D adquirida en 1976 y mediante la perforación de 16

pozos en el campo. Los resultados evidenciaron la necesidad de mejorar la caracterización de yacimientos. (Harvest Vinccler, 2004).

En 1997, un levantamiento sísmico 3D fue adquirido, abarcando una pequeña área hacia el norte-noreste del campo. El volumen de datos tiene una buena calidad, por medio de la cual la estructura se ha definido con más detalle (Harvest Vinccler, 2004).

En el año 2010 los datos sísmicos 2D y 3D fueron reprocesados por Fusion Petroleum Technologies, Inc. con el propósito de proporcionar datos apilados con preservación relativa de amplitudes de tal forma que a partir de éste pudieran generarse atributos especiales como descomposición espectral e inversión por reflectividades (Fusión, 2011). Pero en dicho trabajo solo se realizó una interpretación basada en los topes obtenidos mediante correlaciones lito-estratigráficas.

Según el Libro Oficial de Reservas los Yacimientos del Campo El Salto, presenta reservas probadas oficiales de 1228 MBBls de petróleo de 7 a 14º de gravedad API.

Actualmente Petrodelta ha iniciado una campaña de perforación de pozos horizontales en el Campo El Salto obteniendo excelentes resultados, por lo cual se desea tener una mejor descripción de los yacimientos para así optimizar el plan de explotación. Por tal motivo, se propone el presente trabajo para realizar la caracterización detallada de las arenas del Miembros Jobo y Morichal a través de un estudio integrado de estratigrafía secuencial y atributos sísmicos que permita identificar nuevas áreas prospectivas y obtener un mejor conocimiento de las ya existentes

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Caracterizar mediante un estudio integrado de estratigrafía secuencial y atributos sísmicos los miembros Jobo y Morichal de la Formación Oficina en el Campo El Salto.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Definir de los ambientes sedimentarios en el área de estudio utilizando la información de núcleos y registros de pozo.
- Definir de la secuencia estratigráfica para los miembros Jobo y Morichal del Campo El Salto en los pozos control para extrapolar las superficies estratigráficas de interés mediante correlación a todos los pozos del área de estudio.
- Interpretar las superficies estratigráficas de interés en los datos sísmicos 2D y 3D que nos permitirá observar la variación de espesor de las diferentes secuencias en el área.
- Extraer atributos sísmicos para complementar la interpretación de los sistemas depositacionales y observar los diferentes ambientes sedimentarios en el área y su relación con los cambio del nivel del mar (solo en el área con datos sísmicos 3D).
- Comparar e incorporar la interpretación con modelos estratigráficos-secuenciales regionales existentes.
- Extraer de atributos sísmicos para detección de gas y cálculo de las reservas de gas identificadas (solo en el área con datos sísmicos 3D).

- Integrar e interpretar los resultados obtenidos para identificar las áreas con mayor probabilidad de encontrar mejores desarrollos de rocas reservorio.

1.3 Justificación

La investigación a realizar resulta de gran importancia porque proporcionará una mejor descripción de los yacimientos en el Campo El Salto, permitiendo así una mejor comprensión de su estructura, estratigrafía y ambientes sedimentarios, con lo cual se podrá predecir posibles localizaciones de áreas prospectivas. Así mismo, el proyecto a realizar constituye un aporte a los estudios integrados de yacimientos del campo, en la conformación de una base de información que será de utilidad para futuros proyectos, como cálculos de reservas y generación de modelos dinámicos de yacimientos. Por otra parte, el presente trabajo es una herramienta clave en el proyecto de desarrollo del Campo El Salto, ya que con la determinación de posibles zonas de interés para la explotación petrolífera aumentará la producción de dicho campo impactando positivamente en la economía de la zona y en el fortalecimiento del crecimiento operativo de la empresa mixta Petrodelta

1.4 Ubicación de la zona de estudio

El campo El Salto (Fig. 1.1) esta ubicado en el Área Mayor de Temblador, en la Cuenca Oriental de Venezuela, específicamente en el flanco sur de la Sub-Cuenca de Maturín, aproximadamente a 100 Km. al sur de Maturín, estado Monagas, en el borde norte de la faja petrolífera del Orinoco tiene aproximadamente 500 Km^2 (Harvest Vinccler, 2004). Estructuralmente, el Campo El Salto está ubicado sobre un monoclinal de buzamiento Norte. (Petrodelta, 2008).

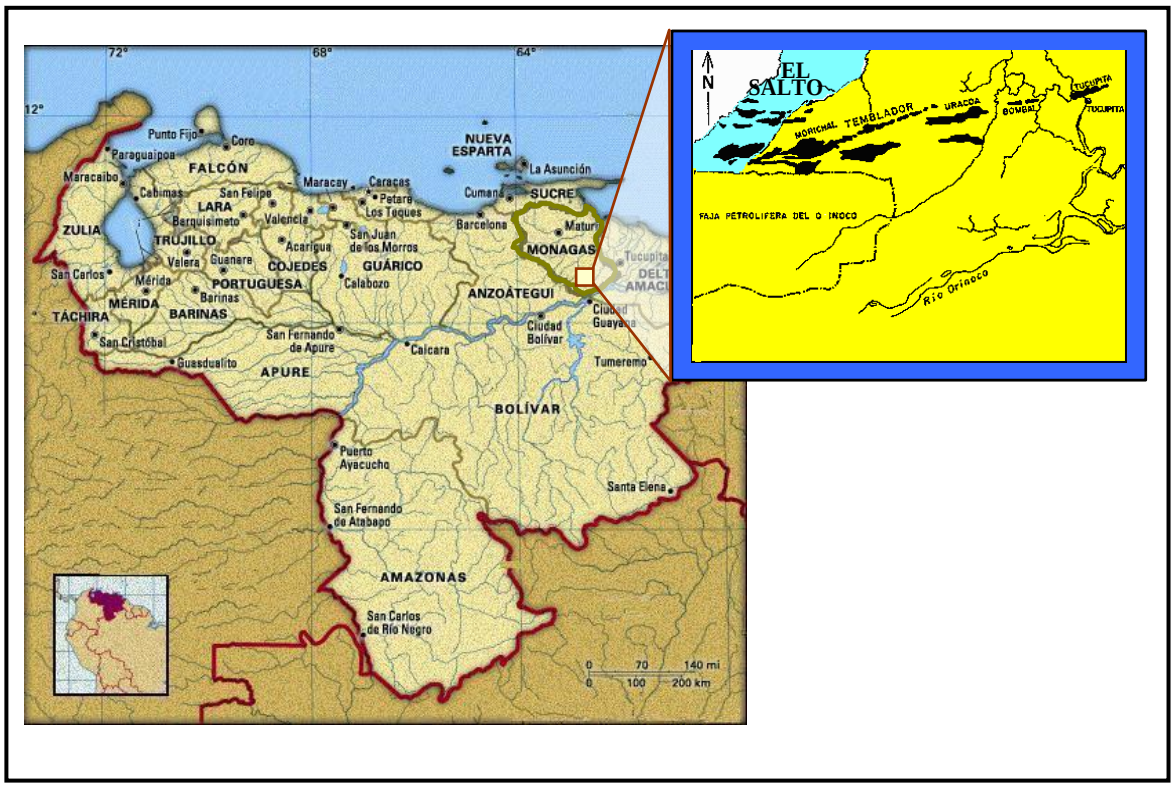


Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio (Tomado de Blanco *et al*., 2006).

2 CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO

2.1 Introducción

Geográficamente el Campo El Salto está dentro del Área Mayor de Temblador que se encuentra al sur del estado Monagas y también comprende parte de los estados Anzoátegui y Delta Amacuro, en cuanto áreas de interés petrolero se encuentran al este del Área Mayor de Oficina y al Norte de la Faja Petrolífera del Orinoco. Geológicamente se ubica en el flanco sur de la subcuenca de Maturín.

En el Área Mayor de Temblador se encuentran los campos Morichal, Jobo y Pilón que son operados por el Distrito Morichal y los campos El Salto, Temblador, Uracoa, Isleño, Bombal y Tucupita operados por la Empresa Mixta Petrodelta ambas pertenecientes a la División Carabobo de la Dirección Ejecutiva de Producción de la Faja del Orinoco. Estos campos fueron descubiertos gracias a estudios geofísicos regionales que soportaron la perforación del pozo TT-1 en 1936 con el cual la Standard Oil Company descubrió en 1936 el campo Temblador, siguiendo a este descubrimiento el campo Pilón en 1936 con la perforación del pozo PC-1, Uracoa en 1937 con el pozo UC-1 Tucupita con el pozo Texas-1 en 1945, Jobo en 1953 con el pozo JOM-2, Isleño en 1953 con el pozo ILM-1, Morichal en 1957 con el pozo MPG-4-1, El Salto en 1958 con el pozo ELS-1 y Bombal en 1965 con el pozo BARQUIS-1A (Almarza, 1997). Los crudos presentes en estos campos van desde pesado a extrapesado

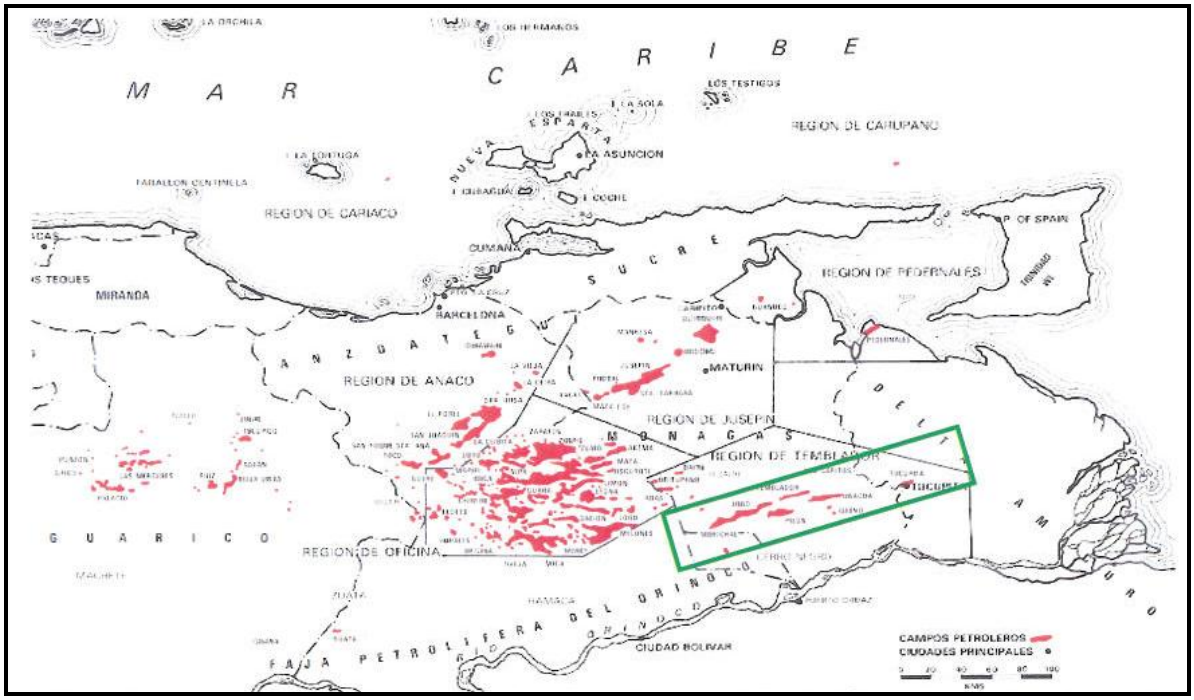


Figura 2.1. En el recuadro verde se resalta la ubicación geográfica del Área Mayor de Temblador.

2.2 Tectonoestratigrafía de la Subcuenca de Maturín

La evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela, a partir del Paleozoico, puede ser dividida en cuatro episodios principales (Parnaud *et al.*, 1995):

1. Pre-apertura (Pre-Rift) durante el Paleozoico.
2. Apertura (Rift y drifting) durante el Jurásico e inicios del cretácico.
3. Margen pasivo entre el Cretácico y el Paleógeno.
4. Margen activo (cinturón de corrimientos y cuenca antepaís) a partir del Paleógeno y hasta el Presente.

Cada uno de estos períodos está asociado a una secuencia estratigráfica o tectonosecuencia cuyas características generales fueron controladas por los procesos

tectónicos que tuvieron lugar durante ese episodio (fig. 2.2). En la subcuenca de Maturín se han definido cuatro tectonosecuencias principales, de las cuales las más conocidas corresponden al margen pasivo Cretácico y a la cuenca antepaís desarrollada a partir del Paleógeno, ambas unidades están separada por una discordancia conocida en la literatura como la discordancia basal del depocentro del antepaís *(basal foredeep unconformity)* asociada a la migración del alto periférico *(forebulge)* de la cuenca (Bally. 1989: Erikson y Pindell, 1993 citado en Parra, 2006). El límite temporal entre el margen pasivo y el activo es difícil de establecer, debido a la erosión asociada a la migración del alto periférico *(forebulge)* y al carácter diacrónico de este proceso por lo cual Ramírez (2005) ha definido por tanto una quinta tectonosecuencia denominada de transición, que incluye el período de tiempo en el cual el margen evolucionó para convertirse en un dominio activo.

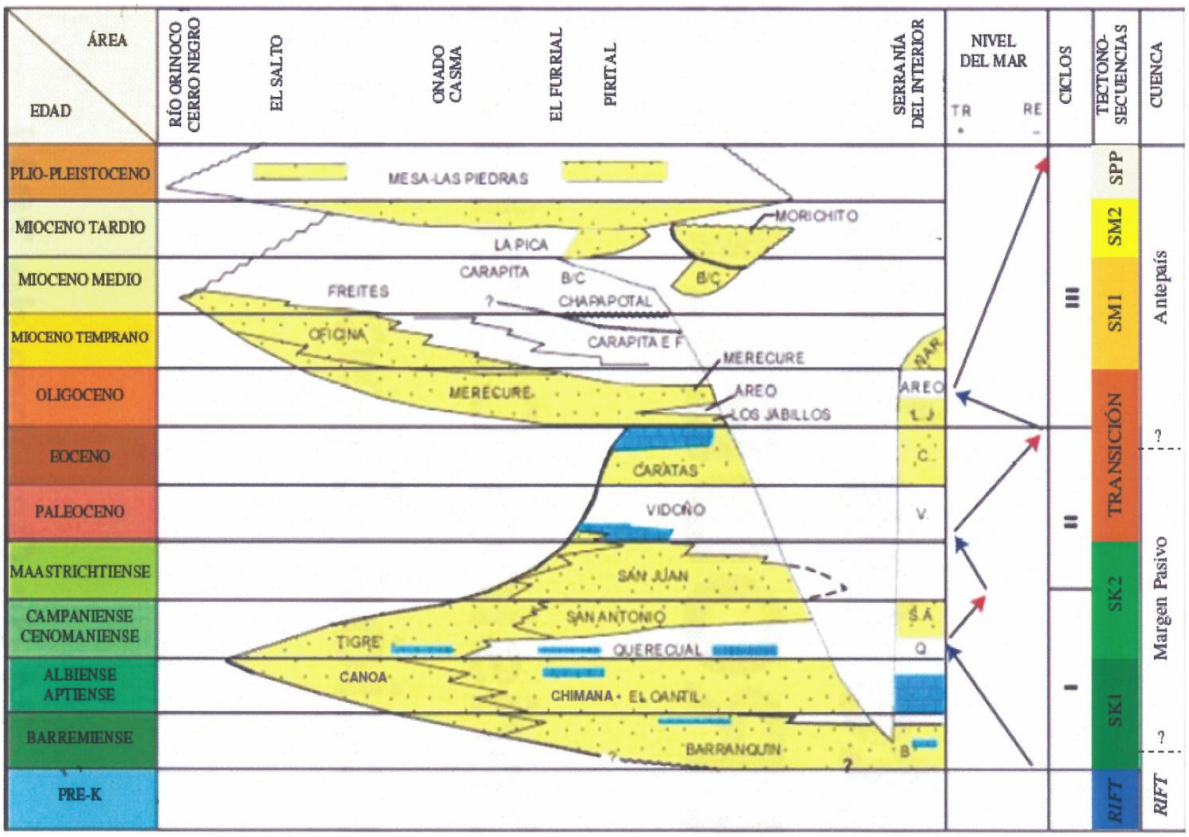


Figura 2.2. Carta de correlación estratigráfica en sentido norte - sur a lo largo de Venezuela Oriental desde el río Orinoco hasta la Serranía del Interior Oriental. Tomado de Parra, (2006).

2.2.1 Tectonosecuencia pre - apertura (pre - ríft)

El área donde se formó la Cuenca Oriental era parte del supercontinente Pangea, y en base a los ambientes y a las tasas de sedimentación de las rocas que se depositaron, se ha sugerido que esta área fue un escenario paleozoico continental a marino marginal antes de la fase de ruptura; correspondiendo a una megasecuencia de edad Paleozoico (González de Juana *et al.*, 1980). Feo Codecido *et al*., (1984) concluye que en esta área no existe clara evidencia de basamento Precámbrico debajo de los sedimentos Mesozoicos-Terciarios. La presencia de rocas Paleozoicas y Jurásicas en el oeste de Venezuela y en el Graben de Espino, y la Interpretación de fuertes reflectores sísmicos debajo de unidades cretácicas inferiores sugieren que estructuras Paleozoicas y Jurásicas podrían formar el basamento en el centro de la Subcuenca de Maturín y en la Serranía del Interior (Jácome et al., 2003). Durante el Devónico al Carbonífero se sedimentaron las formaciones Carrizal y Hato Viejo en una depresión pericratónica situada en el borde septentrional del Cratón de Guayana. Estas formaciones se han encontrado sólo en el Graben de Espino, mientras que en la parte sur este de la cuenca no se ha encontrado esta sedimentación. A finales del Paleozoico y al inicio del Triásico (250- 200 m.a.) ocurre la Orogénesis Herciniana o Evento Tecto-Termal Pernio-Triásico, que produjo el levantamiento vertical del borde cratónico y la retirada general de los mares hacia el norte. Por consiguiente, comenzó un largo periodo de erosión. Además en esta época no existen registros de actividad tectónica compresiva en la Cuenca Oriental de Venezuela (Gonzalez de Juana *et al*., 1980).

2.2.2 Tectonosecuencia de apertura (rift)

El fraccionamiento del supercontinente Pangea (América, Europa y África actuales) produjo en Venezuela varios grábenes con una orientación general Suroeste - Noreste, que posteriormente influyeron en la evolución de las cuencas sedimentarias más jóvenes (Yoris y Ostos, 1997). Hacia el Oeste de la subcuenca de Maturín se ubica el Graben de Espino (Fig. 2.3).

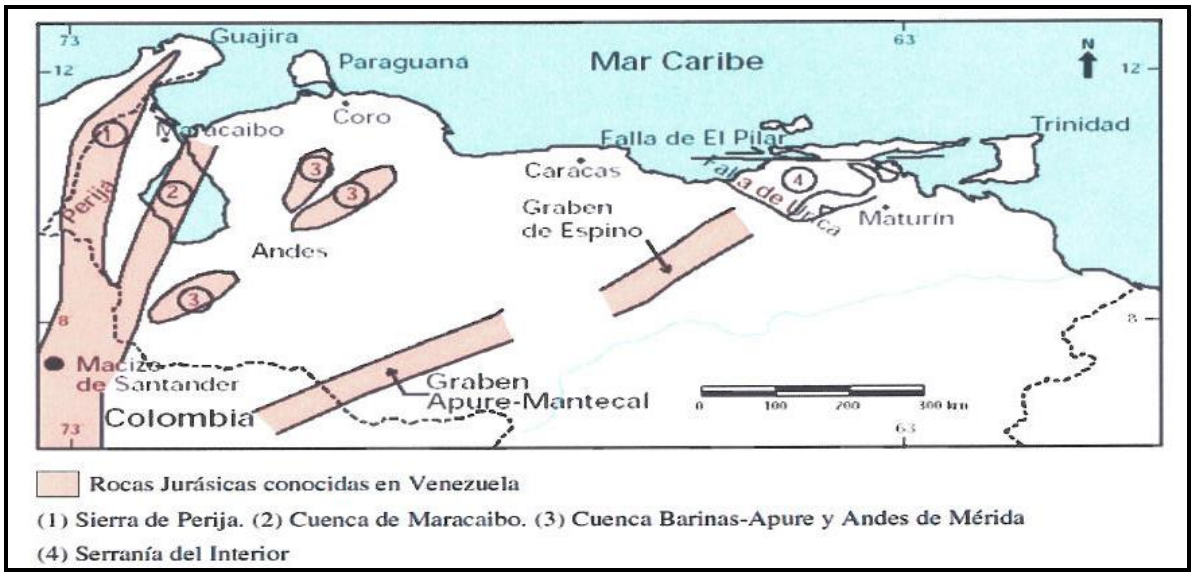


Figura 2.3. Distribución de la tectonosecuencia de apertura en Venezuela. Nótese la orientación de los grabens de Apure- Mantecal y Espino y su proyección hacia la Serranía del Interior. Modificado de Yoris y Ostos (1997).

Al considerar la existencia de la tectonosecuencia de apertura al oeste y sureste (Guyana Francesa y Brasil), y la orientación de los grábenes conocidos, diversos autores proponen la continuidad de estos depósitos por debajo de la subcuenca de Maturín y de la Serranía del Interior (Di Croce *et al*., 1999*;* Yoris y Ostos, 1997) Di Croce *et al*. (1999), identifican paquetes de reflectores divergentes, por debajo de la secuencia cretácica en la sísmica del área, que podrían pertenecer a esta tectonosecuencia.

2.2.3 Tectonosecuencia del margen pasivo

A partir del Cretácico Temprano se estableció en el norte de Venezuela una cuenca de margen pasivo con un régimen de subsidencia termal que se mantuvo hasta el Eoceno (Erikson y Pindell, 1993; citado en Parra, 2006). El límite inferior de esta secuencia sólo ha sido reconocido al sur del frente de deformación, donde los depósitos cretácicos solapan (relación de *onlap)* un basamento compuesto por rocas precámbricas típicas del escudo de Guayana (Di Croce *et al*., 1999). El límite superior está definido por una discordancia de carácter regional *(basal foredeep unconformity).* El hiatus asociado a esta discontinuidad es variable. Al sur del frente de deformación esta superficie pone en contacto el Cretácico Superior con el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior. Mientras que en la plataforma del Orinoco (costa afuera) se ha preservado una delgada cuna de Paleoceno (Di Croce *et al*., 1999). En el oeste de la escama Santa Bárbara - Boquerón el Oligoceno Superior descansa sobre el Cretácico, mientras que hacia el este el hiatus se hace mínimo o desaparece (Guzmán *et al.*, 2001; Sageman y Speed, 2003; citado en Parra, 2006).

La tectonosecuencia de margen pasivo posee la geometría de una cuña que se engrosa hacia el norte y en menor grado hacia el noreste. Fue alimentada por una fuente de sedimentos única ubicada en el Escudo de Guayana (Di Croce *et al.*, 1999). Las restauraciones palinspásticas sugieren que el talud continental se ubicaba al menos 100 km al norte de la posición actual de la Serranía del Interior (Pindell. Higgs y Dewey, 1998 citado en Parra, 2006).

La batimetría de la cuenca estuvo principalmente controlada por los cambios eustáticos globales. Di Croce *et al*., (1999) reconoce cinco fases transgresivas de tercer orden, las cuales a su vez pueden ser agrupadas en dos pulsos de segundo orden, que culminaron durante el Turoniense y el Paleoceno Tardío respectivamente (Parnaud *et al.,* 1995). Ramírez (2005) propuso la subdivisión para el margen pasivo

en la subcuenca de Maturín, y define dos secuencias SK1 y SK2, asociadas al Cretácico Temprano y Tardío respectivamente.

2.2.3.1 Secuencia SK1

Esta secuencia se extiende desde los 142 hasta los 98,9 Ma (Ramírez, 2005) y representa la etapa inicial del margen pasivo. Su base es hasta ahora desconocida, mientras que su tope está definido por una superficie de máxima inundación regional correlacionable con un aumento global en el nivel eustático (Di Croce *et al.*, 1999).

En el dominio indeformado la sección inferior de esta unidad está ausente, posiblemente por no depositación. La sección superior está representada por la Formación Canoa, de edad Aptiense - Albiense, que consiste de areniscas cuarzosas interestratificadas con limolitas depositadas en un ambiente fluvial (Di Croce *et al.*, 1999). En la escama Santa Bárbara - Boquerón esta unidad no ha sido perforada si bien algunos modelos estructurales suponen su presencia en los núcleos de los anticlinales que integran dicha escama (Márquez *et al.*, 2002 citado en Parra, 2006).

En el bloque de Pirital y en la Serranía del Interior la unidad está representada por las formaciones Barranquín. El Cantil y Chimana (Fig. 2.4). La edad de la Formación Barranquín es aún incierta, dado que nunca se ha perforado la base de la unidad. Se han asignado diversos rangos que en general se extienden desde la base del Cretácico (Neocomiense) hasta el Albiense (Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura (CIEN, 1997)

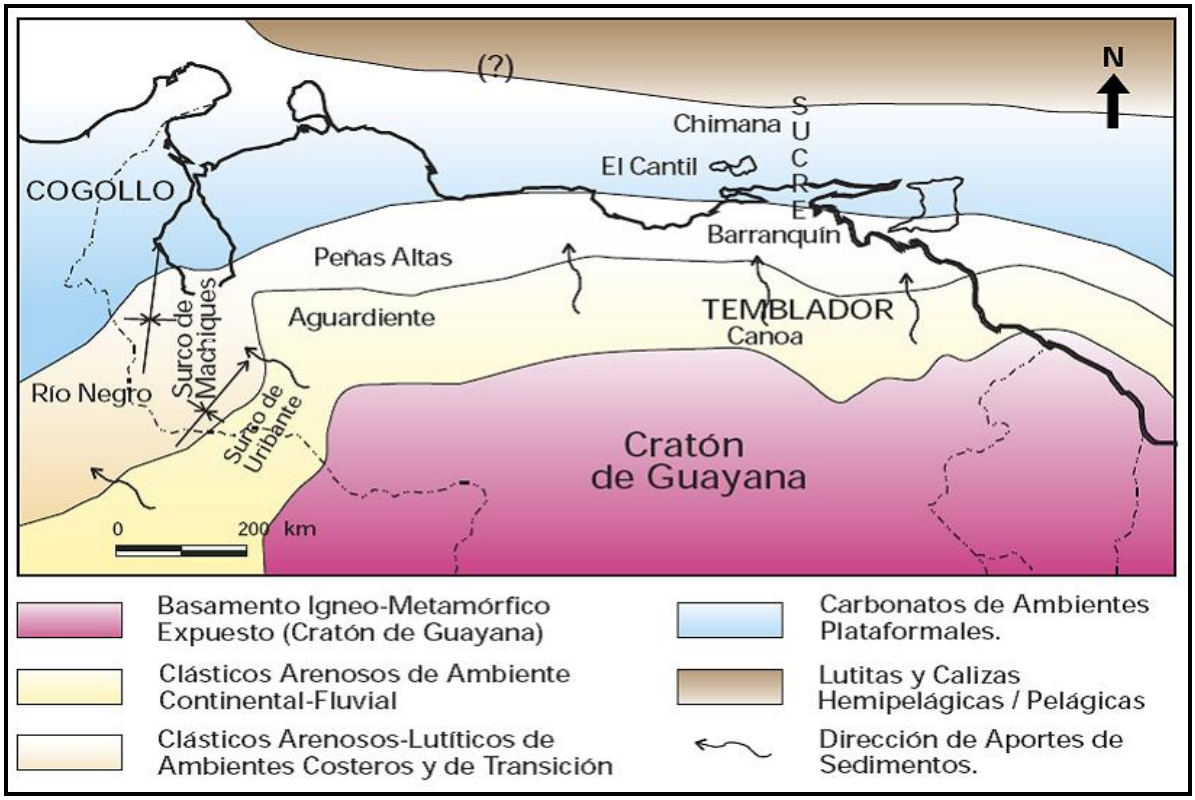


Figura 2.4. Distribución de facies sedimentarias y litoestratigrafía durante el Cretácico Temprano en el norte del Escudo de Guayana. Modificado de Yoris y Ostos. 1997

El espesor de la Formación Barranquín es muy variable, y casi siempre superior al kilómetro (CIEN, 1997). La unidad está integrada por paquetes muy competentes de areniscas cuarzosas de grano grueso a conglomeráticas intercaladas con lutitas, depositadas en un ambiente continental hacia el tope se reconoce cierta influencia marina que se evidencia en la presencia de carbonatos, especialmente desarrollados hacia el norte durante el Barremiense (Yoris y Ostos, 1997).

La Formación El Cantil (Aptiense — Cenomaniense) representa una plataforma carbonática y está integrada por calizas fosilíferas, con aspecto arrecifal, intercaladas con arenisca y lutitas finamente estratificadas. Se han definido varios miembros de

acuerdo a la abundancia de cada uno de estos litotipos (CIEN. 1997). Destaca especialmente el Miembro García (Rod y Mayne. 1954 citado en CIEN) integrado por capa persistente de margas y lutitas fosilíferas, y ubicado hacia la base de esta unidad.

Hacia el norte, la Formación El Cantil tiende a desaparecer, encontrándose únicamente delgadas capas de calizas que son luego reemplazadas por una sección predominantemente lutitica de la Formación Chimana, equivalente lateral de la parte superior de la Formación El Cantil (Cobos. 2002 citado en Parra, 2006). La Formación Chimana (Albiense) fue depositada en la misma plataforma marina, posiblemente asociada a un pulso transgresivo sobre los carbonatos de El Cantil (CIEN. 1997). Posee una litología heterogénea, muy variable geográficamente integrada por diversas proporciones de areniscas., lutitas y calizas (Aguasuelos, 1991 citado en Parra, 2006). En el subsuelo, las formaciones El Cantil y Chimana son generalmente agrupadas en una sola unidad.

2.2.3.2 Secuencia SK2

Esta secuencia se extiende desde los 98,9 hasta los 65 Ma (Ramírez, 2005) y constituye un ciclo transgresivo — regresivo generalizado. Se inicia con un sistema transgresivo que dio origen a las condiciones de mayor profundidad registradas en todo el margen pasivo. Su tope es la discordancia basal del depocentro del antepaís *(basal foredeep unconformity).*
En el dominio indeformado la secuencia está representada por la Formación Tigre de edad (Cenomaniense - Campaniense) que consiste de intercalaciones de areniscas y limolitas depositadas en un ambiente lacustre a costero y que subyacen a calizas dolomíticas y lutitas glauconíticas, propias de plataforma externa (Di Croce *et al.*, 1999). Es de suponer que durante el Maastrichtiense esta zona de la cuenca se encontraba expuesta como producto de la regresión marina. En el frente de corrimientos sólo se ha perforado la sección superior de esta unidad (Campaniense - Maastrichtiense), representada por las formaciones San Juan y San Antonio (Guzmán

et al., 2001 citado en Parra, 2006). La sección de subsuelo mejor conocida está ubicada en el bloque de Pirital y comprende las formaciones Querecual, San Antonio y San Juan. La Formación Querecual (Cenomaniense - Coniaciense), representa el avance máximo de la transgresión marina sobre la plataforma y está integrada por calizas y lutitas finamente laminadas de muy alta riqueza orgánica, que representan la principal roca generadora de hidrocarburos del oriente venezolano. La Formación San Antonio (Coniaciense - Santoniense) es un sistema de alto nivel desarrollado luego de la máxima transgresión. Litológicamente es muy similar a la Formación Querecual pero con presencia de escasas capas de areniscas que se hacen mucho más comunes hacia el tope de la unidad. La Formación San Juan (Campaniense - Maastrichtiense constituye un pulso regresivo desarrollado a finales del Cretácico, está integrada por capas de arenisca muy bien escogidas intercaladas con delgadas capas de lutitas negras depositadas en ambientes de plataforma (CIEN. 1997).

En la Serranía del Interior Oriental se observan importantes cambios de espesor con respecto al bloque de Pirital. La Formación Querecual se hace mucho más espesa hacia el norte, mientras que para la Formación San Antonio se aprecia una disminución de espesor con respecto al Sur. Este cambio obedece a la profundización de la cuenca hacia el norte, lo que permitió una mayor duración de las condiciones favorables para la depositación de facies tipo Querecual así como una menor influencia terrígena, y en consecuencia, menores espesores de San Antonio (Cobos, 2002 citado en Parra, 2006). Adicionalmente, se aprecia el desarrollo de ambientes más profundos dentro de la Formación San Antonio, en la cual se han reconocido depósitos de abanicos submarinos (Di Croce, 1989 citado en Parnaud *et al.*, 1995). Mientras que la máxima transgresión (Turoniense - Coniaciense) fue un evento generalizado en todo el margen pasivo venezolano (Yoris y Ostos. 1997). La regresión asociada a la Formación San Juan se registró exclusivamente en el oriente del país (Pindell *et al.*, 1998).

2.2.4 Tectonosecuencia de transición

El período Paleoceno - Oligoceno está asociado a rápidos cambios en la dinámica sedimentaria de la subcuenca de Maturín. Tradicionalmente se ha considerado que el margen pasivo se extiende hasta el Paleoceno - Eoceno y que es durante el Oligoceno - Mioceno Temprano cuando la cuenca sufre los efectos de la carga tectónica asociada a la dinámica transpresiva entre Caribe y Suramérica, para evolucionar a una cuenca antepaís (Di Croce *et al.,* 1999). Sin embargo, estudios recientes proponen modelos diferentes y bastante más complejos para el Paleógeno (Pindell *et al.,* 1998; Guzmán *et al.,* 2001; Sageman y Speed. 2003 citados en Parra, 2006), motivo por el cual este período se considera de forma separada (Ramírez, 2005).

La ocurrencia de sedimentos Paleógenos es muy escasa en el dominio indeformado. Di Croce *et al.,* (1999) reconoce una delgada cuña en la plataforma del Orinoco (costa afuera), cuyo tope está definido por una discordancia de carácter regional. Esta unidad se encuentra generalmente erosionada en la mayoría de los pozos perforados en tierra firme.

En el frente de corrimientos el Paleógeno está restringido al extremo oriental (este del campo Canto), mientras que hacia el oeste, esta unidad ha sido erosionada (Guzmán *et al.,* 2001 citado en Parra, 2006). El tope del Paleógeno es también en este caso una discordancia de carácter regional. Hacia el norte en el bloque de Pirital y en la Serranía del Interior, esta discordancia se hace mínima o está ausente (Sageman y Speed, 2003; Chaplet. 2005 citados en Parra, 2006). El Maastrichtiense Tardío — Eoceno Medio está representado por las lutitas marinas de la Formación Vidoño. Galea (1985) estima profundidades de agua en el orden de 2 km a partir de foraminíferos bénticos. Sobre esta unidad reposa la Formación Caratas, un intervalo arenoso granocreciente y progradante, depositado en ambientes marinos someros, asociados a un pulso regresivo abrupto. En el tope, se distingue el Miembro Tinajitas (parte tardía del Eoceno Medio) constituido por calcarenitas, integradas por partículas esqueletales (foraminíferos, algas. gastrópodos y bivalvos), cuarzo y glauconita, con

claras evidencias de retrabajo (Sageman y Speed, 2003 citado en Parra, 2006). Sobre estas calizas se encuentra la Formación Los Jabillos, integrada por areniscas cuarzosas y glauconíticas, depositadas en ambientes marinos de plataforma. Esta unidad representa el inicio de la transgresión marina cuyo desarrollo máximo está asociado a un intervalo lutítico denominado Formación Areo, de edad Oligoceno. La batimetría de este intervalo lutítico se ubíca en ambientes neríticos externos (Sageman y Speed, 2003 citado en Parra, 2006).

En general, el hiatus asociado a la discordancia que define el tope del Paleógeno o su ausencia, se hace menor hacia el norte y noreste. En el dominio indeformado Di Croce *et al.,* (1999) asigna este evento erosivo al Mioceno Temprano, sin embargo los sedimentos subyacentes indican que pudo haberse iniciado desde el Eoceno Medio. Guzmán *et al.,* (2001) asocia dicha discontinuidad al Eoceno en el frente de corrimientos, y la relaciona con la migración de un alto periférico *(forebulge)* (Parra, 2006). Sageman y Speed (2005) correlacionan este evento erosivo con la depositación del Miembro Tinajitas de la Formación Caratas y señalan que el cambio batimétrico entre la Formación Vidoño (2 Km) y las calizas de Tinajitas (nivel base del oleaje) es de al menos 1.5 Km y no puede ser explicado a partir de la curva eustática del Paleógeno y de los espesores de sedimentos depositados en la cuenca. Proponen que esta somerización estuvo controlada por la migración de un alto periférico (Parra, 2006).

Las observaciones descritas difieren marcadamente de la idea de un margen pasivo que se mantuvo hasta principios del Neógeno. Pindell *et al*., (1998) y Sageman y Speed (2003) presentan hipótesis para explicar las características de la tectonosecuencia paleógena. Sus planteamientos son marcadamente diferentes, pero ambos identifican una cuenca antepaís, previa al depocentro *(foredeep)* Mioceno que ha sido descrito clásicamente en el área (Di Croce *et al.*, 1999; Parnaud *et al.*, 1995; Yoris y Ostos, 1997). Pindell *et al.,* (1998) señalan que la trayectoria de

desplazamiento de la placa Caribe con respecto a Suramérica durante el Terciario posee forma de "Z". Esta geometría generó una colisión oblicua dextral a lo largo del norte de Suramérica durante el Cenozóico y a su vez la migración de la carga generada por la placa Caribe, su prisma de acreción y los sedimentos depositados en la cuenca al frente de ese prisma, sobre la corteza suramericana. La migración de esta carga hacia el este - sureste produjo a su vez la migración en esa misma dirección, de una cuenca antepaís y su alto periférico *(forebulge)* periférico asociado. Considerando que la distancia promedio entre el punto donde se ejerce la carga hasta la cresta del alto periférico está en el orden de los 250 a 350 km, la cresta de dicho alto se habría ubicado en la subcuenca de Maturín para el Eoceno Tardío, mucho antes de que la colisión oblicua alcanzara esa zona (Mioceno Medio). El arribo del alto periférico puede ser correlacionado con la depositación del Miembro Tinajitas de la Formación Caratas (Fig. 2.5), mientras que la subsecuente llegada de este primer depocentro Caribe *(foredeep)* se evidencia en los depósitos transgresivos de las formaciones Los Jabillos y Arco (Fig. 2.7).

Sageman y Speed (2003) señalan que los depósitos carbonaticos del Miembro Tinajitas y la Formación Peñas Blancas están alineados en forma paralela a la costa venezolana y que por tanto el alto periférico *(forebulge)* al cual ellos se asocian debió ser generado por un evento compresivo con esfuerzos principales en dirección norte - sur. Con base a esta premisa descartan una asociación Caribe para la flexura, y proponen que la misma fue generada por el evento compresivo ocurrido entre Norte y Suramérica entre finales del Cretácico y principios del Paleógeno.

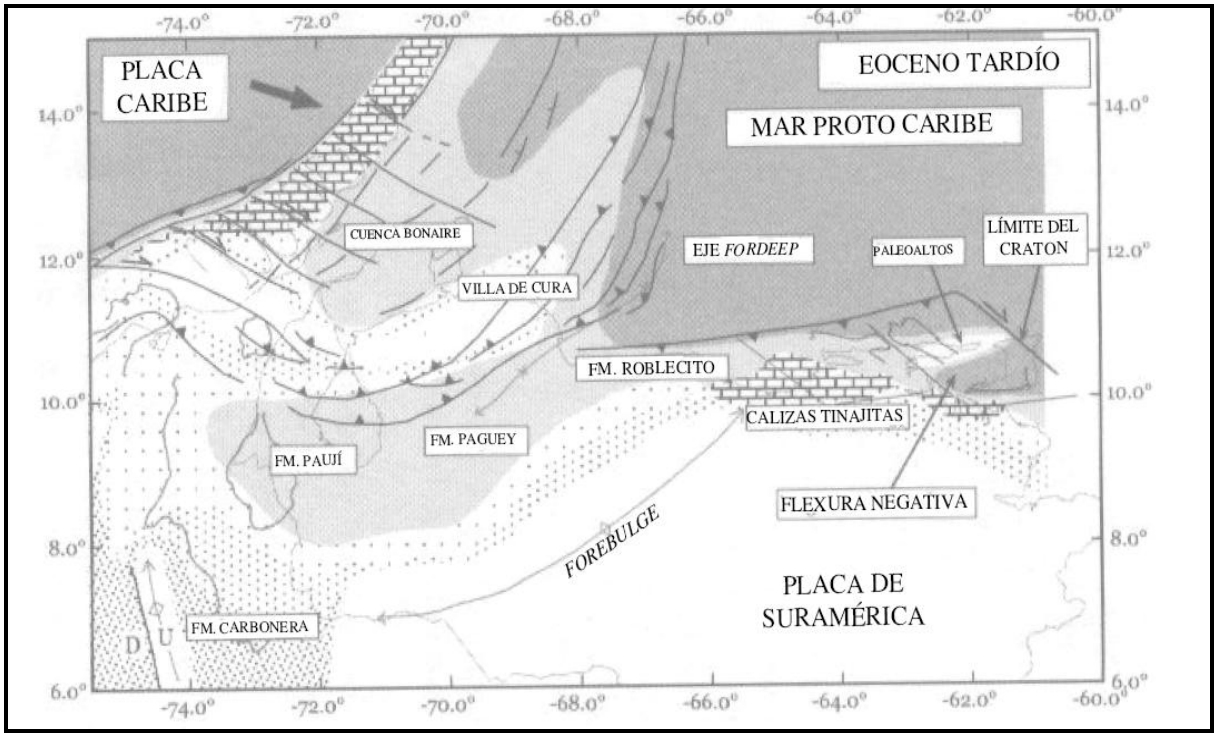


Figura 2.5. Mapa paleogeografico del Norte de Venezuela en el Eoceno Tardio. Para este momento, la subsidencia asociada al *foredeep* Caribe afectaba la región centro-occidental de Venezuela, mientras que el *forebulge* asociado se extendía hasta Venezuela oriental y controlaba la sedimentación del Miembro Tinajitas de la Formación Caratas. Modificado de Pindell *et al.*, 2005.

2.2.5 Tectonosecuencia de margen activo

En el este de Venezuela, la colisión oblicua entre Suramérica y Caribe evolucionó a partir del Paleógeno, y alcanzó su máximo desarrollo entre el Mioceno Temprano y Medio. El límite Oligoceno - Mioceno Temprano está asociado a una serie de depósitos transgresivos y a un alimento progresivo en la subsidencia flexural de la cuenca. El límite superior de esta unidad es la superficie topográfica actual. El espesor total promedio de esta tectonosecuencia está en el orden de los 6 kilómetros (Parnaud *et al.*, 1995), y aumenta en sentido oeste-este (Jácome *et al.*, 2003). Durante

este período pueden distinguirse tres direcciones de transporte. Una dirección principal este - oeste, paralela al eje de la cuenca. Una proveniente del sur, con sedimentos derivados del escudo de Guayana, y una del norte, con sedimentos provenientes del cinturón de corrimientos emergido. Esta tectonosecuencia ha sido dividida en tres unidades, separadas por discordancias de carácter regional, que están asociadas a la dinámica evolutiva del cinturón de corrimientos.

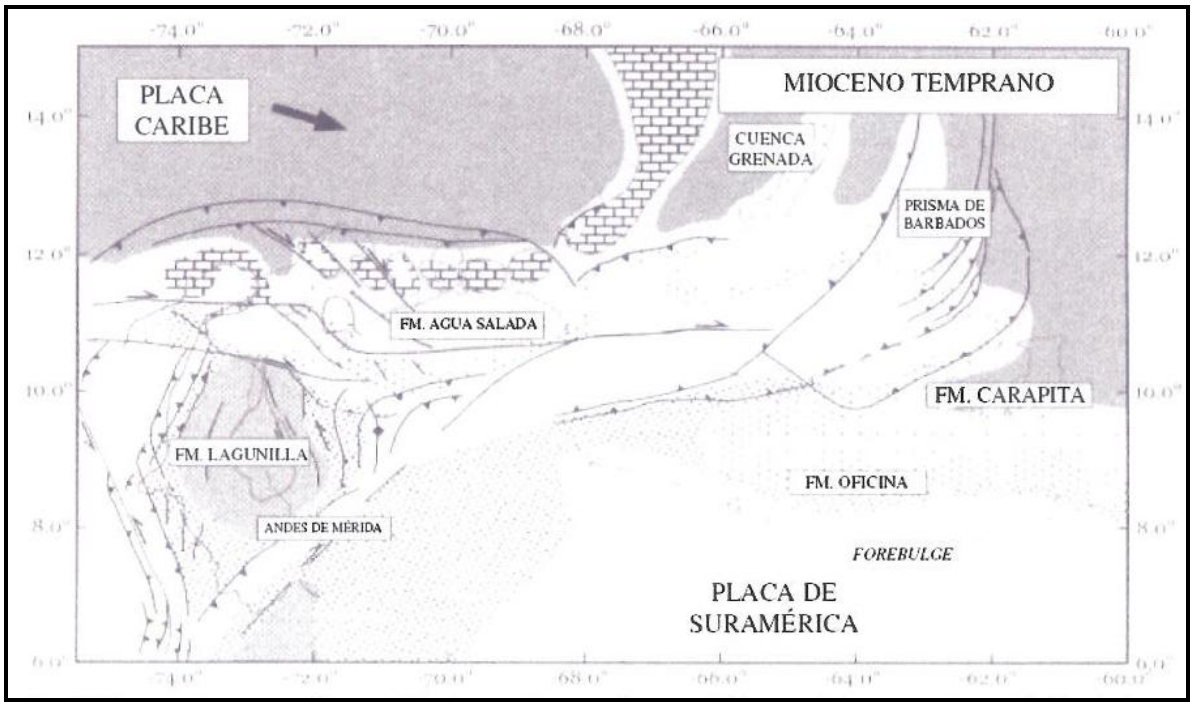


Figura 2.6. Mapa paleogeografico del norte de Venezuela en el Mioceno Temprano. La colisión oblicua entre Caribe y Suramérica alcanza su máximo. La posición del *foredeep y forebulge* ha migrado rápidamente, debido a la carga tectónica de la Serranía del Interior. Modificado de Pindell *et al.,* 2005.

2.2.5.1 Secuencia SM1

Esta secuencia se extiende desde los 24 hasta los 11 Ma (Ramírez, 2005) y corresponde con la etapa principal del desarrollo del cinturón de corrimientos.

Representa un ciclo completo transgresivo - regresivo de segundo orden. Durante el Mioceno Temprano, el emplazamiento de la Serranía del Interior produjo una rápida migración del alto periférico *(forebulge)* hacia el Sur (Pindell *et al.,* 1998). Pueden distinguirse tres regiones (Fig. 2.7). Una plataforma ubicada al Sur, el eje de la cuenca *(foredeep)* ubicado entre Acema - Casma y Pirital, y el frente de corrimientos ubicado al norte (Parnaud *et al.,* 1995). Actualmente, al Sur del frente de deformación se ubica la porción indeformada del eje de la cuenca *(foredeep).* En esta zona, la secuencia SM1 posee forma de cuña y se adelgaza progresivamente hacia el Sureste. Está representada por la parte superior de la Formación Merecure, y por la Formación Oficina (Fig. 2.7). La sección basal está integrada por depósitos mayormente arenosos, transgresivos y de alto nivel, de ambientes fluviales a costeros.

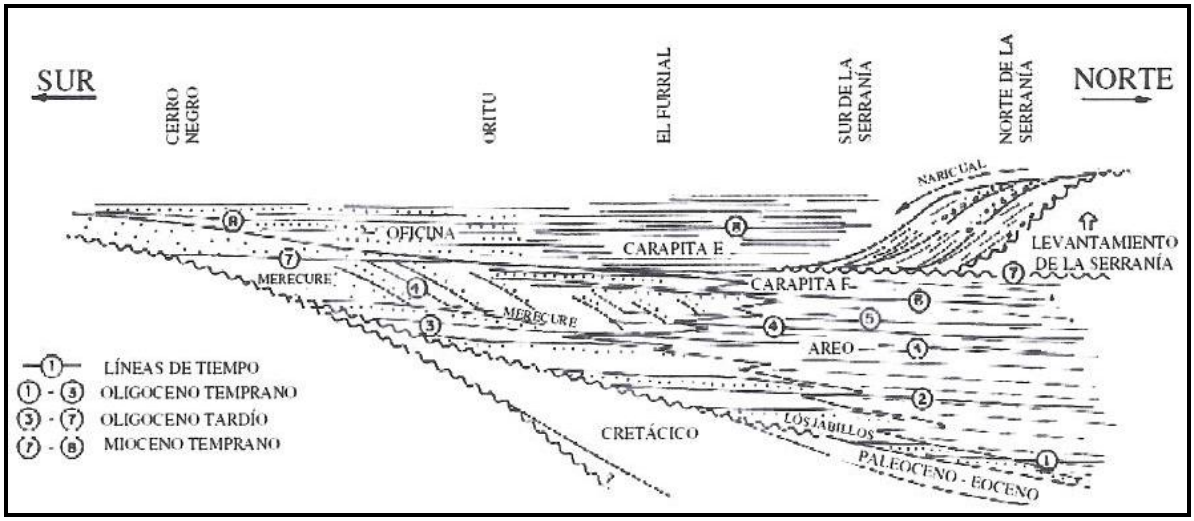


Figura 2.7. Modelo estratigráfico conceptual del Oligoceno y Mioceno Temprano en la subcuenca de Maturín. Modificado de Parnaud *et al.,* 1995.

La sección superior posee un carácter retrogradante a agradante. Está integrada por depósitos mayormente lutíticos, de ambientes de plataforma media - externa, en la base de la sección, batial superior - medio, en la parte media de la sección, que corresponden a la máxima profundización de la cuenca, y batial superior a plataforma interna en el tope (Di Croce *et al.*. 1999).

En el frente de corrimientos esta unidad está representada por la parte superior de la Formación Naricual, y por la Formación Carapita. Los desarrollos arenosos observados en la base de esta unidad son mucho menos espesos en esta región que hacia el Sur. La Formación Carapita consiste casi exclusivamente de una espesa secuencia de lutitas marinas, muy ricas en foraminíferos, con esporádicos intervalos arenosos, depositados en ambientes de plataforma interna a batial medio. Hacia el tope la formación presenta un carácter regresivo, con mayor desarrollo de cuerpos arenosos (Oliveros y Cesar 1993; Rodríguez, 1995 citados en Parra, 2006). Internamente pueden identificarse múltiples discordancias, asociadas al desarrollo del cinturón de corrimientos.

En el bloque de Pirital la secuencia SM1 en sentido estricto, está representada por la sección inferior de la Formación Carapita depositada durante en Mioceno Temprano. Sobre esta secuencia descansa discordantemente la sección superior de la misma Formación Carapita, depositada durante la etapa final del Mioceno Temprano y el Mioceno Medio (secuencia SM1-S, Fig. 2.8). Esta relación está controlada por la actividad temprana de la Falla de Pirital (Cobos, 2002 citado en Parra, 2006).

2.2.5.2 Secuencia SM2

En general, esta secuencia se extiende desde los 10.5 Ma hasta los 5.5 Ma, dentro del Mioceno Tardío (Di Croce *et al.*. 1999). En el dominio indeformado y en el frente de corrimientos, esta unidad constituye un nuevo pulso transgresivo - regresivo generalizado, sobre los depósitos del depocentro (*foredeep*), y está representada por la Formación La Pica. La sección inferior está integrada por depósitos continentales y de plataforma interna, contiene limolitas y arcilitas intercaladas con areniscas de grano fino a medio, pobremente escogidas. La porción superior contiene mayormente lutitas marinas, ricas en foraminíferos depositadas en ambientes progresivamente más profundos, desde plataforma interna hasta batial superior. La subsidencia que dio origen a la cuenca de la Formación La Pica, luego del relleno del depocentro *(foredeep)* Mioceno ha sido asociada por Pindell *et al*. (1998) al inicio de una fase

distensiva entre Caribe y Suramérica. Sin embargo, la actividad reciente de algunas estructuras compresivas como la falla de Pirital, pueden difícilmente ser explicadas bajo esta hipótesis. Jácome *et al.* (2003) señala que parte de la subsidencia de la cuenca durante el Mioceno está asociada a la subducción continental del manto litosférico de la placa Suramericana por debajo de la placa Caribe, y que este proceso está sobreimpreso a la subsidencia por carga tectónica desarrollada principalmente entre el Mioceno Temprano y Medio.

Sobre el bloque de Pirital la secuencia SM2 está representada por la Formación Morichito. Esta unidad tiene forma lenticular y está Limitada al Sur por el alto de Pirital y al Norte por las primeras estructuras aflorantes de la Serranía del Interior. Su base es una discordancia, sobre las unidades cretácicas al norte, y sobre la secuencia SM1 al sur (Fig. 2.8). La Formación Morichito está integrada por depósitos conglomeráticos y arenosos, agradantes. Su sedimentación se desarrolló en una cuenca continental restringida, limitada y alimentada por los bloques cabalgados circundantes (Cobos, 2002 citado en Parra, 2006).

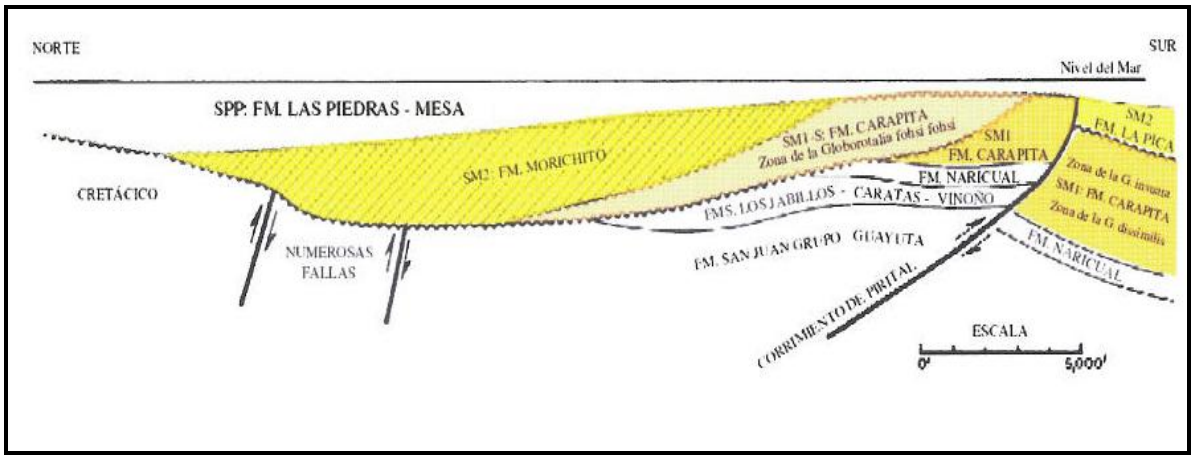


Figura 2.8. Distribución de las secuencias SM1, SM2 y SPP sobre el bloque de Pirital. La subsecuencia SM1-S está separada de la secuencia SM1 en sentido estricto por una discordancia fuertemente angular, asociada a la actividad del corrimiento de Pirital. Tomado de Parra, (2006).

2.2.5.3 Secuencia SPP

Esta secuencia abarca gran parte del Plioceno y el Pleistoceno. Está representada en toda el área por las formaciones Las Piedras y Mesa. En general, posee forma de cuña, con un engrosamiento hacia el este - sureste. Según Jácome *et al*., (2003) la subsidencia que generó el espacio para la depositación de esta secuencia está asociada mayormente al proceso de subducción continental de la sección noreste de la placa de Suramérica, debajo de la placa Caribe. Localmente, en el frente de corrimientos y sobre el boque de Pirital, su geometría está modificada por la morfología de las estructuras subyacentes. Su base es un a discordancia sobre las formaciones Morichito o La Pica. Esta unidad representa el relleno final de la cuenca de Maturín, con desarrollo de ambientes neríticos internos y continentales, y depósitos constituidos por areniscas de grano fino a conglomeráticas, intercaladas con lutitas.

2.3 Estratigrafía del Área Mayor de Temblador

En los campos del Área Mayor de Temblador encontramos la estratigrafía característica de la zona sur de la Cuenca Oriental de Venezuela (Fig. 2.9), es decir, encontramos cuatro grandes unidades sedimentarias identificadas como las formaciones Mesa, Las Piedras, Freites y Oficina, que suprayacen discordantemente una unidad sedimentaria cretácica, el Grupo Temblador. Toda esta secuencia yace sobre un basamento ígneo-metamórfico precámbrico que representa el borde septentrional del Escudo de Guayana.

2.3.1 Basamento

El Basamento probablemente corresponde a la Serie Imataca, que aflora al sur del Orinoco. Está constituida por micaesquistos, dioritas cuarcíferas y granito. El pozo

Temblador-1 penetró el Basamento a los 4.997’; en el área de Pilón, tres pozos lo encontraron a menor profundidad (3.900’); en Tucupita, el pozo TUC-1 llego al Basamento a 6.901’ (Almarza, 1998). El Basamento pertenece a la tectonosecuencia de Pre-Apertura (Pre-rift)

2.3.2 Grupo Temblador

Solamente la unidad basal del Grupo Temblador, la Formación Canoa, está presente en el área. La unidad superior, Formación Tigre, desaparece por truncamiento desde la zona de Aceital, unos 25 km al norte de Pilón. La Formación Canoa (Cretáceo medio), consiste litológicamente en arcilitas y abundantes arenas de grano fino a grueso, subangular a redondeado, y lutitas, menos abundantes, carbonosas, micáceas y piríticas. El espesor promedio en el campo Pilón es de 220 pies y el ambiente de sedimentación es probablemente de tipo fluvial. La formación se adelgaza hacia el sur y termina por acuñarse contra el basamento. El Grupo Temblador se depositó durante la tectonosecuencia de margen pasivo, y según Ramírez, (2005) en la secuencia de segundo orden SK2.

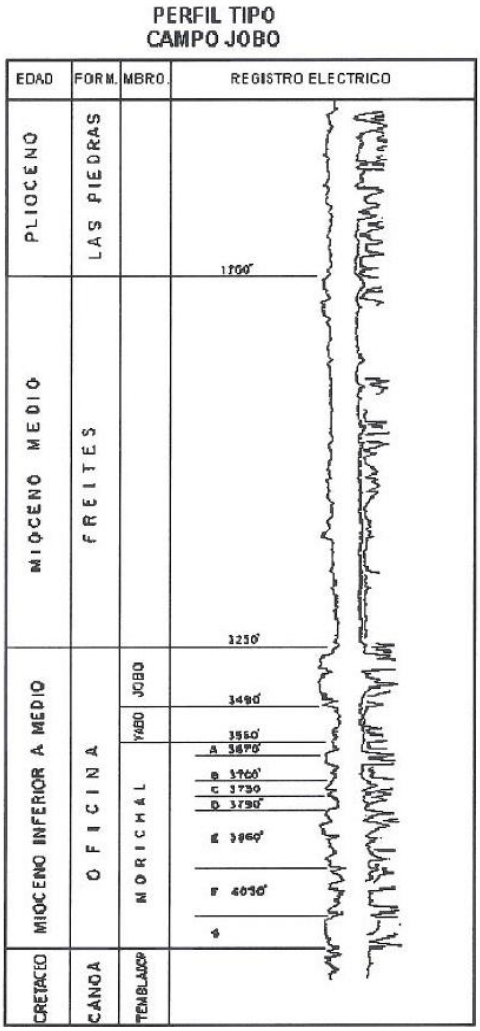


Figura 2.9. Columna estratigráfica típica del Área Mayor de Temblador. Tomado de Almarza, (1998).

2.3.3 Formación Oficina

La Formación Oficina (Mioceno Inferior a Medio) descansa discordantemente sobre la Formación Canoa y hacia arriba pasa, concordante, a la Formación Freites. En el Área Mayor de Temblador la formación es mucho más arenosa que en Oficina y Anaco, por encontrarse más cerca del borde de la cuenca. En los campos Temblador y Jobo el espesor llega a los 900'; en Pilón es de unos 550', adelgazándose hacia el sur

(Almarza, 1998). En Tucupita la Formación Oficina se halla directamente encima de la discordancia del Basamento y tiende a desaparecer hacia el sector sur del delta. En los campos El Salto, Jobo-Morichal y Temblador la Formación Oficina fue dividida en cuatro miembros que, desde la base, se denominan Morichal, Yabo, Jobo y Pilón. Se compone, principalmente de una alternativa de areniscas y lutitas fluvio-deltáicas y de ambiente marino muy somero, perfectamente diferenciadas en dos ciclos sedimentarios arenáceos Miembro Morichal el inferior y Miembro Jobo el superior - separados por un intervalo marino de lutitas con más de 40' de espesor - Miembro Yabo - muy uniforme y constante (Harvest Vinccler, 2004). En el campo Pilón el Miembro Yabo se hace arenoso al este del pozo PC-14, dificultando la diferenciación.

El Miembro Morichal es el de mayor espesor, con 650', y suele contener potentes intervalos arenosos en lentes de hasta 80-100' con grano fino a medio, poco consolidados, intercalados con lutitas carbonosas y limolitas con capas de lignito. Presenta la mayor acumulación de arena de la Formación Oficina (hasta siete paquetes de arena en campo Jobo) con facies de corrientes entrelazadas y combinación de barras de meandro y de desembocadura. Corresponde a la Unidad 1 de la Faja Petrolífera del Orinoco, a la Formación Merecure del Área Mayor de Oficina, y a Oficina inferior de Zuata. El Miembro Yabo es lutítico, 45' a más de 90' de espesor, con ocasionales lentes arenosos de grano fino. Su ambiente indica una transgresión marina de corta duración entre los intervalos Morichal y Jobo.

El Miembro Jobo es un intervalo predominantemente arenoso, de bajo delta y bajas litorales intercaladas, con espesor de 130-240', que muestra capas delgadas de lignito. Consiste en arenas sueltas de grano fino a medio, a veces con lutitas macizas o laminadas intercaladas. Hacia el tope los sedimentos se hacen calcáreos, culminando en facies típicas de ambiente próximo costero. En el campo Jobo muestra seis lentes arenosos principales y un espesor promedio de 210'.

El Miembro Pilón es esencialmente lutítico y representa el paso transicional de la Formación Oficina a la Formación Freites. Hacia la Faja Petrolífera del Orinoco contiene arenas de ambiente litoral, con buenas características de yacimiento. Pilón y Jobo se agrupan en el campo Jobo y en Cerro Negro como una sola unidad en la sección superior de la Formación Oficina (Almarza, 1998; CIEN, 1997). La formación oficina se depositó durante principios de la secuencia SM1 que está caracterizada por un periodo de regresión (Fig. 2.2).

2.3.4 Formación Freites

La Formación Freites (Mioceno Medio), concordante sobre la Formación Oficina, consiste, litológicamente, en lutitas, arcillas y arenas calcáreas glauconíticas y fosilíferas, medianamente consolidadas y de grano fino a medio. En el campo Jobo tiene un espesor máximo de 1.340’ y en el área de Pilón llega a 1.500' de arenas intercaladas con lutitas. Pasa transicionalmente a la Formación Las Piedras, suprayacente la formación Freites se depositó a finales de la secuencia SM1 que según Ramírez, (2005) representa un ciclo completo transgresivo - regresivo de segundo orden (Almarza, 1998; CIEN, 1997)

2.3.5 Formaciones Mesa y Las Piedras

La Formación Mesa (Pleistoceno) cubre discordantemente la mayor parte del área. Está compuesta por arenas, gravas y conglomerados, alternando con arcillas. En el campo Jobo promedia 1.500’ de espesor. Aflora en el sector de Joaquín (límite occidental del área de El Salto, margen este del río Tigre) en forma de pequeños farallones (Almarza 1998; CIEN, 1997). La Formación Las Piedras (Mioceno superior-Plioceno), con origen continental de tipo fluvial, está constituida por capas poco consolidadas de arenisca carbonácea, friable, de grano fino a grueso, asociada con arcillas y lutitas; presenta abundantes lignitos y gravas (CIEN, 1997). El espesor total de la formación en el área sur de Monagas no ha sido determinada, ya que el contacto con la Formación Mesa suprayacente no aparece en los perfiles eléctricos debido al revestidor superficial; la sección expuesta en los registros desde 1.200 a

1.400 pies. La mayor parte de la formación contiene agua dulce (Almarza, 1998). Esta formación según lo explicado anteriormente pertenece a la secuencia SPP y Jácome *et al.*, (2003) explica que la subsidencia que generó el espacio para la depositación de estas formaciones está asociada mayormente al proceso de subducción continental de la sección Noreste de la placa de Suramérica, debajo de la placa Caribe.

2.4 Estructura del Área Mayor de Temblador

El Área Mayor de Temblador comprende un conjunto de campos petrolíferos en una alineación de fallas subparalelas de rumbo noreste. Al extremo noroeste se encuentra El Salto, con tres acumulaciones - El Salto Sur, El Salto Oeste y El Salto Este (Fig. 2.10). Al centro, los campos Jobo-Morichal y Temblador. Hacia el sur, Pilón, Uracoa y Bombal, Isleño y Tucupita (Harvest Vinccler, 2004). Los campos tienen gran semejanza estructural, y se encuentran todos sobre un homoclinal de rumbo N 70° E, donde el Basamento desciende suavemente (4 a 5º) hacia el norte, cortado por fallas normales escalonadas de dirección general este-noreste. La mitad de las fallas buza al sur, limitando los yacimientos. En los bloques levantados se produjo el arqueamiento que constituye factor importante para la acumulación de los hidrocarburos. Entre las principales fallas de buzamiento sur se destaca la falla Temblador, con más de 80 kilómetros de extensión (Harvest Vinccler, 2004), así como las fallas de Jobo y Pilón. En el área de Tucupita las fallas constituyen una excelente trampa estructural.

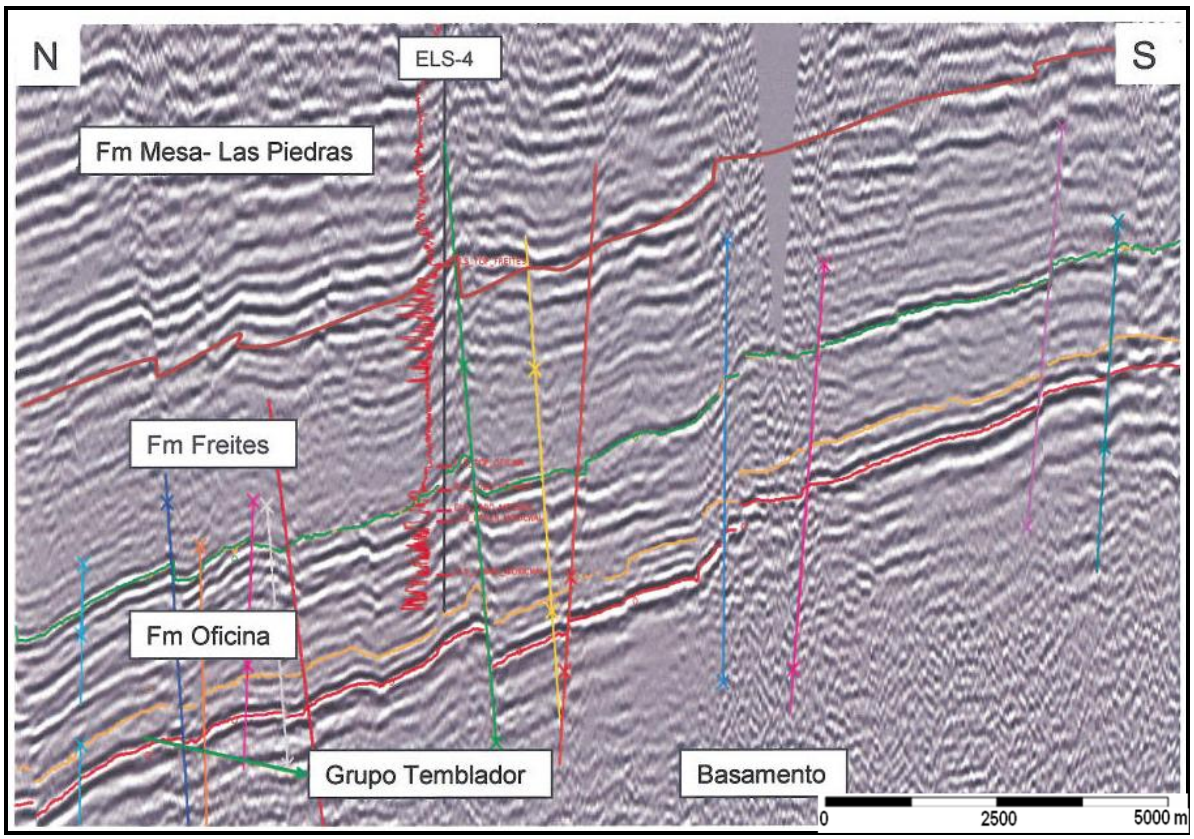


Figura 2.10. Sección sísmica a través del Campo El Salto. Tomado de Harvest Vinccler, 2004.

El entrampamiento estratigráfico adquiere cierta importancia en los bordes este y oeste de los yacimientos, debido al acuñamiento lateral de las arenas. El movimiento estructural se ha ubicado en el Mioceno Superior y Plioceno Temprano, puesto que las fallas afectan la Formación Las Piedras inferior y medio y se profundizan dentro de Basamento.

El campo Temblador, desde el punto de vista estructural, se presenta en el homoclinal del flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela (Fig. 2.11*)*. La acumulación está localizada a lo largo del bloque norte de la gran falla de Temblador, de rumbo noreste y buzamiento sur, que alcanza un desplazamiento de 250 metros en la parte central del campo. Además de esa falla y en su lado norte se encuentran fallas secundarias transversales que forman larga serie alineada de culminaciones que se prolongan en un declive hacia el este (Almarza, 1998)

El Campo Jobo está situado tres kilómetros al suroeste de Temblador, dentro del homoclinal de buzamiento norte. La acumulación se descubrió al norte de la falla Pilón, con buzamiento sur de 60-70º y desplazamiento que llega hasta más de 300'. El límite este está determinado por una falla transversal de dirección noreste que separa a Jobo del campo Pilón. Al oeste se desarrolló el campo Morichal que se fue acercando al campo Jobo con los pozos de avanzada hasta considerarse una sola acumulación, aunque el buzamiento regional norte presenta localmente algunas variaciones debidas a pliegues y fallas (Almarza, 1998).

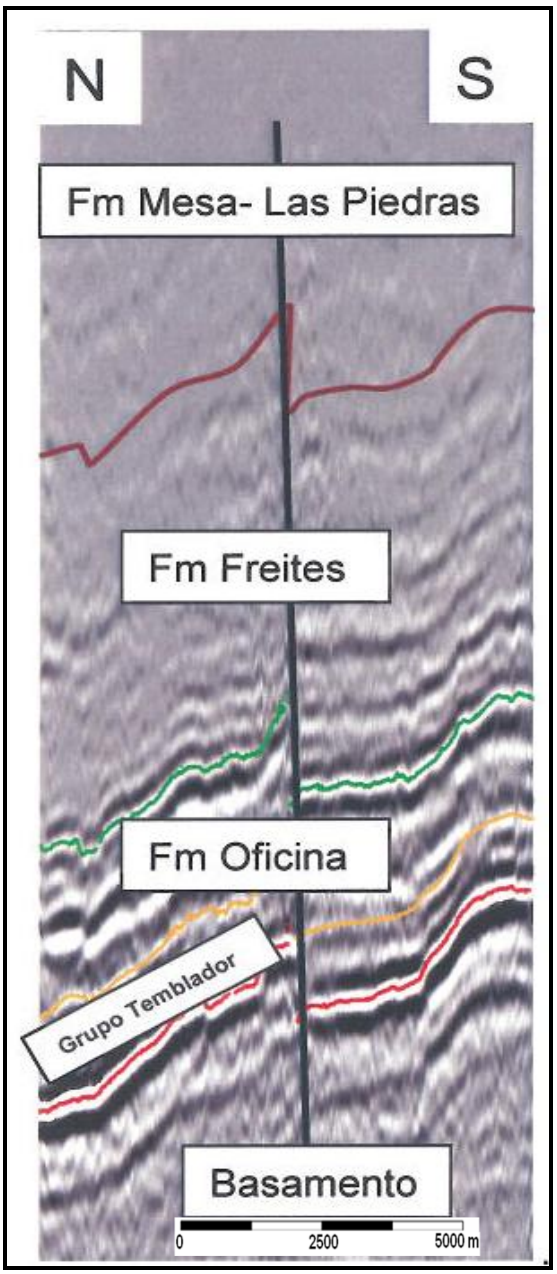


Figura 2.11. Sección sísmica a través del Campo Temblador. Tomado de Harvest Vinccler, 2004.

Los campos Pilón y Uracoa, se desarrollaron al sur, en el bloque norte de una falla paralela a la falla de Temblador, con características muy similares. El campo Uracoa consiste estructuralmente, como todas las acumulaciones del Área Mayor de Temblador, en un homoclinal fallado que buza ligeramente al norte. El cierre de los

yacimientos se produce contra la falla de Uracoa (Fig. 2.12), normal y de buzamiento sur (Fusion Petroleum Technologies lnc, 2007). En el campo Tucupita el petróleo se encuentra al norte de una falla de rumbo noreste denominada Falla Principal de Tucupita, relacionada con la falla Pilón-Uracoa. El buzamiento alcanza 55 y 65° con un desplazamiento máximo de 400'. Existen frecuentes fallas normales transversales menores que constituyen barrera de acumulación (Fusion Petroleum Tachnologies lnc, 2007).

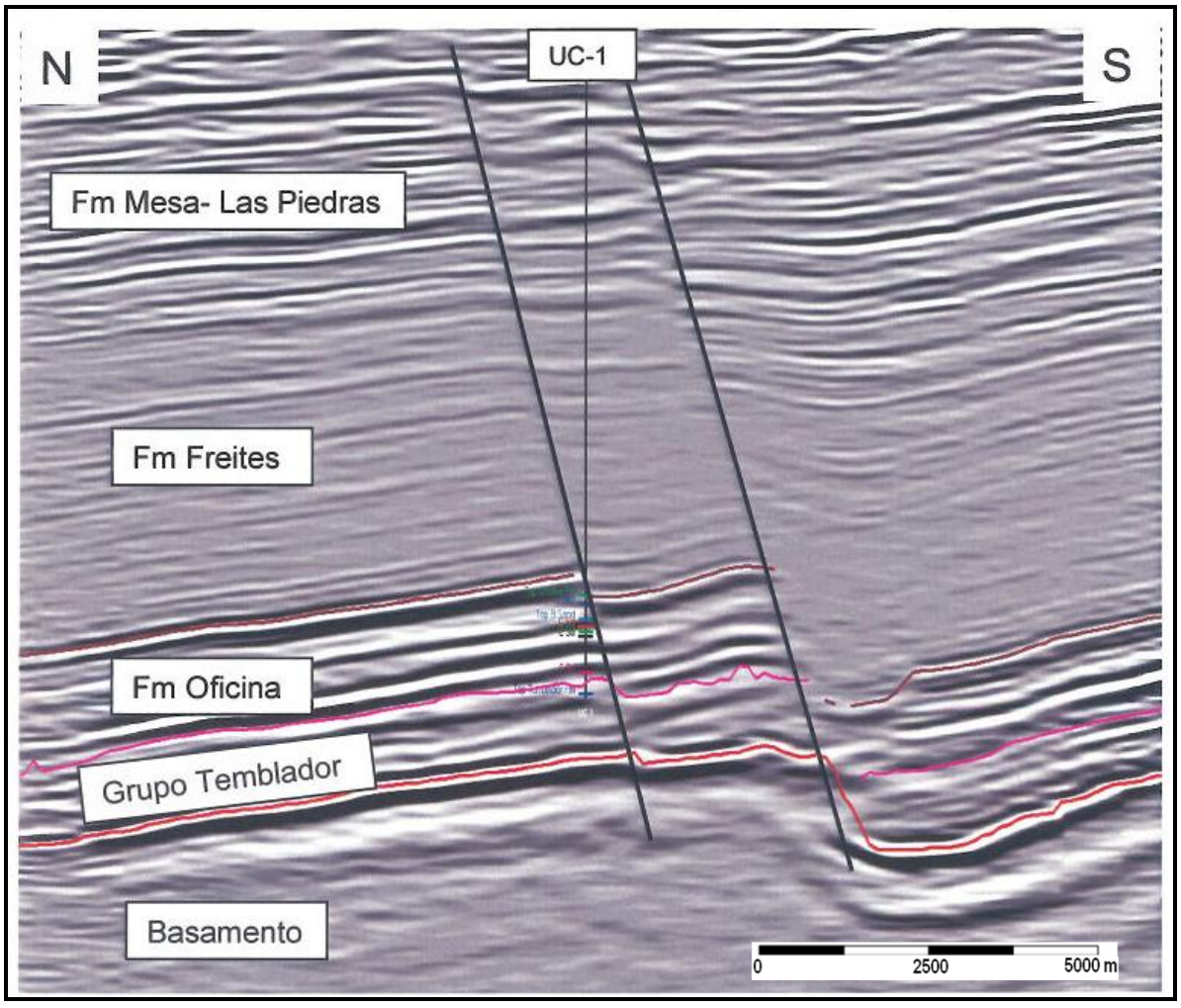


Figura 2.12. Sección sísmica a través del Campo Temblador. Tomado de Fusion Petroleum Tachnologies lnc, 2007.

3 CAPITULO III:MARCO TEÓRICO

3.1 Conceptos Fundamentales de Estratigrafía Secuencial

3.1.1 Estratigrafía Secuencial

La estratigrafía secuencial involucra la subdivisión e interpretación de registros sedimentarios empleando un patrón basado en superficies de erosión y no depositación (límites de secuencia o "sequence boundaries" (SB)), e inundaciones (superficies transgresivas y/o superficies de máxima inundación) que pueden ser reconocidas en sísmica, datos de pozo y en rocas que afloran. Se asume que estas superficies tienen un significado en el tiempo ya que proveen un patrón temporal para una sucesión sedimentaria.

El análisis de estratigrafía secuencial está basado en la subdivisión de secuencias sedimentarias, en estratos jerarquizados que juntos forman paquetes que se definen y caracterizan por sus límites y superficies internas. Una secuencia se define como una sucesión de estratos genéticamente relacionados limitados por discordancias o sus superficies correlativas (Mitchum *et al.*, 1977) y a su vez se subdivide en parasecuencias y grupos de parasecuencias que son capas o grupos de capas concordantes genéticamente relacionadas y limitadas por superficies de inundación marina o superficies correlativas (Van Wagoneer. 1985*).* Los límites secuenciales se asocian a cambios en el nivel eustático.

3.1.2 Ciclos Eustáticos

Son intervalos de tiempo geológico durante los cuales se produce a escala global, un ascenso y descenso del nivel medio del mar. El nivel relativo del mar está controlado por eustacia, subsidencia, tectónica y tasa de sedimentación. Los ciclos eustáticos a escala global pueden ser producidos por un cambio en el volumen de agua de los océanos, por el cambio en la forma de las cuencas oceánicas o por una combinación

de ambos. Un cambio en el volumen de agua puede ser debido principalmente a glaciaciones y desglaciaciones o por suministro de agua desde fuentes magmáticas. Un cambio en la forma de las cuencas oceánicas puede ser producido por mecanismos geotectónicos o por el relleno sedimentario de las cuencas. Vail *et al*. (1977, 1991) estableció la jerarquía de seis órdenes de ciclos eustáticos, cuya duración es de la siguiente forma:

• Primer Orden (Megaciclo) > 50 Ma;
• Segundo Orden (Superciclo): 3 - 50 Ma;
• Tercer Orden (Ciclo): 0.5 - 3 Ma
• Cuarto Orden (Paraciclo): 0.08 - 0.5 Ma
• Quinto Orden (Paraciclo): 0.03 - 0.08 Ma
• Sexto Orden (Paraciclos): 0.01 - 0.03 Ma

Los mecanismos geotectónicos parecen ser los responsables de los ciclos de **1º** y **2º** orden: expansión del piso oceánico, subducción y orogénesis. La glaciación y la desglaciación causan la mayoría de los ciclos de 3º orden y algunos de 2º orden. Los ciclos de 4º, 5º y 6º orden son causados por eventos climáticos orbitales, como los ciclos de Milankovitch, en estos ciclos se consideran la variación de la cantidad de energía solar recibida por la superficie de la tierra y sus efectos sobre el clima, principalmente en lo concerniente a glaciaciones y deshielos.

3.1.3 Superficies Estratigráficas

3.1.3.1 Superficies de Máxima Inundación (Maximun Flooding Surfaces (MFS))

Representa la superficie a través de la cual la línea de costa alcanza una entrada máxima en el continente durante una transgresión marina Esta superficie marca el tiempo de máxima inundación o transgresión de los mares y es el límite que separa y sirve de base al Sistema Encadenado Transgresivo de Nivel Alto. En términos de

sísmica, es frecuentemente expresado como una superficie con buzamiento pronunciado que se acuña sobre otra de menor buzamiento que se denomina Downlap (Schlumberger Oilfield Glossary. 2005). Los sedimentos asociados a esta superficie son el resultado de tasas lentas de depositación de sedimentos pelágicos y hemipelágicos usualmente de grano fino. Este grupo de sedimentos finos da origen a una sección condensada (Mitchum *et al*.. 1977).

3.1.3.2 Superficies Transgresivas (Transgresive Surfaces (TS))

Son superficies de inundación marina que forman la primera superficie de inundación significativa dentro de una secuencia. Estas superficies. en la mayoría de las sucesiones siliciclásticas marcan el inicio del período donde la tasa de creación de espacio de acomodación es mayor que la tasa de aporte sedimentario. Forman la base de apilamiento de una parasecuencia retrogradacional del Sistema Encadenado Transgresivo. En áreas con alto aporte sedimentario, la tasa de sedimentación se mantiene a nivel con el nivel relativo del mar, y en consecuencia la TS marca un cambio entre patrones de apilamiento de parasecuencias progradantes y agradantes, y frecuentemente marcan la base de los más prominentes acuñamientos de estratos con buzamientos suaves (onlaps). Se caracterizan por la presencia de una superficie marcada por lodos consolidados por carbonatos.

3.1.3.3 Límites de Secuencia (Sequence Boundaries (SB))

Las secuencias se encuentran envueltas por Límites de Secuencia que se identifican como discontinuidades erosiónales significativas y sus superficies concordantes correlativas. Estos bordes son el producto de la baja de los niveles eustáticos que origina la erosión del sedimento expuesto.

3.1.4 Sistemas Encadenados

Son unidades genéticamente asociadas que fueron depositadas en fases específicas del ciclo relativo del nivel del mar Se definen sobre la base de "superficies limite", y su posición dentro de una secuencia más el patrón de apilamiento de las parasecuencias permiten su clasificación (Van Wagoner *et al.*, 1990). Históricamente han sido definidos varios tipos de sistemas encadenados, pero a continuación se tratarán únicamente tres de ellos (Fig. 3.1)

3.1.4.1 Sistema Encadenado de Nivel Bajo (Lowstand Systemn Tract (LST))

Incluye los depósitos que se formaron durante el inicio del descenso relativo del nivel del mar. Sobre este sistema se encuentra una superficie transgresiva originada por el acuñamiento en el tope de los sedimentos de plataforma. Los sedimentos de estos sistemas frecuentemente llenan total o parcialmente valles incisos que tuvieron origen en Sistemas de Alto Nivel (HST) y otros depósitos recientes.

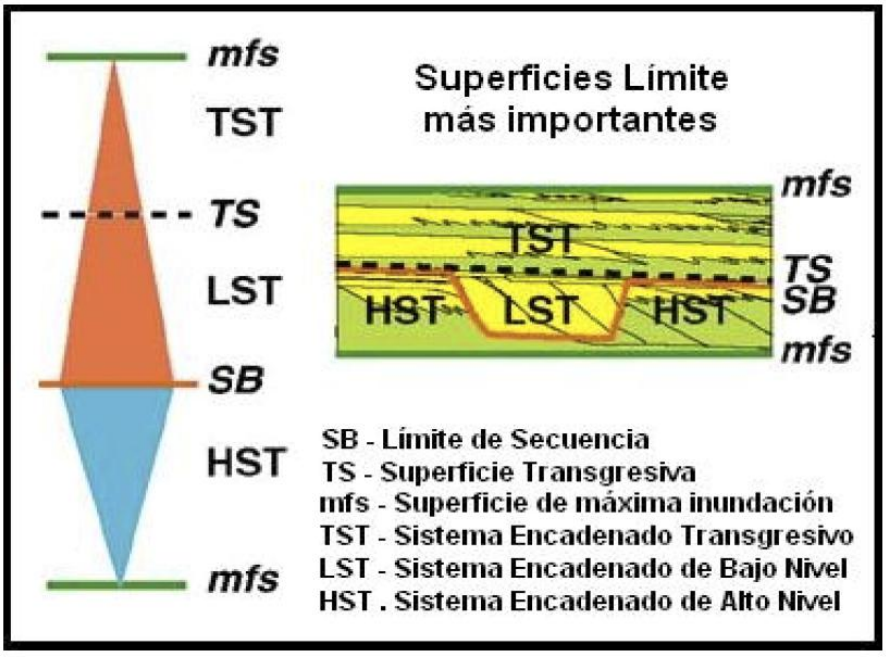


Figura 3.1. Superficies Límite más importantes. Modificado de University of South Carolina. Christopher G. St. C Kendall. 2003.

3.1.4.2 Sistema Encadenado Transgresivo (Trangresive System Tract (TST))

Comprende depósitos que se acumularon desde el comienzo de la transgresión de la línea de costa hasta el momento de máxima transgresión previo a la nueva regresión del Sistema Encadenado de Nivel Alto (HST). El TST yace directamente en la superficie transgresiva (TS) que se formó cuando los sedimentos se acuñaron por encima del Sistema de Nivel Bajo infrayacente: y se encuentra por debajo de la superficie de máxima inundación (MFS). Cuando el aporte sedimentario es alto las parasecuencias son agradantes.

3.1.4.3 Sistema Encadenado de Nivel Alto (Highstand Systemn Tract (HST))

Son los depósitos progradantes que se forman cuando la tasa de aporte sedimentario excede la tasa de formación de espacio de acomodación. Constituye el sistema encadenado superior de una secuencia estratigráfica. y se encuentra directamente sobre la superficie de máxima inundación (MFS). Por encima de este sistema se encuentra un límite de secuencia.

3.1.5 Uso de los registros de Rayos Gamma Espectral en la identificación de superficies

En 1996 S. J. Davies y T. Elliott propusieron una metodología para identificar superficies estratigráficas claves en estratigrafía secuencial que puede ser resumida en los siguientes postulados:

- Las superficies de inundación se pueden identificar por un distintivo pico de Uranio (>5 ppm) y un radio bajo de Thorio / Uranio (<2.5).
- Inconformidades erosiónales y sus valles incisos asociados son caracterizados por bajos valores de GR y un alto radio de Thorio / Potasio (> 6).

- Interfluvios lateralmente correlacionados están representados por paleosuelos distintivos que pueden ser claramente identificados en los datos de rayos gamma espectrales por su anormalmente bajo contenido de Potasio (< 0.4 %).

3.2 Conceptos fundamentales de Sedimentología

3.2.1 Ambientes Sedimentarios

Los ambientes sedimentarios según Klein (1985) se clasifican en:

- Ambientes Continentales.
- Ambientes Transicionales.
- Ambientes Marinos.

Dentro de los ambientes transicionales se encuentra el ambiente deltaico (Fig. 3.2), el cual se estudiara a fondo debido a que la Formación Oficina es reconocida como el resultado de la depositación de un paleódelta durante el Mioceno medio a tardío (Ruiz, 2007).

3.2.2 Modelo de Sedimentación en Ambientes Deltaicos.

Las facies depositacionales deltaicas son el resultado de la interacción de un conjunto de procesos dinámicos tales como energía de las olas, régimen de marea, corrientes, clima, etc., los cuales modifican y dispersan los depósitos clásticos provenientes de los ríos. En el sentido mas amplio, el termino delta se puede definir como las características depositacionales, tanto subaéreas como subacuaticas, formadas por los sedimentos fluviales. En muchas ocasiones, los sedimentos fluviales pueden ser fuertemente modificados por fuerzas marinas tales como olas, oleaje, corrientes y mareas, por lo que las características depositacionales encontradas en los deltas presentan una alta variedad. Los depósitos característicos de un delta son: canales distributarios, barras de desembocadura, bahías interdistributarias, llanuras de marea, lomas de marea, playas, dunas eólicas, pantanos, marismas y llanuras evaporiticas. (Coleman, 1976 en Ruiz, 2007).

Para que una acumulación deltaica significativa tenga lugar debe existir un sistema fluvial que transporte una importante carga de sedimentos provenientes de una cuenca de drenaje hacia una costa, donde los depósitos formaran una llanura deltaica. (Coleman, 1976 en Ruiz, 2007).

3.2.3 Procesos Deltaicos

Un delta se forma cuando un rió cargado de sedimentos entra a un cuerpo de agua, perdiendo de esta manera su capacidad de carga o transporte de sedimento. En general la forma del depósito deltaico depende de:

- La relación de densidades entre el agua proveniente del rió y la del cuerpo de agua en la cual el rió desemboca.
- La capacidad de los procesos marinos, olas y mareas para retrabajar la carga sedimentaria aportada por el rió (Bhattacharya y Walker, 1992 en Arostegui G. y Machillanda C., 1999)

Existen además de los factores ya mencionados, otros que pueden influir en la morfología de los depósitos deltaicos y en la dinámica de construcción/destrucción del sistema tales como la naturaleza y geometría de la cuenca receptora, naturaleza de la cuenca hidrográfica drenada, el marco tectónico, el gradiente de la plataforma y el clima, además de los cambios relativos del nivel del mar (Ruiz, 2007).

Según Galloway y Hobday (1983) un delta se produce por la competencia entre la depositación debido a procesos constructivos del sistema fluvial y el retrabajo y la redistribución de los sedimentos debido a los procesos destructivos. Dentro de los procesos constructivos están el relleno y la migración de canales, avulsión de canales y formación de lóbulos, abanicos de rotura y agradación de la planicie deltaica. Como procesos destructivos se pueden mencionar la redistribución de los sedimentos causada por el oleaje, corrientes, mareas, la compactación y los transportes gravitacionales de masa (Ruiz, 2007).

3.2.3.1 Clasificación de los Deltas

La morfología y los patrones de distribución de los sedimentos en deltas modernos muestran que existen tres procesos básicos que determinan la geometría y la distribucion de las facies arenosas en un delta (Galloway, 1975 En Galloway y Hobday, 1996), los cuales son:

1. Aporte de sedimento.
2. Flujo de energía de las olas.
3. Flujo de energía de las mareas.

En base a estos procesos Galloway y Hobday (1996) ha podido establecer una clasificación de los deltas, en la cual aparecen deltas dominados fluvialmente, deltas dominados por olas y deltas dominados por mareas. Sin embargo, muy pocos deltas se encuentran dominados por uno solo de estos procesos, sino que son el reflejo de la combinación del impacto entre el proceso constructivo fluvial y los procesos destructivos del oleaje y de la marea (Ruiz, 2007).

Deltas dominados fluvialmente: Estos deltas tienen una morfología lobada cuando hay moderado aporte de sedimentos y elongada ("pata de ave") cuando hay alto aporte de sedimentos, estas características son:

- Coalescencia de barras de desembocadura.
- Energía de olas y mareas relativamente baja.
- Explayamientos en áreas distributarias.
- Abundantes estructuras de deformación sinsedimentaria en el frente deltaico y en el prodelta.
- Dominio de estructuras de corrientes unidireccionales (ondulas de corriente, "climbing") en el frente deltaico.

- Capas gradadas por corrientes de “underflow” en el prodelta.

Son importantes reservorios, como por ejemplo las arenas depositadas en los canales teniendo alto contenido de clásticos (Fig. 3.5) y en trampas estructurales asociadas a fallas de crecimiento (Cortez, 2010).

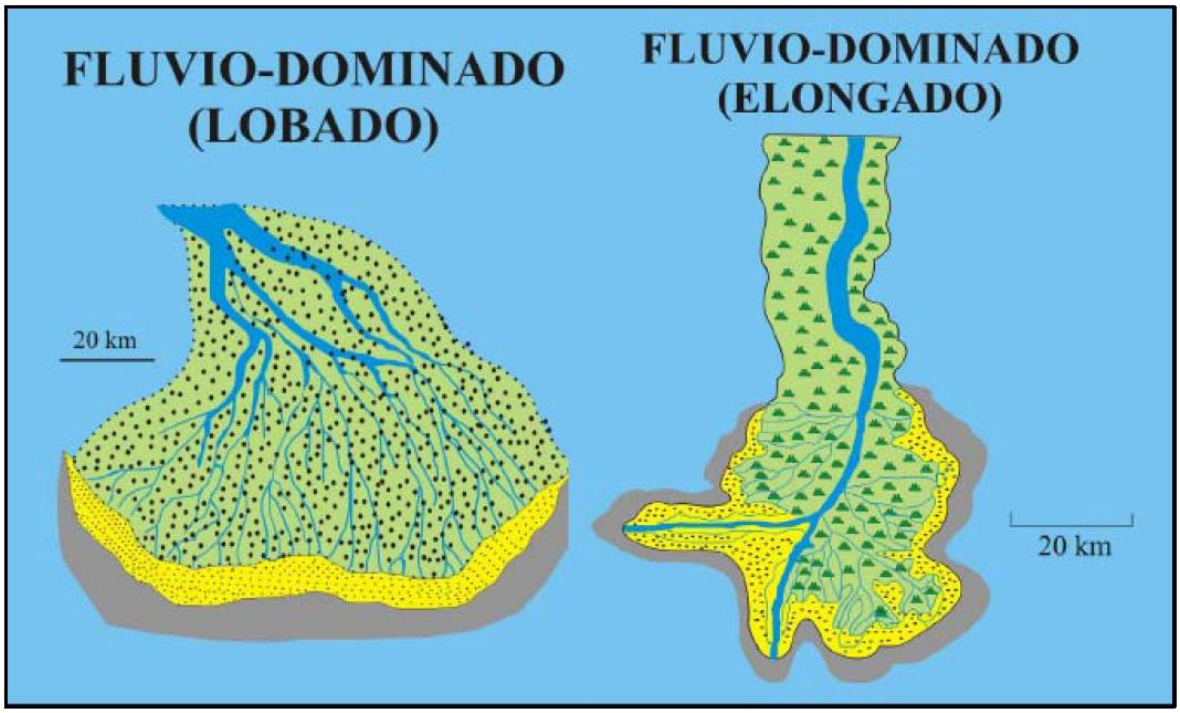


Figura 3.2. Morfología de un delta dominado por procesos fluviales. (Tomado de Buatois, 2008 en Cortez, 2010).

Deltas dominados por oleaje: Se caracterizan por tener una morfología definida por retrabajo del oleaje, entre sus características tenemos:

- Cuerpos de arena alargados y paralelos a la costa.
- Alta energía de olas.
- Desarrollo de complejos de islas de barrera y albuferas.
- Dominio de estructuras oscilatorias en el frente deltaico.

- Intensa bioturbación en el prodelta.
- Difícil de distinguir de una costa dominada por el oleaje (por ejemplo el "shoreface").

En cuanto al potencial como reservorio, se producen extensiones laterales de cuerpos de arenas bien escogidos que tienen buena continuidad lateral y vertical (Fig. 3.3) (Cortez, 2010).



Figura 3.3. Morfología de un delta dominado por oleaje. (Tomado de Buatois, 2008 en Cortez, 2010).

Deltas dominados por mareas: Los deltas dominados por mareas se caracterizan por:

- Canales y barras paralelas a las corrientes de mareas y perpendiculares a la costa.
- Alta energía de mareas.

- Desarrollo de canales y planicies de mareas en área interdistributarias.
- Dominio de estructuras de mareas (superficies de reactivación) en el frente deltaico.
- Difícil de distinguir de un estuario dominado por mareas.

Poseen bajo potencial como reservorio ya que a veces poseen sedimentos como matrices lodosas con baja porosidad y permeabilidad. Sin embargo los canales de marea pueden ser rellenados por arena bien escogida así como las barras submareales. (Fig. 3.4) (Cortez, 2010).

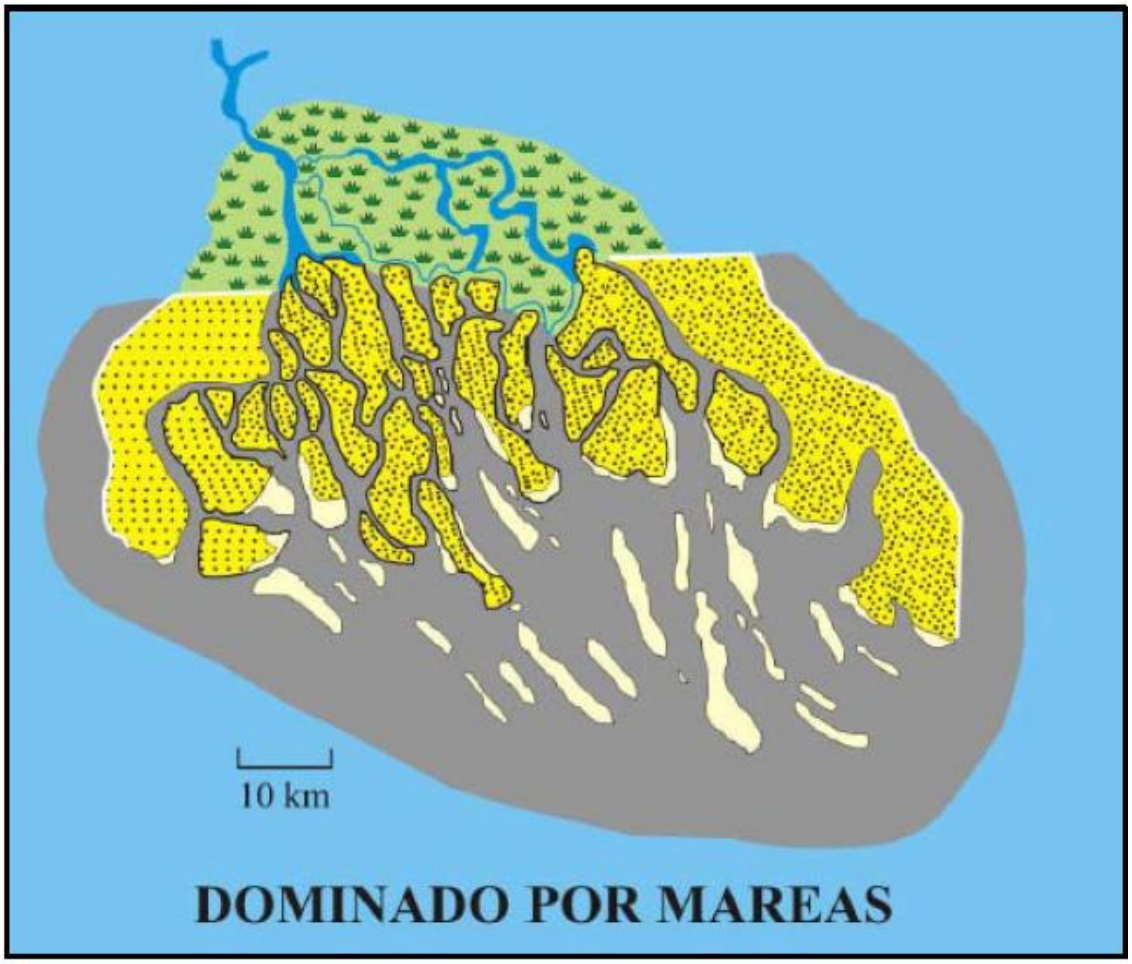


Figura 3.4. Morfología de un delta dominado por oleaje. (Tomado de Buatois, 2008 en Cortez, 2010).

3.2.3.2 Facies y ambientes depositacionales de un Ambiente Deltaíco.

Según Coleman y Prior (1992) una llanura deltaica generalmente puede ser subdividida en dos marcos fisiográficos, una donde los componentes son subaereos y otros donde son subacuaticos. Los componentes subaereos se dividen frecuentemente en llanura deltaica alta y baja (Ruiz, 2007).

3.2.3.2.1 Llanura Deltaica Alta.

Según Coleman y Prior (1992) los ambientes depositacionales más importantes que se desarrollan en la llanura deltaica alta son: canales entrelazados y canales meandriformes, relleno lacustrino de delta, ciénagas y llanuras de inundación (pantanos, ciénagas y lagos de agua dulce) (Ruiz, 2007):

- *Depósitos de Canales Meandriformes y distributarios:* Los ríos meandriformes tienden a estar confinados a un solo canal principal, caracterizado por bancos cohesivos que difícilmente se erosionan. Estos presentan una gran sinuosidad, se desarrollan en lugares con una baja pendiente y una carga sedimentaria principalmente de tamaño fino. Esta abundancia de sedimentos finos permite la construcción de extensas llanuras fluviales arcillosas que estabilizan las márgenes de los canales, frenando la migración lateral de los mismos. (Bogss, S., 1995 en Ruiz, 2007)).

- *Llanuras de Inundación:* Las llanuras de inundación se forma por la acreción vertical en la cual se acumulan sedimentos de grano fino que han sido transportados en suspensión cuando en periodos de inundación el rió se desborda. Estos depósitos están constituidos por limos, limos arcillosos y arcillas, masivos, ricos en materia orgánica y en depósitos de carbón (Ruiz, 2007).

- *Depósitos de Canal (Channel Lag):* Se encuentran constituidos principalmente por depósitos de fondo de canal (channel lag) y están compuestos por material grueso que el rió solo puede mover durante periodos de inundación, donde la velocidad de la corriente es máxima. Estos depósitos son por lo general discontinuos, delgados y presentan forma lenticular. La estratificación no se observa en estos materiales gruesos, pero la imbricación de guijarros es común. El material que los constituye es grueso, tales como grava, bloques parcialmente consolidados de arcillas que han sido localmente erosionadas de las paredes del canal, pudiendo también encontrarse fragmentos de madera, etc. están recubiertos por sedimentos de grano más fino, que corresponden a las barras de canal. (Corrales., *et al.,* 1997 en Ruiz, 2007).

- *Depósitos de Diques:* Durante las crecidas el nivel del agua aumenta y el rió desborda el canal. Esto provoca la sedimentación de materiales en suspensión en el margen del canal, formando los diques fluviales a uno y otro lado del canal. Estos diques pueden alcanzar alturas de varios metros por una anchura de unos centenares de metros. Los diques juegan un papel importante morfológico importante puesto que tienden a limitar el canal y a frenar su migración lateral (Ruiz, 2007).

- *Depósitos de Abanicos de Rotura:* En épocas de inundación pueden producirse fisuras en los diques, a través de los cuales el agua circulara hacia la llanura de inundación. En estas zonas se produce, entonces, un depósito de sedimentos cuyas partículas pueden ser incluso superior al del material de los diques; suelen ser arenas de grano medio a fino que alternan con limos arenosos y arcillosos (Ruiz, 2007).

- *Canales Abandonados:* Los meandros pueden ser abandonados gradualmente o violentamente Cuando son abandonados gradualmente, el rió progresivamente invade la llanura de inundación, y simultáneamente el flujo

disminuye gradualmente en el canal principal. La disminución paulatina en el flujo del canal provoca el abandono gradual del meandro, lo cual se refleja en los sedimentos por el desarrollo de espesas secuencias con estructuras sedimentarias de bajo flujo (esencialmente laminación cruzada de rizaduras). Después de que el canal es completamente abandonado, se forma un lago con forma de herradura, donde la sedimentación está restringida a finos (arcillas y limos) que se depositan durante los periodos de inundación de la corriente principal. (Bogss S., 1995 en Ruiz, 2007)

3.2.3.2.2 Llanura Deltaica Baja

Se desarrolla donde ocurre la interacción fluvial-marina y se extiende desde el límite de la marea baja hasta el límite de la marea alta, por lo que su extensión se encuentra controlada por el rango de las mareas y por la pendiente de la topografía. Los principales ambientes depositacionales de la llanura deltaica baja son: depósitos de relleno de bahía (bahías interdistributarias, abanicos de rotura, diques naturales) y relleno de canales distributarios abandonados:

- *Depósitos de Relleno de bahía:* Los depósitos de relleno de bahía representan arealmente la mayor parte de la llanura deltaica baja. Las bahías interdistributarias son normalmente cuerpos de agua por lo general, completamente rodeados por canales distributarios. Frecuentemente, sin embargo, las bahías interdistributarias se encuentran parcialmente abiertas hacia el mar o conectadas a este por un pequeño canal de marea (Ruiz, 2007).

- *Canales Distributarios:* Los canales distributarios presentan muchas de las características de los canales fluviales. El flujo unidireccional es predominante, con estados de fluctuaciones periódicas. Los sistemas de canales pueden tener o no una alta sinuosidad dependiendo de la pendiente y del tamaño de grano del sedimento. Los depósitos resultantes son por lo general granodecrecientes, aunque pueden ser agradantes, y se inician con una

base erosiva y con sedimentos gruesos que pasan a arenas con estratificación cruzada que pueden alternarse con limos y arcillas. Hacia el tope aparecen restos de raíces o cualquier característica que indique emersión. (Oomkens, 1970, 1974; Coleman, 1981 en Reading, 1996). Mientras que la unidad inferior del canal distributario son arenas masivas con estratificación tabular que frecuentemente pueden mostrar bioturbaciones en caso de distributario muerto (Ruiz, 2007).

- *Barras de desembocadura:* las barras de desembocadura presentan características mixtas entre de canales fluviales ó distributarios y barra - cordón de playa. El flujo unidireccional es predominante, con estados de fluctuaciones periódicas. Los sistemas de boca de desembocadura no tienen una alta sinuosidad y son generalmente muy sensibles a los fenómenos de marea. Los depósitos resultantes son por lo general granocrecientes. Se inician con una base agradante con sedimentos finos y limosos que pasan a arenas con estratificación tabular que pueden alternarse con limos y arcillas. Hacia el tope aparecen restos de raíces o cualquier característica que indique emersión. (Oomkens, 1970, 1974; Coleman, 1981 en Reading, 1996). La secuencia vertical resultante de una barra de desembocadura es granocreciente con arcillas de agua somera salobre y materia orgánica hacia la parte inferior y arenas bien escogidas hacia la parte inferior, son arenas masivas con estratificación tabular que frecuentemente pueden mostrar bioturbaciones (Ruiz, 2007).

- *Playas y frente deltaico:* Las playas llegan a constituir la facies más abundante en algunos deltas dominados por olas y oleaje, como es el caso de la formación Oficina como paleo-delta del río Orinoco. Los depósitos característicos presentan estratificación planar de bajo ángulo y son granocreciente como consecuencia de la progradacion de la anteplaya (Galloway y Hobway, 1996 en Arostegui G. y Machillanda C., 1999). La secuencia vertical resultante de una barra de playa o de un cordón de playa es

cilíndrica La unidad superior se encuentra asociada con depósitos limosos y paleosuelos con bioturbaciones, mientras que la unidad inferior y la mayor parte de la barra de playa son arenas masivas con estratificación tabular o planar de bajo ángulo. (Ruiz, 2007).

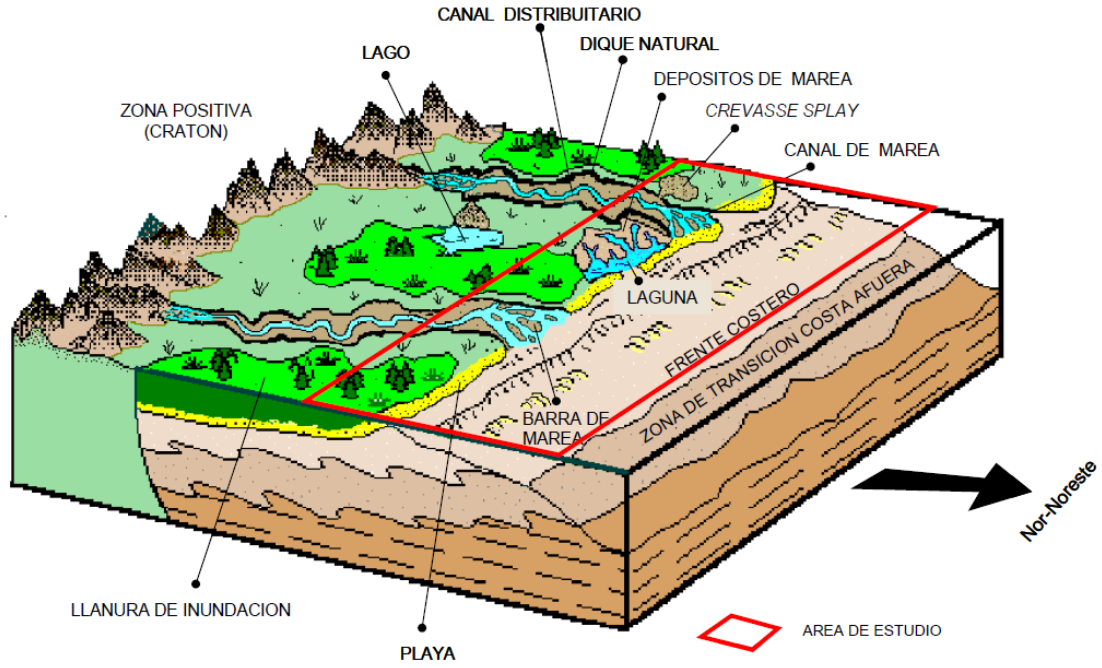


Figura 3.5. Asociación de fases en un Modelo Deltaico (Tomado de Porras, 2003).

3.3 Conceptos fundamentales de Sísmica

3.3.1 Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas pueden pensarse como señales analíticas que poseen una parte real y otra parte imaginaria, de la cual sólo la parte real es detectada y visualizada (Taner y Sheriff, 1977). Esto se corresponde con un fasor dependiente del tiempo, y de esta forma se puede analizar a la traza sísmica g(t) como:

$$g(t) = R(t)cos\theta(t)$$

donde: R(t) es la envolvente de la traza sísmica y θ (t) es la fase.

Podría imaginarse un vector perpendicular al eje del tiempo (Fig. 3.6) cuya longitud varía con el tiempo; además este vector rota alrededor de dicho eje como función del mismo. La proyección de este vector rotante en el plano real es la traza sísmica convencional y la proyección en el eje imaginario es la traza cuadratura (h(t))

Al aplicar la transformada de Hilbert se puede generar la traza cuadratura a partir de la traza real observada (Taner y Sheriff, 1977).

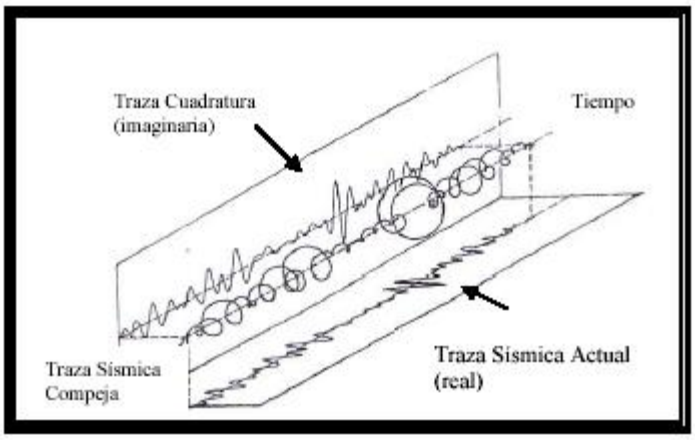


Figura 3.6. Componentes real e imaginaria de la Traza sísmica compleja (Modificado de Sheriff, 1997).

3.3.2 Impedancia acústica y Coeficiente de reflexión

La sísmica de reflexión nos permite generar una imagen del subsuelo, pero esta imagen es posible sólo si existe un cambio de impedancia acústica entre dos rocas. La impedancia acústica (Z) se define como una propiedad que relaciona la densidad de la roca y la velocidad de la onda P a incidencia normal de ésta en la roca (Sheriff, 2002).

$$Z = \rho V_p$$

Debido a que la impedancia es función de la densidad y la velocidad y estos parámetros dependen de la porosidad, litología, tipo de fluido dentro de la roca, saturaciones entre otros, resulta de utilidad para predecir cambios en secciones y mapas (producto de inversiones sísmicas) de dichos parámetros, aunque debe ser visto con cuidado ya que más de uno de estos parámetros puede variar al mismo tiempo dentro del yacimiento (Ruiz, 2007).

Cuando se tiene una superficie de contacto entre dos rocas con valores de impedancia acústica distintos, se puede calcular una relación de cuanta energía se transmite a otro, a esto se le conoce como coeficiente de reflexión (CR).

$$CR = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$$

Donde Z_1 es la impedancia acústica del medio 1 y Z_2 es la impedancia del medio 2. Los valores de R oscilan entre -1 y 1 y su signo depende de la relación entre las impedancias acústicas de los medios a través de los cuales se transmite la onda. Si la onda se propaga de un medio de mayor a uno de menor impedancia los valores de reflectividad se hacen negativos y viceversa.

Por otra parte, si la incidencia de la onda no es normal, el coeficiente de reflexión depende de otros parámetros, como las velocidades de onda s, y se describe como una función del ángulo incidente a través de las ecuaciones de Zoeppritz.

3.3.3 Sismogramas Sintéticos

Los métodos sísmicos se basan en la propagación de ondas por el subsuelo con el propósito de determinar de manera indirecta su composición interna y la respuesta obtenida de la propagación de ondas se conoce como traza sísmica. Dicha traza puede ser presentada matemáticamente por el modelo convolucional de la traza sísmica, el cual no es más que la convolución de la ondícula (señal emitida por la fuente) con la serie de reflectividad de la tierra, más una componente de ruido aleatorio (Fig. 3.7).

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

Por otro lado, la meta principal de la interpretación sísmica es realizar mapas que proveerán información geológica. Sin embargo, incluso si la sísmica es adquirida y procesada de manera ideal solo muestra una imagen del subsuelo. Para que estos mapas contengan información geológica el pozo y la sísmica deben correlacionarse. Esta correlación es dada por los sismogramas sintéticos que convierten las propiedades de roca medidas en el pozo en una traza sintética. Esto se logra usando el modelo convolucional de la traza sísmica (Gebus, 2010)

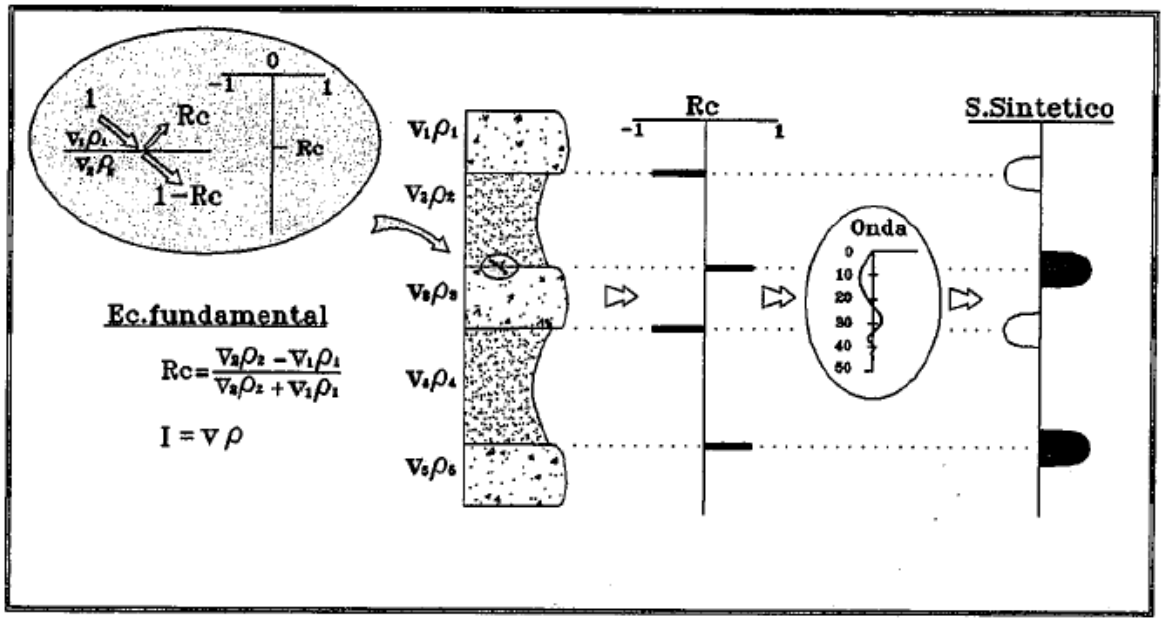


Figura 3.7. Generación de un Sismograma sintético (Modificado de Martínez, 1996)

3.3.4 Conversión tiempo-profundidad

Un paso importante en la interpretación sísmica es la conversión de unidades de tiempo a profundidad, esto porque las medidas realizadas en los estudios sísmicos son hechas en tiempo.

Una conversión exitosa de unidades de tiempo a unidades de profundidad tiene como clave la construcción de un modelo de velocidad (Söllner *et al.,* 2004). Además los modelos de velocidad proveen la relación entre las unidades de tiempo y unidades de profundidad (Bartel *et al.,* 2006). Los modelos de velocidad son formas de representar la distribución de velocidades en el subsuelo y estos pueden ser expresados en 1-D como es el caso de los registros de velocidad en pozo, por secciones (2-D), por cubos de velocidad o mapas de velocidad en distintas profundidades (3-D).

Velocidades equivalentes son comúnmente usadas en el procesamiento de datos sísmicos, tales como velocidad promedio, velocidad de apilamiento, velocidad de migración, entre otras (Wei *et al.,* 2005). La utilización de funciones de velocidad instantánea versus profundidad para representar variaciones de velocidad en el subsuelo es una práctica bien establecida en la geofísica. Un ejemplo de una función de uso extendido es el de la función de variación lineal de la velocidad V con la profundidad Z (Slotnick, 1936), dada por:

$$V = V_0 + kZ$$

Donde V es la velocidad a profundidad z, V_0 es la velocidad en el datum, y k es el gradiente de velocidad, expresado en s^{-1}.

Se puede demostrar fácilmente, por diferenciación, que a partir de la ecuación anterior se deriva la siguiente ecuación que relaciona profundidad con tiempo de viaje t de acuerdo con los parámetros anteriores:

$$Z = \frac{V_0}{k}\exp(kt - 1)$$

Existen otros modelos, tales como el de Faust (1951), donde la velocidad depende de la litología y edad geológica en adición a la profundidad, el modelo simple de un numero de capas de diferentes y constantes velocidad interválicas (Dix, 1995; Hubral y Krey, 1980), el modelo de lentitud instantánea versus profundidad de Al-Chalabi (1997), y más recientemente, el modelo cónico (Ravve y Koren, 2007).

3.4 Atributos sísmicos

Son propiedades medibles de los datos sísmicos (amplitud, frecuencia, fase, polaridad), que pueden ser tomadas en un instante de tiempo o en una ventana especifica de tiempo, para una traza, una serie de trazas o una superficie interpretada de la sísmica (Schlumberger, 2011).

Los atributos sísmicos proveen información adicional que puede ayudar a reducir la incertidumbre y mejorar el modelo del yacimiento. La respuesta de algunos de estos atributos en el yacimiento puede indicar litología o características de depósito y no requieren un modelo predefinido del yacimiento (Dongo y Ramírez, 2009).

Durante la interpretación, se pueden desarrollar nuevas hipótesis sobre modelos geológicos o simplemente requerir la verificación de alguno ya existente; es por ello que, los atributos actúan como herramientas que brindan una guía al interprete para observar el dato desde puntos de vista diferentes asociando la respuesta física-matemática del atributo con características estratigráficas, geológicas, petrofísicas y

geo-morfológicas, de manera que, se pueda confirmar o desechar hipótesis (Dongo y Ramírez, 2009).

A continuación se presentan algunos de los atributos, clasificados según Brown (2001).

3.4.1 Atributos de tiempo

Fase instantánea: puede identificar rasgos sedimentarios y tectónicos sutiles tales como canales, acuñamientos, discordancias, fallamiento sutil (Fig. 3.8).

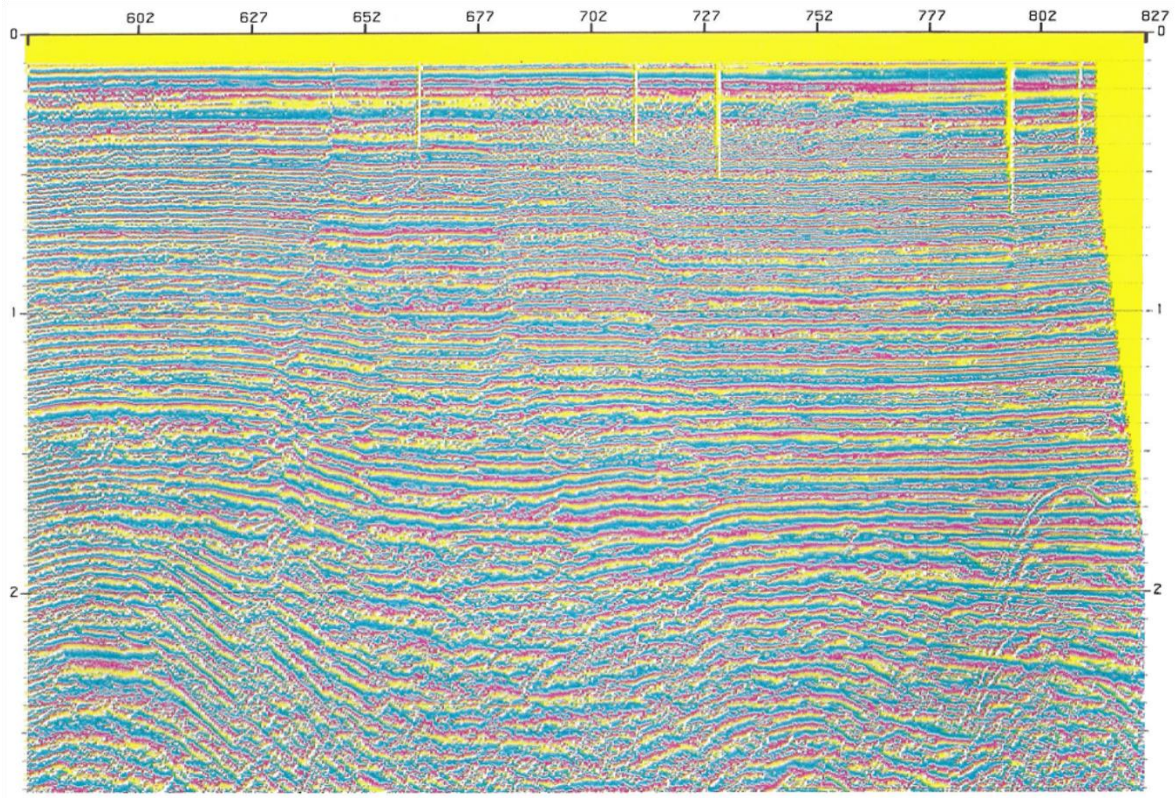


Figura 3.8. Ejemplo de una sección de fase instantánea (Taner *et al.*, 1977).

Polaridad aparente: es el signo de la traza sísmica cuando la fuerza de reflexión tiene su valor máximo. Al ser proporcional al contraste de impedancia acústica, puede ser útil como un indicador de puntos brillantes (Fig. 3.9).

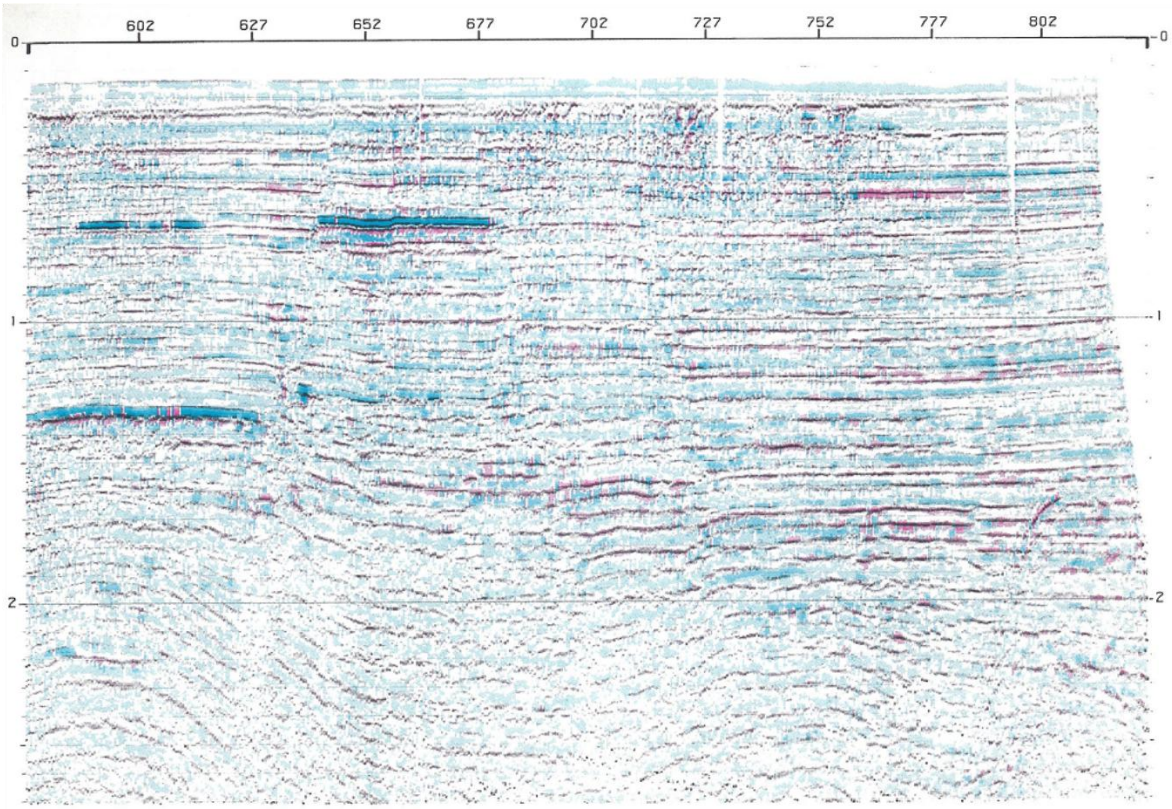


Figura 3.9. Ejemplo de una sección de polaridad aparente (Taner *et al.*, 1977)

3.4.2 Atributos de amplitud

Energía promedio: es la amplitud RMS al cuadrado. Es una medida de reflectividad dentro de una ventana de tiempo. Se utiliza para delinear indicadores directos de hidrocarburos en una zona (Fig. 3.10).

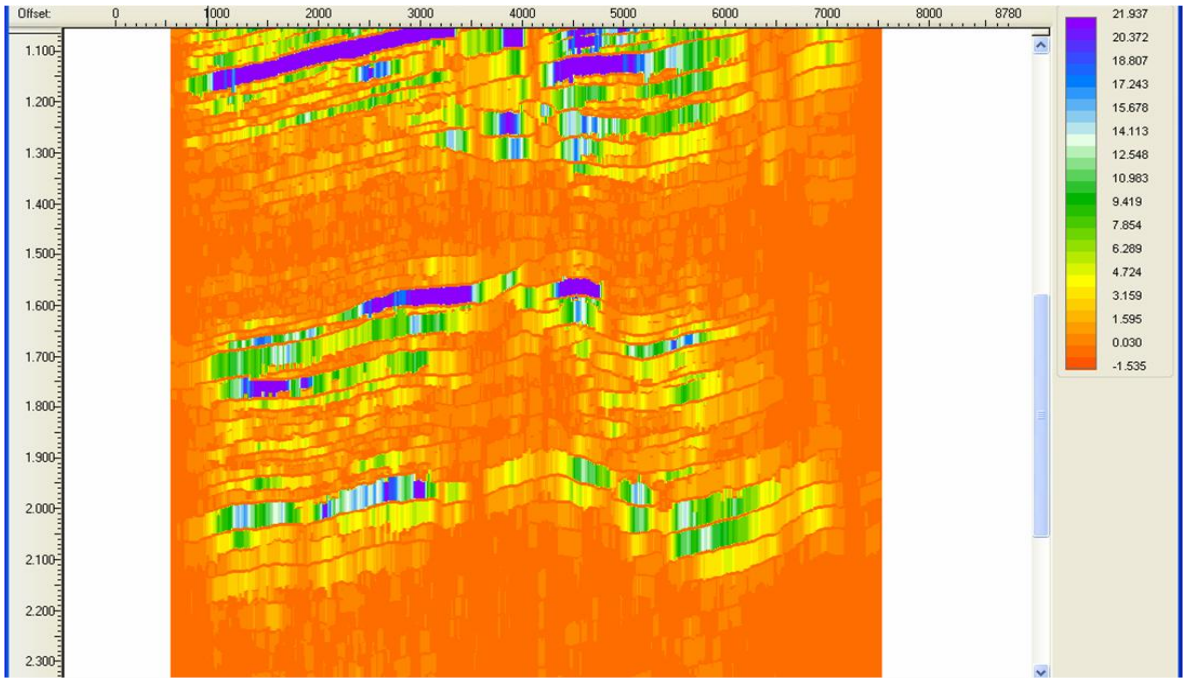


Figura 3.10. Ejemplo de una sección de energía promedio.

Amplitud RMS: mide reflectividad dentro de una ventana de tiempo, y se utiliza para delinear indicadores directo de hidrocarburos. Se calcula así:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_i^n amp^2}{k}}$$

Donde amp es la amplitud de cada muestra y k es el número total de muestras (Fig. 3.11).

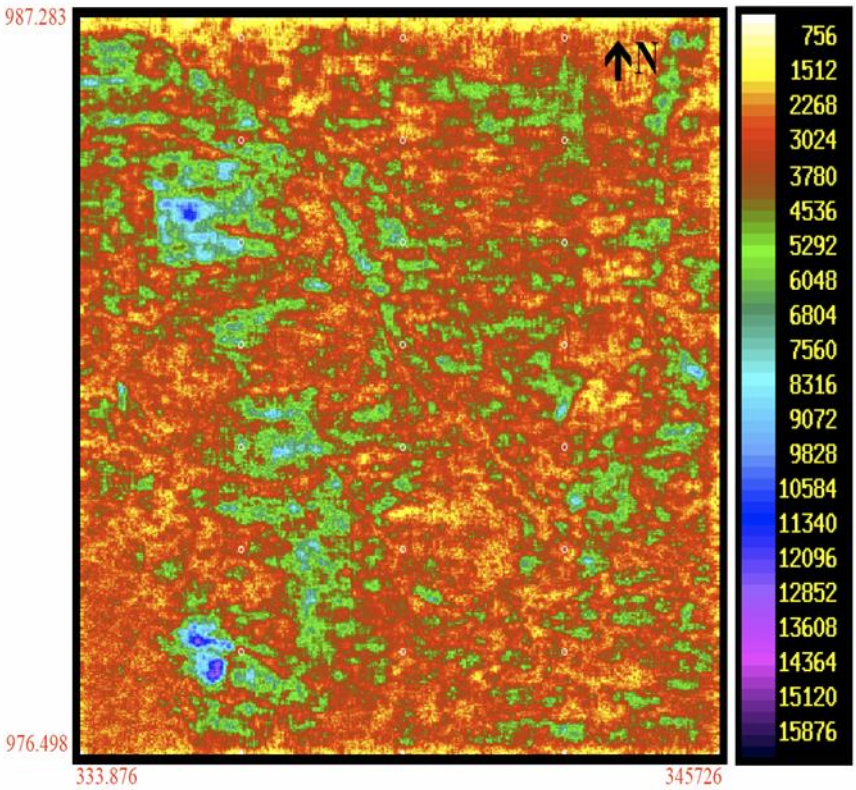


Figura 3.11 Ejemplo de un mapa de amplitud RMS. (Quilen, 2006).

Magnitud promedio: calcula el promedio de los valores absolutos de las amplitudes para cada traza en un volumen definido. Es menos sensible a valores altos que la amplitud RMS.

Suma de amplitudes, Suma de magnitudes: proveen una medida de "brillo" en el volumen. Un valor alto podría indicar una alta proporción de arena neta.

Amplitud Máxima, Amplitud Mínima: medidas de reflectividad.

Amplitud positiva promedio, Amplitud negativa promedio: indicadores de porosidad, litología.

Half Energy: es la proporción de tiempo requerida para que la energía dentro de una ventana alcance la mitad de la energía total dentro de toda la ventana. Este atributo podría indicar cambios asimétricos en porosidad o litología dentro de una zona específica.

Desviación estándar de la amplitud: mide la variabilidad de los valores de amplitud sísmica en el intervalo definido. Se calcula así:

$$A_{std} = \left\{ \frac{\left[\sum_{i=1,n} (d_i - Ave)^2\right]}{(n-1)} \right\}^{\frac{1}{2}}$$

Donde n es el número de muestras y Ave es el valor promedio de las muestras.

Intensidad de Reflexión: se asocia frecuentemente con cambios litológicos entre rocas adyacentes como discordancias, límites de estratigrafía secuencial, acumulaciones de gas, porosidades.

3.4.3 Atributos de frecuencia

Frecuencia instantánea: cambios rápidos en este atributo pueden indicar rasgos como bordes de pinchouts y contactos de agua y petróleo. Un cambio hacia bajas

frecuencias se observa frecuentemente en reflectores por debajo de acumulaciones de hidrocarburo (Fig. 3.12).

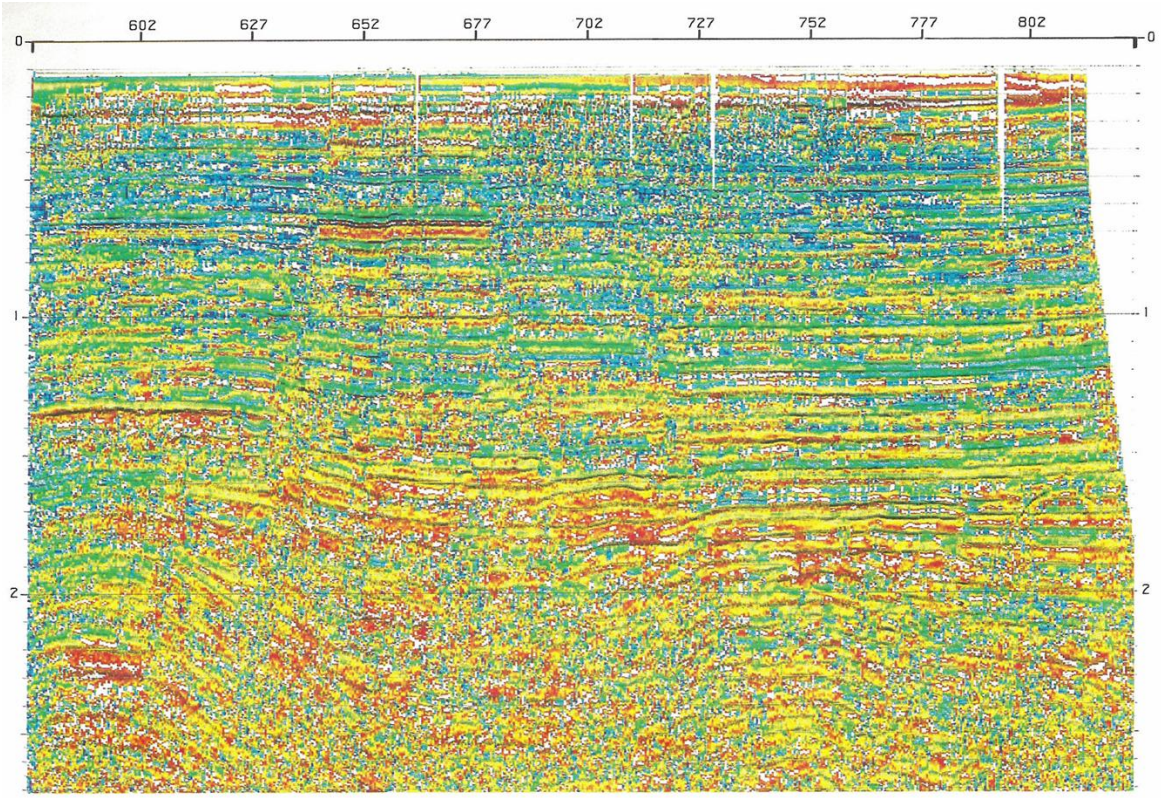


Figura 3.12. Ejemplo de una sección de frecuencia instantánea (Taner *et al.*, 1977).

Ancho de banda instantáneo: es una medida del rango de frecuencias de la data. Secuencias cíclicas de lutita tendrán una banda estrecha. Litología muy variable tiende a tener un mayor ancho de banda.

Duración de loop inferior: es la separación en tiempo de los cruces superior e inferior con cero para el loop debajo del horizonte elegido (Fig. 3.13.(a)).

Duración de loop superior: es la separación en tiempo de los cruces superior e inferior con cero para el loop en el horizonte elegido (Fig. 3.13.(b)).

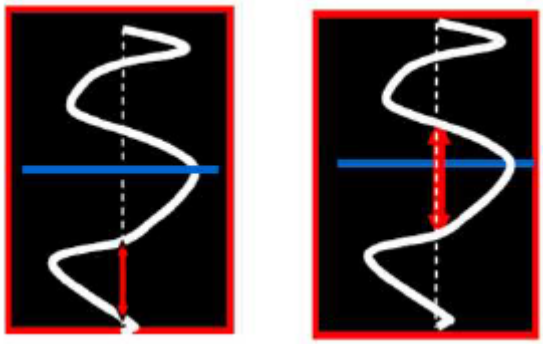


Figura 3.13. (a) Duración de loop inferior. (b) Duración de loop superior. La línea punteada representa el cero, la línea azul representa el horizonte y la flecha roja la separación en tiempo que mide el atributo.

Skewness de loop superior: es la medida de simetría de una distribución estadística definida para el loop superior. Es cero para loops simétricos, tiene valores positivos para loop cargados en el topes, y valores negativos para loops cargados en la base (Fig. 3.14.(a)).

Kurtosis de loop: es una medida de peakedness de una distribución estadística definida para el loop superior. Tiempo es la variante de interés y amplitud su probabilidad (Fig. 3.14.(b)).

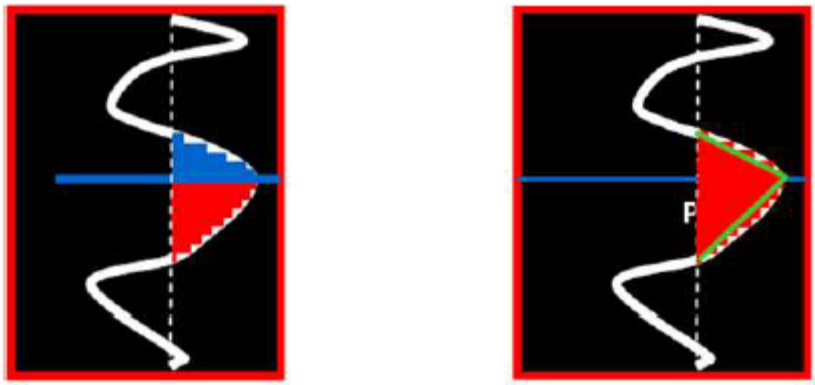


Figura 3.14. (a) Definición gráfica del skewness de loop superior. (b) Definición grafica de la kurtosis de loop.

Asimetría de loop: se define respecto a la interpretación del horizonte. Tiene valor indefinido para loops simétricos.

3.4.4 Híbridos

Arc Lenght: es una medida de heterogeneidad de reflexión. Se utiliza para cuantificar cambios laterales en patrones de reflexión. Puede detectar presencia de lutita en cuerpos arenosos. Se calcula así:

$$Arc_{Lenght} = \frac{\sum_{j=1}^{n-1} \sqrt{amp(j) - amp(j+1)^2 + (Z)^2}}{(n-i) * intervalo_muestreo}$$

3.4.5 Atributos especiales

Descomposición espectral: es el análisis continuo tiempo-frecuencia de una traza sísmica, el cual proporciona un espectro de frecuencia por cada muestra en tiempo. Esta herramienta se ha utilizado exitosamente para la detección directa de hidrocarburos resolviendo problemas tales como: Mediciones de Atenuación-Identificación de Sombras de Baja Frecuencia iluminación de yacimientos exactamente a la frecuencia de Interferencia (*tuning frequency*) (Cabrera, 2005).

La clave es crear un conjunto de cubos de datos o mapas (Fig. 3.15), cada uno correspondiente a una frecuencia espectral diferente, para observar la respuesta de yacimiento a diferentes frecuencias. Estos luego son animados, permitiendo al intérprete captar los sutiles cambios en el yacimiento a través del movimiento. La descomposición espectral revela detalles que atributos de una sola frecuencia no pueden igualar (Lauglin *et al*., 2003).

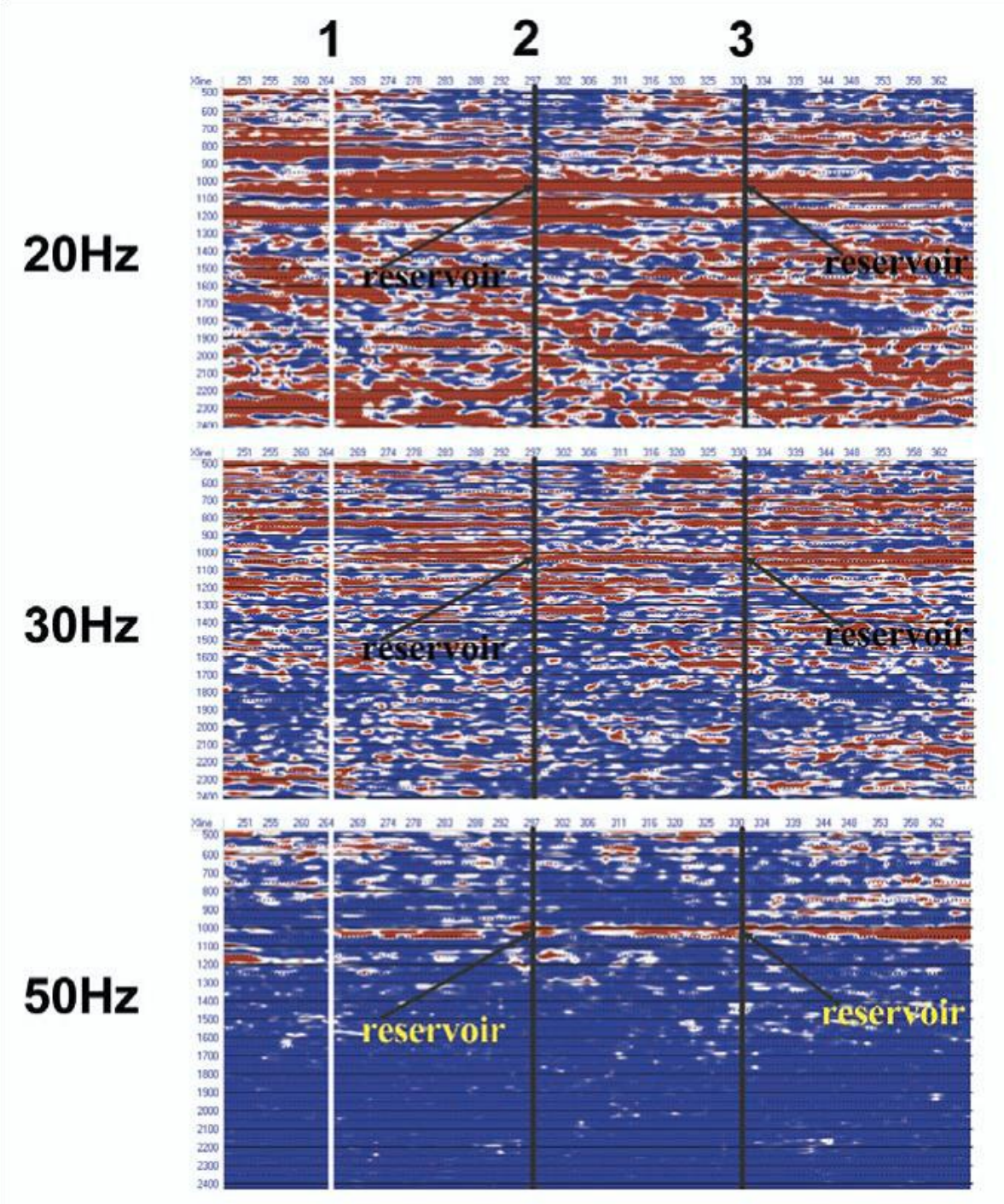


Figura 3.15. Ejemplos de diferentes secciones de amplitudes a diferentes frecuencias (Mendez-Hernandez *et al.*, 2003)

La descomposición espectral es una técnica de gran alcance que ayuda a identificar el espesor de las capas y las discontinuidades geológicas, los límites geológicos raramente se encuentran a lo largo de los picos y valles de las trazas sísmicas. La transformación de los datos sísmicos en el dominio de la frecuencia con la transformada de Fourier discreta permite que el intérprete identifique capas delgadas y detectar discontinuidades sutiles. (Partyka *et al.,* 1999).

Inversión espectral de reflectividades: Los fundamentos se derivan de la discusión de un artículo clásico que discute los límites de la resolución sísmica (Widess, 1957 c.p. Cabrera, 2005). La teoría aplicada para el desarrollo de la inversión por reflectividades establece que el modelo de Widess no es correcto para reflexiones reales, las curvas de interferencia de amplitud teóricas son usualmente incorrectas y los límites de resolución teóricos son mucho mejores que los que el modelo de Widess sugiere. Como resultado, este conocimiento es usado para guiar la inversión de alta resolución de datos sísmicos (Fig. 3.16).

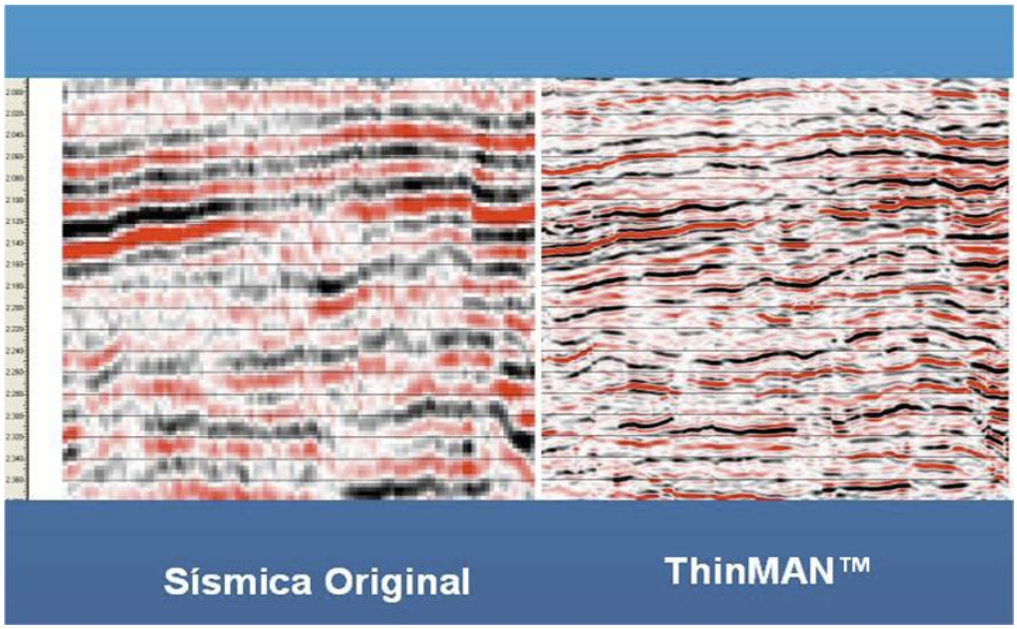


Figura 3.16 Comparación entre una sección de amplitudes sísmicas y un sección obtenida de la inversión espectral de reflectividades (Cabrera, 2005)

El proceso de inversión espectral, permite la generación de volúmenes sísmicos de alta resolución vertical dado que el proceso remueve el efecto de ondícula en los datos sísmicos, para producir reflectividades e impedancias acústicas relativas (Fusion, 2009).

Coherencia: Llamados también cubos de varianza o semblanza fueron ideados en los Estados Unidos por Bahorich y Farmer en 1996 (Chelotti *et al*., 2010). Sólo son posibles en sísmica 3D, como resultado de la aplicación de algún algoritmo de estimación de similitud entre trazas sucesivas, mediante una ventana temporal fija, para finalmente obtener un volumen sísmico en el que podemos desplegar las secciones horizontales a fin de visualizar las variaciones laterales producidas por rasgos estructurales o a veces también estratigráficos.

Las magnitudes estadísticas más comúnmente calculadas para su construcción son la varianza y la semblanza.

4 CAPÍTULO IV: MARCO METODOLÓGICO

4.1 Metodología

La figura 4.1 muestra un flujo de trabajo utilizado para lograr los objetivos abordados dentro de esta tesis. El flujo de trabajo se basó en una combinación de estratigrafía por secuencias, interpretación de datos sísmicos y así, junto con el marco estructural, bioestratigráfico y sedimentológico establecer las áreas más prospectivas geológicamente hablando.

Como primer paso, los datos de núcleos tomados en pozos al sur del área de estudio, los registros de pozo y datos bioestratigráficos se integraron para establecer un modelo geológico. Después de eso, se realizó los análisis de estratigrafía secuencial para los pozos control presentes en el área de estudio, una vez que las superficies principales
para la correlación estratigráfica fueron identificadas, se trasladaron a los datos sísmicos
y así se extrapolaron a los pozos cercanos.

Seguidamente se extrajeron atributos sísmicos que ayudaron a mejorar la interpretación estructural, estratigráfica y sedimentaria de la zona que posee datos sísmicos 3D y también se evaluara la posibilidad de usar los datos sísmicos como indicadores directos de la presencia de gas, por último se generaron las conclusiones y recomendaciones correspondientes.

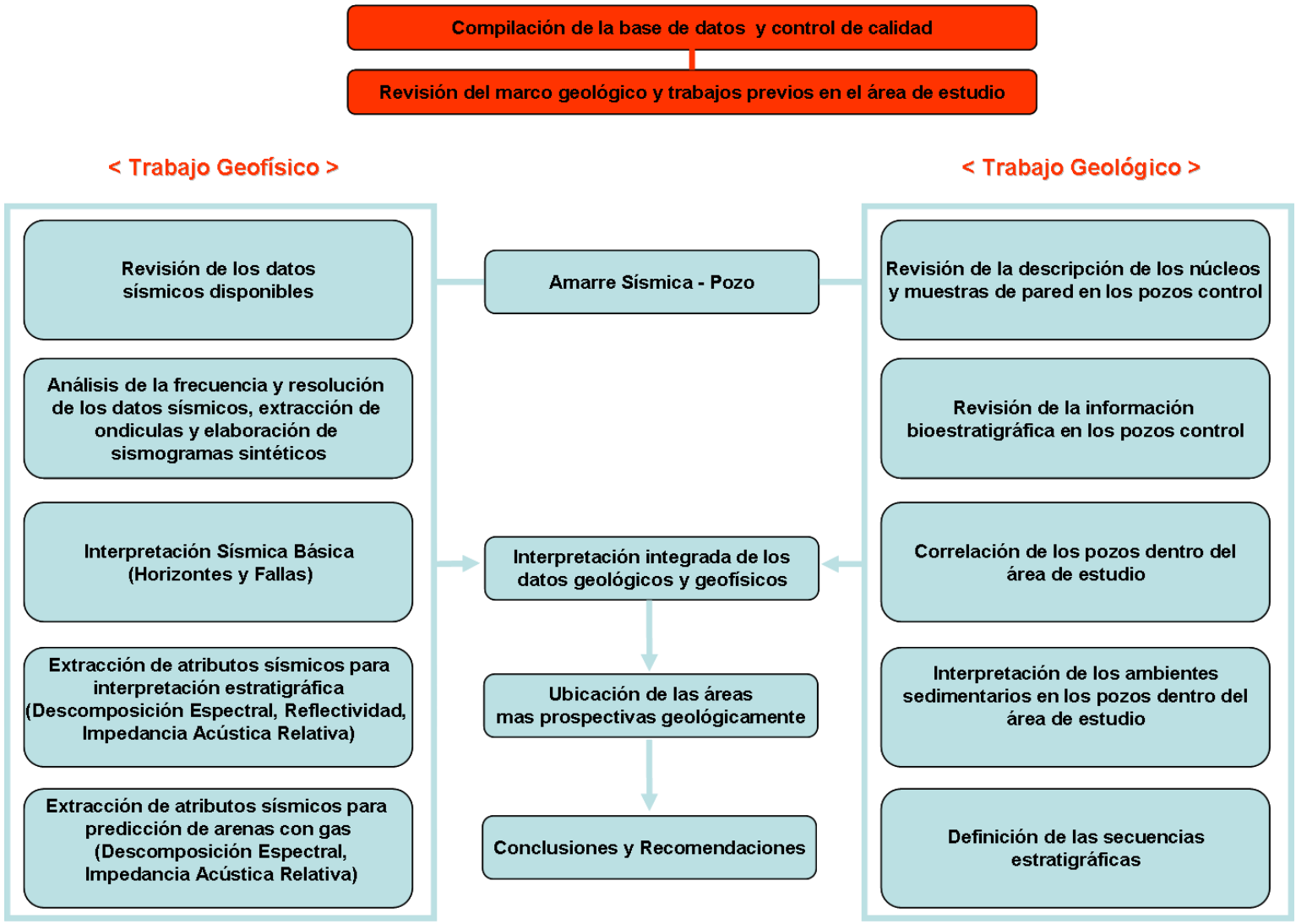


Figura 4.1. Diagrama de flujo de la metodología a realizar.

4.2 Trabajo Geológico

4.2.1 Revisión de la descripción de los núcleos y muestras de pared en los pozos control

Dentro del Campo El Salto no se tienen pozos con información de núcleos o muestras de pared por lo cual se utilizó la información de núcleos y muestras de los campos Morichal y Jobo, la información de los núcleos y las muestras de pared en este trabajo se usó para dos propósitos fundamentales, un primer objetivo era confirmar la interpretación de ambientes realizada con los registros anteriormente (Blanco *et al*., 2006) y segundo era usar los estudios bioestratigráficos para ubicar cronoestratigráficamente las secuencias interpretadas, lo cual será discutido más adelante.

Se tienen 5 pozos con núcleos de los campos Jobo y Morichal a los cuales se le realizaron análisis sedimentológicos, además de 4 pozos con muestras de pared a los que también se le realizaron los análisis sedimentológicos (Figura 4.2). Se revisaron los análisis sedimentológicos con el objetivo de entender los paleoambientes sedimentarios presentes en el área de estudio e identificar las superficies de interés (superficies de máxima inundación y bordes de secuencia).

4.2.2 Revisión de la información bioestratigráfica en los pozos control.

Los estudios bioestratigráficos se realizaron en 4 pozos de los campos Jobo y Morichal, estos estudios nos permitieron estimar las edades de las superficies de interés interpretadas en los núcleos y de esta forma saber el orden de las secuencias que se interpretaron, además los datos bioestratigráficos también permitieron confirmar las interpretaciones de paleoambientes realizadas en los análisis

sedimentológicos. Los pozos con estudios bioestratigráficos son mostrados en la figura 4.3.

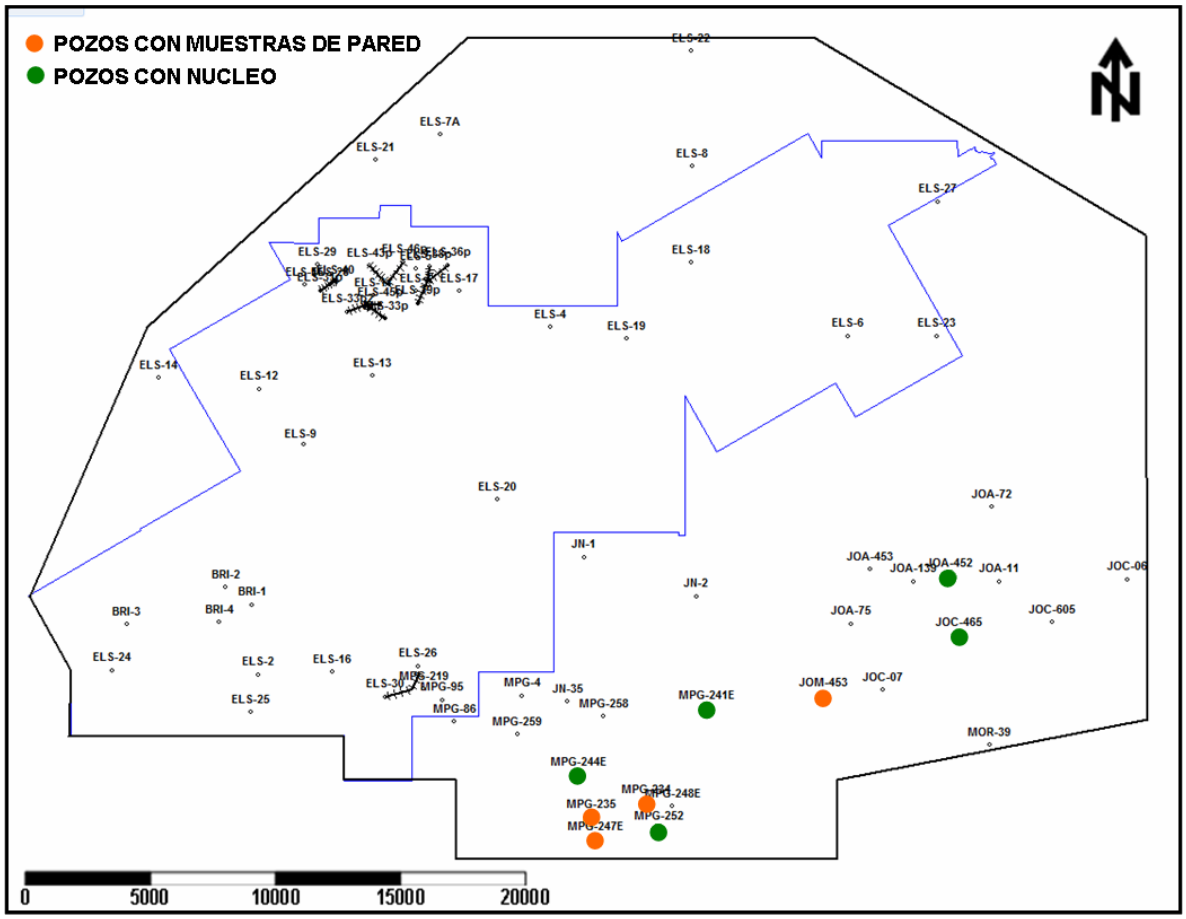


Figura 4.2. Pozos que contienen análisis sedimentológicos en núcleos y muestras de pared.

4.2.3 Correlación de los pozos dentro del área de estudio.

Se utilizaron los registros de 70 pozos presentes en el área de estudio (Fig. 4.4) para identificar las superficies claves (SB y MFS). Primero se identificaron estas superficies en los pozos con núcleos y muestras de pared, seguidamente se identificaron las superficies en los pozos que tenían GR espectral siguiendo la metodología propuesta por Davies, *et al.*, 1996 y por último se interpretaron las

superficies que sólo tenían registro de litología y resistividad. A continuación se explica con más detalle la interpretación para los diferentes casos:

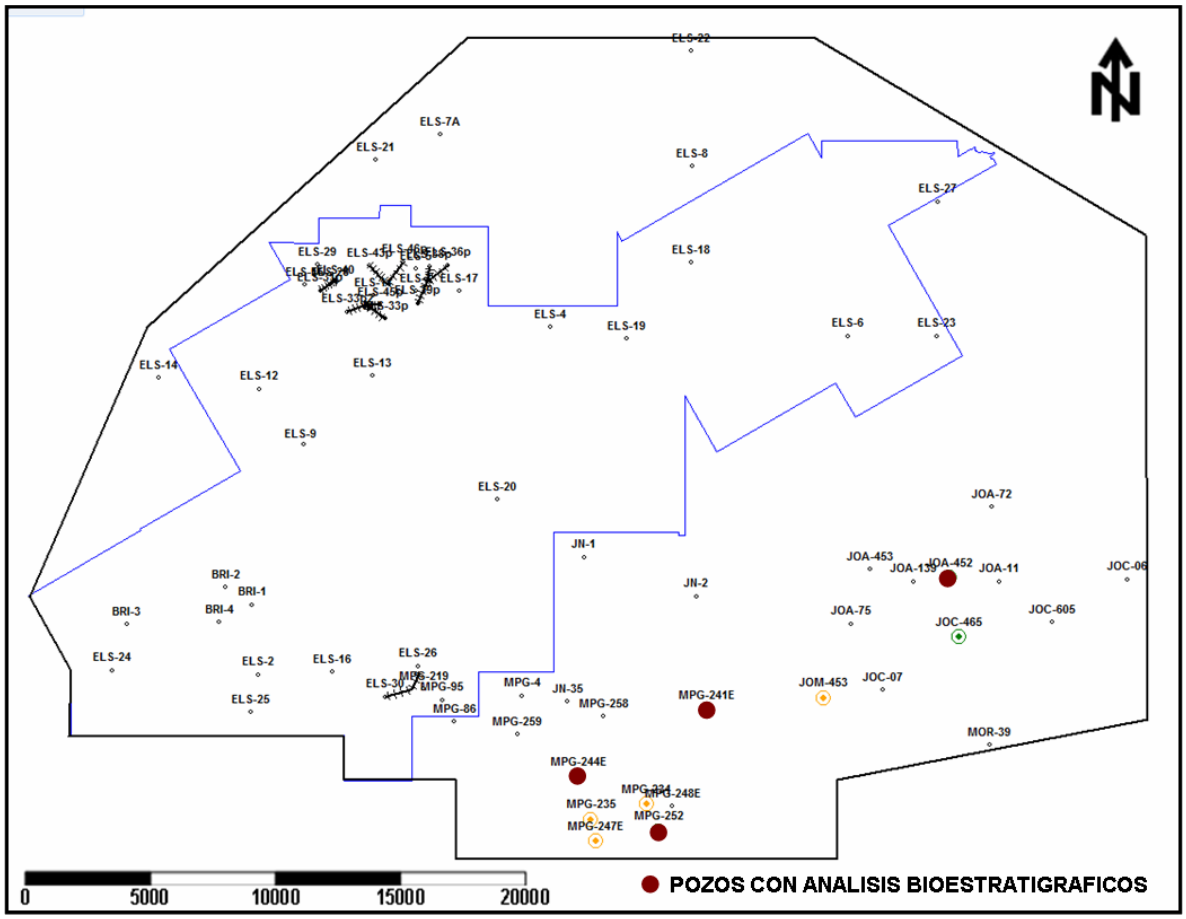


Figura 4.3. Mapa de distribución de los pozos que contienen análisis bioestratigráficos.

Pozos con Núcleo

En los pozos con núcleo a partir de los estudios sedimentológicos se determinaron los patrones de apilamiento y los paleoambientes de sedimentación, esta información se integró con los estudios micropaleontológicos (Figura 4.5) de abundancia de microfósiles marinos y esterilidad de foraminíferos para determinar las Superficies de Máxima Inundación (MFS) y los Limites de Secuencia (SB).

Pozos con Gamma Ray (GR) Espectral

En los pozos con GR Espectral se utilizó la metodología propuesta por Davies, *et al.*, 1996, explicada en el marco teórico, para la identificación de los MFS y SB, en la figura 4.6 se muestra un ejemplo para unos de los pozos que tenían los registros de GR Espectral.

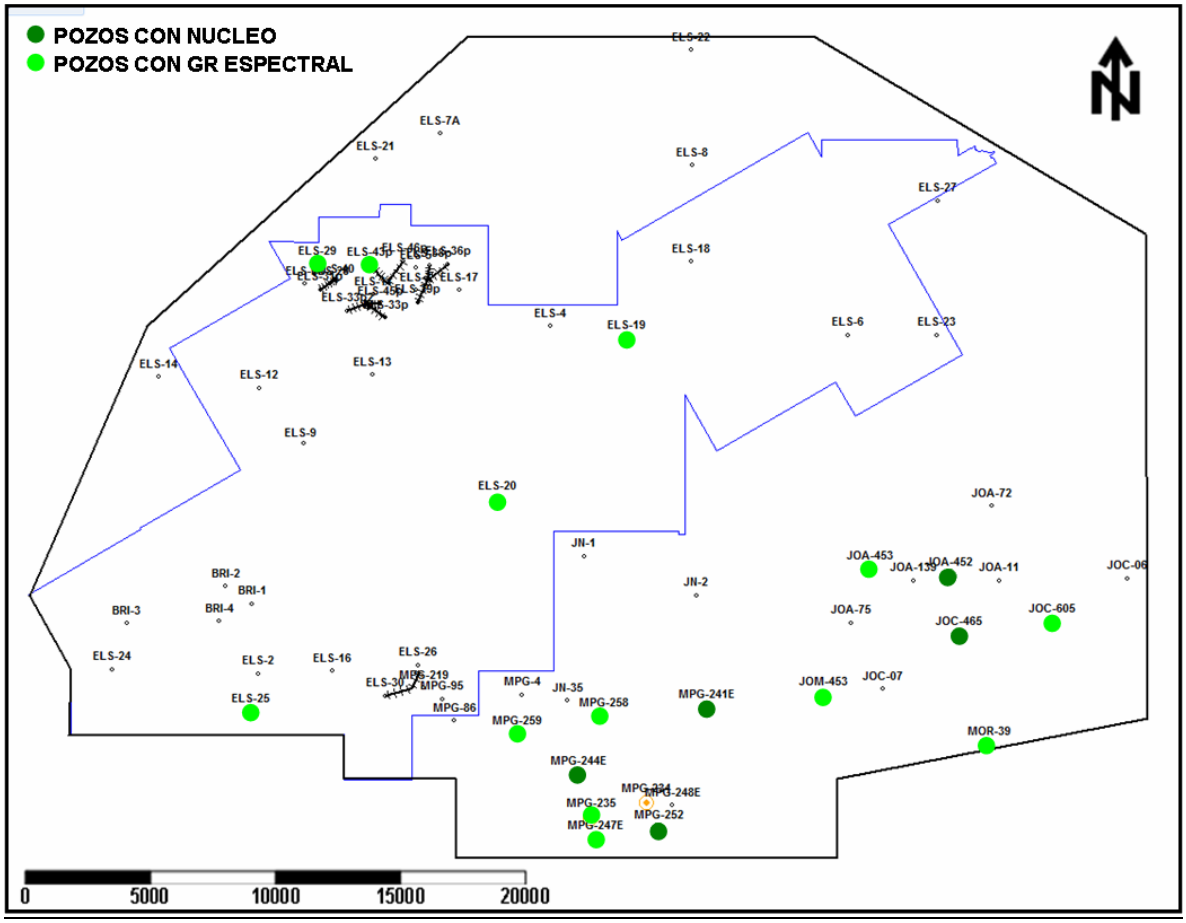


Figura 4.4. Mapa del área de estudio, donde se indican los pozos con núcleo y GR Espectral, el resto de pozos solo tienen registro de litología y resistividad.

<u>Pozos con solo registro de litología y resistividad</u>

En los pozos sólo con registro de litología y resistividad se interpretó la geometría de los registros para determinar los patrones de apilamiento como se muestra en la figura 4.7. Por último se realizaron correlaciones regionales para identificar las MFS y SB de hasta 3er Orden. Un total de ocho (8) transectos fueron realizados para la

identificación y correlación de superficies estratigráficas de 2^{do} y 3^{er} Orden (Figuras 4.8 y 4.9).

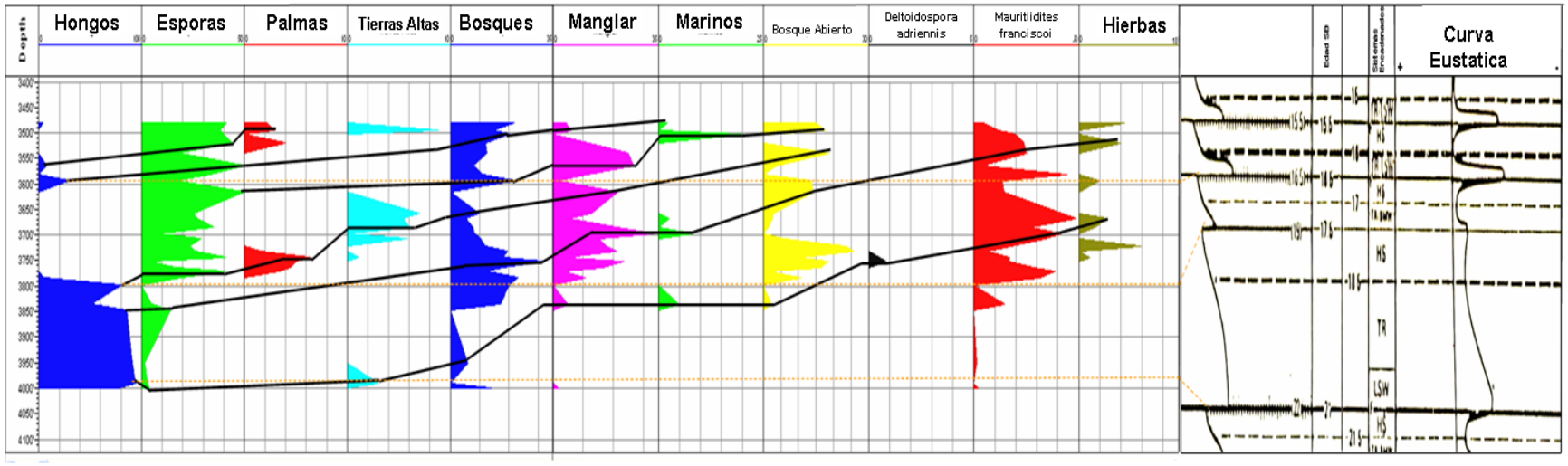


Figura 4.5. Ejemplo de interpretación de las superficies estratigráficas claves (MFS y SB) mediante estudios micropaleontológicos en el pozo JOA-452 (Muñoz *et al*., 2005). La abundancia de microfósiles marinos fue graficada en forma de curvas para obtener los picos de máxima abundancia, en los cuales fueron ubicadas las Superficies de Máxima Inundación (MFS). Los Límites de Secuencia (SB) fueron identificados en los intervalos de esterilidad de foraminíferos.

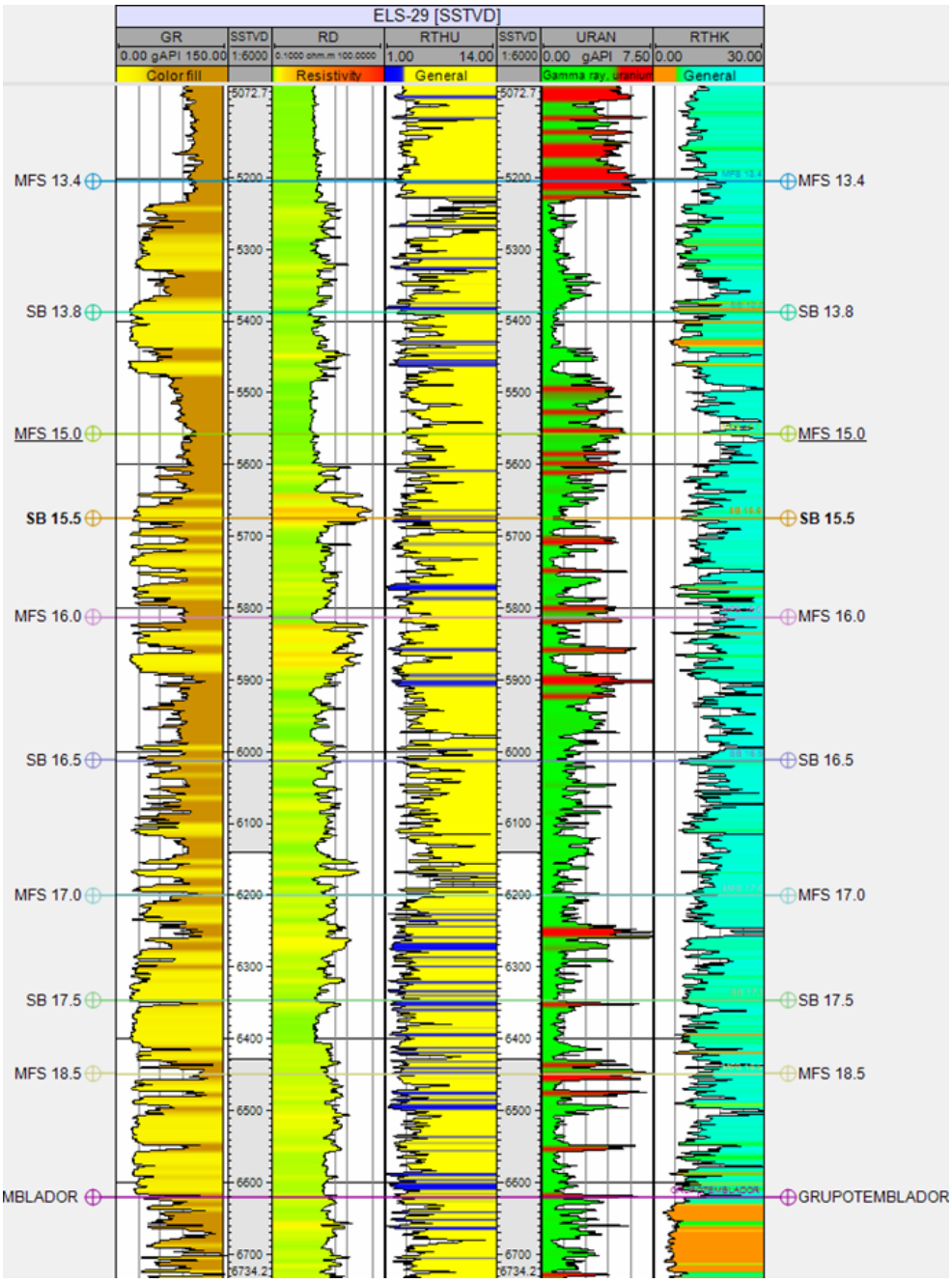


Figura 4.6. Ejemplo de interpretación de las superficies estratigráficas claves (MFS y SB) mediante registros de GR Espectral. Las superficies de inundación se pueden identificar por un distintivo pico de Uranio (>5 ppm) y un radio bajo de Thorio / Uranio (< 2.5) e inconformidades erosiónales y sus valles incisos asociados son caracterizados por bajos valores de GR y un alto radio de Thorio / Potasio (> 6).

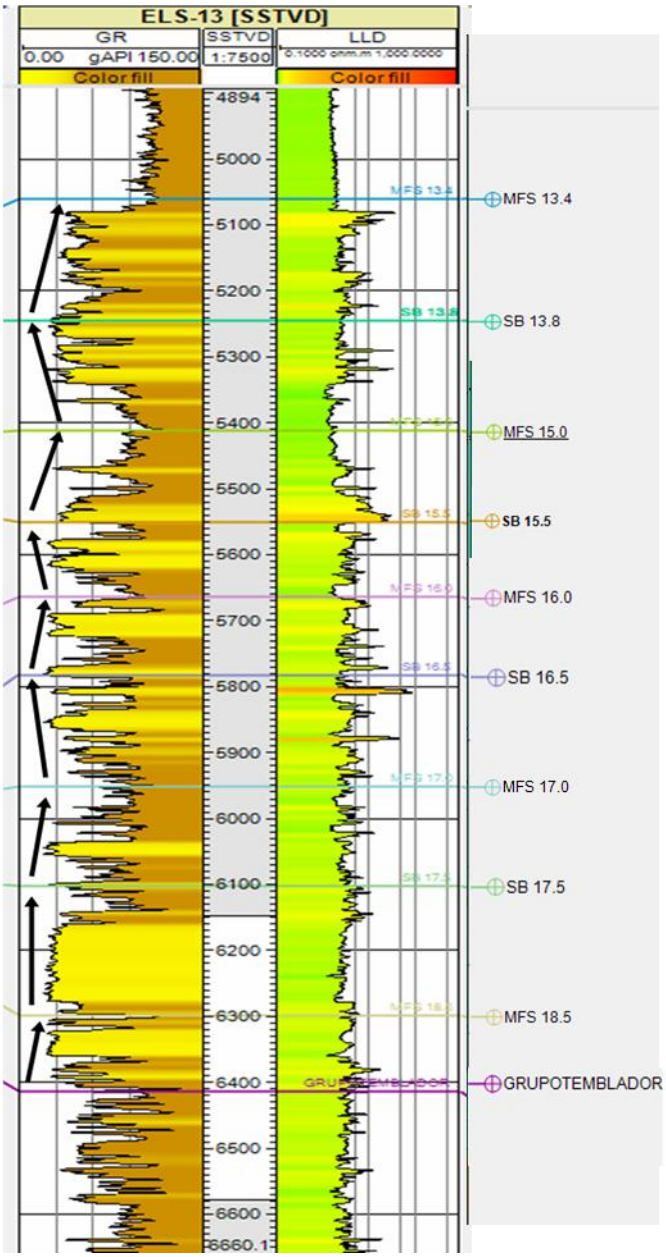


Figura 4.7. Ejemplo de interpretación de las superficies estratigráficas claves (MFS y SB) en pozos que solo tenían registro de litología y resistividad. La identificación de las superficies se realizó tomando en cuenta el patrón de apilamiento los sedimentos.

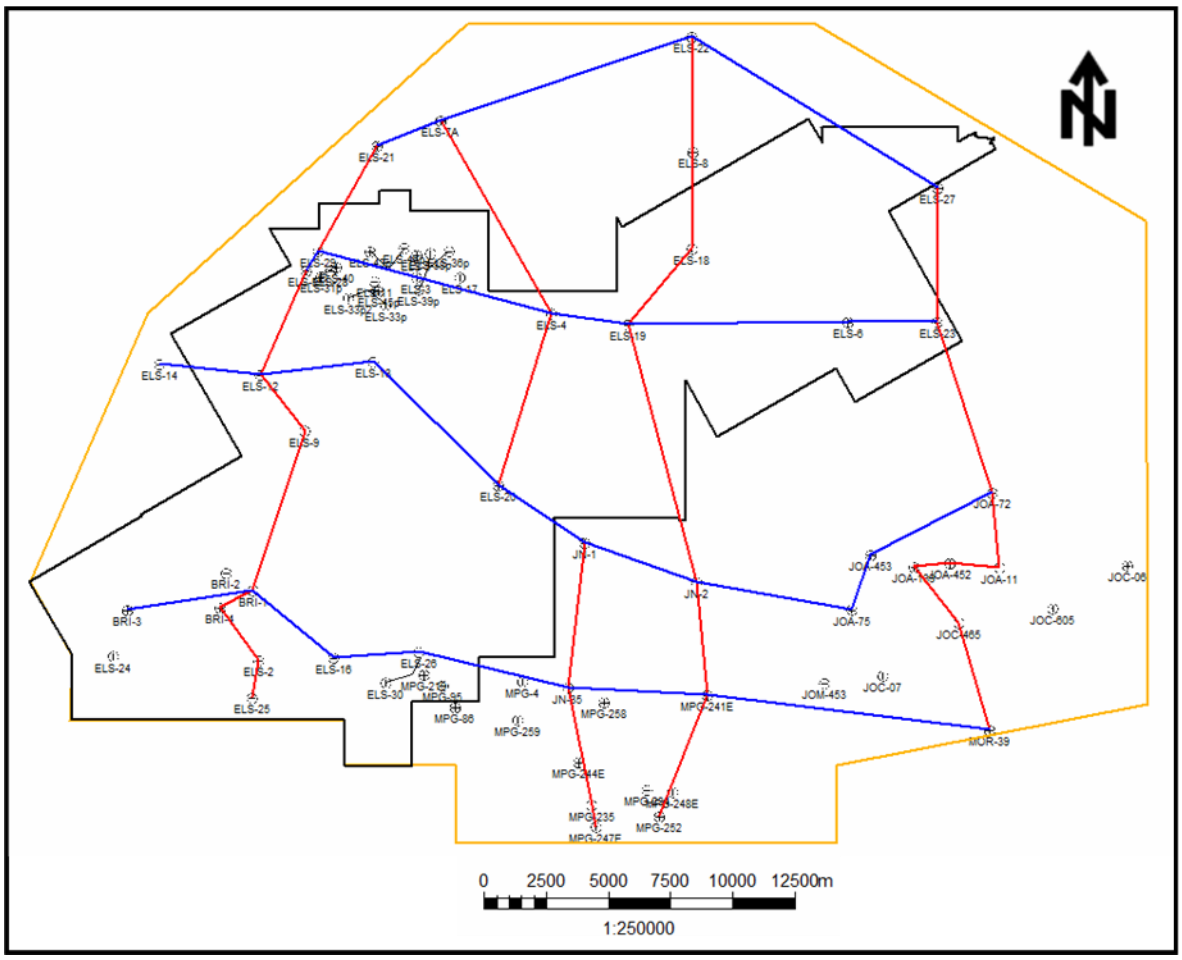


Figura 4.8. Mapa donde se muestra los ocho transectos regionales, los de línea roja son los transectos norte - sur y los de línea azul son los transectos este- oeste.

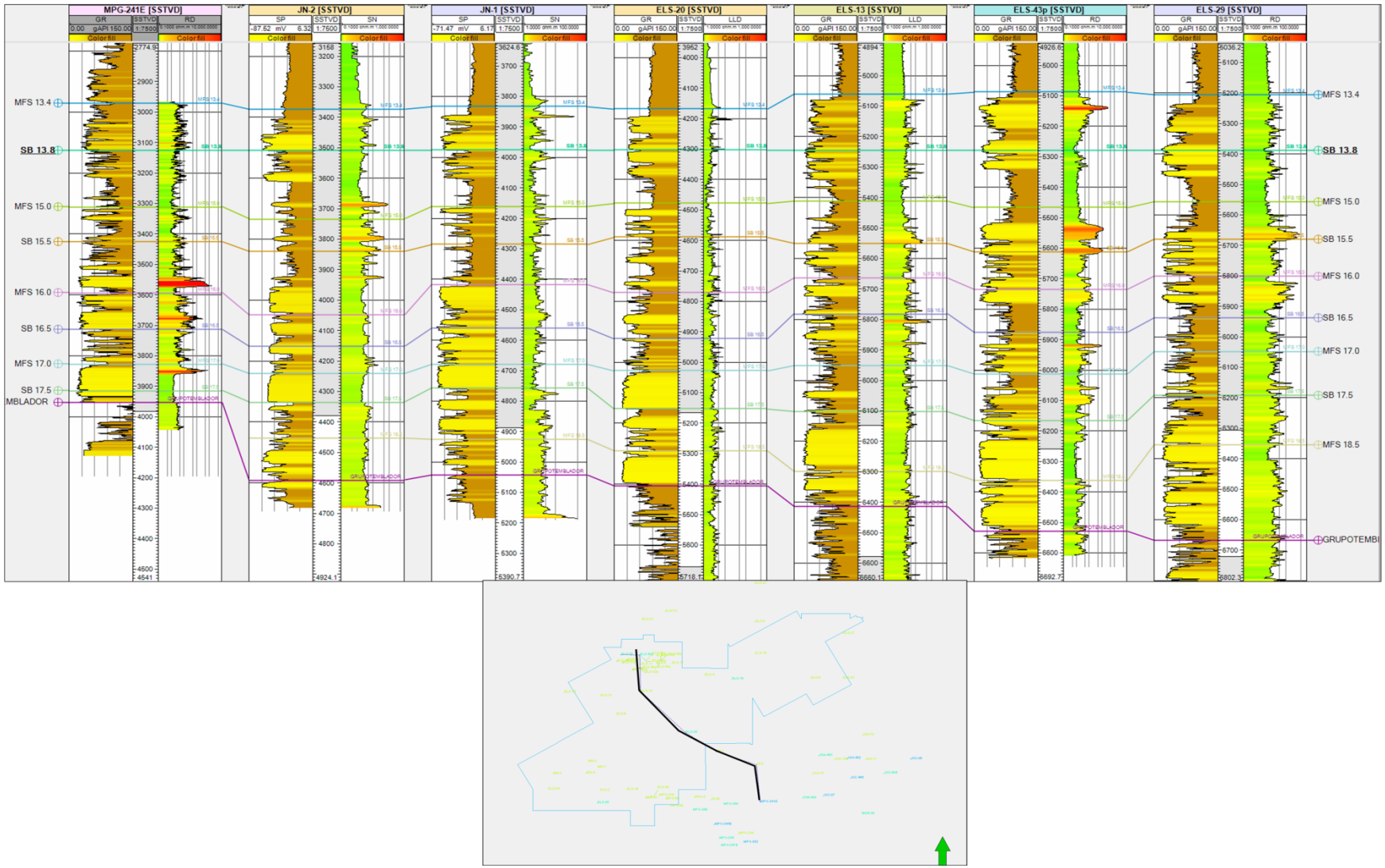


Figura 4.9. Sección estratigráfica tipo cubriendo todo el área de estudio.

4.2.4 Interpretación de los paleoambientes sedimentarios en los pozos dentro del área de estudio.

Se usaron los paleoambientes sedimentarios elaborados por Blanco *et al*., (2006) en su tesis de grado, estos paleoambientes fueron interpretados a partir de los registros disponibles en los pozos del área antes del 2005 y se correlacionaron utilizando la teoría de unidades genéticas, en este trabajo se le buscó el equivalente a dichas unidades genéticas en base a nuestras superficies claves interpretadas (MFS y SB) y se le agregó la información reciente, todo esto posible ya que ambos tipos de correlación son cronoestratigráficas (Figuras 4.10 y 4.11).

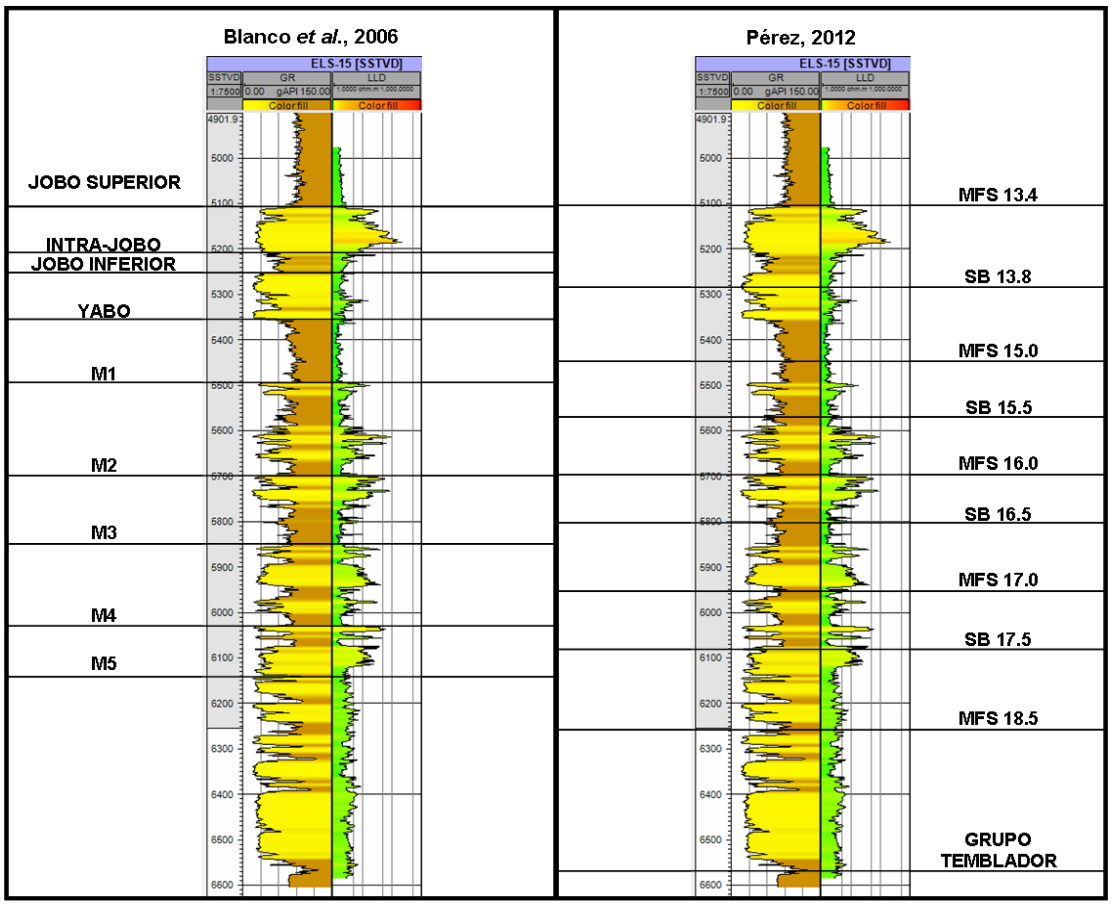


Figura 4.10. Equivalencia entre la interpretación de Blanco *et al*., (2006) y la realizada en este trabajo.

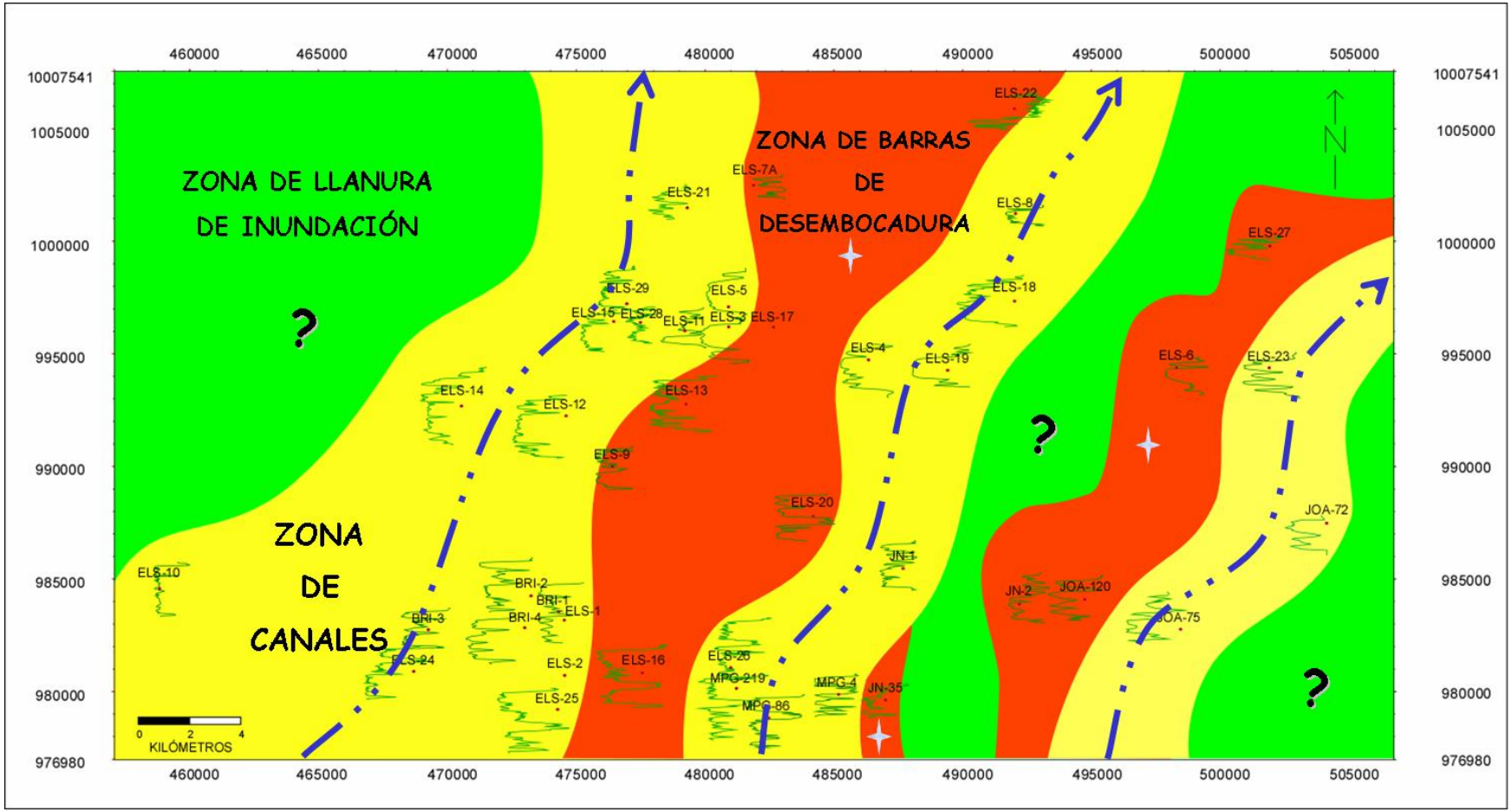


Figura 4.11. Ejemplo de interpretación de paleoambientes por Blanco *et al*., (2006) para la zona entre la MFS 13.4 y SB 13.8.

4.2.5 Definición de las secuencias estratigráficas

Para la definición de las secuencias estratigráficas se utilizó la siguiente información:

- Superficies interpretadas en los pozos que solo contienen registro de litología y resistividad
- Análisis bioestratigráficos y sedimentológicos en pozos con núcleos.
- Interpretación de los datos sísmicos 2D y 3D.
- Información de trabajos de estratigrafía secuencial realizados previamente en el área de estudio.

Se identificaron las superficies estratigráficas tipo y se extrapolaron por toda el área a través de 8 correlaciones regionales cuya ubicación se indica en el mapa de la figura 4.8 y a través de la interpretación de dichas superficies en los datos sísmicos. Técnicas y procedimientos de estratigrafía secuencial fueron aplicados para delinear los patrones de apilamiento, identificar los sistemas encadenados dentro de cada secuencia y para el posterior cartografiado. La clasificación de las secuencias fue basada en la duración o frecuencia de éstas, calibrándose con la correlación de Haq *et al*. (1987).

4.3 Trabajo Geofísico

4.3.1 Revisión de los datos sísmicos disponibles

Como primer paso se realizó la revisión de los datos sísmicos existentes. Se tienen aproximadamente 1100 Km. de datos sísmicos 2D los cuales fueron adquiridos en dos campañas entre 1976 y 1981 y 110 Km^2 de datos sísmicos 3D los cuales se adquirieron en 1997. Estos datos se mandaron a reprocesar a finales del año 2009 con la compañía Fusion Petroleum Technologies Inc.

Los principales objetivos del reprocesamiento fueron mejorar la relación señal - ruido, aumentar el ancho de banda de frecuencia, y por lo tanto para mejorar la imagen estructural y de las fallas. Un algoritmo Migración en Tiempo Pre-Apilamiento tipo Kirchoff (PSTM por sus siglas en inglés) fue aplicado tratando siempre de preservar el contraste de amplitudes de los datos. Los datos sísmicos resultantes del reprocesamiento se encuentran en fase cero debido a la corrección de fase que le realizó la compañía que reproceso los datos.

También se disponía de 282 Km^2 de datos sísmicos 3D pertenecientes al Campo Jobo que sólo se usó con fines de interpretación estructural ya que varios de los pozos que tienen núcleo se encuentran dentro del área que cubre esta sísmica. Con respecto a estos datos no se pudo obtener la secuencia de procesamiento aplicada, solo se tiene la certeza de que el tipo de algoritmo de migración aplicado es el mismo aplicado a los datos sísmicos del Campo El Salto y que se le realizo un procesamiento donde se buscó incrementar el contenido de frecuencia mediante la técnica de HFI^{TM} de la compañía Geotrace. (Fig. 4.12).

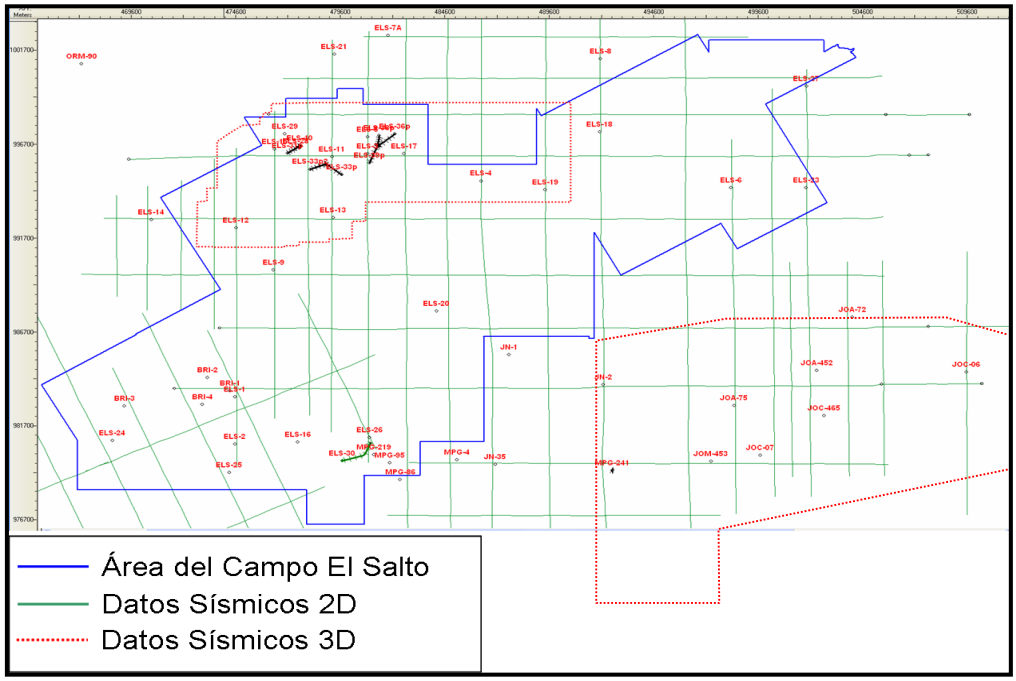


Figura 4.12. Datos sísmicos y pozos ubicados en el Campo El Salto.

4.3.2 Análisis de la frecuencia y resolución de los datos sísmicos, extracción de ondiculas y elaboración de sismogramas sintéticos

Un análisis básico de la banda de frecuencias presentes en los datos sísmicos 2D y 3D fue extraído mostrando que los datos sísmicos reprocesados tienen un buen contenido de frecuencias a profundidad de interés (900 - 2200 ms), tenemos que el ancho de banda para los datos 2D (Fig. 4.13) es 8-42 Hz con una frecuencia dominante alrededor de los 25 Hz, en el caso de los datos 3D (Fig. 4.14a), el ancho de banda es 5-80 Hz con una frecuencia dominante alrededor de los 20 Hz. En cuanto a los datos 3D del Campo Jobo (Fig. 4.14b), se tiene el ancho de banda es 5-120 Hz con una frecuencia dominante alrededor de los 25 Hz esto debido a la técnica de incremento de frecuencia que se le aplicó.

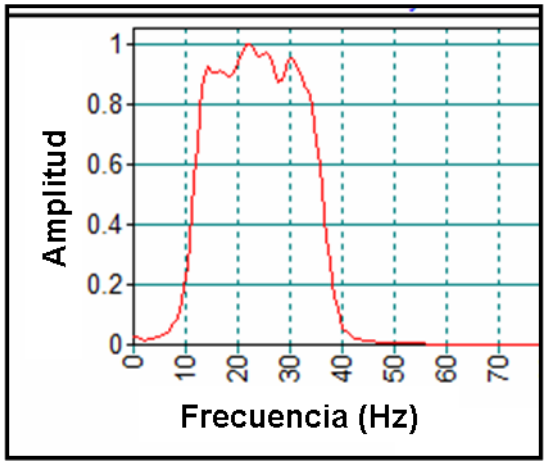


Figura 4.13. Espectro de Frecuencia de los datos sísmicos 2D.

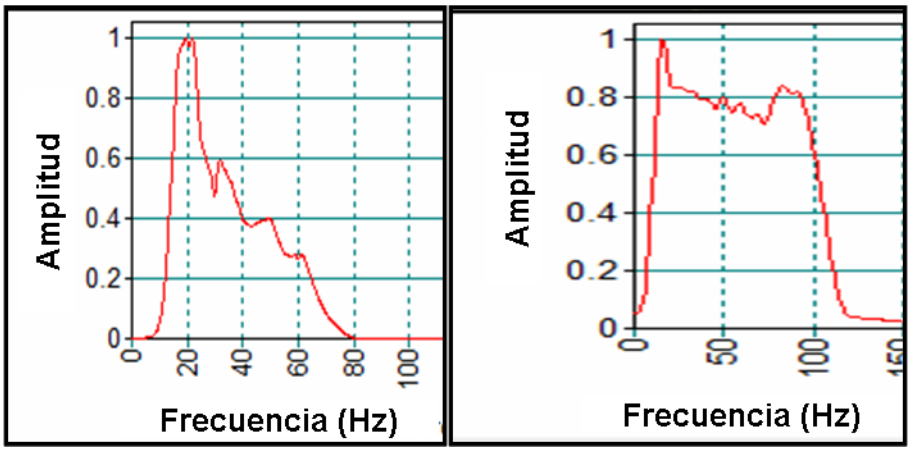


Figura 4.14. a) Espectro de Frecuencia de los datos sísmicos 3D del Campo El Salto. b) Espectro de Frecuencia de los datos sísmicos 3D del Campo Jobo.

La resolución sísmica es la medida de cuán grande tiene que ser un objeto con el fin de verse en los datos sísmicos. El parámetro clave para la extracción de información estratigráfica desde datos sísmicos es la resolución vertical y horizontal. La resolución vertical se refiere a la capacidad de distinguir dos eventos sísmicos cercanos correspondientes a diferentes niveles de profundidad, y la resolución horizontal o espacial se refiere a la capacidad de distinguir y reconocer dos características lateralmente desplazadas como dos eventos distintos (Chopra *et. al*., 2006).

La resolución vertical se deriva de la longitud de onda predominante de la señal sísmica. Una medida comúnmente utilizada de resolución vertical inherente a la datos sísmicos se conoce como la cuarta parte de una longitud de onda ($\lambda/4$), lo que se conoce como la entonación de la longitud de onda (Brown, 1996). Con el incremento de la profundidad de la señal disminuirá la frecuencia mientras que la velocidad y la longitud de onda incrementara suponiendo que los sedimentos son gradualmente más compactados con la profundidad. Esto significa que con el aumento profundidad la resolución sísmica será cada vez menor. Las altas frecuencias se reflejan en

reflectores relativamente poco profundos y las más bajas frecuencias penetran mayor profundidades.

La resolución sísmica se calcula mediante:

$$\lambda/4 = \mathbf{v/f}$$

dónde:

λ = longitud de onda

f = frecuencia sísmica dominante

v = velocidad sísmica

En el área de estudio se realizó el cálculo tanto para los datos 2D como los 3D, tenemos que para los datos sísmicos 2D la frecuencia dominante se centra en: FDOM = 20 Hz, mientras que la velocidad es v = 9000 pie/s, por lo que la resolución sísmica vertical se calcula por: λ / 4 = 112.5 pies. En cuanto a los datos sísmicos 3D la frecuencia dominante se centra en: FDOM = 45 Hz, mientras que la velocidad es v = 9000 pie/s, por lo que la resolución sísmica vertical se calcula por: λ / 4 = 50 pies.

Para el control de la velocidad sísmica se tenían varios tiros de verificación (checkshot) disponibles en pozos del área (Tabla 4.1) los cuales se integraron y se generó una tabla tiempo - profundidad para la zona de estudio (Fig. 4.15), estos pares tiempo / profundidad se utilizaron en conjunto con los registros sonicos y de densidad generar sismogramas sintéticos donde se disponía la información.

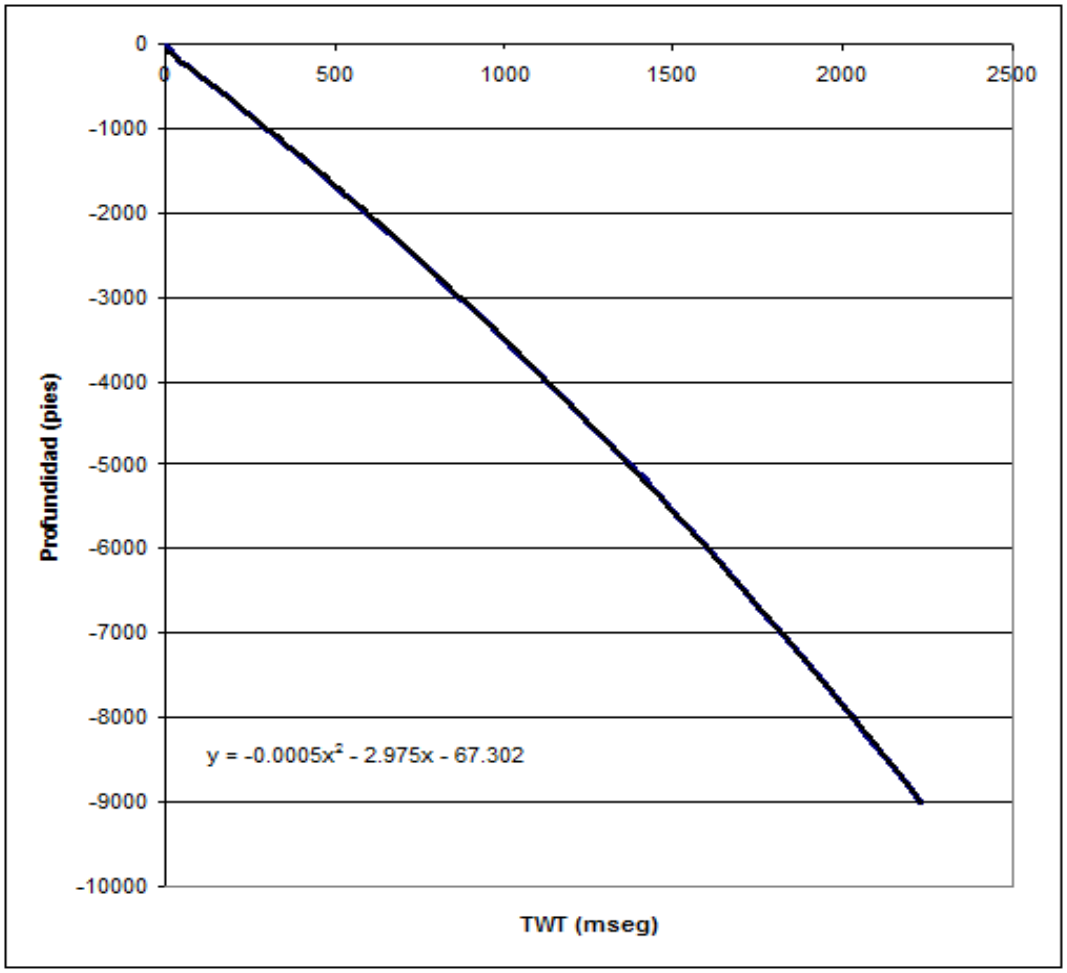


Figura 4.15. Tabla TZ general usada en el área de estudio.

En la tabla 4.1 se especifican los pozos a los que se generaron sismogramas sintéticos. Se tiene que el amarre sísmica- pozo fue bueno como se observa el pozo ELS-29 (Fig. 4.16) para el caso de los datos sísmicos 3D del Campo El Salto, el pozo JOC-465 (Fig. 4.17) para el caso de los datos sísmicos 3D del Campo Jobo y el pozo ELS-18 (Fig. 4.18) para los datos sísmicos 2D.

Tabla 4.1. Disponibilidad de información para realizar sismogramas sintéticos en la zona de estudio.

Pozos	Tiro de Verificación	Registro Sonico	Registro de Densidad	Sismograma Sintético
ELS-11	SI	NO	NO	NO
ELS-13	NO	SI	SI	SI
ELS-18	NO	SI	SI	SI
ELS-22	NO	SI	SI	SI
ELS-28	NO	SI	SI	SI
ELS-29	SI	SI	SI	SI
ELS-43P	NO	SI	SI	SI
ELS-45P	SI	SI	SI	SI
ELS-50P	NO	SI	SI	SI
JOA-452	NO	SI	SI	SI
JOC-465	NO	SI	SI	SI
JOC-605	NO	SI	SI	SI
JOM-453	NO	SI	SI	SI
MPG-241E	SI	SI	SI	SI
MPG-244E	SI	SI	SI	SI
MPG-247E	SI	SI	SI	SI

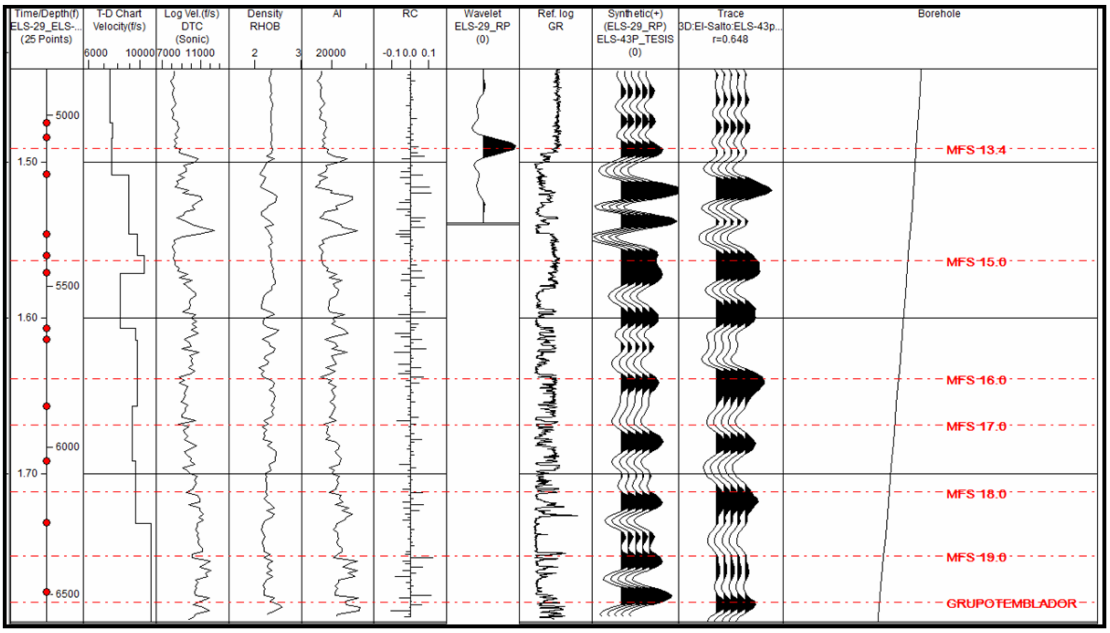


Figura 4.16. Sismograma sintético del pozo ELS-43p en la zona de datos sísmicos 3D del Campo El Salto.

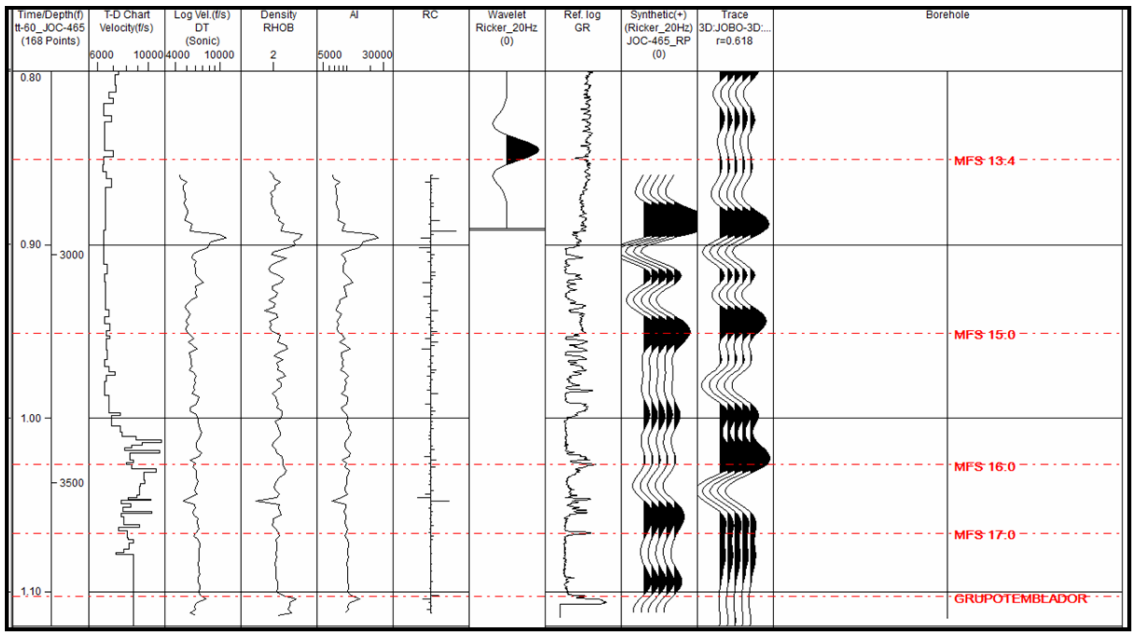


Figura 4.17 Sismograma sintético del pozo JOC-465 en la zona de datos sísmicos 3D del Campo Jobo.

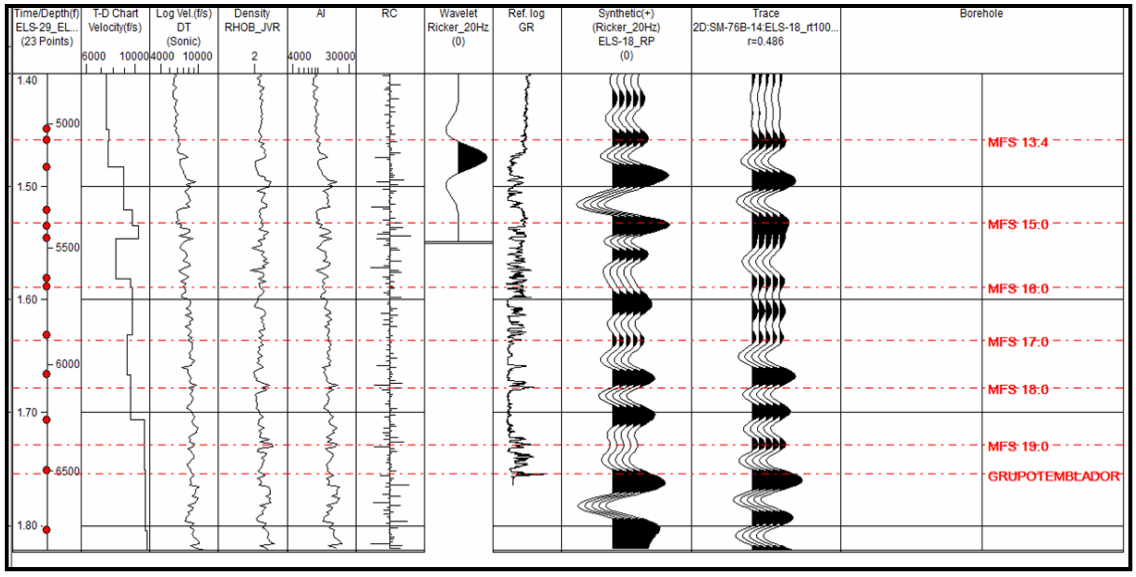


Figura 4.18. Sismograma sintético del pozo ELS-18 en la zona de datos sísmicos 2D del Campo El Salto.

4.3.3 Interpretación Sísmica Básica (Horizontes y Fallas)

Interpretación estructural/ Delineación de fallas

La interpretación estructural que se dispuso en este estudio fue realizada previamente por parte de la compañía Fusion Petroleum Technologies Inc. Se tiene que las fallas presentes en el área de estudio son fallas normales donde algunas presentan buzamiento sur y otras buzamiento norte (Fig. 4.19). La estructura que se encuentra en la zona es monoclinal de buzamiento noroeste donde las fallas normales de buzamiento sur son las que sirven como trampas de hidrocarburos.

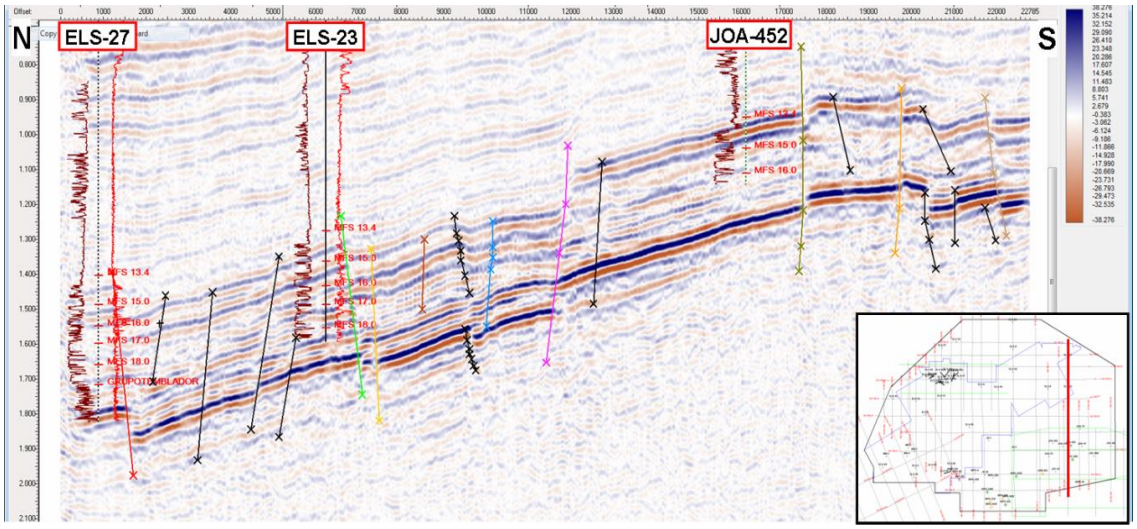


Figura 4.19. Línea sísmica 2D que muestra el patrón estructural del Campo El Salto.

Interpretación estratigráfica/ Delineación de horizontes

Para la interpretación de horizontes se usó el amarre sísmica - pozo realizado anteriormente y también se usaron los atributos de reflectividad y continuidad de eventos lo que permitió mejorar el picado de los horizontes de interés, debido a que el ancho de banda de los diferentes datos sísmicos eran diferentes se le aplicó un filtro

pasabanda de 9-15-40-50 Hz para que todos los datos sísmicos queden con el mismo ancho de banda (Fig. 4.20)

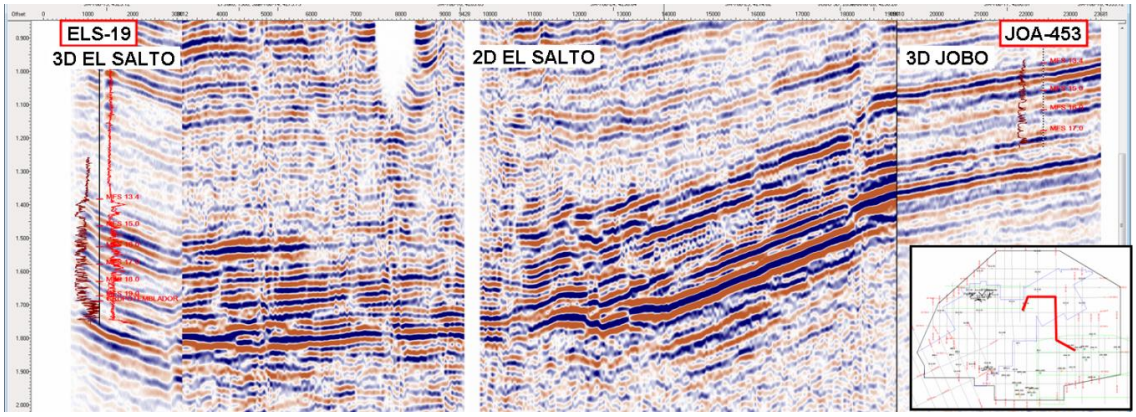


Figura 4.20. Sección compuesta de datos sísmicos 2D y 3D después de aplicarle el filtro Pasabanda.

Se interpretaron las Superficies de Máxima Inundación (MFS) tanto en los datos 2D como en los 3D (Fig. 4.21) que son los horizontes regionales que permitieron realizar el análisis de estratigrafía secuencial y en el caso de los datos 3D del Campo El Salto también se interpretaron los límites de Secuencia (SB), ya que en estos datos es donde se va a realizar el análisis de atributos sísmicos. En la tabla 4.2 se muestra un resumen de los horizontes interpretados.

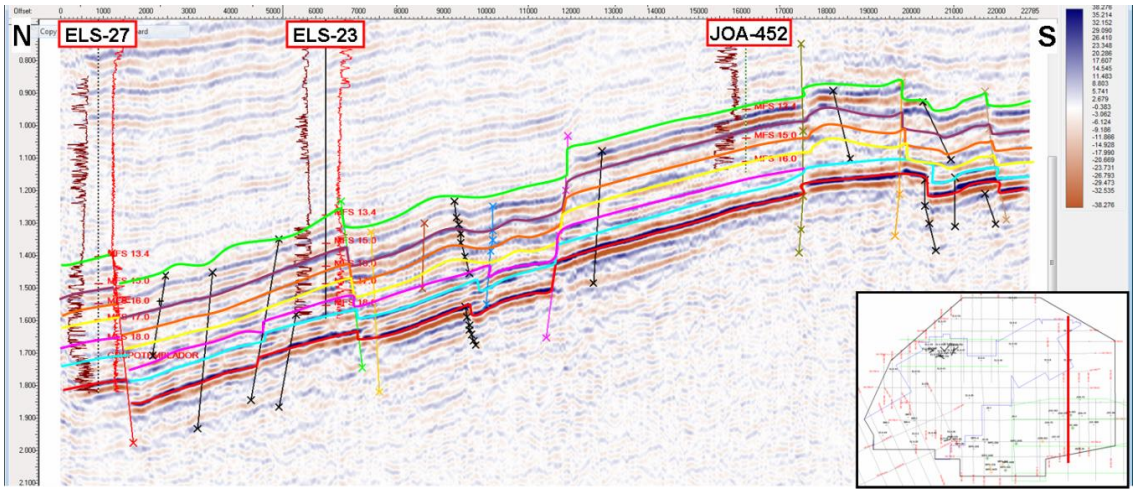


Figura 4.21. Línea sísmica 2D mostrada en la figura 4.17 con su interpretación estratigráfica.

Tabla 4.2. Características sísmicas de los horizontes interpretados.

HORIZONTE SISMICO	POLARIDAD (Convención Normal SEG)	CARACTER (Intensidad de la reflexión)	CONFIABILIDAD
MFS 13.4	Positiva (Pico)	Fuerte	Reflector fuerte en la mayoría del área, en algunos lugares pierde intensidad
MFS 15.0	Positiva (Pico)	Fuerte	Reflector fuerte en todo el área de estudio
MFS 16.0	Positiva (Pico)	Débil	Reflector de alta incertidumbre por el pobre contraste de impedancias
MFS 17.0	Positiva (Pico)	Débil	Reflector de alta incertidumbre por el pobre contraste de impedancias
MFS 18.5	Positiva (Pico)	Débil	Reflector de alta incertidumbre por el pobre contraste de impedancias
GRUPO TEMBLADOR	Positiva (Pico)	Débil	Reflector de alta incertidumbre por el pobre contraste de impedancias
BASAMENTO	Positiva (Pico)	Fuerte	Reflector fuerte en todo el área de estudio

4.3.4 Extracción de atributos sísmicos para interpretación estratigráfica (Descomposición Espectral, Reflectividad, Impedancia Acústica Relativa)

El uso de los atributos sísmicos con fines estratigráficos es una práctica común en la actualidad (Chopra *et. al*., 2006), por lo cual en la zona donde se tienen datos sísmicos 3D se extrajeron diferentes atributos en los horizontes interpretados e integrar la información con los datos de pozo existente permitió delimitar las zonas

con mejor potencial como reservorio. Los atributos que se extrajeron fueron atributos básicos como: Fase instantánea, Frecuencia Instantánea, Similaridad, Indicador de Lutita (*Arc Lenght)* etc. (Fig. 4.22) y atributos especiales como Descomposición Espectral, Reflectividad, Impedancia Acústica Relativa (Fig. 4.23).

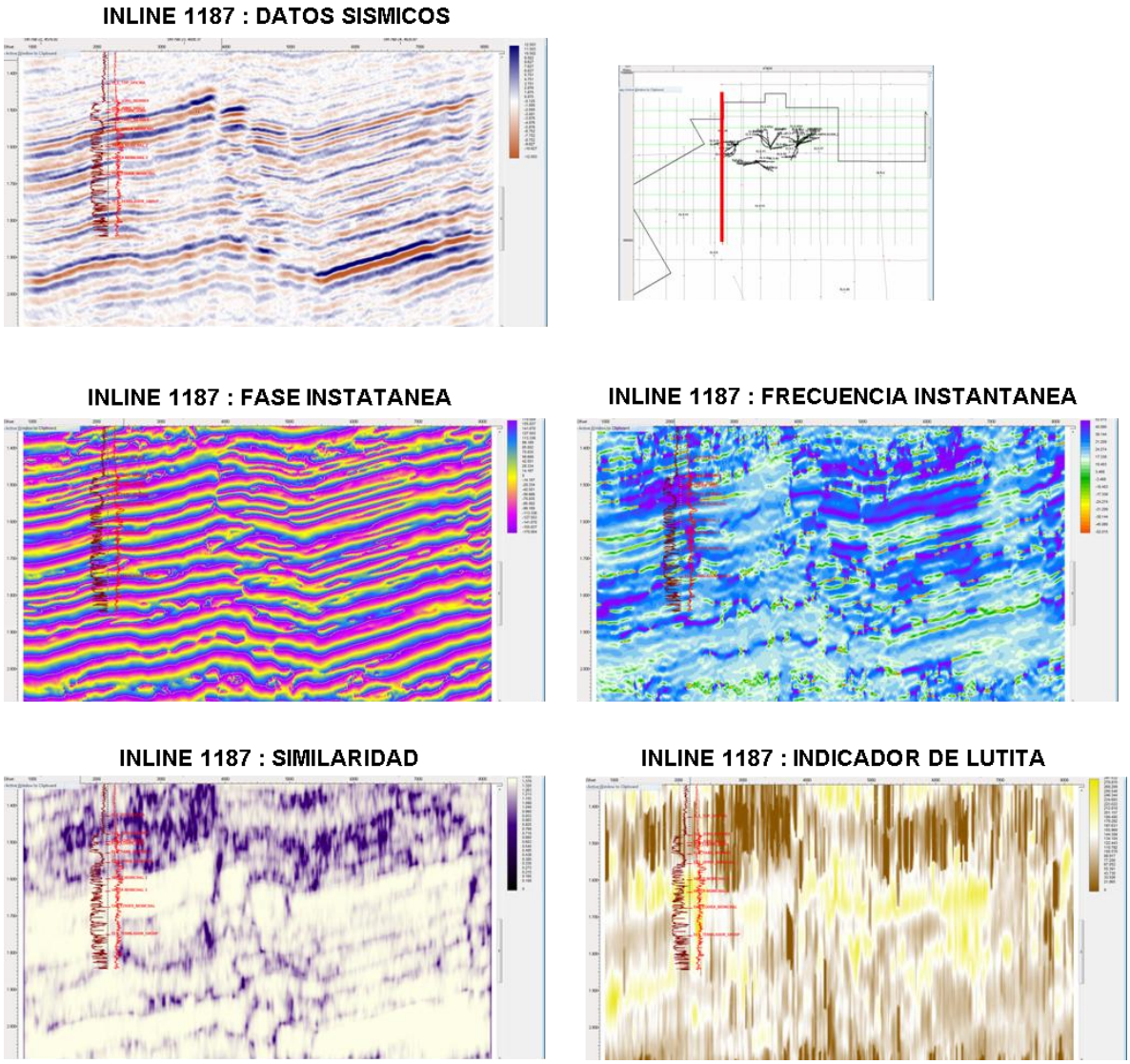


Figura 4.22. Atributos sísmicos básicos utilizados en la interpretación estratigráfica del área.

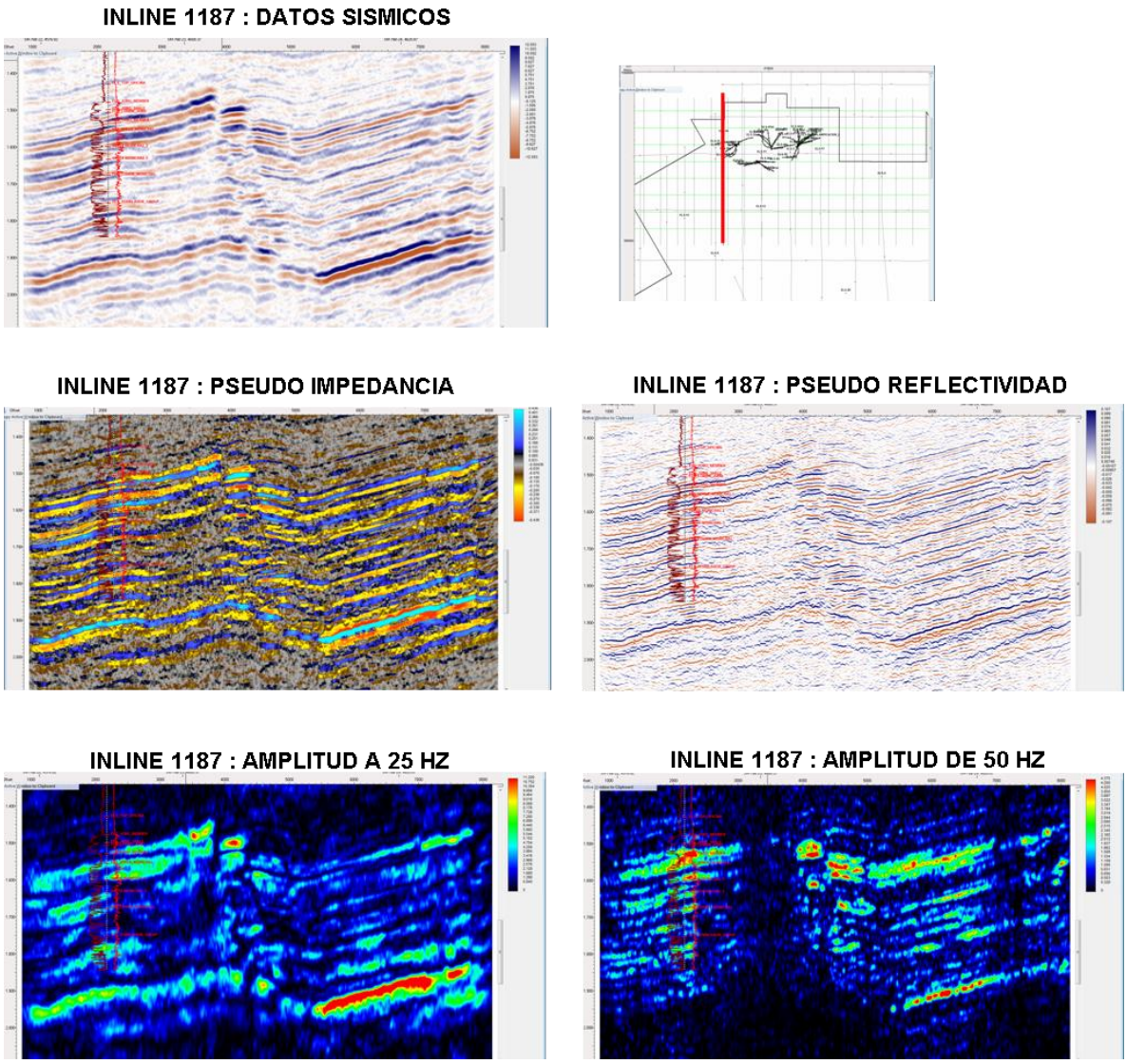


Figura 4.23. Atributos sísmicos especiales utilizados en la interpretación estratigráfica del área.

4.3.5 Extracción de atributos sísmicos para predicción de arenas con gas (Descomposición Espectral, Impedancia Acústica Relativa)

Los atributos de descomposición espectral han mostrado ser eficientes como indicadores directos de gas (Mendez *et al*., 2003 ; Pérez *et al*., 2010). Primero se realizó un estudio de de sustitución de fluidos en el pozo ELS-29 y las trazas

obtenidas para los diferentes fluidos se le aplico descomposición espectral (Figura 4.24). El análisis de descomposición espectral (Figura 4.25) demostró que era posible diferenciar las arenas con gas de las arenas con petróleo o agua.

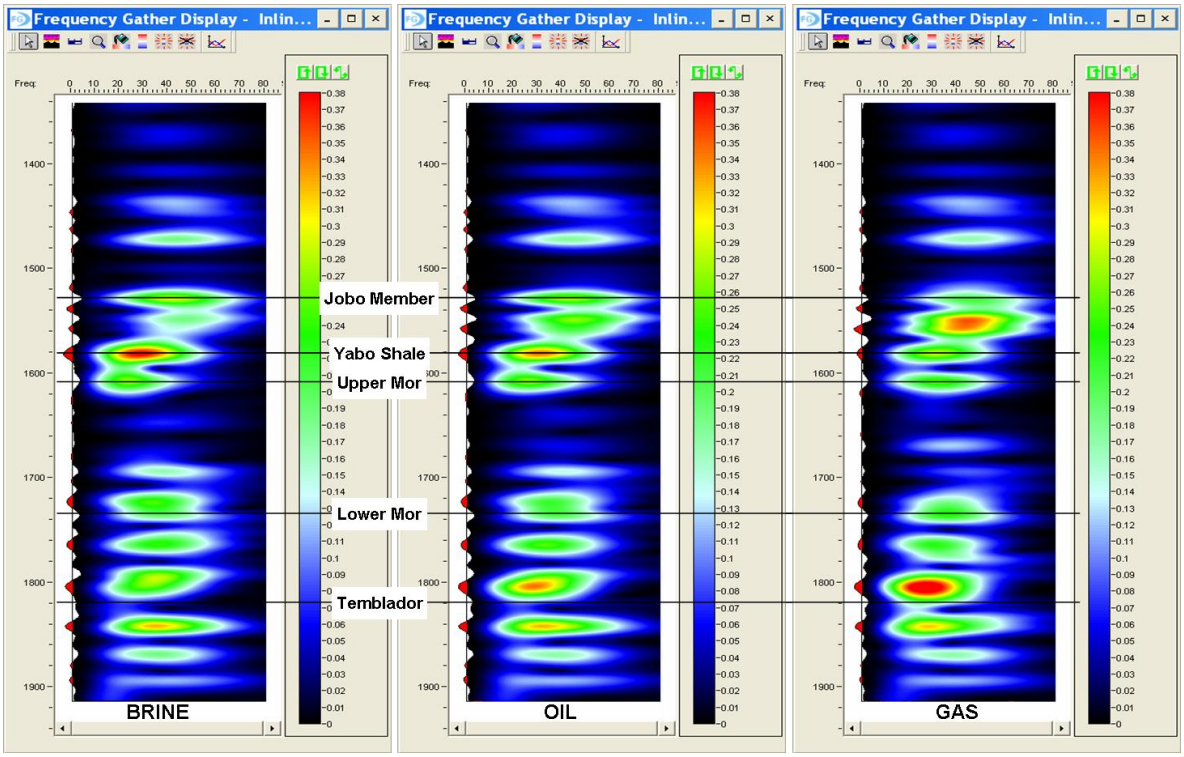


Figura 4.24. Descomposición espectral para los diferentes fluidos.

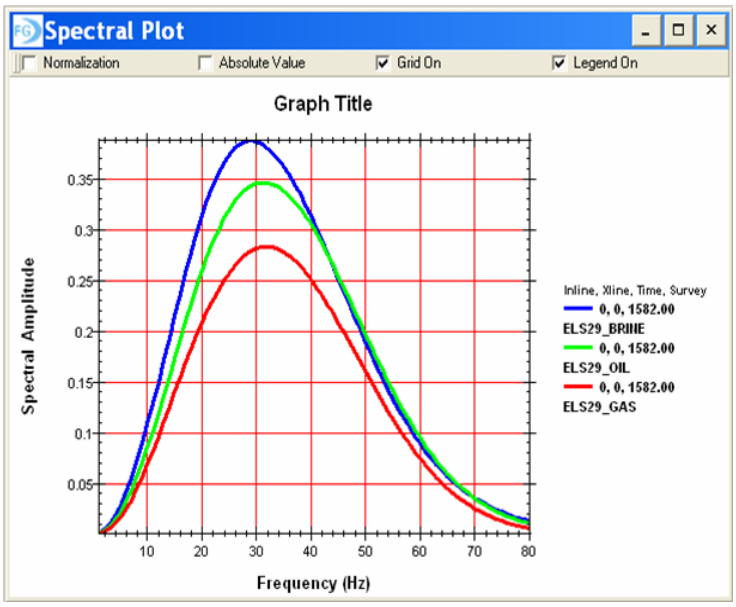


Figura 4.25. Análisis de la variación de la amplitud respecto a la frecuencia para las arenas con gas.

Se extrajeron mapas de de amplitud a diferentes frecuencias en los horizontes donde se han encontrado arenas con gas, lo cual permitió delimitar la distribución espacial de dichas arenas con gas en otras áreas del Campo El Salto (Figura 4.26).

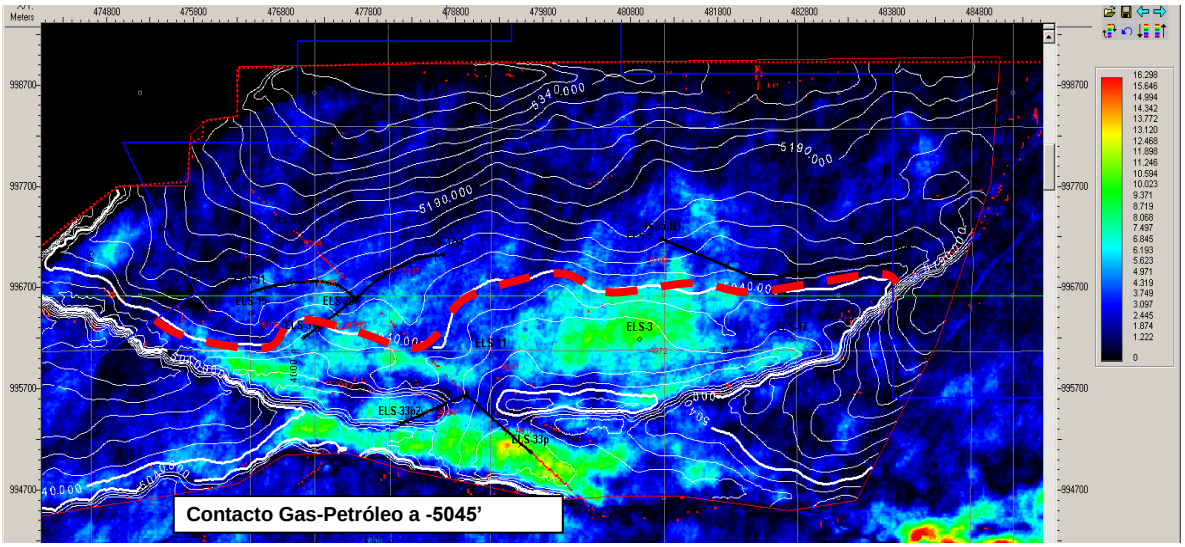


Figura 4.26. Horizonte de Amplitud a 25 Hz utilizado para identificar la distribución de las arenas con gas.

5 CAPÍTULO V:MARCO DE ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL Y ANÁLISIS INTEGRADO

5.1 Antecedentes

En la Cuenca Oriental de Venezuela se han realizado escasos estudios de carácter regional donde se integren varios campos petroleros mediante técnicas de estratigrafía secuencial y de estos los estudios que envuelven o están cercanos al área de estudio son los trabajos de Erlich *et al.* (1992), Di Croce (1995), Parnaud *et al.* (1995), Di Croce *et al.* (1999), Chigne *et al.*, (2000), Giffuni *et al.* (2000, 2001) y Porras (2003).

En los anteriores trabajos mencionados se ofrece un marco tectono-estratigráfico general, basado en los principios estratigráficos secuenciales. Erlich *et al.* (1992) hacen una revisión tectono-estratigráfica de la cuenca, fundamentando su estudio en data estratigráfica convencional. Sugieren el desarrollo de dos sistemas depositacionales diferentes en la cuenca: uno influenciado por procesos de margen pasivo y otro resultado de la instalación de la cuenca antepais (Porras, 2003). Parnaud *et al.* (1995) proporcionan un modelo geológico integrado, donde analizan el relleno sedimentario, la arquitectura interna y la evolución de la cuenca. Identifican cuatro episodios mayores en la evolución de la misma (Porras (2003)). Di Croce (1995) y Di Croce *et al.* (1999), en un amplio y extensivo estudio de la Subcuenca de Maturín, tanto costa afuera como costa adentro, reconocen tres secuencias tectonoestratigráficas mayores o megasecuencias: rift, margen pasivo y foredeep. Identifican 8 secuencias de segundo orden en la columna: cinco correspondientes al Cretácico - Paleogeno y tres en el Neógeno. Reconstruyen la evolución tectónica de la cuenca (Porras, 2003). Chigne *et al.* (2000) hacen una evaluación geoquímica de rocas y crudos terciarios de la cuenca y la integran con estudios tectono-estratigráficos. Concluyen que el avance del *foredeep* hacia el este propició el desarrollo de espesas secuencias sedimentarias capaces de desarrollarse como rocas

generadoras de hidrocarburos (Porras, 2003). Giffuni *et al.* (2000, 2001) proporcionan un análisis estratigráfico secuencial basado en datos bioestratigráficos, sísmicos y de patrones de apilamiento de pozos en Monagas Central, en los límites con el área de estudio. Diferencian nueve secuencias de tercer orden y 26 sistemas encadenados en una sección comprendida entre el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio. Notan que la sección Terciaria yace directamente sobre sedimentos cretácicos. La sección correspondiente al Oligoceno no se logró determinar en el área y por ultimo Porras (2003) realizo un estudio de estratigrafía secuencial del Oligo-Mioceno en los bloques Oritupano – Leona y Mata – Acema al norte del área de estudio, determinando dos principales megasecuencias: de margen pasivo y de *foredeep*, la última de las cuales la dividió en tres ciclos transgresivos– regresivos mayores de segundo orden. Dentro del *foredeep* fueron identificadas doce secuencias compuestas de tercer orden en la sección correspondiente al Oligoceno Superior-Mioceno Superior y otras cinco en el intervalo asignado al Plioceno-Reciente.

5.2 Secuencias de Primer Orden

En la Cuenca Oriental de Venezuela, secuencias de Primer Orden o megasecuencias de empotramiento continental, han sido bien definidas costa afuera (Di Croce, 1995 y Di Croce *et al.* 1999 en Porras, 2003)). Están representadas en el ciclo transgresivo-regresivo del Cretácico, iniciado previamente en el Jurásico Tardío con la apertura y expansion del Atlántico Norte y que culmina con la regresión post-Turoniense, actualmente activa. Costa adentro, este ciclo finaliza en el Paleoceno-Eoceno y es interrumpido en el Oligoceno Tardío con la instauración de la fase de *foredeep* de la cuenca (Porras, 2003).

Parnaud *et al.* (1995) refiere que en la parte central de la Cuenca Oriental, sólo son reconocidos los eventos relativos al período de margen pasivo y de transformación de

la cuenca de margen pasivo a cuenca tipo *foreland.* Di Croce (op. cit.) y Di Croce *et al.,* (op. cit.) concluye que el ciclo de empotramiento continental está modificado fuertemente por la imposición de la fase de *foredeep,* la cual se inicia en el Mioceno Temprano, y lo relaciona directamente a la colisión oblicua entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana. Di Croce *et al.* (1999) refieren que cuenca adentro en la Cuenca Oriental dos discordancias regionales relacionadas a eventos tectono-estratigráficos mayores controlan el sistema petrolero. La primera discordancia correspondería a la instauración del margen pasivo, mientras que la segunda está asociada a la evolución del *foredeep* (Porras, 2003).

En el área de estudio se siguió la metodología desarrollada por Porras, (2003) para la identificación de secuencias de primer orden que se basa en el reconocimiento de dos discordancias regionales. La primera se encuentra en el tope del basamento y separa los sedimentos cretácicos de margen pasivo de las rocas metamórficas precámbricas del basamento. La segunda, separa la secuencia clástica del *foredeep* del margen pasivo. Esta última, ha sido definida como la discordancia basal del *foredeep* (Porras, 2003). En la figura 5.1 se muestra la estratigrafía de primer y segundo orden identificadas en el área de estudio.

La discordancia basal de antepaís (*basal foredeep unconformity*) está representada por una marcada superficie erosional coincidente con la base de la Formación Oficina. Esta discordancia separa sedimentos del Mioceno Inferior de los sedimentos cretácicos del Grupo Temblador, por lo que la sección del Paleoceno, Eoceno y Oligoceno se encuentra ausente.

Di Croce (1995) y Di Croce *et al.* (1999), en Porras, 2003) distinguen tres principales características, a nivel regional, de la discordancia basal de antepaís: (a) como

terminaciones en onlap, que registran la profundización de la cuenca y el comienzo de la fase de foredeep; (b) como una serie de secuencias progradantes en la parte distal de la plataforma, y (c) como una superficie erosiva que trunca sedimentos cretácicos en la parte proximal de la cuenca.

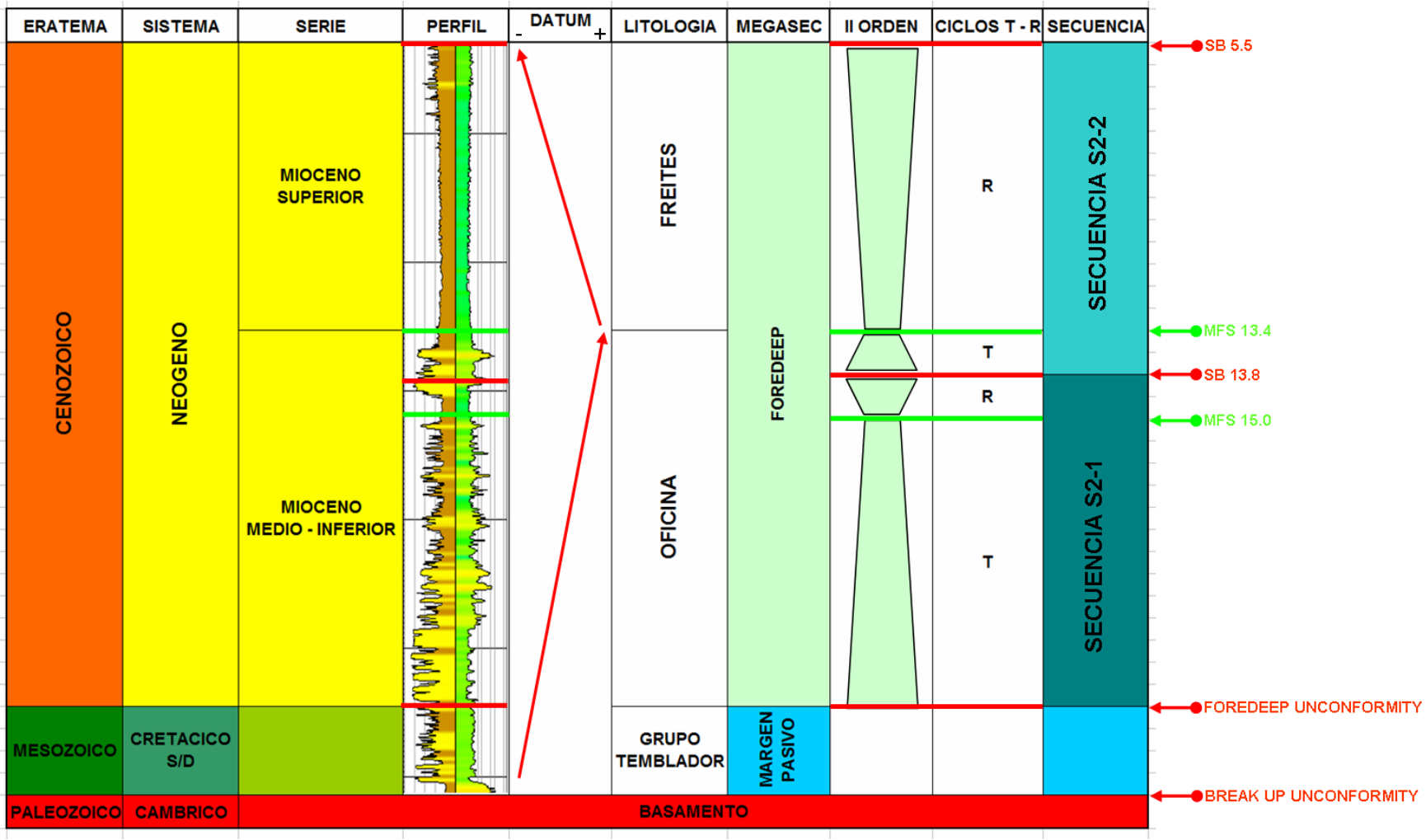


Figura 5.1. Estratigrafia de primer y segundo orden en sur de la Subcuenca de Maturin segun Di Croce (1995) y Porras (2003). Se indican ciclos T-R, secuencias y principales superficies cronoestratigráficas (T= Transgresión, R= Regresión).

5.2.1 Margen Pasivo

La secuencia de margen pasivo se inicia en el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y culmina a finales del Eoceno-Oligoceno con la colisión entre las placas del Caribe y Suramericana y la consecuente inserción del *foredeep* (Porras, 2003).

Contiene sedimentos predominantemente clásticos, de edad Cretácico- Paleógeno, éstos últimos ausentes en el área de estudio, depositados discordantemente sobre el basamento meteorizado o sobre rocas paleozoicas. La secuencia de margen pasivo se encuentra limitada por discordancias o límites de secuencias de primer orden: una en su base que la separa del basamento (break-up unconformity) y otra al tope, que la separa de la secuencia de foredeep. Esta última es la discordancia basal de antepaís (Figura 5.2) (Porras, 2003).

En el área de estudio, la secuencia de margen pasivo ha sido penetrada totalmente por varios pozos y se caracteriza por una alternancia de areniscas y lutitas duras, éstas últimas de altas resistividades, siendo común la presencia de delgados niveles caoliníticos y montmorilloníticos. Su identificación se basa en el aumento de la radioactividad natural de los sedimentos, contrastante con la unidad suprayacente, de marcado carácter arenoso (Porras, 2003).

Las únicas referencias cronológicas que se poseen corresponden a estudios bioestratigráficos del pozo ORM-2 (Giffuni *et al.*, 2000), en el cual se estableció una edad Maestrichtiense para toda la secuencia, basada en la presencia de los palinomorfos *Coronífera oceánica*, *Oligosphaeridium complex*, *Ephedripites sp*., *Gnetaceapollenittes sp*. y *Echiperiporites estelae* (Porras, 2003).

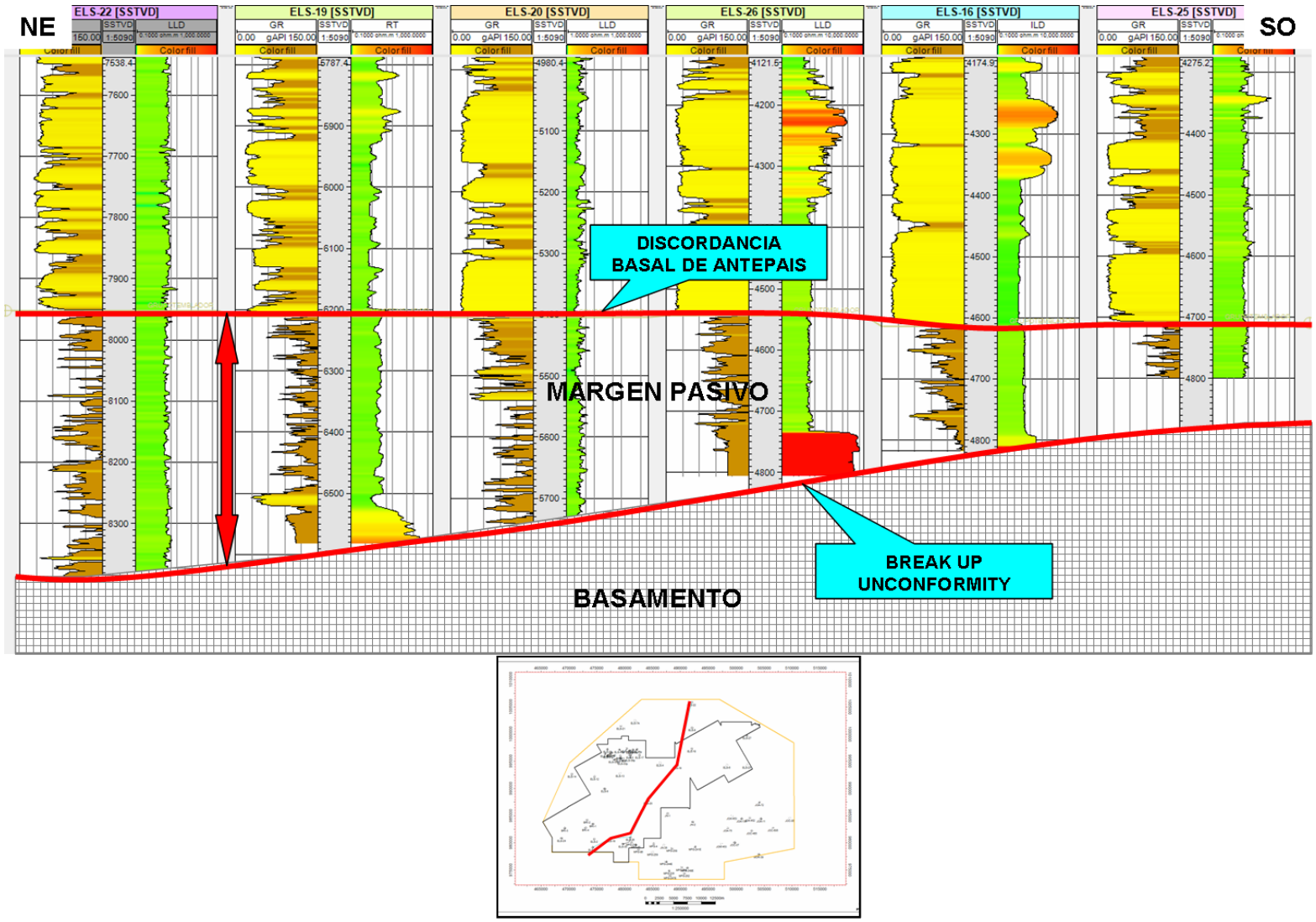


Figura 5.2. Seccion estratigrafica donde se muestran las caracteristicas de la secuencia de Margen Pasivo.

En el mapa estructural de la figura 5.3, realizado sobre el tope de la secuencia de margen pasivo, se observa una profundización progresiva hacia el norte de la secuencia. En el mapa de la figura 5.4, la secuencia de margen pasivo muestra como varia aumenta el espesor en dirección sureste noroeste.

5.2.2 Zona profunda (*foredeep*)

La conversión de la Cuenca Oriental de Venezuela, de una cuenca de margen pasivo en una cuenca del tipo antepais (*foreland*), es el resultado de una serie de eventos, que se inician con la colisión oblicua entre las placas del Caribe y Suramérica en el Cretácico Tardio-Paleoceno, seguidos de una fase de compresión, levantamientos y desarrollo de depocentros en el Eoceno y que culminan con el emplazamiento, de oeste a este, de los cinturones plegados y las cuencas asociadas, durante el Mioceno Temprano-Medio. Para este período la cuenca es rellenada de sedimentos provenientes de tres fuentes principales: una localizada al norte, en la Serranía del Interior Oriental; otra ubicada al sur, en el Cratón de Guayana y otra al oeste, en el cinturón alóctono de la Cordillera de la Costa (Porras, 2003). Erlich *et al.* (1992) refiere que la sedimentación de la cuenca *foreland* se inicia en la Subcuenca de Guárico después del proceso de levantamiento y plegamiento del Eoceno (Porras, 2003).. Para el Mioceno Temprano, el mismo autor indica que la transpresión y compresión entre las placas del Caribe y Suramérica provocó el sobrecorrimiento y levantamiento de la Serranía del Interior y subsidencia flexural de la Subcuenca de Maturín, favoreciendo la depositación de una espesa secuencia de sedimentos clásticos (Porras, 2003).. En el área de estudio, la secuencia de *foredeep* contiene sedimentos de edad Mioceno que abarcan las formaciones Oficina y Freites, hasta sedimentos de las formaciones Las Piedras y Mesa, del Pleistoceno-Reciente. En este trabajo solo nos enfocaremos en los sedimentos de la Formación Oficina. El carácter que presenta la secuencia es predominante transgresivo, determinado por

patrones de apilamiento de afinamiento y adelgazamiento hacia arriba en la mayoría de las unidades estratigráficas presentes.

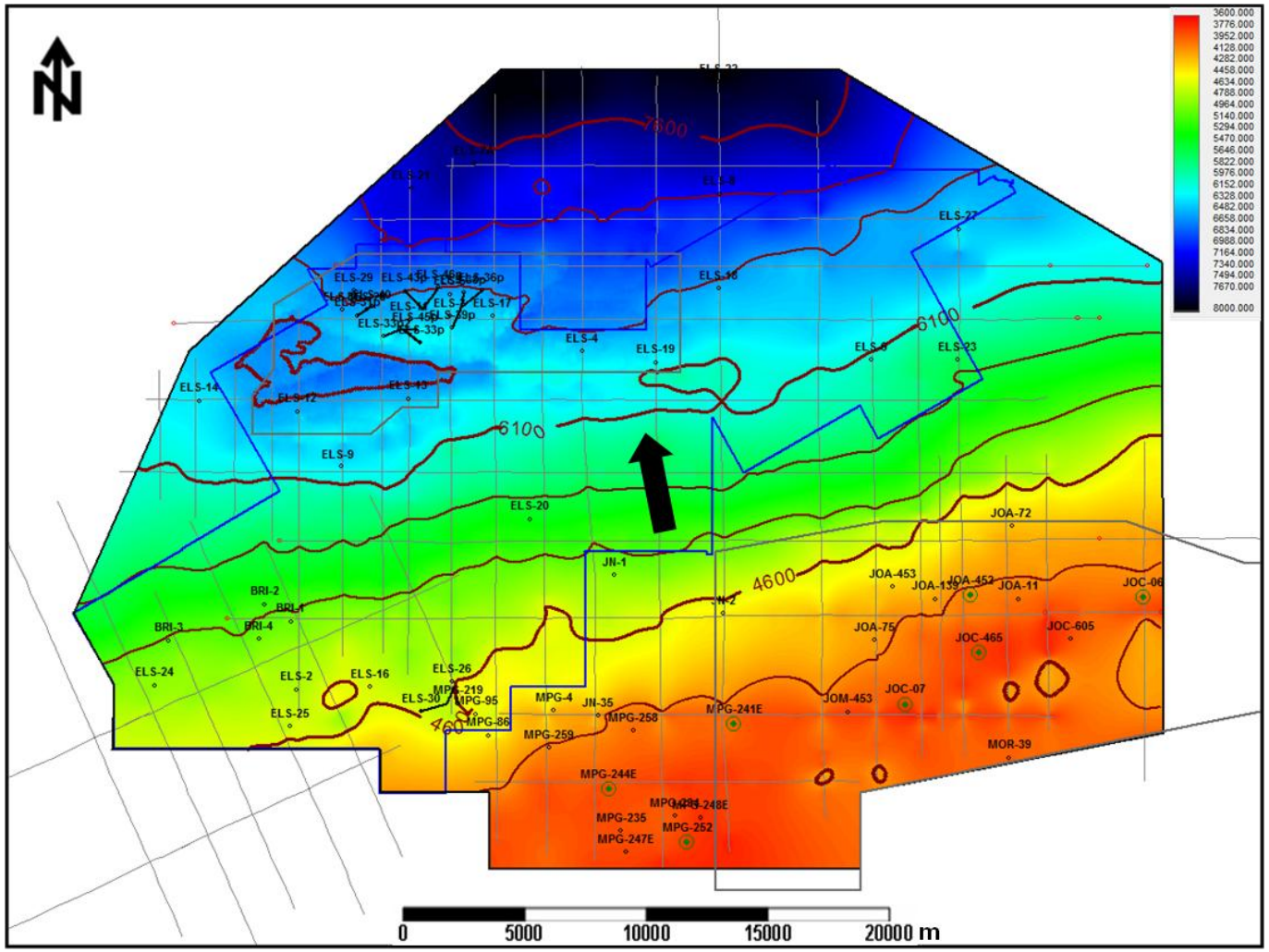


Figura 5.3. Mapa estructural al tope de la secuencia de Margen Pasivo (Tope de Grupo Temblador). Notese la flecha que indica la direccion de profundizacion. Contornos cada 500 pies.

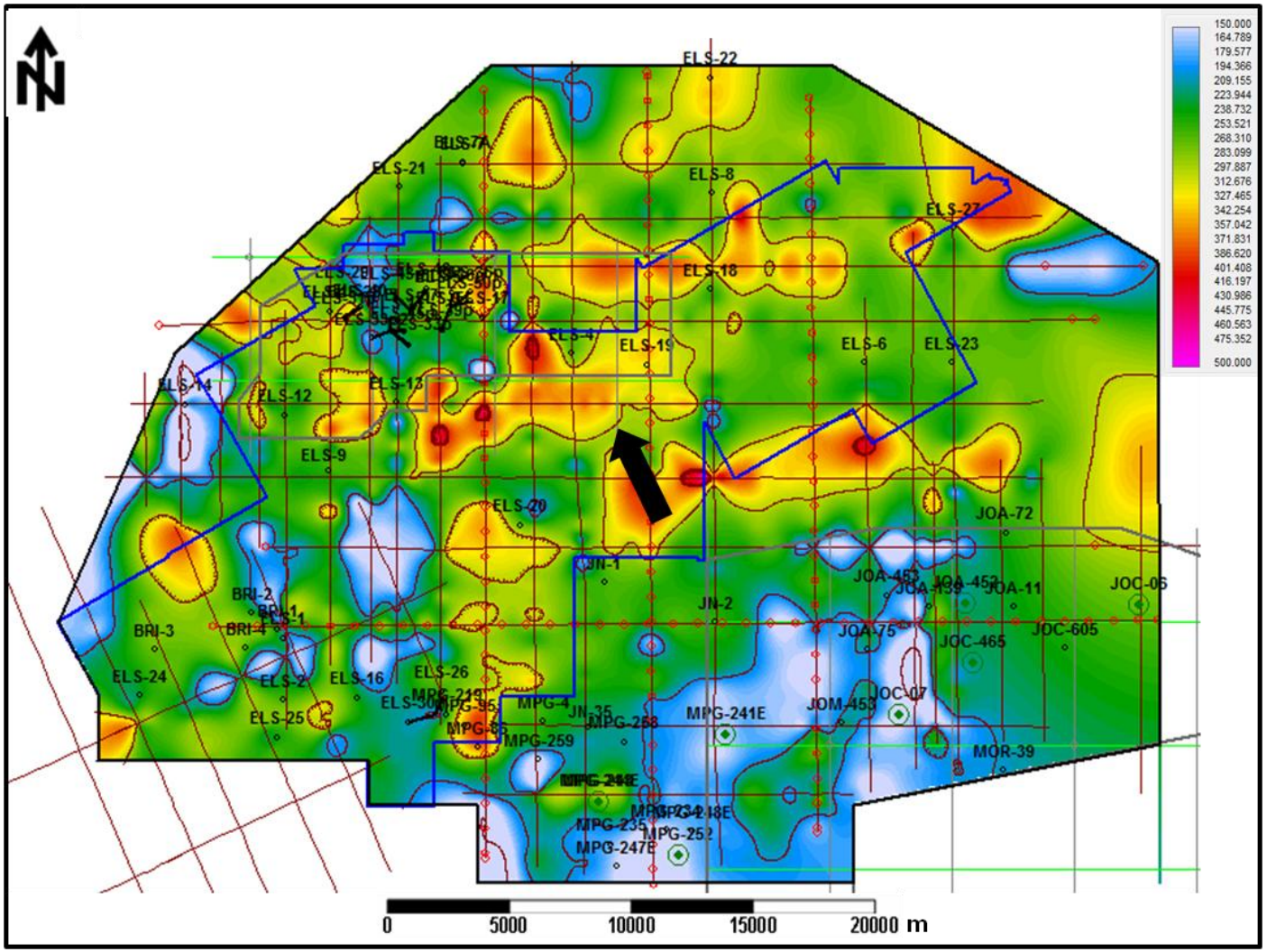


Figura 5.4. Mapa isopaco de la secuencia de Margen Pasivo (Basamento/Grupo Temblador). Obsérvese como la flecha indica la dirección en que aumenta el espesor de la secuencia. Contornos cada 100 pies.

La base de la secuencia del *foredeep*, la representa la discordancia basal de antepaís, la cual es una superficie erosional claramente distinguida en sísmica y perfiles de pozos y que coincide con la base de la Formación Oficina. Según Porras, (2003) la secuencia del *foredeep* puede dividirse en la zona en tres intervalos: (a) uno que abarca el Mioceno Inferior hasta el Mioceno Medio, caracterizado por un patrón esencialmente transgresivo en la base, a agradacional en su parte superior; (b) uno intermedio transgresivo que cubre el Mioceno Medio-Superior y (c) uno superior progradante e inconcluso asignado al Pleistoceno-Reciente. En la figura 5.1 se muestran las dos primeras secuencias, pero la tercera secuencia no se muestra ya que dicho intervalo no está incluido en este trabajo.

En la secuencia miocena del foredeep pueden distinguirse dos sistemas encadenados: un sistema transgresivo, el cual comprende principalmente sedimentos de la Formación Oficina; y según Porras, (2003) un sistema de alto nivel o *highstand*, representado por la Formación Freites. Una superficie de máxima inundación se ubica en el límite aproximado entre el Mioceno Inferior-Medio. Se identifica como MFS 13.4 ya que su edad ha sido datada en 13.4 Ma (Giffuni *et al.*, 2000; 2001)) y coincide con el tope de la Formación Oficina. En el mapa ilustrado en la figura 5.5 se puede observar como el espesor del sistema transgresivo de la secuencia miocena aumenta constante y progresivamente hacia el nor-noroeste, donde llega incluso a superar los 1700 pies de espesor. Se infiere un predominante aporte de sedimentos de una fuente ubicada al sur.

5.3 Secuencias de Segundo Orden

En el área de estudio se ha interpretado que las secuencias de segundo orden están conformadas por secuencias de tercer orden apiladas en sistemas depositacionales. De

ello se deduce que las secuencias de segundo orden interpretadas se corresponden con las secuencias compuestas, definidas por Mitchum y Van Wagoner (1991).

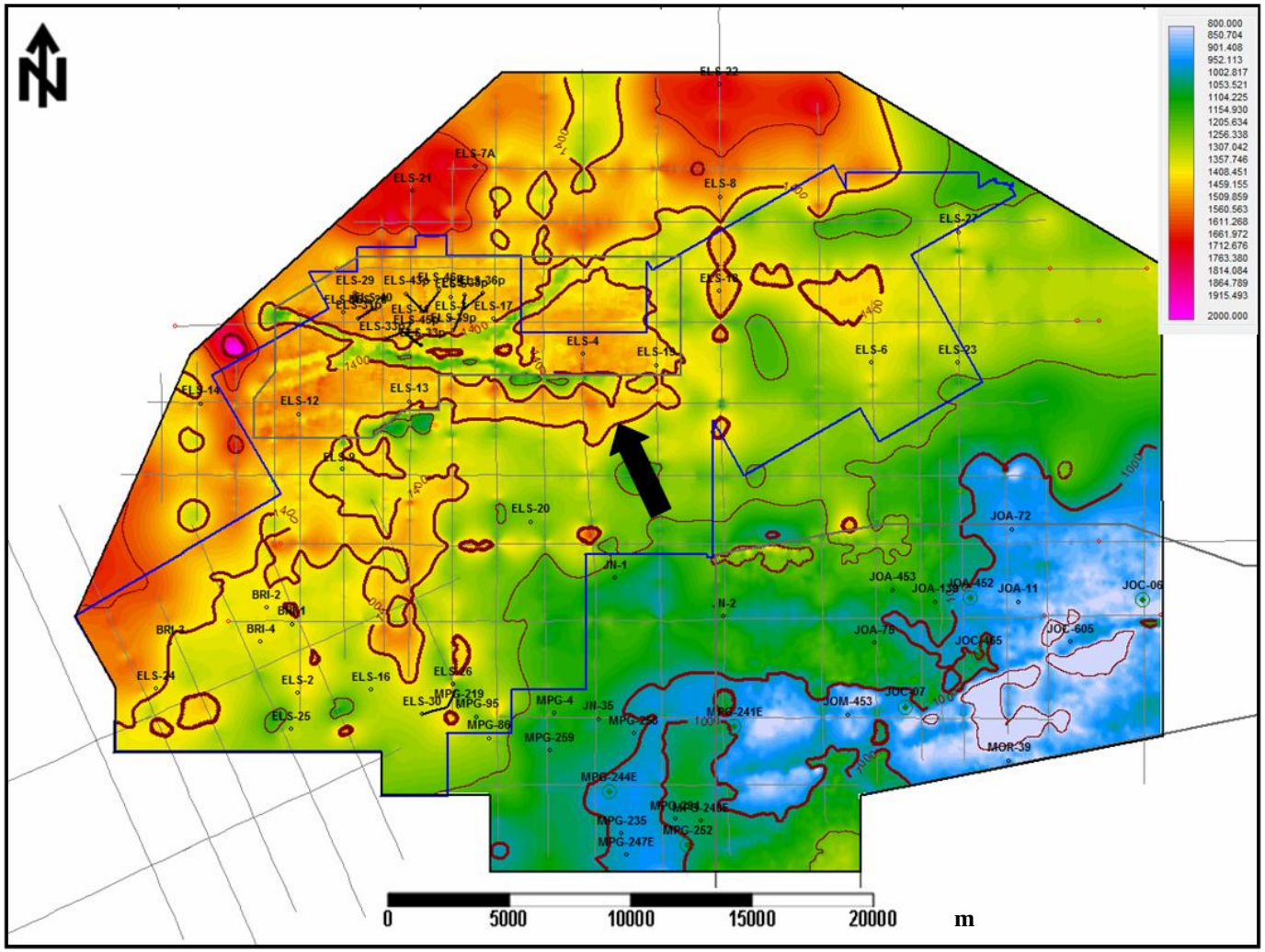


Figura 5.5. Mapa isopaco del sistema transgresivo de la secuencia miocena del foredeep (Grupo Temblador / MFS 13.4). Se observa un incremento progresivo y constante del espesor en sentido noroeste (indicado por la flecha).

En la secuencia de *foredeep* según Porras, (2003) se tienen tres ciclos de segundo orden los cuales están definidos por la identificación de límites de secuencias y superficies de inundación relevantes, por el patrón de apilamientos y el estilo de sedimentación. Como se mencionó anteriormente en este trabajo solo se muestran las dos primeras secuencias (Fig. 5.1). En este trabajo se hará énfasis solo en el primero de ellos y parte del segundo que son los que están en la zona de estudio (Fig. 5.6).

El primer ciclo S2-1 se localiza entre los límites de secuencia Grupo Temblador y SB 13.8, Se caracteriza por dos patrones de apilamiento: uno transgresivo en la base, que se inicia en el Mioceno Temprano y culmina en el Mioceno Medio, y otro agradacional, que comprende desde Mioceno Medio hasta el límite con el Mioceno Superior (Fig. 5.6). Este ciclo, en general, es marcadamente asimétrico, con una fase transgresiva relativamente larga y una fase regresiva de muy corta duración tal como se aprecia en la figura 5.6.

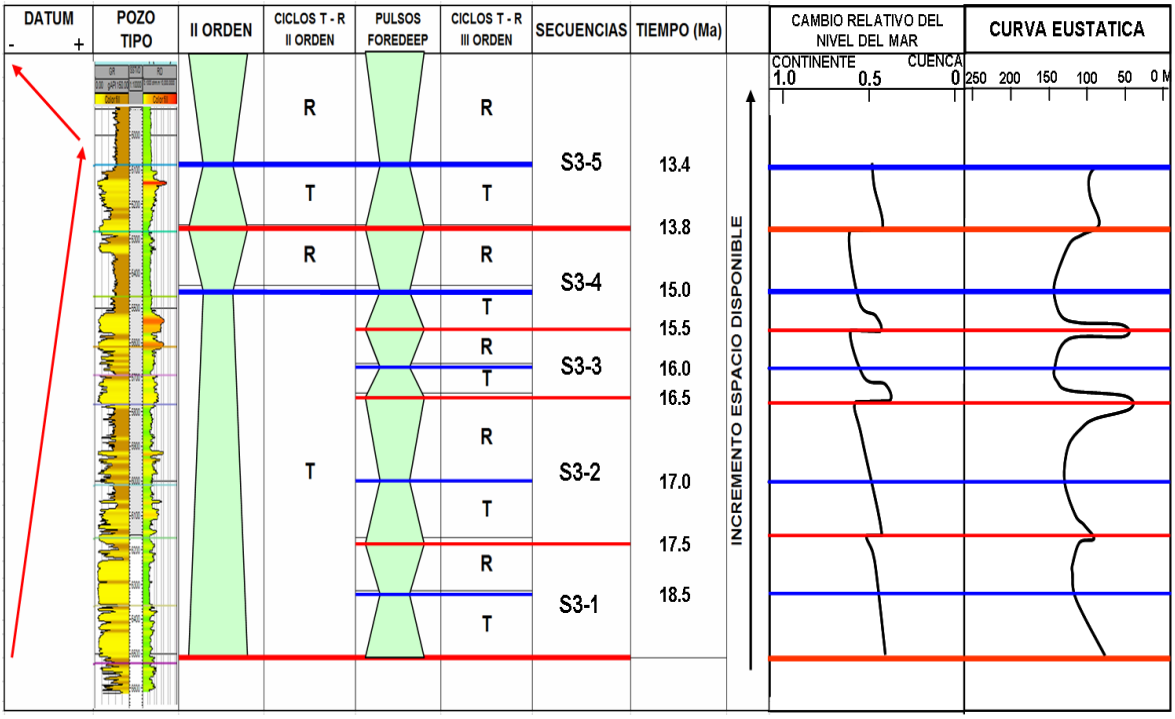


Figura 5.6. Ciclos transgresivos-regresivos de 2° y 3er orden para el area de estudio y su correlacion con la carta de cambios eustaticos de Haq *et al.,* 1987.

El mapa isópaco de la figura 5.7 muestra el espesor de este ciclo. Se observa un engrosamiento hacia el noroeste del área, donde se alcanzan espesores mayores de 1500 pies, como consecuencia de la disponibilidad de un mayor espacio de acomodación.

Una superficie de máxima inundación MFS 15.0 es claramente observable, la cual coincide con la superficie de inundación global del Neógeno (Haq *et al*., 1987) y las superficies de 15.0 ma de Di Croce (1995, 1999) y Giffuni *et al*. (2000, 2001). Sobre esta superficie fue realizado el mapa estructural de la figura 5.8, donde se puede observar una continua y progresiva profundización de la estructura hacia el noroeste, en la misma dirección del depocentro principal.

La segunda secuencia S2-2 abarca desde la superficie SB 13.8 hasta la discordancia erosional asociada a la Formación Las Piedras, cuya edad ha sido definida en 5.5 Ma (Porras., 2003). Esta última discordancia representa el límite Mioceno- Plioceno. El ciclo comienza con un patrón transgresivo que equivale al Miembro Pilón de la Formación Oficina y luego se identifica una superficie de máxima inundación asociada a la transición del Mioceno Medio al Mioceno Superior equivalente al límite entre las formaciones Oficina y Freites y por último, se tiene un patrón regresivo asociado a la Formación Freites que no será estudiado en este trabajo. El espesor del patrón transgresivo de la segunda secuencia se presenta en el mapa de la figura 5.9.

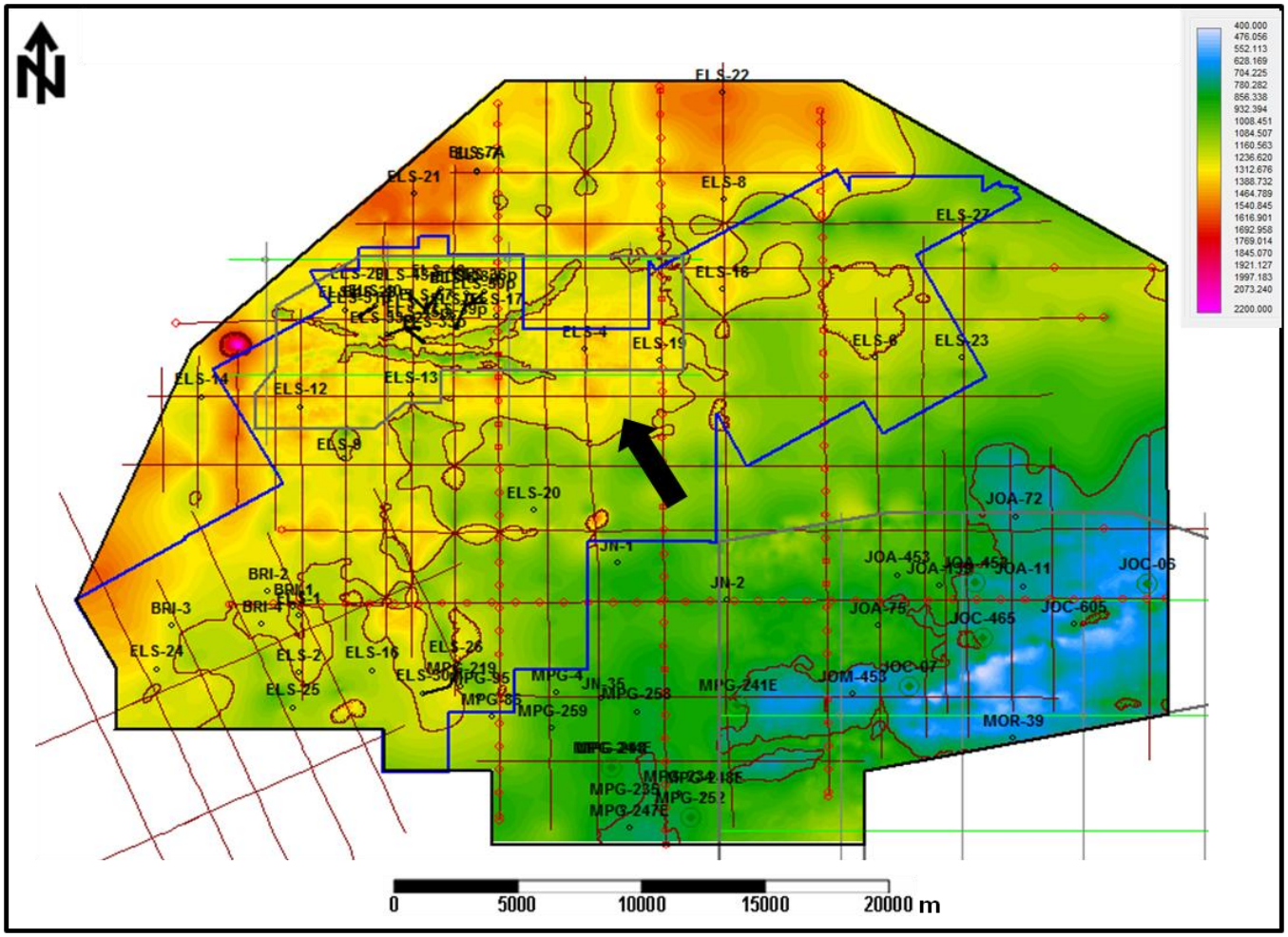


Figura 5.7 Mapa isópaco de la secuencia de 2° orden S2-1 comprendida entre los límites de secuencia Grupo Temblador (Mioceno Inferior) y SB 13.8 (Mioceno Medio). Contornos cada 400 pies. Obsérvese la flecha que indica la dirección de engrosamiento.

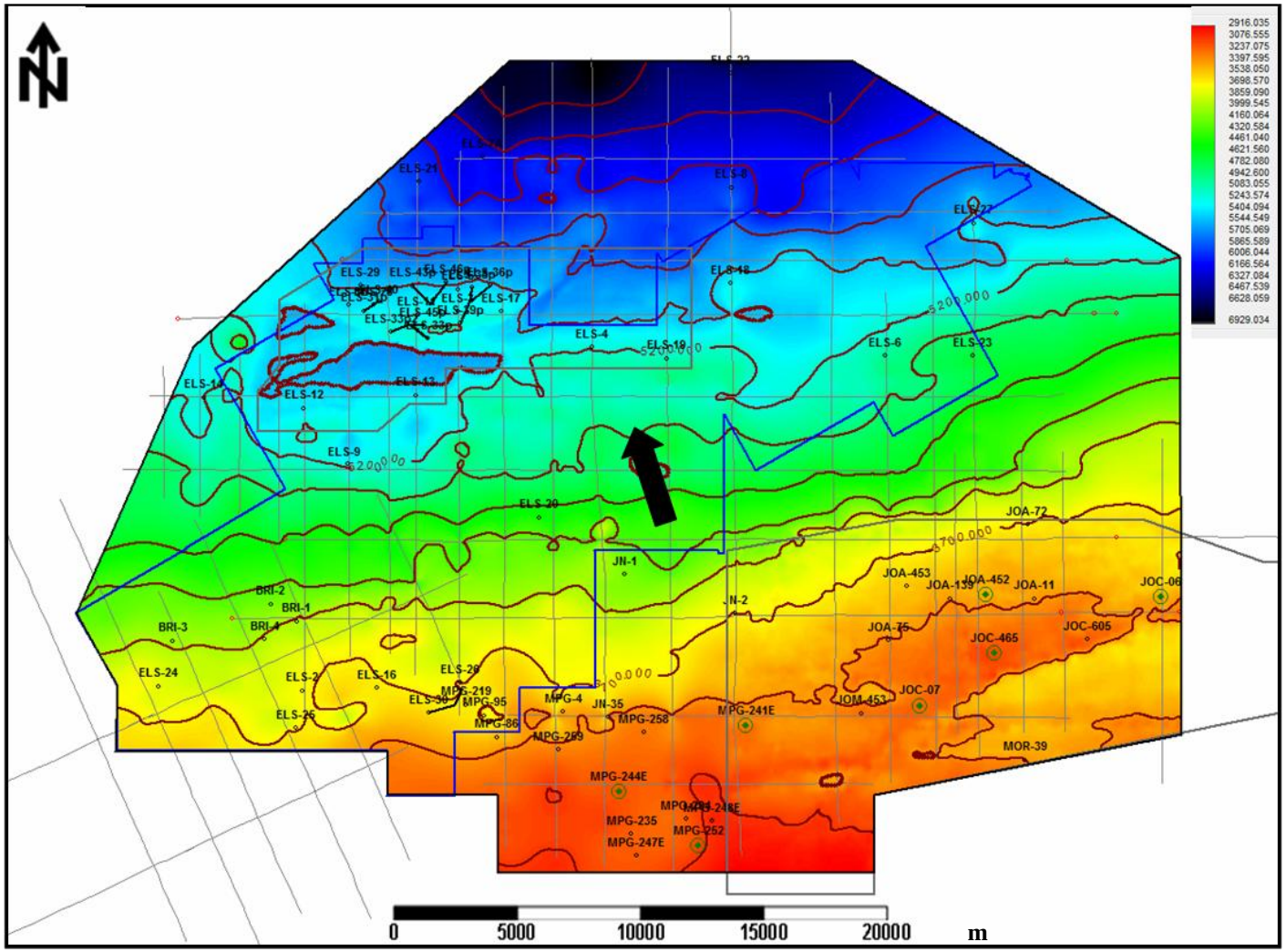


Figura 5.8. Mapa estructural al MFS 15.0. La superficie de inundación MFS 15.0 tiene cobertura regional y presenta buena expresión en sísmica y pozos. Contornos cada 300 pies.

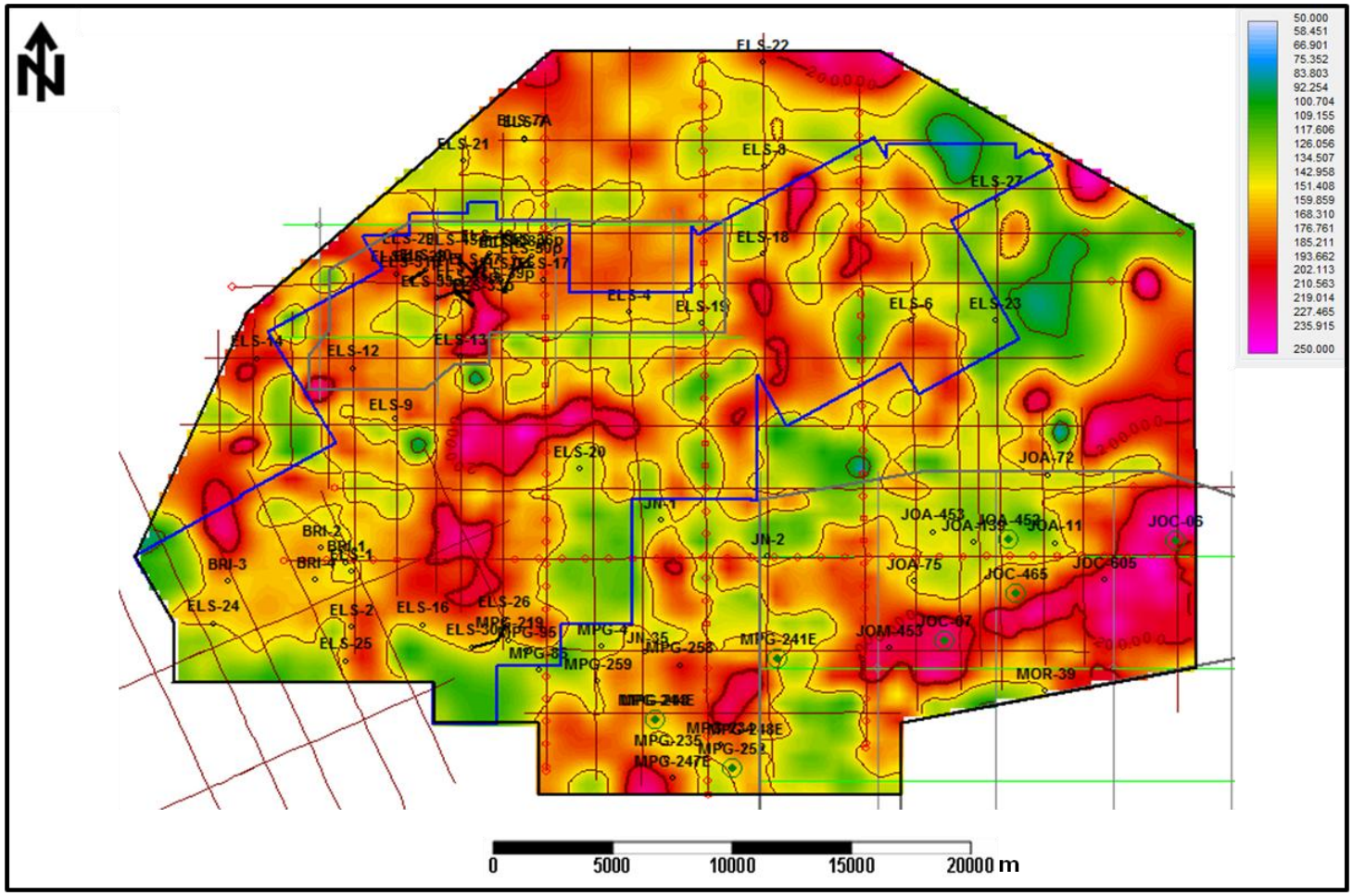


Figura 5.9. Mapa isópaco del patrón transgresivo de la secuencia S2-2 comprendida entre los límites de secuencia SB 13.8 y MFS 13.4. Se observa que su espesor se mantiene relativamente constante con valores que varían entre 100 y 250 pies aproximadamente.

5.4 Secuencias de Tercer Orden

Dentro del área de estudio se reconocen por lo menos cinco secuencias de tercer orden, datadas y calibradas con las propuestas por Haq *et al*., 1987. Estas secuencias son mostradas en la figura 5.10, donde se señalan además su equivalente lito-estratigráfico.

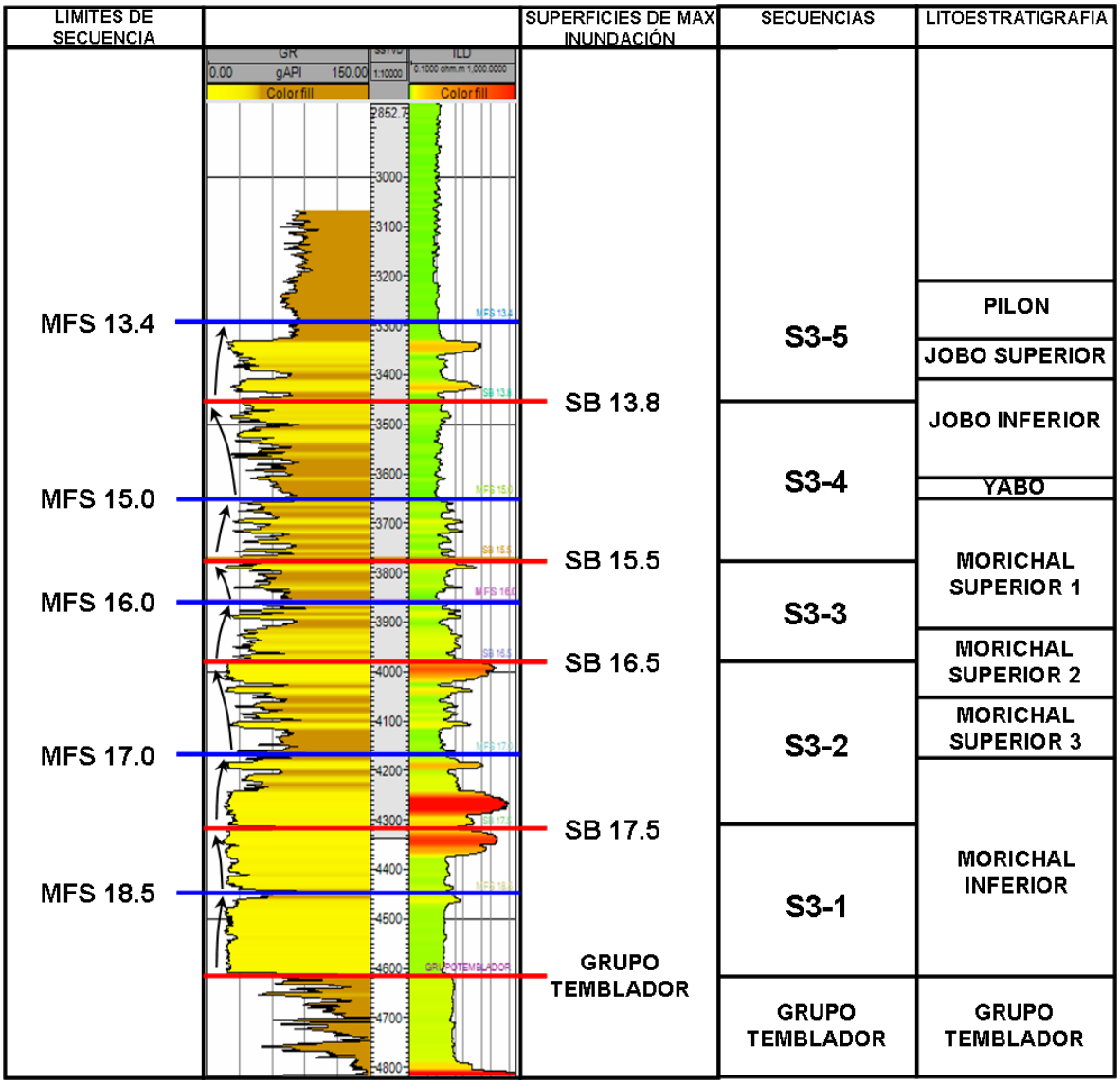


Figura 5.10. Resumen de superficies de 3er orden, equivalentes litológicos para el intervalo de estudio.

La descripción individual y características principales de cada una de las secuencias identificadas en el área, se resumen a continuación:

Secuencia S3-1: representa la secuencia basal del foredeep en el área de estudio (Figura 5.11). Se limita en la base por la discordancia basal de antepaís (Grupo Temblador) y en el tope por el límite de secuencia SB 17.5, de edad Burdigalianse según Haq *et al,* 1987. La secuencia se caracteriza por el predominio de cuerpos de arenas, masivos y discontinuos, orientados preferencialmente en sentido sureste - noroeste, intercalados con delgadas capas de lutitas igualmente discontinuas.

La secuencia presenta un patrón agradacional, en la base, en la mayoría de los pozos se identifica un sistema de bajo nivel y en algunos pozos un sistema transgresivo que termina al tope con una superficie de máxima inundación de 18.5 Ma y de allí al tope tenemos un sistema de nivel alto que termina en el límite de secuencia de 17.5 Ma. El espesor de la secuencia crece hacia el sector noroeste del área y muestra mayores espesores (Figura 5.12), esto se debe a que la cuenca profundiza hacia esa dirección lo que permite mayor acumulación de sedimentos, sureste la secuencia se acuña en forma de onlap contra los sedimentos cretácicos del Grupo Temblador (Figura 5.13) lo que provoca que hacia el sureste en parte de los campos Jobo y Morichal no se haya depositado esta secuencia. En los núcleos que se disponen dentro del área de estudio ninguno atravesó esta secuencia por lo cual no se tiene una descripción de los fósiles presentes. Para la secuencia basado solo en el análisis de electrofacies se han interpretados ambientes de planicie deltaica alta caracterizados por depósitos de bahías interdistributarios y canales distributarios apilados con intercalaciones de lutitas (Figura 5.14).

Secuencia S3-2: se limita en la base por el límite de secuencia SB 17.5 (Burdigaliense) y en el tope por el límite de secuencia SB 16.5 (Burdigaliense) (Figura 5.15). El espesor de la secuencia se encuentra entre 200 pies y 400 pies (Figura 5.16). Esta secuencia se compone al sur por un sistema de bajo nivel y en el

norte tenemos un sistema transgresivo que terminan en la superficie de máxima inundación MFS 17.0, al sur del área de estudio por análisis de núcleos en los pozos MPG-244E y MPG-252 se interpretó el ambiente del sistema de bajo nivel como una planicie deltaica alta con bahías interdistributarias y canales distributarios apilados, en cuanto al sistema transgresivo de la zona norte por la forma de las electrofacies se interpretó el ambiente como una planicie deltaica baja formada barras de marea, apiladas y progradantes, y canales. Desde la superficie de MFS 17.0 hasta el SB 16.5 tenemos un sistema de nivel alto en toda la zona de interés que fue interpretado en los núcleos y por las electrofacies como un ambiente de planicie deltaica alta formada mayormente por barras de desembocaduras y algunos canales distributarios apilados (Figura 5.17).

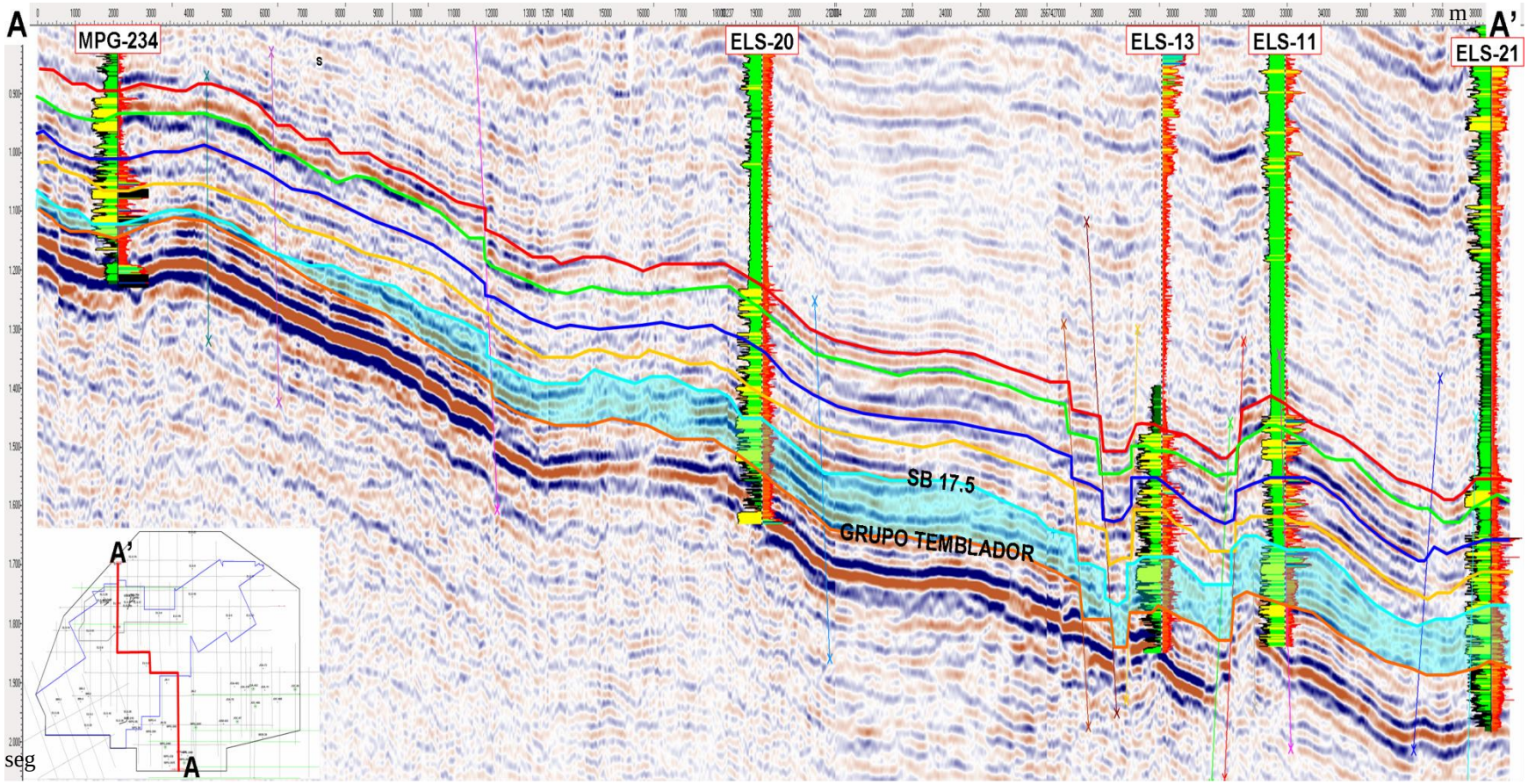


Figura 5.11. Seccion sismica mostrando la secuencia S3-1 entre Grupo Temblador y SB 17.5

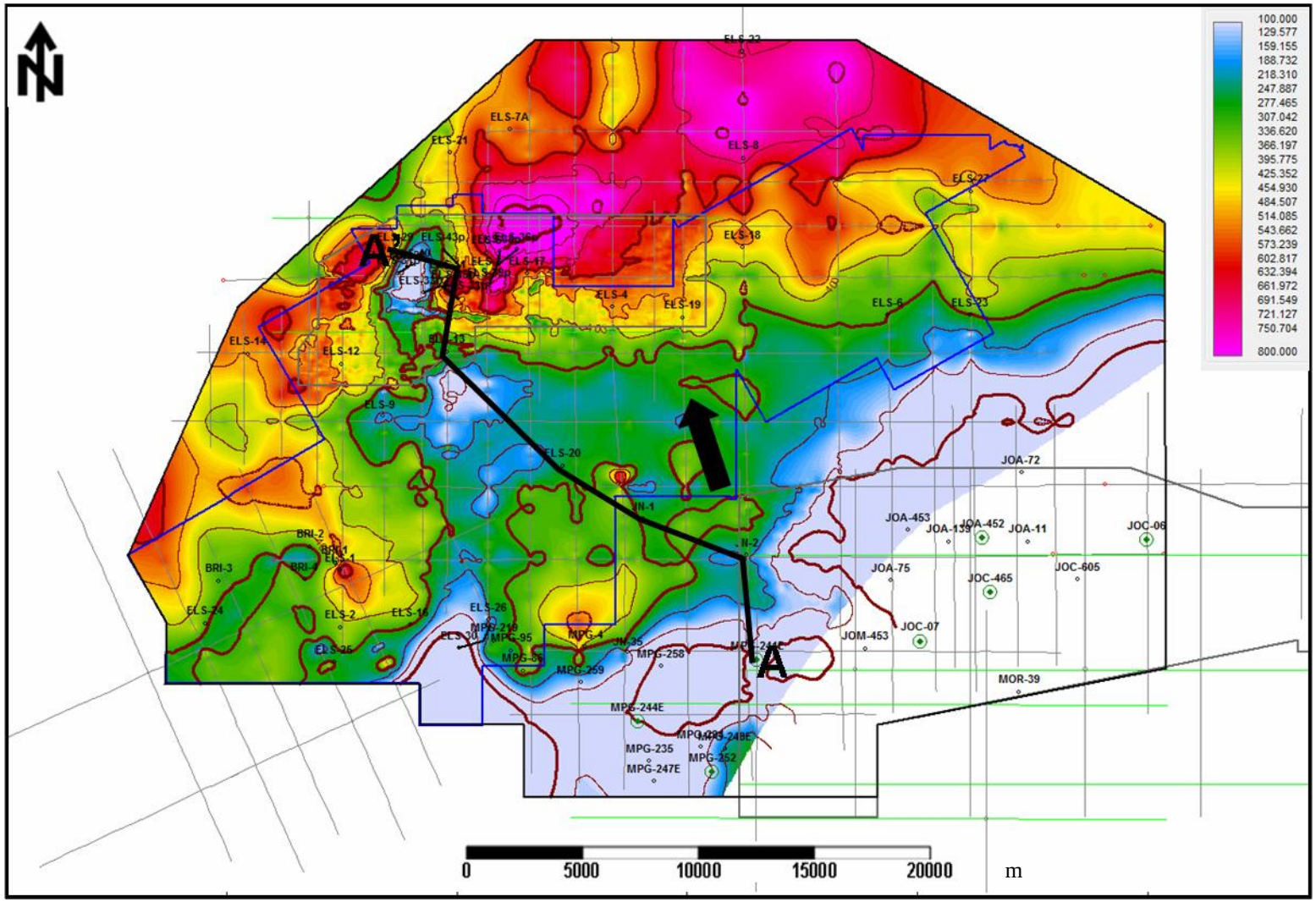


Figura 5.12. Mapa isopaco para la secuencia S3-1, observese como incrementa el espesor preferencialmente en direccion SE-NO, la linea negra representa la orientacion de la seccion estratigrafica mostrada en la figura 5.13.

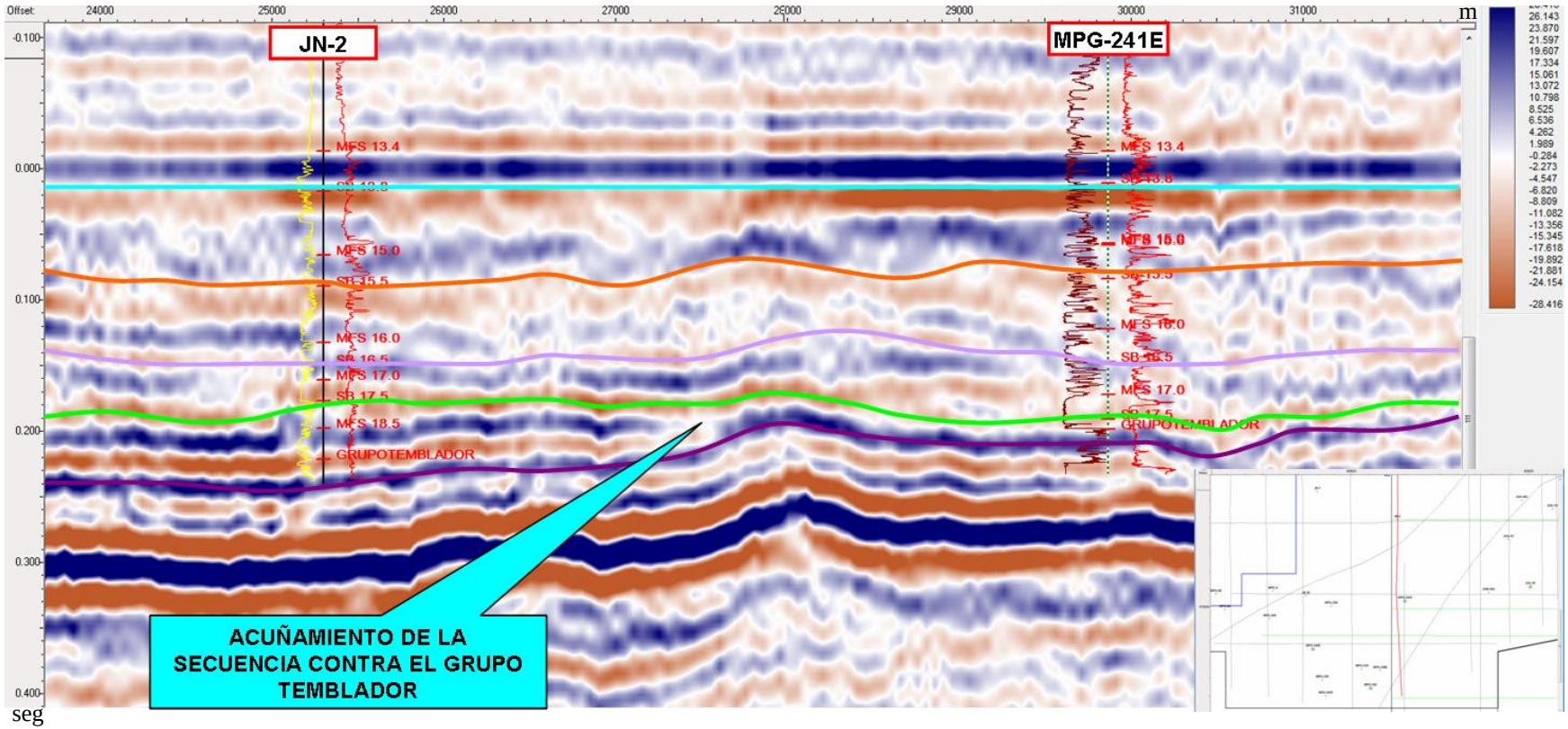
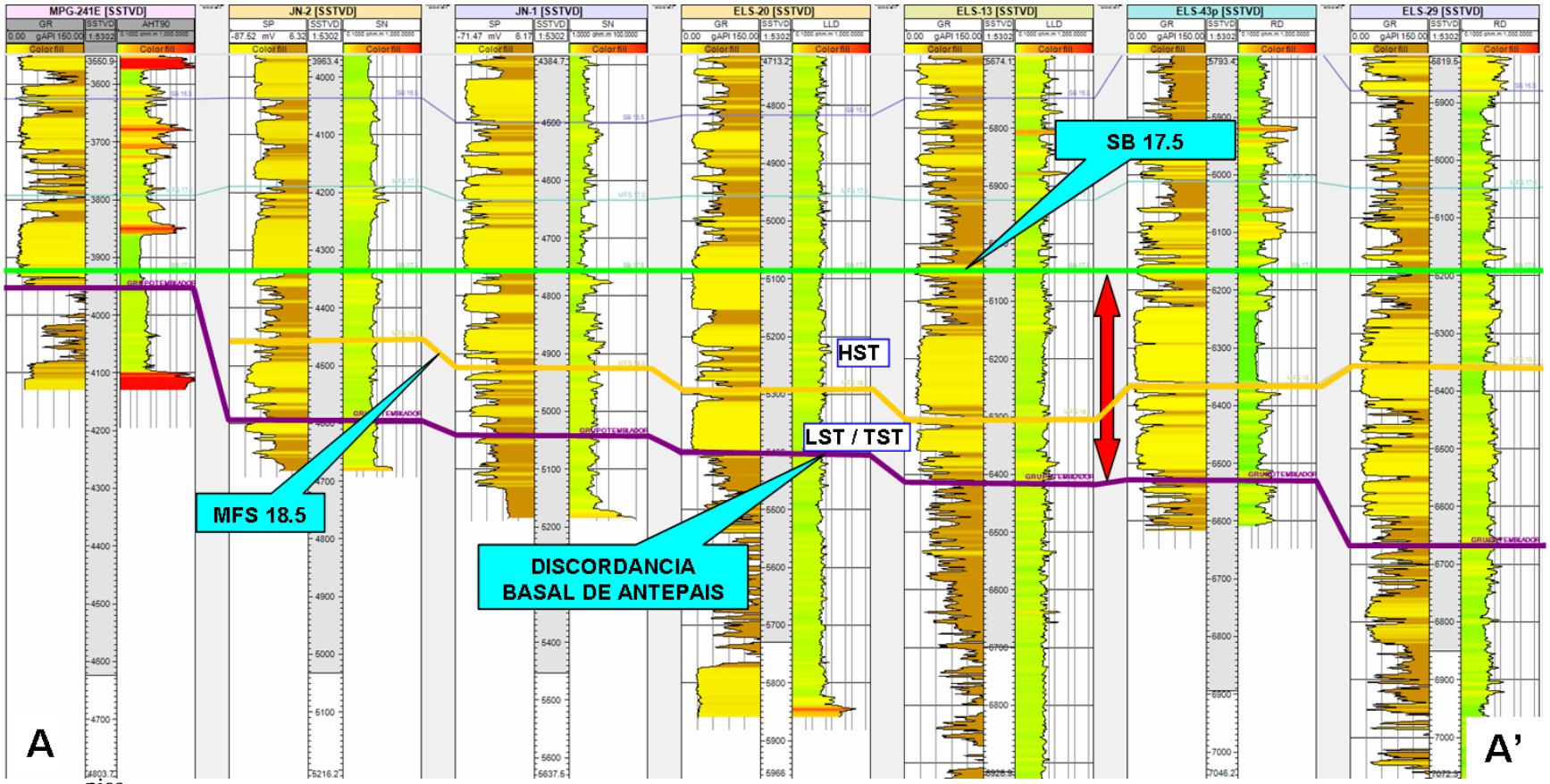


Figura 5.13. Seccion sismica al sur del area de estudio donde se muestra el acuñamiento de la secuencia S3-1 contra el Grupo Temblador.



pies

Figura 5.14. Seccion estratigrafica para la secuencia S3-1

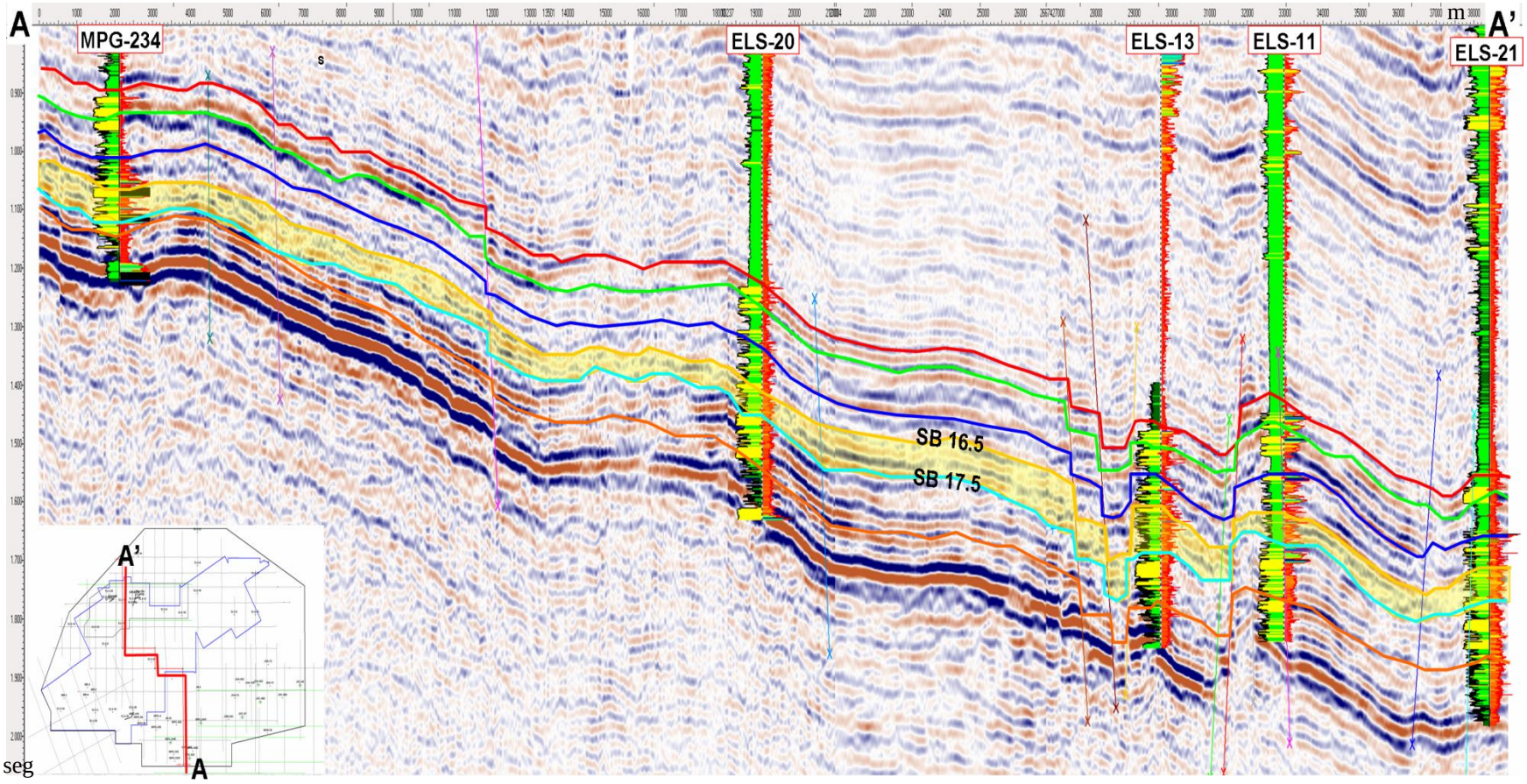


Figura 5.15. Seccion sismica mostrando la secuencia S3-2 entre SB 17.5 y SB 16.5.

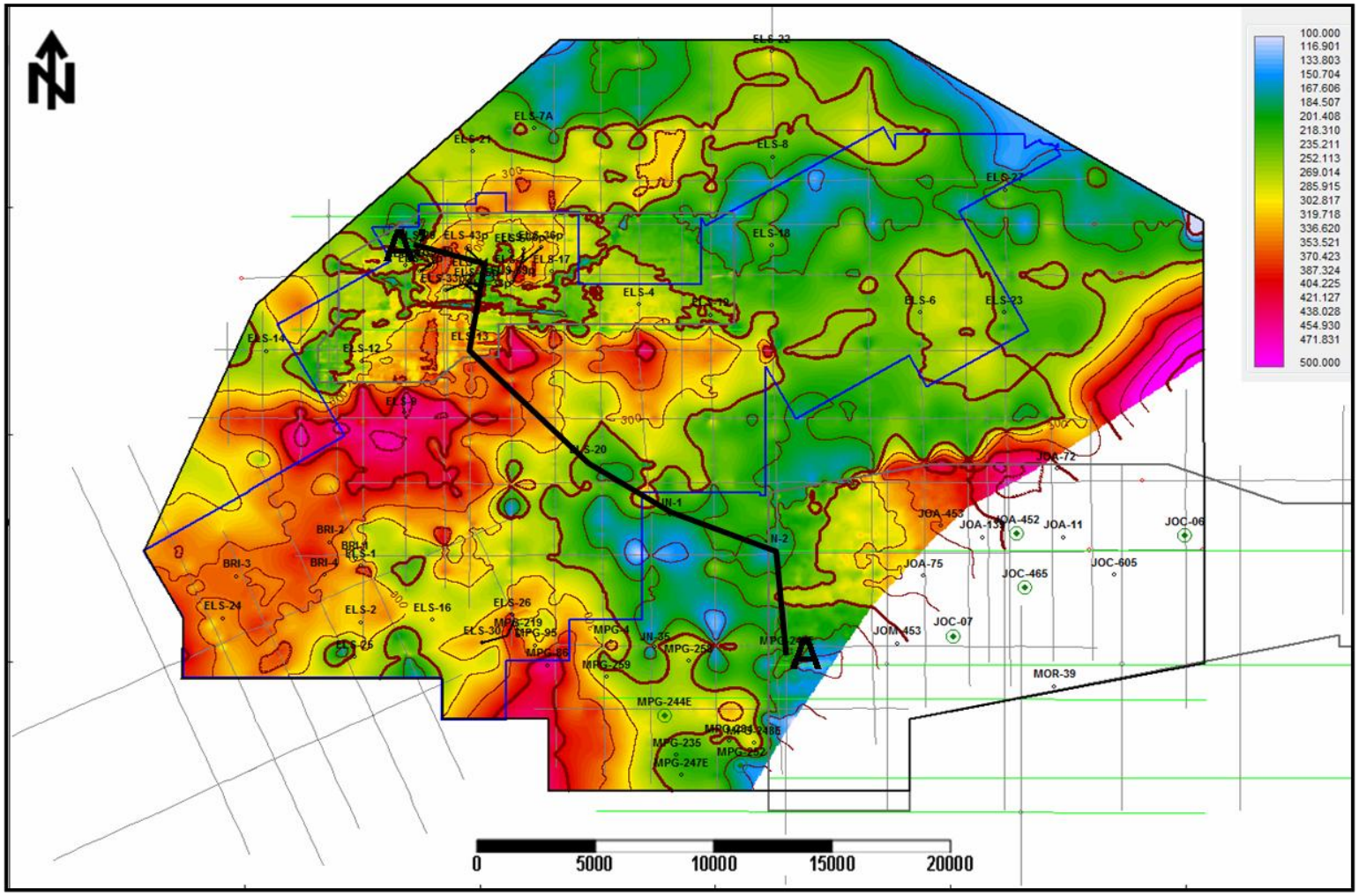
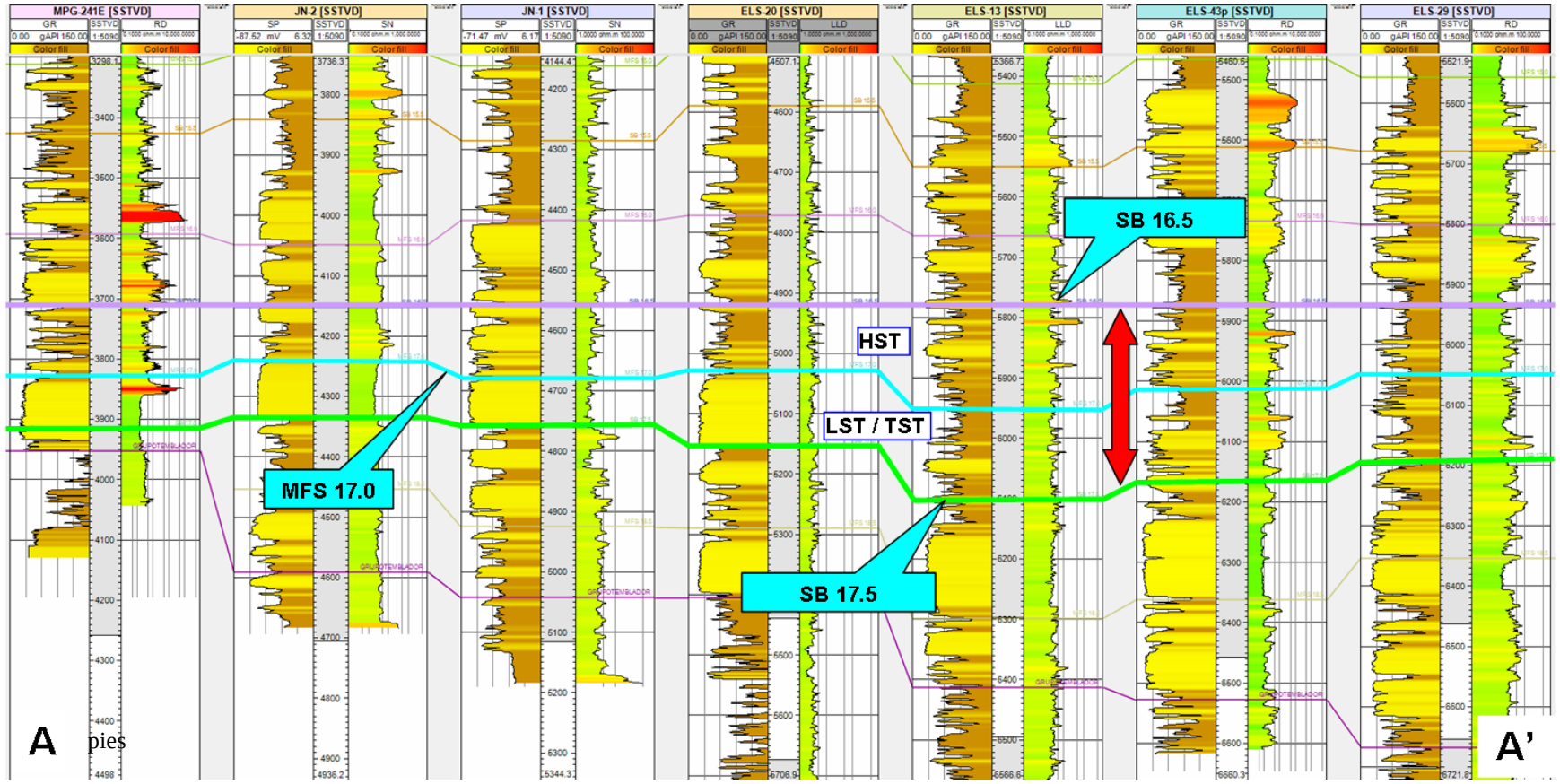


Figura 5.16. Mapa isopaco para la secuencia S3-2, el espesor se mantiene relativamente constante excepto en la zona SO donde tiene un incremento en el espesor, la linea negra representa la orientacion de la seccion estratigrafica mostrada en la figura 5.15.



pies

Figura 5.17. Seccion estratigrafica para la secuencia S3-2.

Secuencia S3-3: se limita en la base por el límite de secuencia SB 16.5 (Burdigaliense) y en el tope por el límite de secuencia SB 15.5 (Langhianense) (Figura 5.18). El espesor de la secuencia se encuentra entre 150 pies y 250 pies (Figura 5.19). Esta secuencia se compone de un sistema de bajo nivel en el sur del campo, donde por núcleo se han identificado un ambiente de planicie deltaica alta formado por bahías interdistributarios y canales distributarios apilados y en el norte se tiene un sistema transgresivo que se interpreta por electrofacies como ambiente de planicie deltaica baja formado por barras y canales de marea estos procesos termina en la superficie de máxima inundación MFS 16.0 y luego se tiene un sistema de alto nivel que termina al tope de la secuencia, por análisis de núcleos en el sur se interpretó como una planicie deltaica alta con canales distributarios apilados y llanuras de inundación y por registros en el norte se interpretó el ambiente como una planicie deltaica baja con la presencia de canales y barras de marea (Figura 5.20).

Secuencia S3-4: se limita en la base por el límite de secuencia SB 15.5 (Langhianense) y en el tope por el límite de secuencia SB 13.4 (Serravallianense) (Figura 5.21). Una relevante superficie de máxima inundación es observada en la secuencia, superficie sobre la cual fue realizado el mapa estructural de la figura 5.8. El espesor de la secuencia se encuentra entre 200 pies y 400 pies (Figura 5.22). En la secuencia se definen claramente un sistema encadenado de bajo nivel, un sistema transgresivo y un sistema de alto nivel (Figura 5.23). El sistema de bajo nivel está conformado por una sucesión de arenas bioturbadas, y que culminan en superficies pedogénicas y carbones. El sistema transgresivo es esencialmente lutítico y concluye en una marcada superficie de inundación de carácter global (Haq *et al*., 1987; Hardenbol *et al*., 1998). Esta superficie es persistente a lo largo del área y se caracteriza por un alto contenido de materia orgánica. Coincide con la superficie de inundación de 15.0 Ma propuesta por Giffuni *et al.* (2000, 2001). Arenas progradantes de barra de marea y canales distributarios aislados pueden encontrarse en la parte basal del sistema transgresivo. El sistema de alto nivel es arcilloso en la

base y tiene depósitos arenosos en forma de barras y apilamiento de canales de marea en el tope. Hacia el noreste, la sedimentación es más arcillosa.

Intervalo S3-5: se limita en la base por el límite de secuencia SB 13.8 (Serravallianense) y en el tope por el la superficie de máxima inundación 13.4 (Serravallianense) (Figura 5.24). El espesor del intervalo se encuentra entre 100 pies y 200 pies (Figura 5.9).

La secuencia se compone de un bien diferenciado sistema de bajo nivel, de patrón progradante a agradacional, arenoso (Figura 5.25), conformado por barras costeras-litorales superpuestas y canales de marea en un ambiente de prodelta, El sistema transgresivo es relativamente corto y finaliza en una visible superficie de inundación

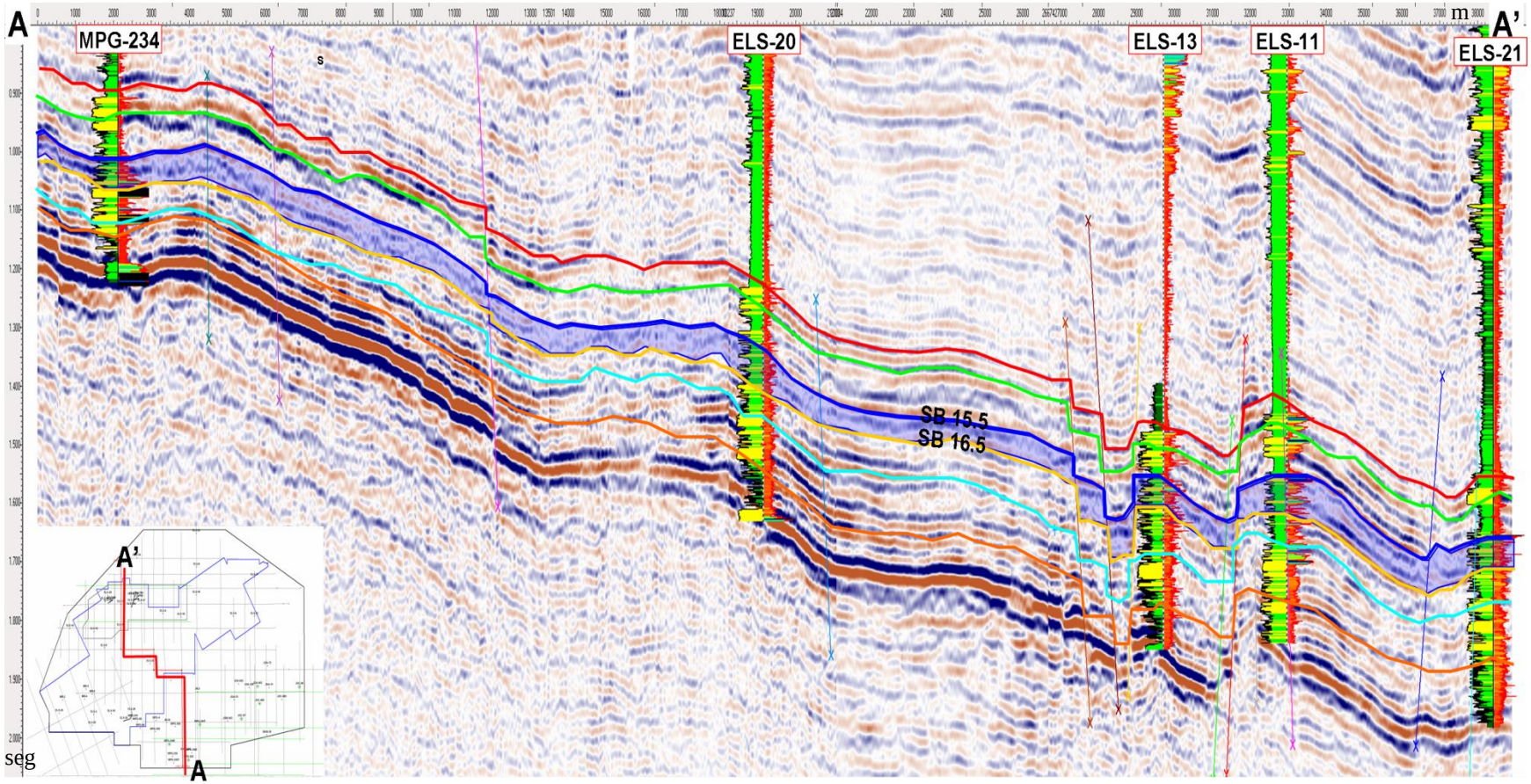


Figura 5.18. Seccion sismica mostrando la secuencia S3-3 entre SB 16.5 y SB 15.5.

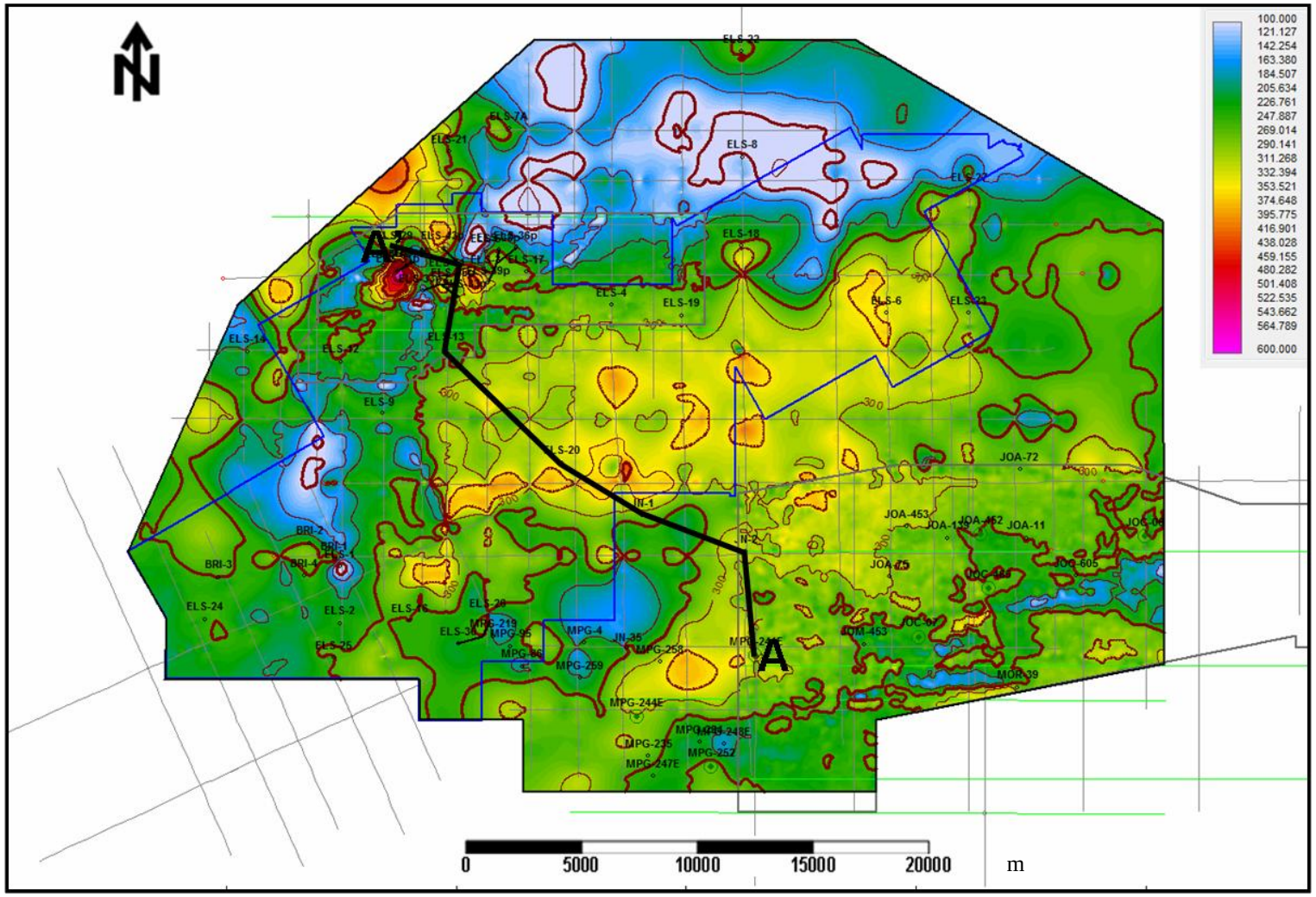


Figura 5.19. Mapa isopaco para la secuencia S3-3, el espesor se mantiene relativamente constante, la linea negra representa la orientacion de la seccion estratigrafica mostrada en la figura 5.17.

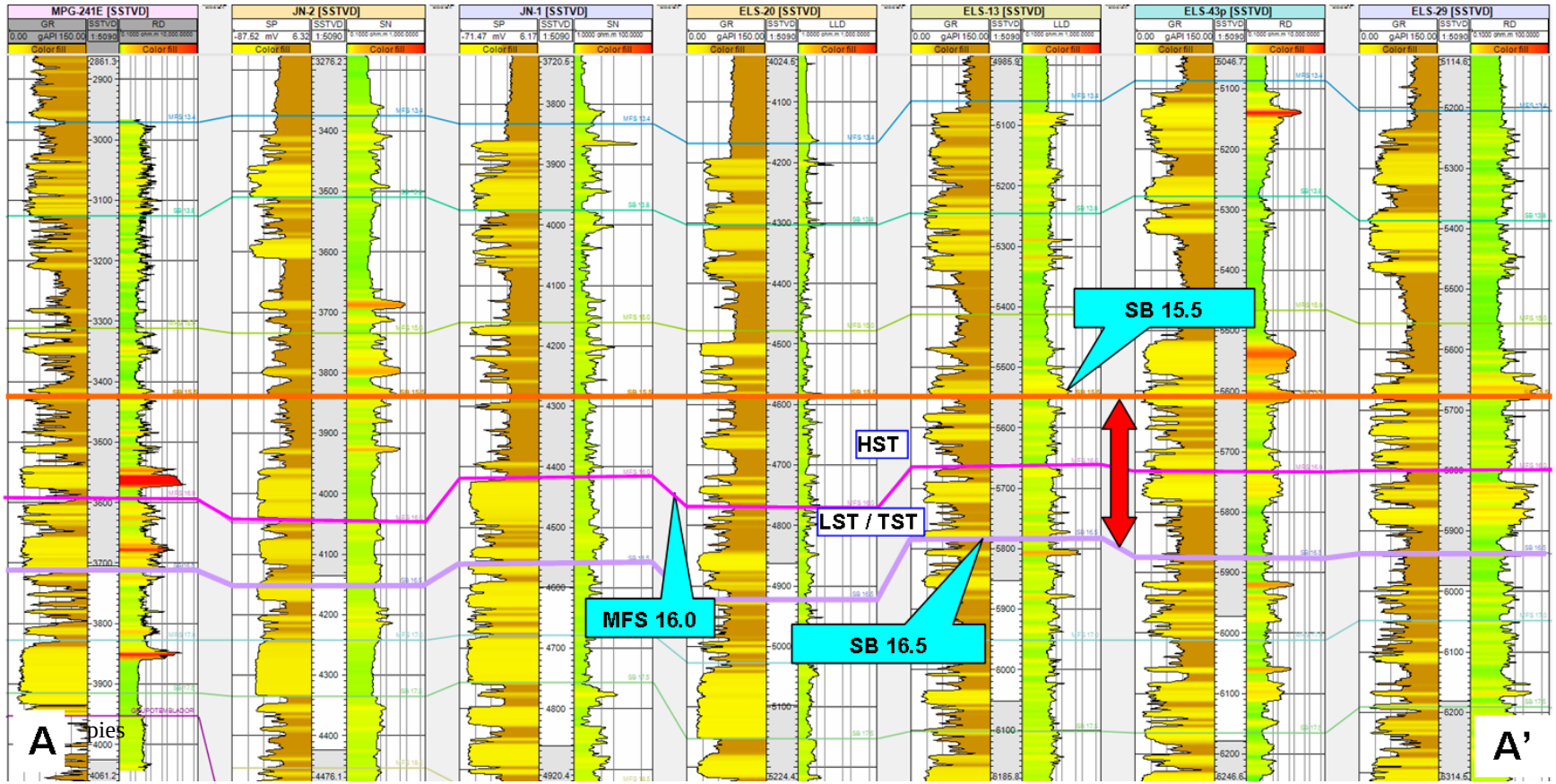


Figura 5.20. Seccion estratigrafica para la secuencia S3-3.

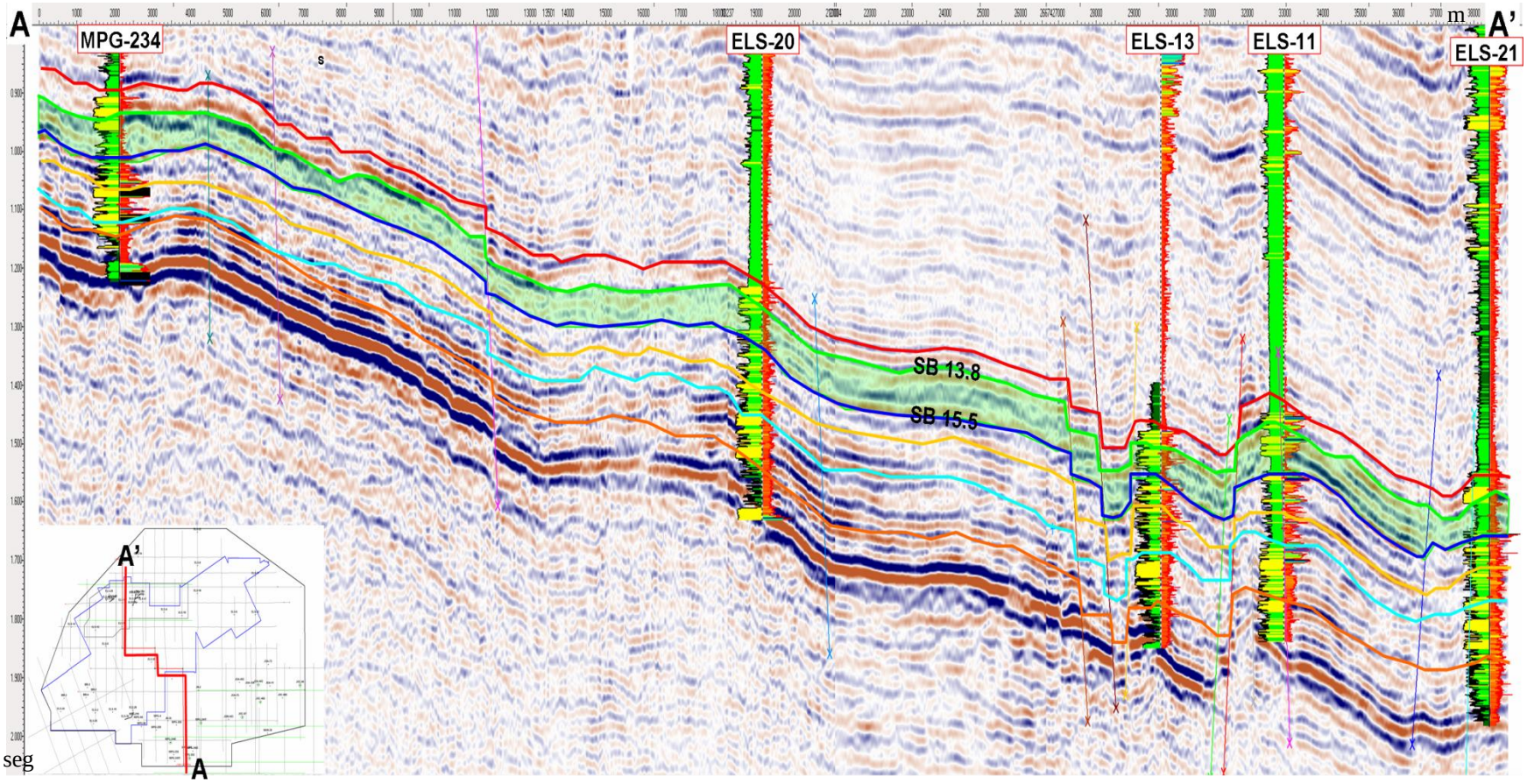


Figura 5.21. Seccion sismica mostrando la secuencia S3-4 entre SB 15.5 y SB 13.8.

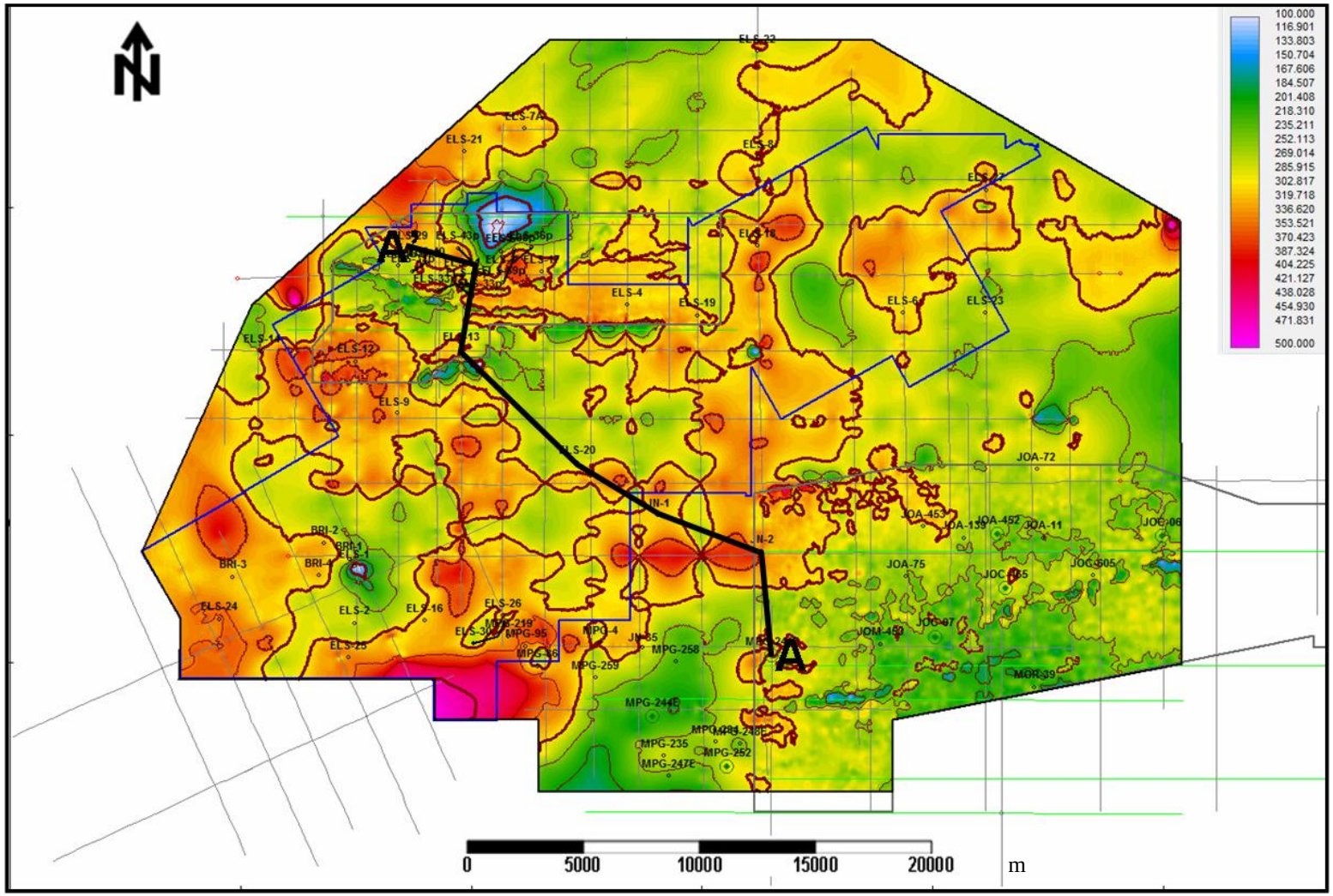


Figura 5.22. Mapa isopaco para la secuencia S3-4, el espesor se encuentra entre 200'- 400', la linea negra representa la orientacion de la seccion estratigrafica mostrada en la figura 5.19.

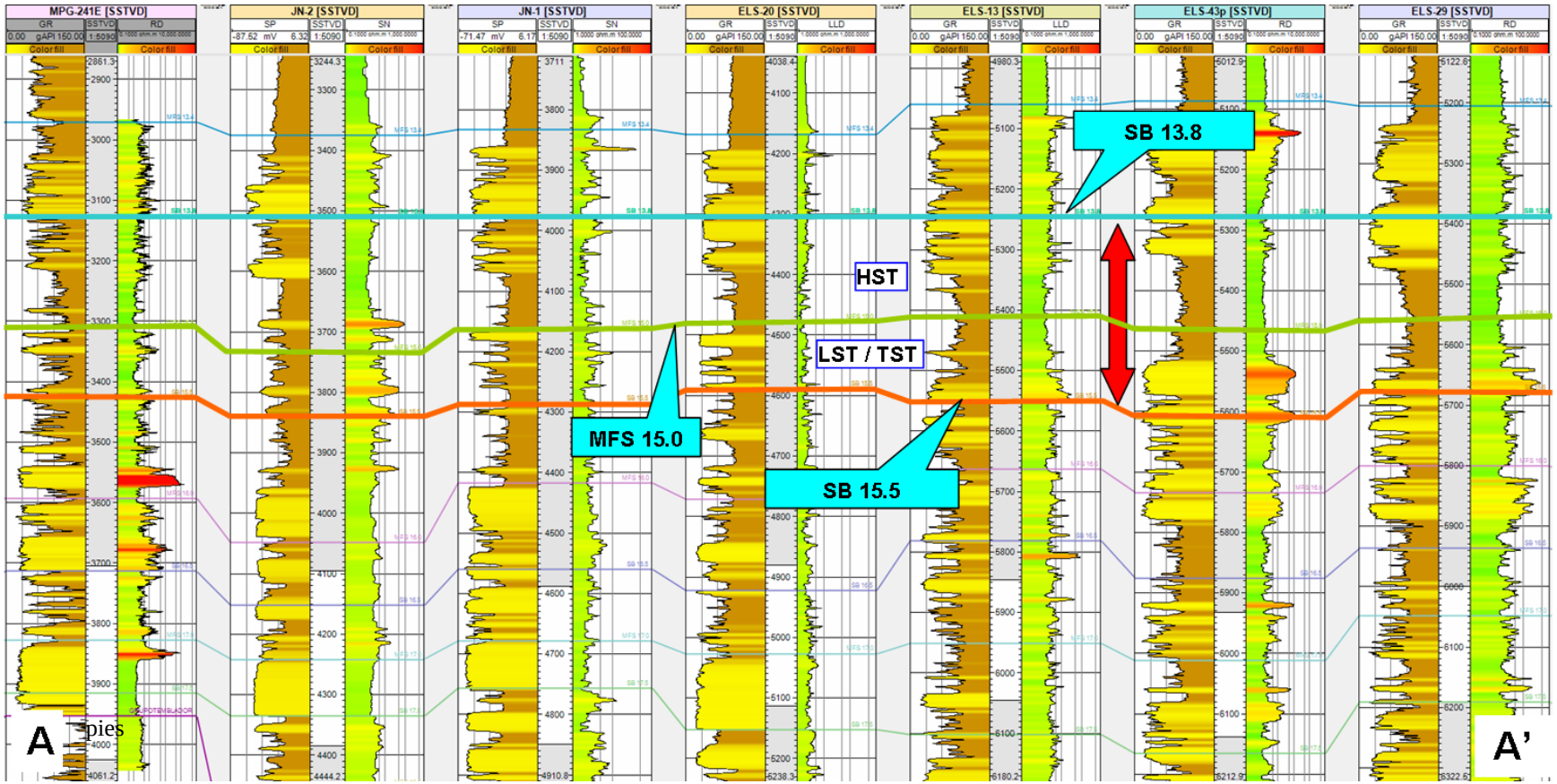


Figura 5.23. Seccion estratigrafica para la secuencia S3-4.

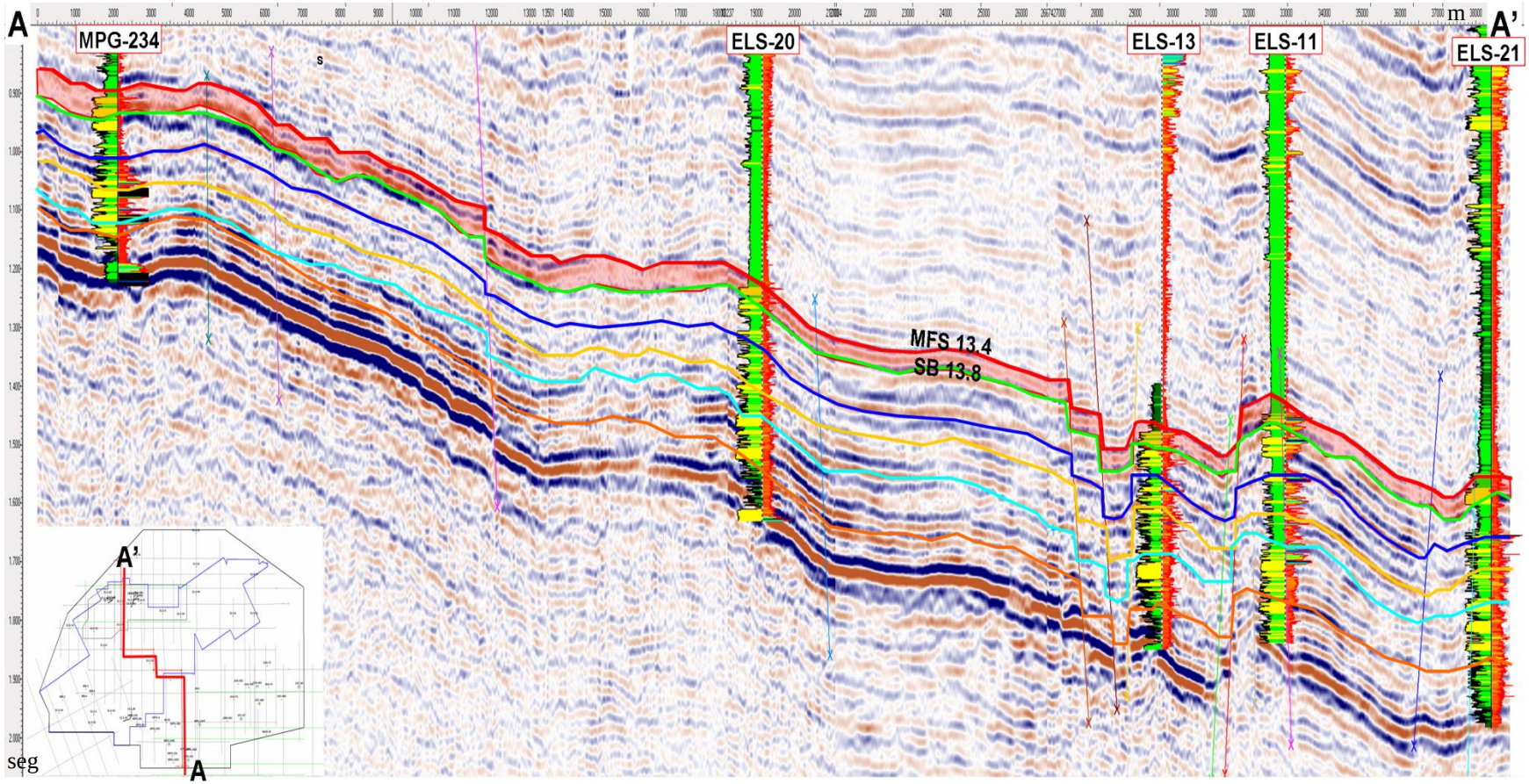


Figura 5.24. Seccion sismica mostrando el intervalo S3-5 entre SB 13.8 y MFS 13.4.

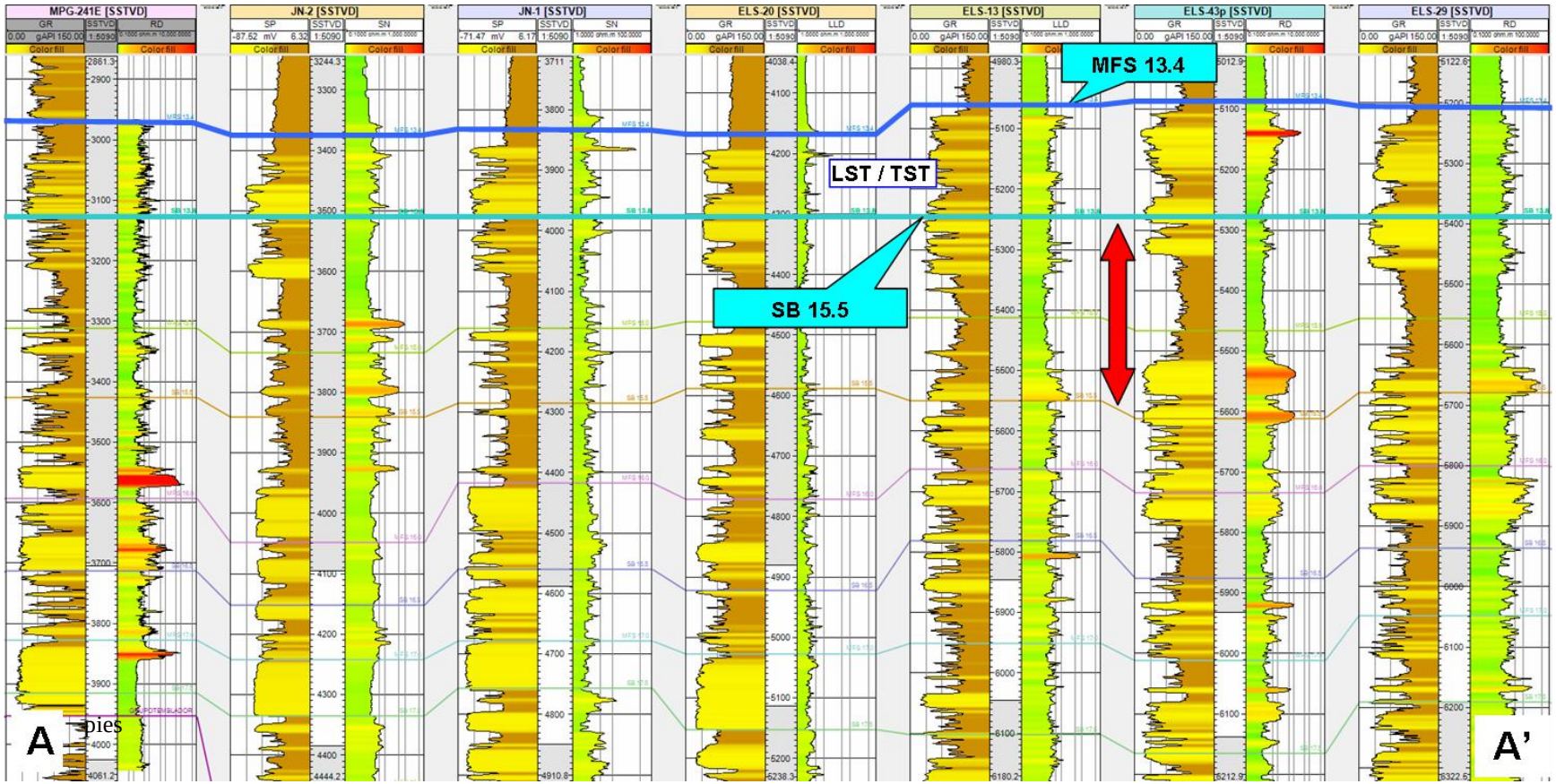


Figura 5.25. Seccion estratigrafica para el intervalo S3-5.

5.5 Integración de atributos sísmicos y registros de pozo para la elaboración de paleoambientes.

Se utilizó en conjunto los resultados de los atributos sísmicos con las electrofacies para elaborar los mapas de paleoambientes a los diferentes niveles interpretados, a continuación se muestran los resultados obtenidos

5.5.1 Secuencia S3-1

En esta secuencia solo se realizó el mapa de paleoambiente desde la superficie de máxima inundación de 18.5 Ma hasta el límite de la secuencia identificado de 17.5 Ma.

MFS 18.5 / SB 17.5: Por la forma de las electrofacies y la geometría de los atributos sísmicos se interpretó que es un ambiente deltaico y se encuentra en una llanura deltaica alta y los cuerpos identificados son canales distributarios apilados y en algunas zonas, entre los canales distributarios, se tienen planicies de inundación donde se depositaron lutitas intercaladas en algunos casos con arenas de poco espesor, la dirección de sedimentación se interpretó sur - norte (Figura 5.26).

5.5.2 Secuencia S3-2

Esta secuencia del límite de secuencia de 17.5 Ma hasta la superficie de máxima inundación de 17.0 Ma se identificó como un sistema de bajo nivel y en algunas zonas un sistema transgresivo, y desde la superficie de máxima inundación de 17.0 Ma hasta el límite de secuencia de 16.5 Ma se tiene un sistema de alto nivel, a continuación la descripción de los paleoambientes interpretados:

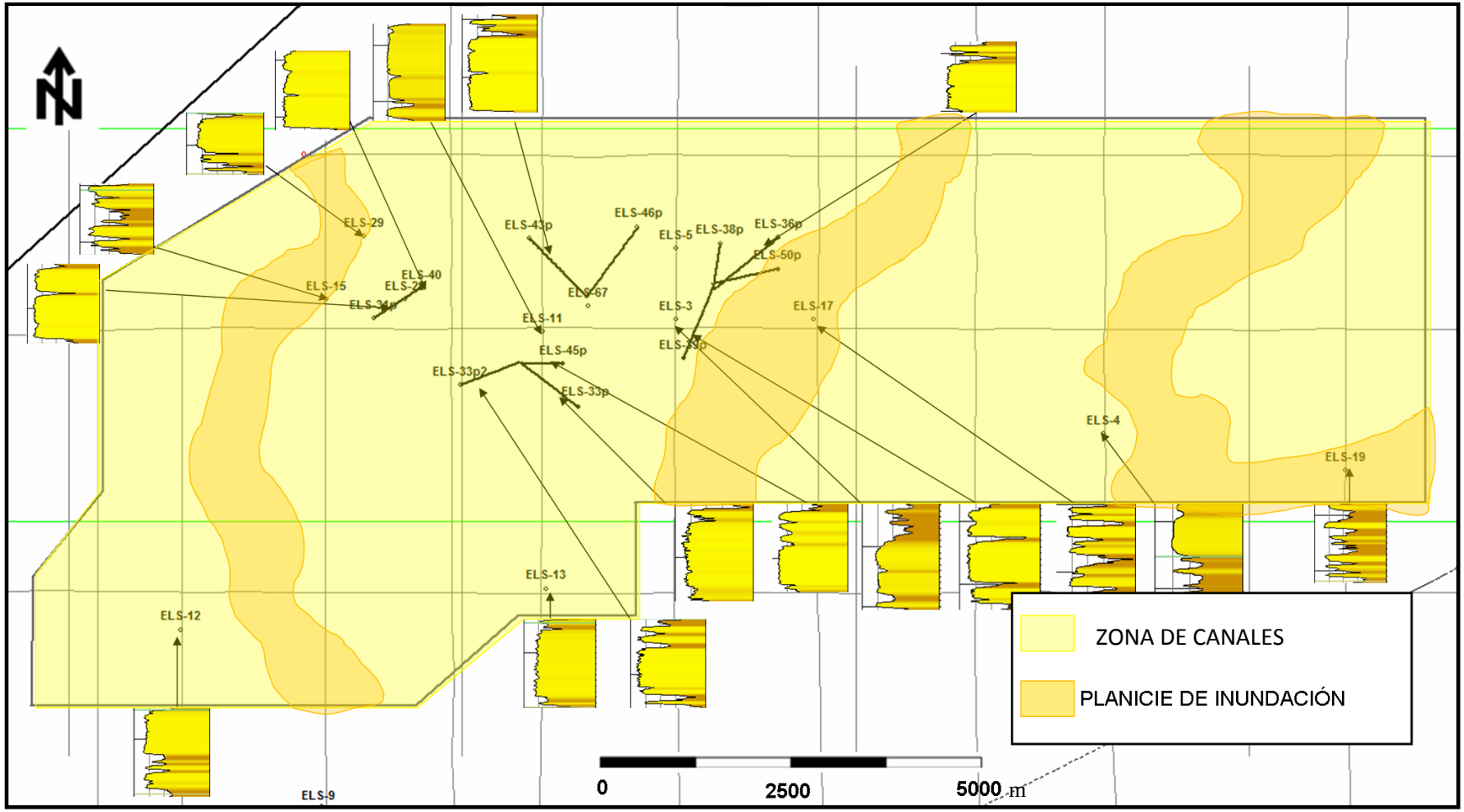


Figura 5.26. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo MFS 18.5 / SB 17.5.

SB 17.5 / MFS 17.0: Al igual que el tope de la secuencia anterior, por la forma de las electrofacies y la geometría de los atributos sísmicos se interpretó que es un ambiente deltaico y que se encuentra en una llanura deltaica alta, los cuerpos identificados son canales distributarios apilados y en algunas zonas, entre los canales distributarios, se tienen planicies de inundación donde se depositaron lutitas intercaladas y en algunos casos con arenas de poco espesor, en esta intervalo se ve mayor cantidad de planicies de inundación, la dirección de sedimentación se interpretó sureste - noroeste (Figura 5.27).

MFS 17.0 / SB 16.5: En este intervalo se comienza a observar la transición entre la sedimentación predominantemente fluvial a una sedimentación controlada por las mareas , en el campo Oritupano, al oeste de la zona de estudio, para este intervalo según estudios de núcleos se han identificado barras de marea y discretos canales de marea con patrón de apilamiento variables debido a que se está en un sistema complejo de barras y canales de marea (Porras, 2003), como se puede observar en las electrofacies se tiene poco desarrollo de cuerpos de arenas, los cuerpos sedimentarios interpretados fueron barras de marea y en una zona barras de marea apiladas rodeadas por la planicie deltaica, la dirección de sedimentación se interpretó como sureste - noroeste (Figura 5.28).

5.5.3 Secuencia S3-3

Esta secuencia del límite de secuencia de 16.5 Ma hasta la superficie de máxima inundación de 16.0 Ma se identificó un sistema transgresivo, y desde la superficie de máxima inundación de 16.0 Ma hasta el límite de secuencia de 15.5 Ma se tiene un sistema de alto nivel, a continuación la descripción de los paleoambientes interpretados:

SB 16.5 / MFS 16.0: En este intervalo se continua en presencia de un delta por dominado por mareas, como se puede observar en las electrofacies se tiene poco desarrollo de cuerpos de arenas, en el campo Oritupano para este intervalo se han

identificado en los núcleos parasecuencias de complejos de barras y canales de marea intensamente bioturbadas (Porras, 2003), los cuerpos sedimentarios interpretados de las electrofacies y de la forma de los atributos sísmicos, fueron barras de marea y en una zona barras de marea apiladas rodeadas por la planicie deltaica, la dirección de sedimentación se interpretó como sureste - noroeste (Figura 5.29).

MFS 16.0 / SB 15.5: En este intervalo se continua en presencia de un delta por dominado por mareas, en el campo Oritupano para este intervalo se han identificado en los núcleos arreglos progradacionales de parasecuencias conformadas esencialmente por barras de marea y delgados canales de marea, en algunos casos apilados (Porras, 2003) como se puede observar en las electrofacies se tiene poco desarrollo de cuerpos de arenas, los cuerpos sedimentarios interpretados mediante las electrofacies y los atributos sísmicos fueron barras de marea y delgados canales de marea depositados en la planicie deltaica, la dirección de sedimentación se interpretó como suroeste - noreste (Figura 5.30).

5.5.4 Secuencia S3-4

Esta secuencia está conformado por un intervalo basal entre el límite de secuencia de 15.5 Ma y la superficie de máxima inundación de 15.0 Ma que se interpreta en la base como un sistema de bajo nivel y en el tope del intervalo un sistema transgresivo y en el tope de la secuencia está limitado por la superficie de máxima inundación de 15.0 Ma y el límite de secuencia de 13.8 Ma. La descripción de los paleombientes es la siguiente:

SB 15.5 / MFS 15.0: Se interpreta de las electrofacies y de los atributos sísmicos la presencia de algunos canales mareas transgresivas y una planicie deltaica con la presencia de algunos canales delgados de marea, la dirección de sedimentación se interpreta como sur - norte (Figura 5.31).

MFS 15.0 / SB 13.8: Se interpreta por las electrofacies y los atributos sísmicos como canales distributarios y depósitos de relleno de bahía en una llanura deltaica baja, la dirección de sedimentación es suroeste - noreste (Figura 5.32).

SB 13.8 / MFS 13.4: En este intervalo se interpreta por las electrofacies y los atributos sísmicos como canales distributarios, depósitos de relleno de bahía y barras de desembocadura en una llanura deltaica baja, la dirección de sedimentación se estima suroeste - noreste (Figura 5.33).

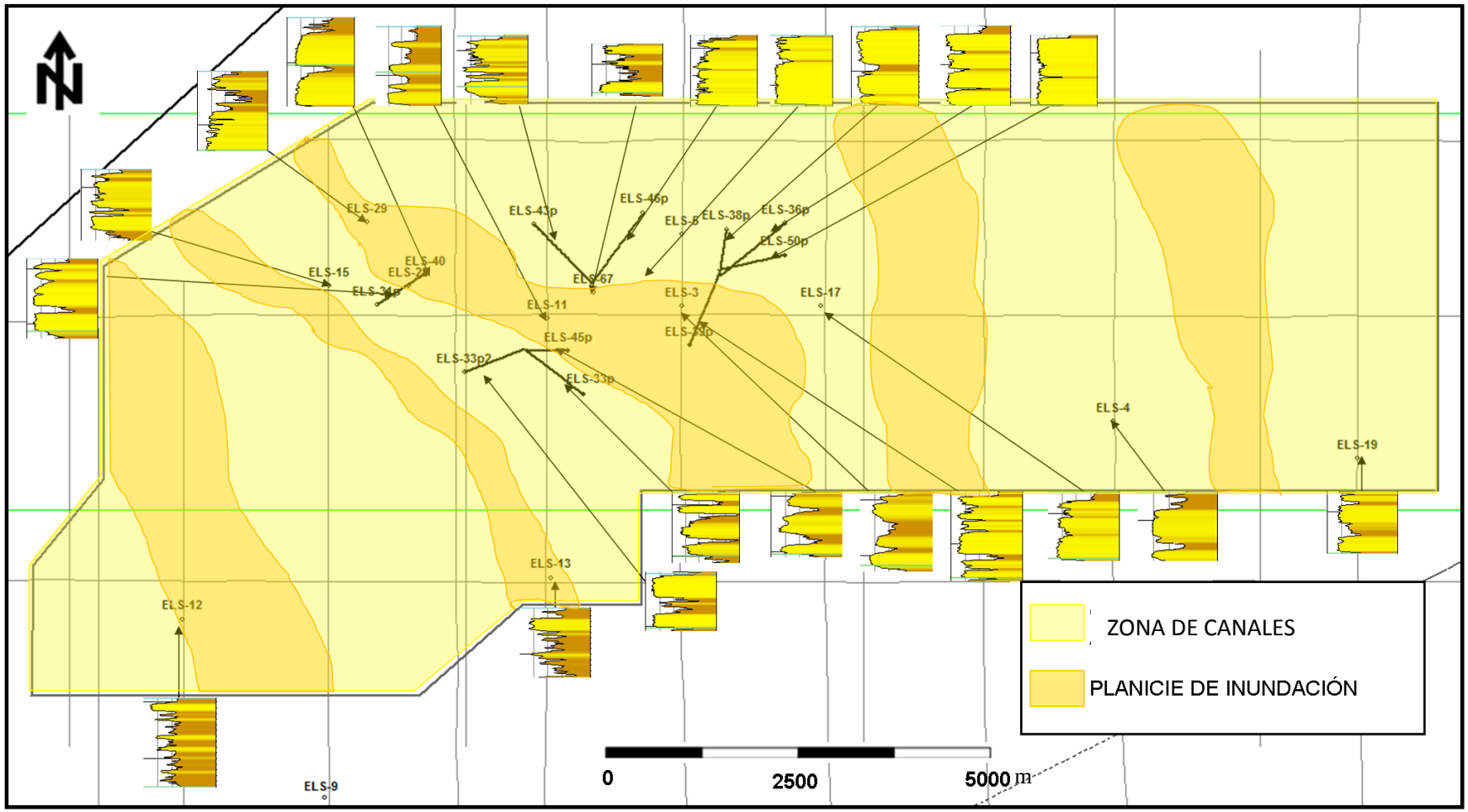


Figura 5.27. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo SB 17.5 / MFS 17.0.

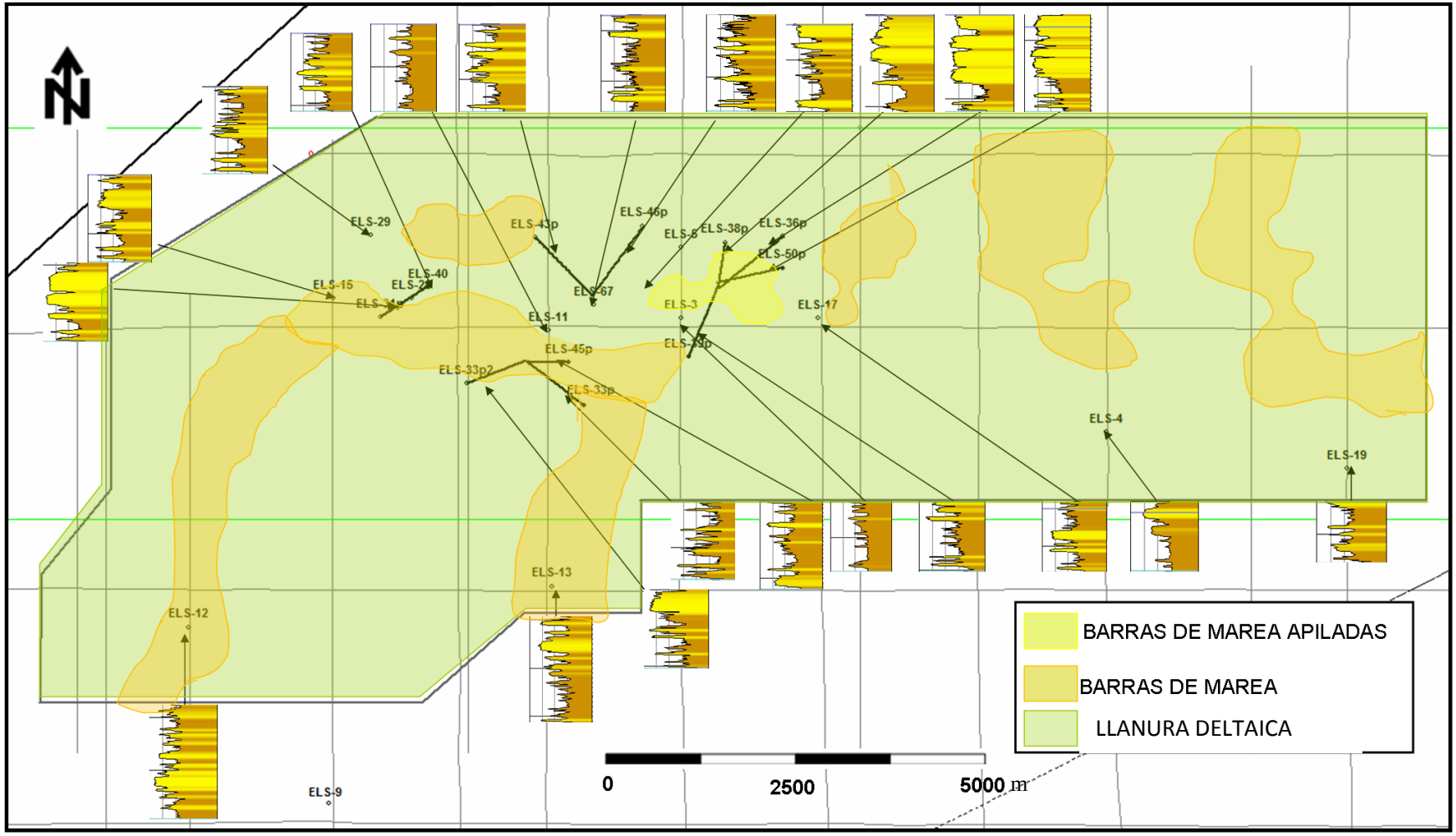


Figura 5.28. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo MFS 17.0 / SB 16.5.

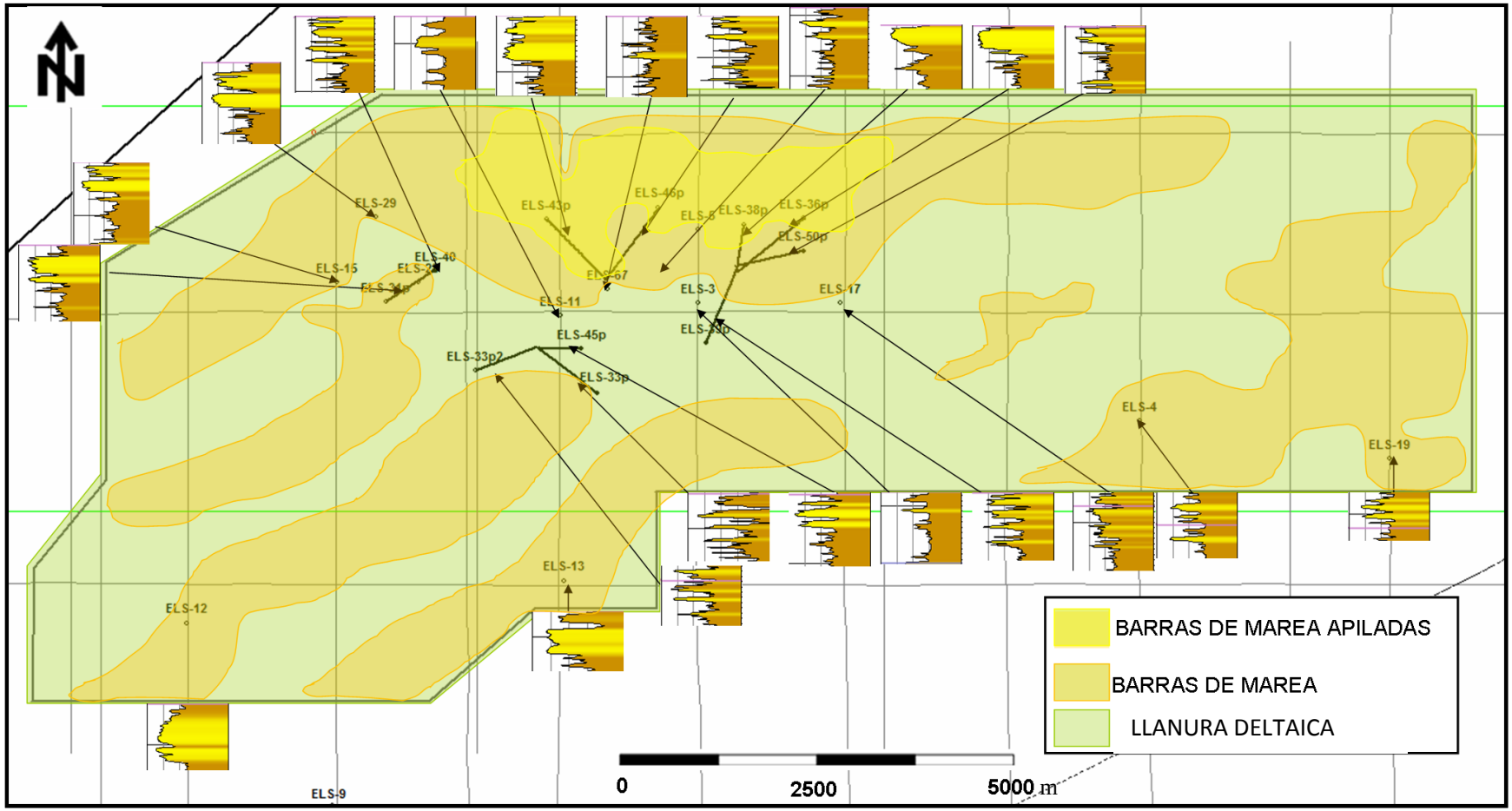


Figura 5.29. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo SB 16.5 / MFS 16.0.

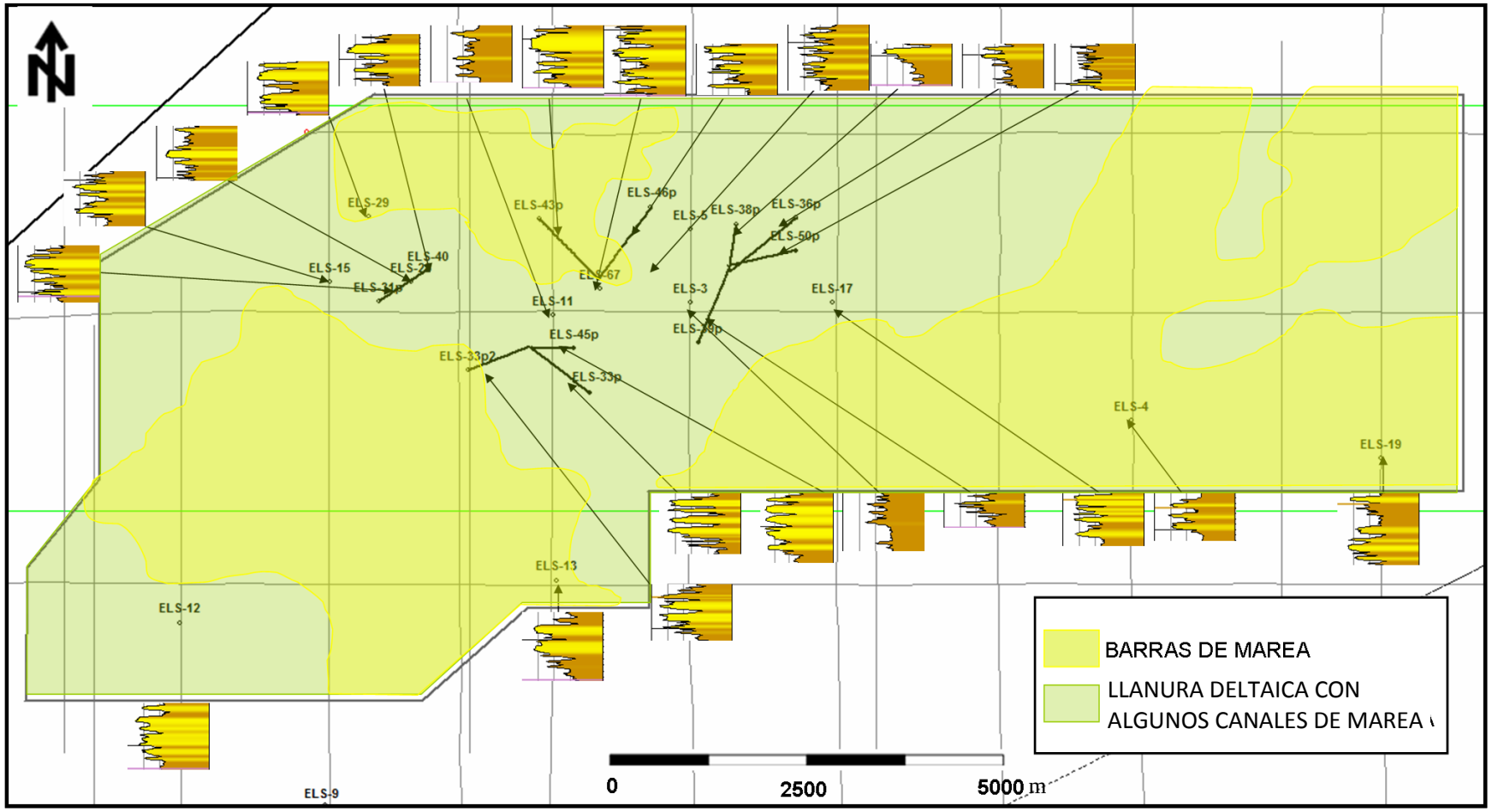


Figura 5.30. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo MFS 16.0 / SB 15.5.

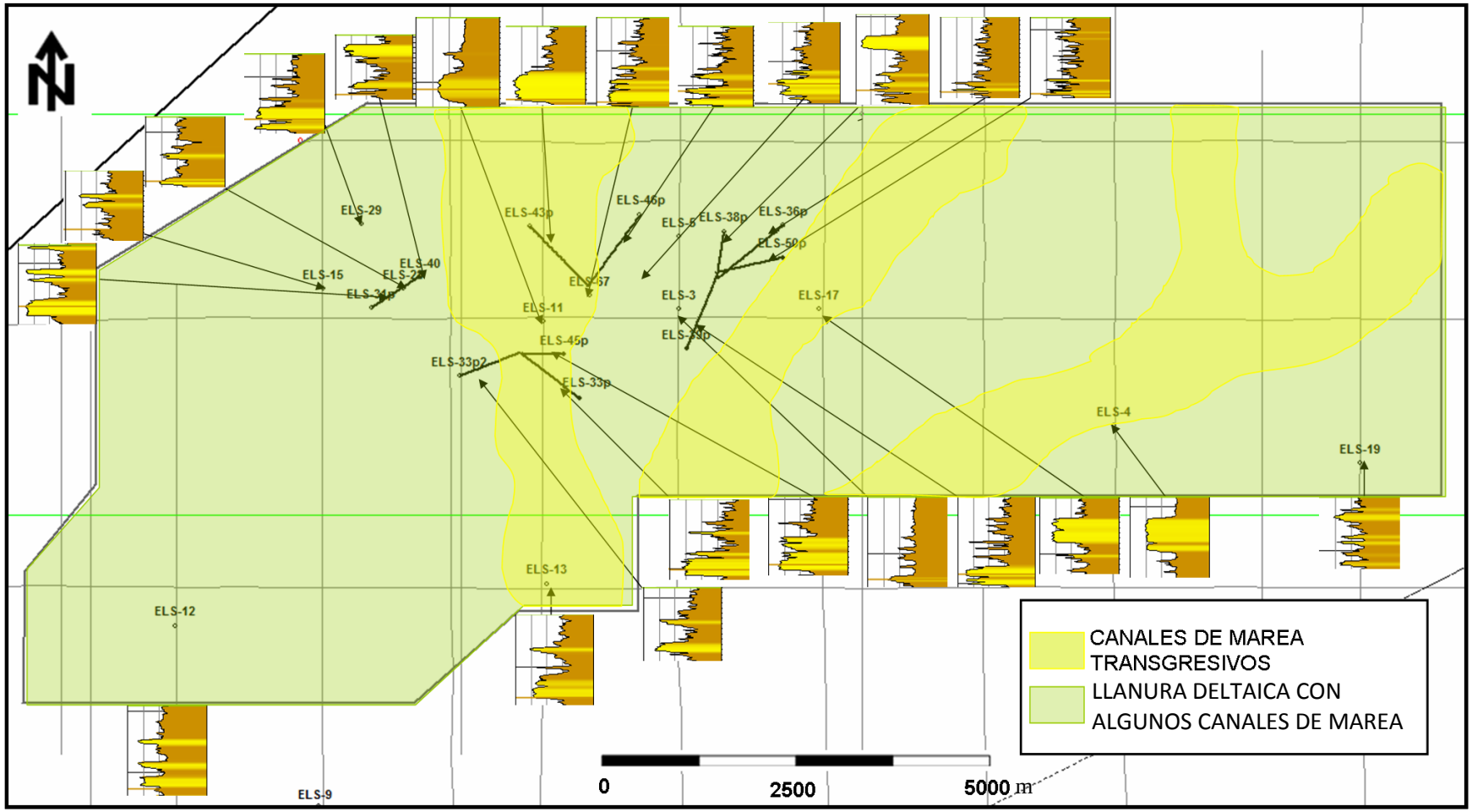


Figura 5.31. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo SB 15.5 / MFS 15.0.

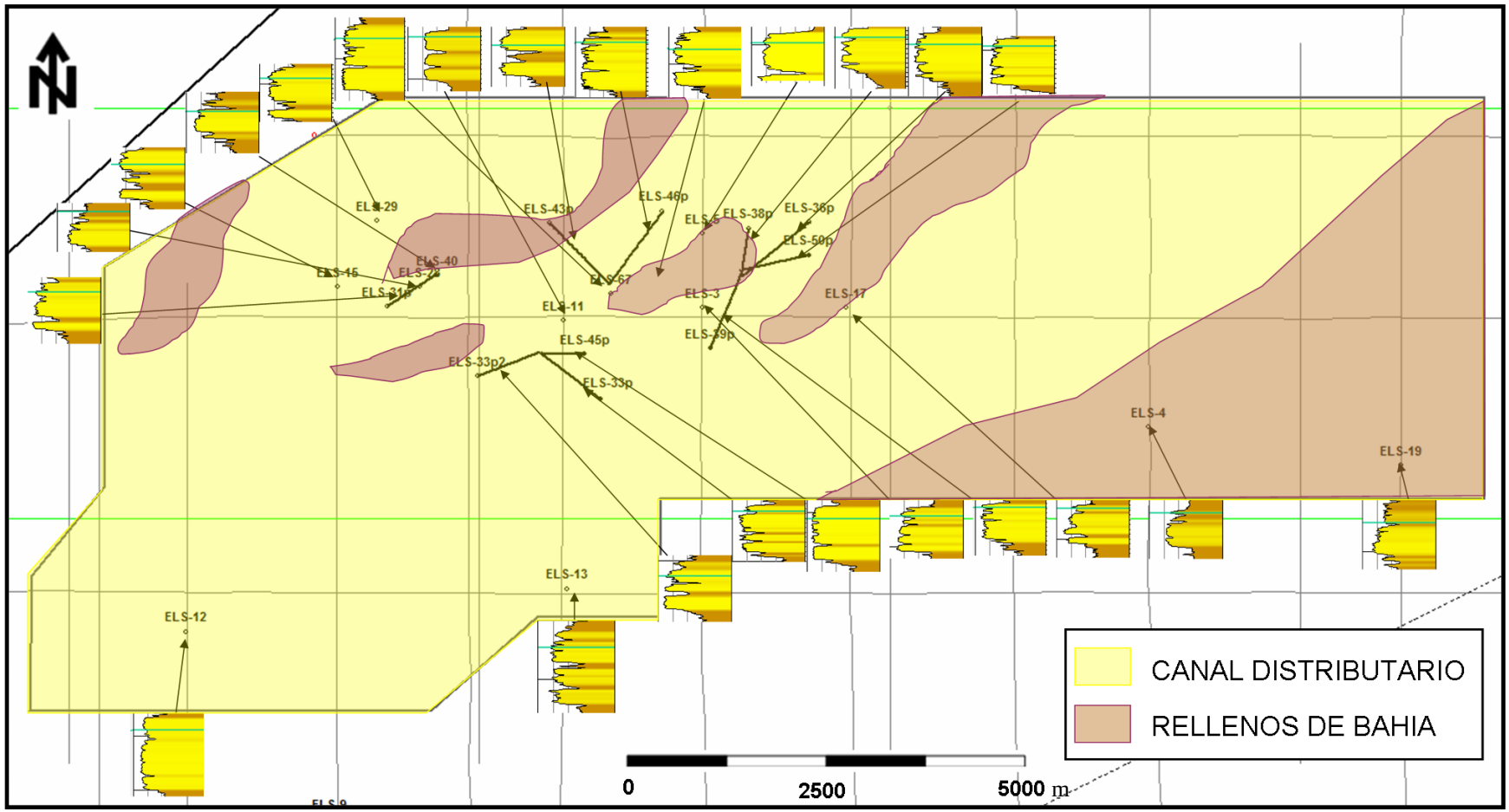


Figura 5.32. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo MFS 15.0 / SB 13.8.

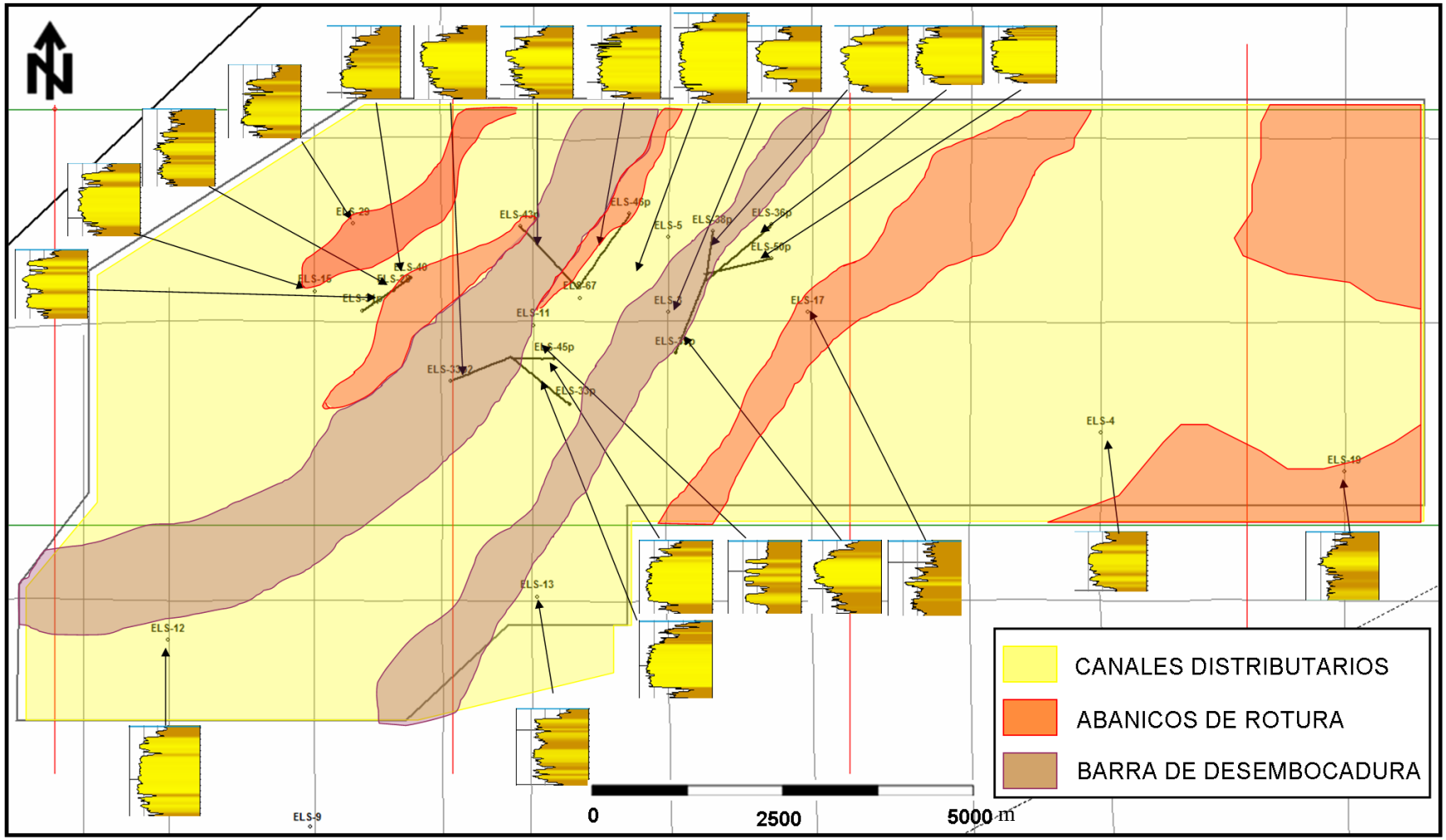


Figura 5.33. Mapa de paleoambiente sedimentario para el intervalo SB 13.8 / MFS 13.4.

5.6 Predicción de arenas con gas a partir de atributos sísmicos

Se procedió a aplicar la metodología expuesta en el capítulo III para estimar posible presencia de gas en el bloque al este de la zona de los datos sísmicos, de los análisis de los atributos de frecuencia se puede estimar una posible zona con gas al tope de la estructura la cual tendría un contacto gas - petróleo estimado a -4815' TVDSS aproximadamente como se muestra en la figura 5.34.

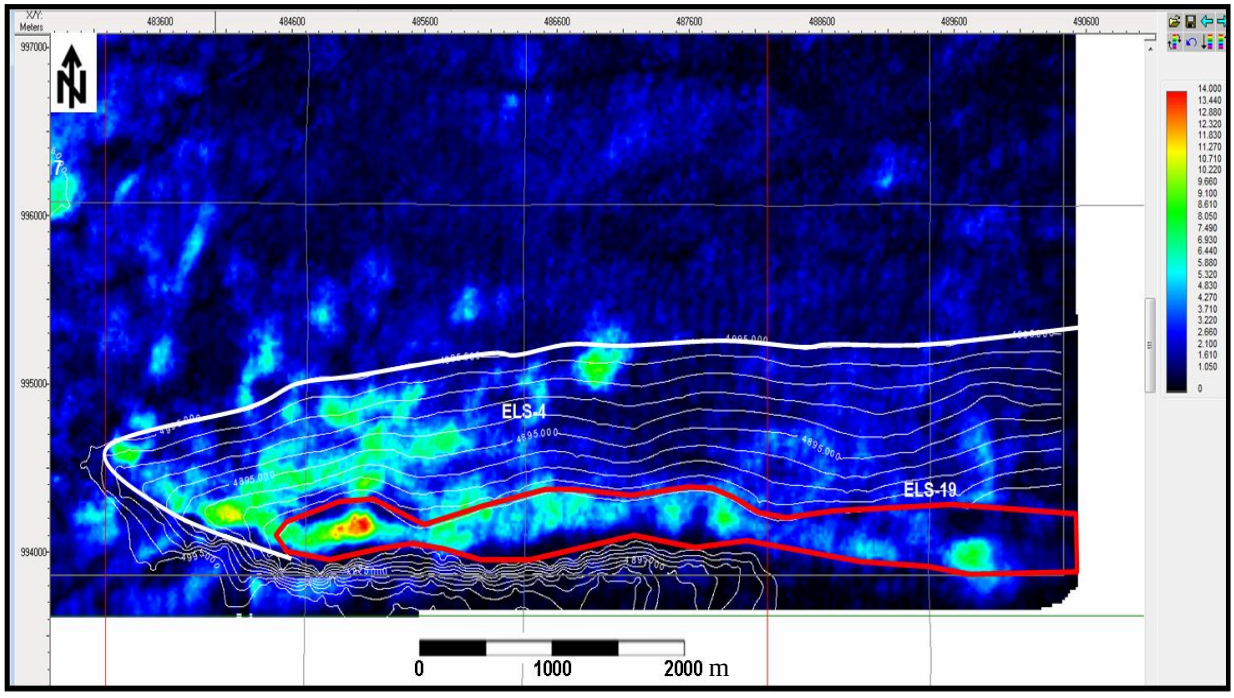


Figura 5.34. Mapa de amplitudes a 25 Hz, la zona encerrada en rojo es la posible zona con presencia de gas con un contacto Gas - Petroleo estimado a -4815' TVDSS aproximadamente.

5.7 Discusión y Comentarios Generales

La estratigrafía del área se corresponde a la desarrollada en un dominio de margen deltaico a plataforma, de amplia extensión y bajo gradiente, donde las secuencias estratigráficas se caracterizan por presentar espesores relativamente bajos y las facies depositacionales revelan una repetitiva y marcada secuencia de procesos asociados a sedimentación marina de aguas someras, tal como se refleja en el modelo estratigráfico-secuencial de la figura 5.35.

Las secuencias de tercer orden y órdenes mayores dominan la estratigrafía y reflejan una depositación desarrollada mayormente durante eventos transgresivos y de bajo nivel. Los límites de secuencias reconocidos representan interrupciones en la continuidad y sucesión de facies y se asocian a descensos del nivel del mar. Superficies erosivas transgresivas han sido identificadas en núcleos. Superficies de inundación de carácter regional son distinguibles en el área.

La naturaleza de estas superficies y de las secuencias estratigráficas, así como de su arquitectura interna es el resultado de tectonismo episódico, responsable de la creación de espacio de acomodación y aporte de sedimentos y relacionado a la instauración y evolución del *foredeep* de la cuenca. La configuración estratigráfica refleja además la posición relativa de cada uno de los campos dentro de la cuenca, es decir se observa como al sur en los campos Jobo y Morichal se tiene menor espesor en la columna estratigráfica y tienen mas desarrollos de arena esto es debido a su posición mas próxima al depocentro de la cuenca para ese periodo en cambio para el campo El Salto se tiene mayor espesor de la columna pero menos desarrollos de arena al encontrase mas alejada del depocentro de la cuenca.

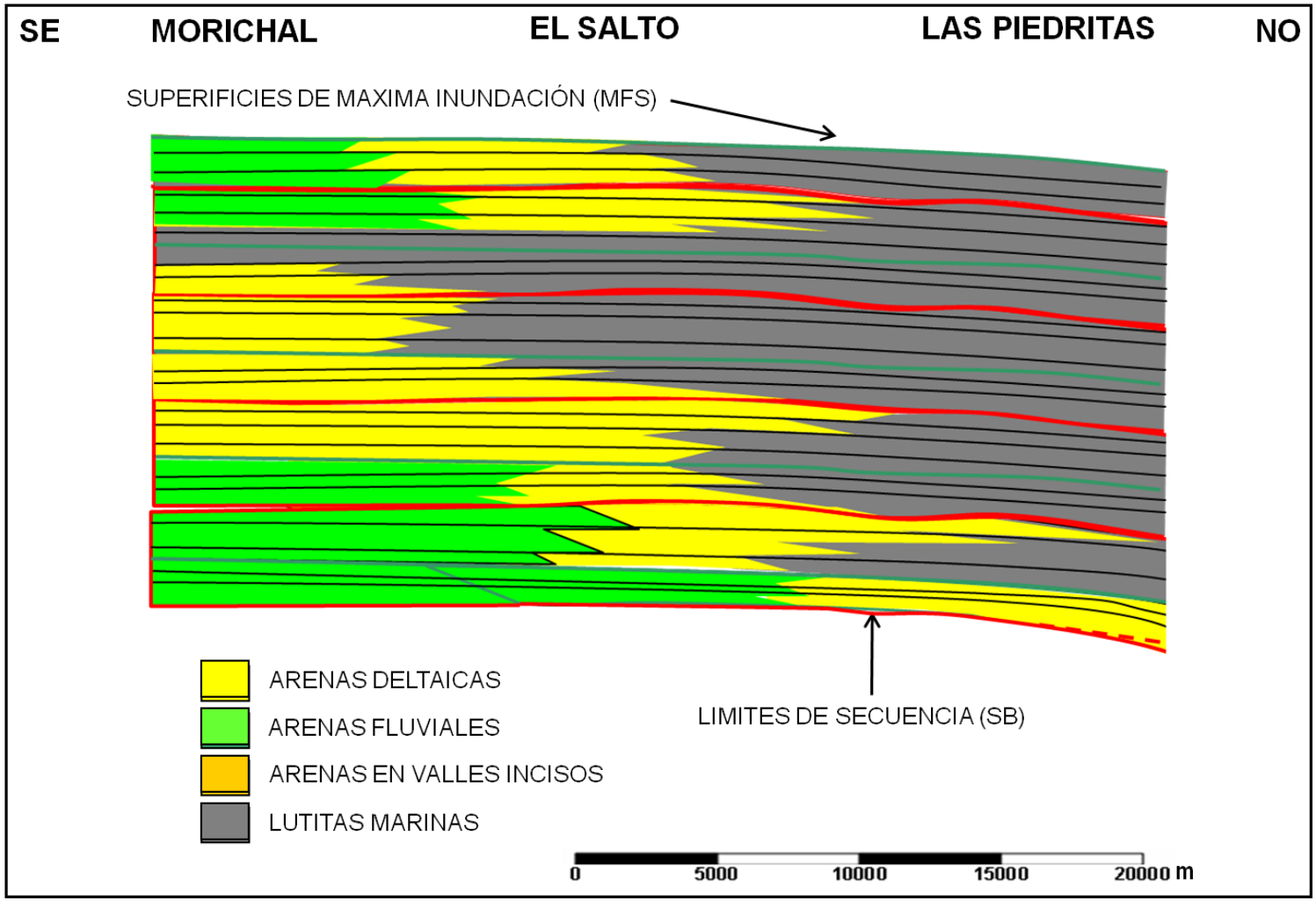


Figura 5.35. Modelo estratigráfico secuencial para el área de estudio, como corresponde a un dominio de margen deltaico a Plataforma.

Sísmicamente, las reflexiones son continuas, subparalelas y monótonas y es notable la ausencia de clinoformos que permitan distinguir progradaciones o la transición de un dominio depositacional a otro.

De la interpretación de la información de los núcleos disponibles así como las electroformas de los registros de los pozos se puede interpretar un ambiente deltaico con una llanura deltaica alta donde se depositan arenas de excelente calidad como reservorio y una llanura deltaica baja influenciada por las corrientes de marea que solo permite la depositación de arenas aisladas lo que produce reservorios de menor calidad y de mayor incertidumbre en la ubicación de pozos productores, todo esto esta acorde con el mapa paleoambiental para el Mioceno Temprano a Medio de parte la subcuenca de Maturín y la Plataforrma Deltana (figura 5.36) donde se ve que en nuestra área de estudio es una zona límite entre el margen deltaico y la plataforma.

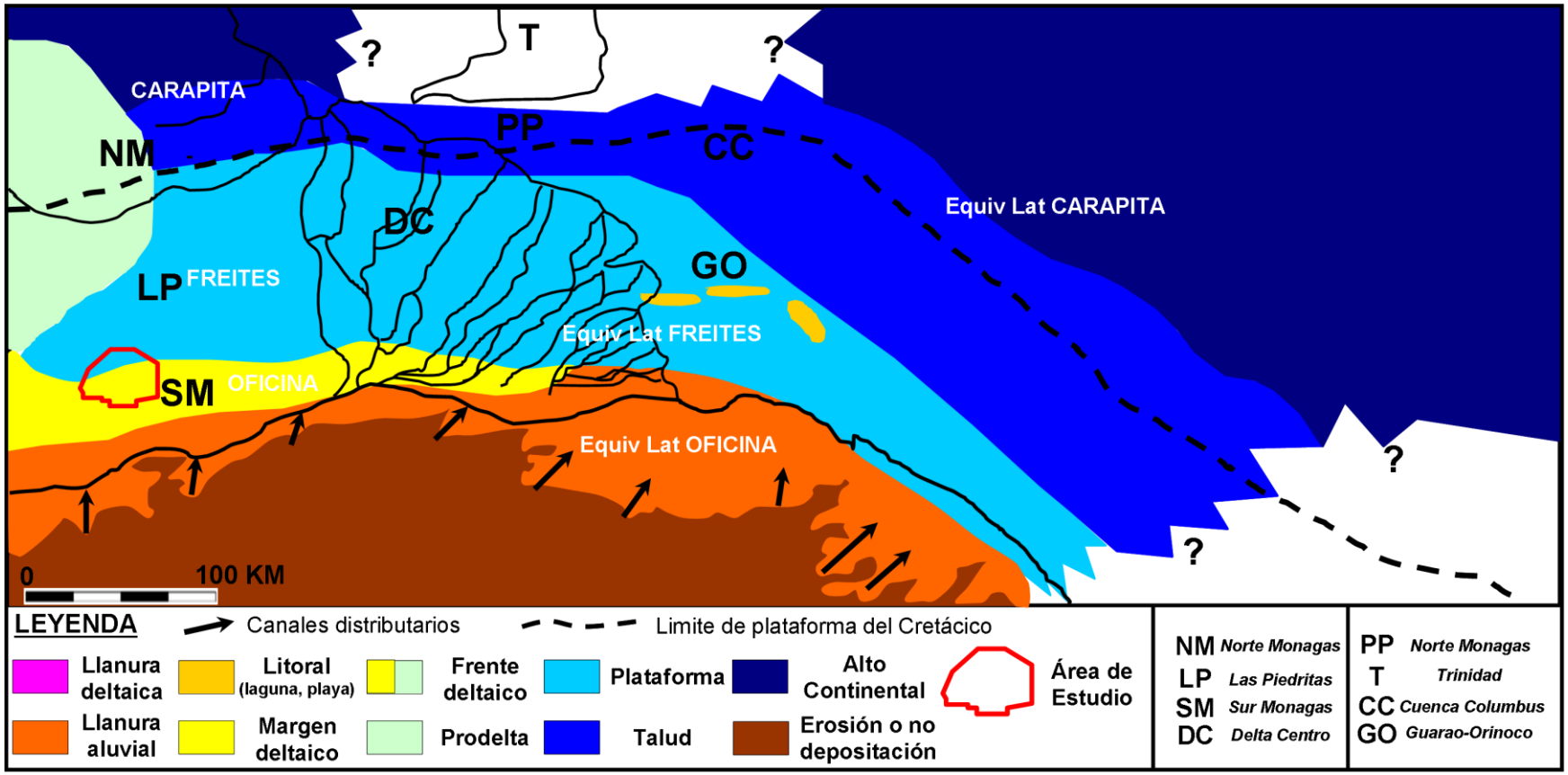


Figura 5.36. Mapa paleoambiental para el Mioceno Temprano a Medio en el área de estudio. (Tomado y modificado de Santiago *et al*., 2009).

6 CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

1. La sección del Mioceno Medio - Inferior representa una sucesión de sedimentos siliciclásticos, la cual puede ser dividida en secuencias depositacionales, cuya jerarquía varía de acuerdo al orden de las superficies reconocidas y que son el resultado de una sedimentación de alta frecuencia ocurrida principalmente durante eventos transgresivos y de bajo nivel sobre un dominio de rampa.

2. Se han diferenciado dos intervalos o ciclos estratigráficos mayores: uno correspondiente al margen pasivo, que contiene sedimentos de edad cretácica, y otro correspondiente a una cuenca antepais, de edad Mioceno Medio – Inferior en el intervalo de estudio. En este último intervalo se distingue una fase transgresiva, que comprende las formación Oficina

3. La secuencia antepais puede dividirse en dos secuencias o ciclos de segundo orden en el intervalo de estudio, ambas abarcan el Mioceno Inferior hasta el Mioceno Medio.

4. La base de la secuencia antepais, la representa la discordancia basal de antepaís (Grupo Temblador), la cual es una superficie erosional claramente distinguida en sísmica y perfiles de pozos coincidente con la base de la Fm. Oficina.

5. En el ciclo correspondiente al Mioceno Inferior hasta el Mioceno Medio se han logrado identificar seis límites de secuencias y cinco secuencias depositacionales de Tercer Orden, que se corresponden con las secuencias definidas por Haq *et al*., (1987).

6. En cuanto a la sedimentología interpretó un ambiente deltaico con una llanura deltaica alta donde se depositan arenas de excelente calidad como reservorio y una llanura deltaica baja influenciada por las corrientes de marea que solo permite la depositación de arenas aisladas lo que produce reservorios de menor calidad y de mayor incertidumbre en la ubicación de pozos productores

7. En la zona este donde se posee datos sísmicos 3D mediante atributos de descomposición espectral se interpreta un posible contacto gas – petróleo a -4815' TVDSS aproximadamente

6.2 Recomendaciones

1. Comparar e incorporar la interpretación realizada en el presente estudio con modelos estratigráficos–secuenciales regionales existentes a fin de proveer un modelo crono-estratigrafico integrado para la cuenca o para dominios estratigráficos similares.
2. Utilizar las superficies claves, secuencias y sistemas encadenados como base para la elaboración de correlaciones, subdivisión en paquetes o unidades estratigráficas e interpretación estratigráfica en el área.

3. Plantear la necesidad de adquisición de información bioestratigráfica en la zona norte y suroeste del área de estudio, a fin de calibrar la interpretación.

4. Realizar la adquisición de datos sísmicos 3D al noreste y suroeste del área de estudio lo que permitirá una mejor descripción estructural y estratigráfica de los yacimientos.

7 BIBLIOGRAFIA

AL-CHALABI, M. (1997). Instantaneous Slowness versus Depth Functions. Geophysics, v. 62, no. 1, pp. 270-273.

ALMARZA, R. (1998). Área Mayor de Temblador. Recuperado el 10 de Junio de 2011 de http://www.pdvsa.com/lexico/campos/cp049.htm.

AROSTEGUI, G. Y MACHILLANDA, C., (1999). Modelo determinístico y estocástico del yacimiento C-2, VLE-326 bloque V Lamar, Lago de Maracaibo. Tesis para optar al título de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geología,, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

BARTEL, D., BUSBY, M., NEALON, J. Y ZASKE, J. (2006). Time to Depth Conversion and Uncertainty Assessment using Average Velocity Modelling. Chevron Energy Technology CO. SEG/New Orleans 2006 Annual Meeting.

BEICIP FRANLAP (1998). Campo Temblador. Informe Interno de PDVSA Petrodelta.

BLANCO, J. Y CARDONA, V., (2006). Caracterización de los miembros Morichal y Jobo mediante la integración de los modelos estratigráfico y petrofísico para el campo El Salto perteneciente al Distrito Morichal, Estado Monagas. Tesis para optar al título

de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, Escuela de Ciencias de la Tierra, Universidad de Oriente, Núcleo Bolívar, Ciudad Bolívar, Venezuela.

BROWN, R., (1996). Seismic attributes and their classification, The Leading Edge. Octubre, pp 1090.

BROWN, A. (2001). "Understanding Seismic Attributes", Geophysics, Vol 66 (1), pp 47-48.

CABRERA, R. (2005). Descomposición Espectral de Alta Resolución e Inversión por reflectividades. Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración. Gaceta, Septiembre-Noviembre.

CHELOTTI, L., ACOSTA, N. Y FOSTER, M. (2010). Procesos Sísmicos Especiales. Cátedra de Geofísica Aplicada, U.N.P.S.J.B., Chubut, Argetina. Consultado el 10 de Junio, 2011 de http://es.scribd.com/doc/41593274/Tema-18-Procesos-Sismicos-Especiales.

CHIGNE N. Y BLANCO B. (2000). Sistemas Petroleros del Terciario: una clave para la exploración de la región norcentral de la Cuenca Oriental de Venezuela, Memorias VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas, 461-467.

CIEN- COMITÉ INTERFILIALES DE ESTRATIGRAFÍA Y NOMENCLATURA (1997). Código Geológico de Venezuela. http://www.pdv.com/lexico/ (Consulta 2009, enero 2010).

CORTEZ, S., (2010). Modelo cronoestratigráfico sedimentario en el área de plataforma deltana, Costa fuera. Venezuela. Tesis para optar al título de Magister en Ciencias Geologicas, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geología,, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

DAVIES, S. J. & ELLIOTT T., (1996). Spectral gamma ray characterization of high resolution sequence stratigraphy: examples from Upper Carboniferous fluvio-deltaic systems, County Clare, Ireland en Howell, J.A. y Aitken, J.F. High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. Geological Society Special Publication N° 104.

DELGADO, M. (2008). Estudio sedimentologico y estratrigráfico de los nucleos de los

Pozos MPG-241E, MPG-243, MPG-244E, MPG-252, COB-08E y 21-B-95. Informe Interno de PDVSA. Laboratorio Geologico el Chaure. Puerto La Cruz. Venezuela.

DI CROCE J. (1995). Eastern Venezuelan Basin: Sequence Stratigraphy and Structural Evolution, PHD Thesis, Rice University, 225 p.

DI CROCE, J., BALLY, A. W. AND VAIL, P., (1999). Sequence stratigraphy of the Eastern Venezuelan basin. In P. Mann ed., Caribbean basins, Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Science B.V., v. 4, p. 419-476.

DIX, C. (1995). Seismic velocities from Surface Measurements. Geophysics, v. 20, pp. 68 86.

DONGO, C. Y RAMÍREZ, V. (2009). Exploración a través de la optimización de la información sísmica: Caso estudio - Atributos Sísmicos. X Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Cartagena, 26-29 Julio.

EIA (2011). Short-Term Energy Outlook. Recuperado el 10 de Junio de 2011 de http://www.eia.gov/emeu/steo/pub/contents.html

ERLICH R.N. Y BARRETT S.F. (1992), Petroleum Geology of the Eastern Venezuela Foreland Basin, en MacQueen et al. (eds): Foreland Basins and Fold Belts, AAPG Memoir 55, 341-362.

FEO-CODECIDO, G., SMITH, F.D., ABOUND, N. Y DI GIACOMO, E. (1984). Basement and Paleozoic rocks of the Venezuela Llanos basin, in Bonini, W.E., Hargraves, R. y Shagan, R., eda. The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics: Geological Society of America, M162, pp. 175-187.

FUSION (2007). Proyecto Uracoa-Bombal, soporte geofísico integrado para la perforación de pozos del 2007-2008. Reporte Final. Informe Interno de PDVSA Petrodelta, sin autor, Houston.

FUSION (2009). Proyecto Temblador, soporte geofísico integrado 2008-2009. Reporte Final. Informe Interno de PDVSA Petrodelta, sin autor, Houston.

FUSION (2011). Proyecto El Salto, soporte geofísico integrado 2009-2010. Reporte Final. Informe Interno de PDVSA Petrodelta, sin autor, Houston.

GALEA, F., 1985. Biostratigraphy and Depositional environment of the Upper Cretaceous Eocene Santa Anita Group, (North Eastern Venezuela). Tesis MSc, Free University press, Amsterdam, 115 pp., 31 pis., 4 enclosures

GALLOWAY, W.E. AND HOBDAY, D.K., (1983). Terrigenous Clastic Depositional Systems, NewYork, Springer Verlag,423p.

GIFFUNI G., GONZÁLEZ C. Y BRINK G.J. (2000). Estratigrafía Secuencial del Neógeno en Monagas Central, Cuenca de Maturín, Venezuela, Memorias X Congreso Venezolano de Geofísica, versión digital.

GIFFUNI G., GONZÁLEZ C. Y BRINK G.J. (2001). Prospección Exploratoria de una Sección de Edad Mioceno Temprano, en el Area de Monagas Central, Cuenca de Maturín, Venezuela, Memorias del VII Simposio Bolivariano Exploración

Petrolera en las Cuencas Subandinas, (52-72).

GONZÁLES DE JUANA, C., AROZENA, J., PICARD CADILLAT, X. (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas: Funinves Ed., Caracas, 2v., pp.95-994.

HAQ B.U., HARDENBOL J. Y VAIL P. (1988). Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Cycles of Sea-Level Changes, in Wilgus et al. (eds), Sea-Level Changes: An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. 42, (71-108).

HARDENBOL J., THIERRY J., FARLEY M.B., JACQUIN T., DE GRACIANSKY P.C AND VAIL P. (1998). Mesozoic and Cenozoic Sequence Chronostratigraphy Framework of European Basins in De Graciansky, Hardenbol, Jacquin and Vail (eds): Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins, SEPM Special Publication 60.

HARVEST VINCCLER (2004). Estudio Técnico de los campos El Salto, Temblador y Tucupita. Informe Interno de PDVSA Petrodelta, sin autor, Houston.

HUBRAL, P. Y KREY, T. (1980). Interval velocities from Seismic Reflection Time Measurements. SEG.

JÁCOME, M. I., KUSMIR, N. AUDEMARD, F., FLINT, S. (2003). Tectono-stratigraphic evolution of the Maturin foreland basin: Eastern Venezuela. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79 pp. 735-749.

KENDALL, C., (2003). SEPM STRATA, SEPM Stratigraphy Web, Carolina del Sur, Estados Unidos. Consultado el 20 de Mayo, 2012 de http://www.sepmstrata.org

KLEIN, G. DEV., (1985), Intertidal flats and intertidal sandbodies. In: Davies, R.A.J. (ed.), Coastal Sedimentary Environments. Springer- Verlag, New York, p. 187-224.

LAUGHLIN, K., GAROSSINO, P. Y PARTYKA, G. (2003). Spectral Decomposition for Seismic Stratigraphic Patterns. Search and Discovery.

MARTINEZ, W. (1996). Interpretación geológica de sismogramas sintéticos. Un ejemplo aplicado al sondeo Río Segura G-1. Geogaceta, 20, 153-156.

MITCHUM R.M., VAIL P.R. AND THOMPSON S. (1977), Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis in Payton Ch. (eds), AAPG Memoir 26: Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, 53-63.

MUÑOZ, R. RODRÍGUEZ M. DAVIS, N. MARCANO, C., (2005). Estudio bioestratigráfico integrado del pozo JOA-452. Informe Interno de PDVSA, Puerto La Cruz, Venezuela.

PARNAUD F., GOU Y., PASCUAL J.C., TRUSKOWSKI I., GALLANGO O., PASSALACQUA H. Y ROURE F., (1995). Petroleum geology of the central part of the Eastern Venezuelan basin. En A.J. Tankard, R. Suarez S. and H.J. Welsink ed., Petroleum Basins of South America: American Association of Petroleum Geologists Memoir 62: 741-756.

PARRA, M. (2006). Modelado Estructural y restauración de la Región Noroccidental de la Subcuenca de Maturín. Tesis para optar al título Magíster en Ciencias de la Tierra, Coordinación de la Maestría en Ciencias de la Tierra, Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.

PARTYKA, G., GRIDLEY, J. Y LOPEZ, J. (2000), Interpretational applications of spectral descomposition in reservoir characterization: The Leading Edge, v. 18, p. 353-360.

PÉREZ, R. HERNÁNDEZ, F. CUESTA, J. SANABRIA, M. LÓPEZ A. LEE, G. CABRERA, R. LEZZAR, K., (2010). Identificación de zonas de gas mediante atributos sísmicos espectrales en yacimientos con tres fases de fluidos. Jornadas Técnicas de Geofísica y Geociencias Aplicadas, Puerto La Cruz, Venezuela.

PETRODELTA (2008). Evaluación del Campo Temblador [presentación PowerPoint]. Base de datos interna PDVSA Petrodelta.

PINDELL, J Y ERIKSON, J., (1998). Cretaceous through Eocene sedimentation and paleogeography of a passive margin in northeastern Venezuela. En J. Pindell, y C. L. Drake, eds., Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustasy, northern South America: Special Publication 58, SEPM (Society for Sedimentary Geology), p. 217-259.

PORRAS, J., (2003). Estratigrafia Secuencial del Oligo-Mioceno, bloques Oritupano-Leona y Mata-Acema, Area Mayor de Oficina, Cuenca Oriental de Venezuela. Tesis para optar al título de Magister en Ciencias Geologicas, Facultad de Ingeniería, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Departamento de Geología,, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Venezuela.

QUILEN, K. (2006). "Integracion de Atributos Sismicos con datos Petrofisicos para determinar Zonas Prospectivas, Arena L2M, Area de Finca-Yopales, Edo Anzoategui", Informe de Pasantia Larga. Universidad Simon Bolivar, pp. 45-78.

RAMIREZ, (2005). Revisión de las tectonosecuencias de la subcuenca de Maturín. Petróleos de Venezuela, informa interno. Puerto La Cruz.

RAVVE, I. Y KOREN, Z. (2007). Conic Velocity Model. Geophysics, v. 72, no. 3, pp. U31-U46.

RUIZ, C. (2007). Inversión sísmica y estudio de atributos sísmicos post apilamiento de los niveles I3 y TU de la formación Oficina en el campo Guico Guara, estado

Anzoátegui. Tesis para optar al título de Ingeniero Geofísico, Coordinación de Ingeniería Geofísica, Universidad Simón Bolívar, Caracas, Venezuela.

SANTIAGO, N.; HERRERA M., SALOMÓN M. (2009). New Stratigraphic Interpretation of the Depositional History from Upper Oligocene -Lower Miocene Eastern Venezuela Basin. AAPG. 2009.

SCHLUMBERGER (2011). Oilfield Glossary. Consultado el 10 de Junio, 2011 de http://www.glossary.oilfield.slb.com/Display.cfm?Term=attribute.

SHERIFF, R. (2002). Encyclopedic dictionary of Exploration Geophysics. Cuarta Edición. Society of Exploration Geophysics, Tulsa.

SLOTNICK, M. (1936). On Seismic Computations, with Applications, Part I. Geophysics, v.1, pp.9-22.

SÖLLNER, W., ANDERSEN, E. Y LIMA, J. (2004). Fast time-to-depth mapping by ray transformation in a 3-D visualization system. SEG Int'l Exposition and 74th Annual Meeting, Denver, Colorado.

TANER. M. Y SHERIFF, E. (1977). Application of Amplitude, Frequency, and Other Attributes to Atratigraphic and Hydrocarbon Determination . AAPG Memoir 26, Seismic Stratigraphy – Aplications to Hydrocarbon Exploration, pp 301-327 (1977).

VAIL P.R., MITCHUM R.M., TODD R.G., WIDMIER J.M., THOMPSON S., SANGREE J.B., BUBB J.N. AND HATLELID W.G. (1977). Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, in Payton Ch. (eds) Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26, 49-212.

VAIL, P.R, AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N., Y PEREZ-CRUZ (1991). The Stratigraphic Signatures of Tectonics, eustacy and Sedimentology – an overview, in: Einsele et al. Ediciones Cycles and Events in Stratigraphy. Springer-Velaz, Berlin Heidelberg. P. 721-771.

VAN WAGONER J.C., MITCHUM R.M., CAMPION K.M. AND RAHMANIAN V.D. (1990), Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops, AAPG Methods in Exploration No. 7, 53 p.

WEI, X., LI, X. Y LIU, Y. (2005). The application of equivalent velocity in multi-component VSP data processing. EAGE 67th Conference & Technical Exhibition-Madrid, Spain, 13-16 June.

YORIS, F., OSTOS, M. (1997). Geología de Venezuela: Geología general y Cuencas Petrolíferas. En: Singer, J., ed., WEC 1997. Evaluación de pozos: Schlumberger-Surenco C.A. Primera edicion, Jolley Printing, Texas.

ANEXOS