

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL DEL OLIGO-MIOCENO,
BLOQUES ORITUPANO-LEONA y MATA-ACEMA, AREA
MAYOR DE OFICINA, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA.**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas
por el Ing° Geólogo
Porras Moreno Jesús Salvador

Caracas, Julio 2003

© Porras Moreno Jesús Salvador 2003.
Hecho el Depósito de Ley.
Depósito Legal Ift.487200355121

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL DEL OLIGO-MIOCENO,
BLOQUES ORITUPANO-LEONA y MATA-ACEMA, AREA
MAYOR DE OFICINA, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA.**

Tutor académico: Prof. Dr. Juan Di Croce

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas
por el Ing° Geólogo
Porras Moreno Jesús Salvador

Caracas Julio 2003



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
COMITÉ ACADÉMICO DEL POSTGRADO EN GEOLOGÍA,
MINAS, GEOFÍSICA Y PETRÓLEO

VEREDICTO

Quienes suscriben, Miembros del Jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería y por el Consejo de Estudios de Postgrado de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Ing. Jesús Porras, portador de la Cédula de Identidad No. 4.506.283, bajo el título **"Estratigrafía Secuencial del Oligo-Mioceno Bloques Oritupano-Leona y Mata-Acema, Área Mayor de Oficina, Cuenca Oriental de Venezuela "** a los fines de cumplir con el requisito legal para optar al Titulo de M.Sc. en Ciencias Geológicas dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los Miembros del Jurado, éste fijó el día 25 de Julio de 2003 para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en la Facultad de Ingeniería Salón Zuloága, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió satisfactoriamente a las preguntas que le fueron formuladas por el Jurado; todo conforme a lo dispuesto en los Artículos 44, 49, 50, 51 y 52 del Reglamento de Estudios de Postgrado.

2.- Finalizada la defensa pública del trabajo, el Jurado decidió Aprobarlo por considerar, sin hacerse solidario de las ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado estimó que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación aplicada presenta un enfoque novedoso sobre un área tradicionalmente explotada por nuestra principal industria nacional.

En fe de lo cual se levanta la presente Acta, a los Veinticinco días del mes de Julio del Dos Mil Tres, dejándose también constancia de que, conforme a lo dispuesto en la normativa jurídica vigente actuó como Coordinador del Jurado el Ph.D. Juan Di Croce.

Dr. Carlos Giraldo



M.Sc. Ovidio Suárez

DEDICATORIA

A mi esposa e hijas, razón principal y motivación de este esfuerzo, de quienes me “apropié” mucha parte del tiempo familiar para la realización del postgrado. Sin su comprensión, tolerancia y paciencia no hubiese sido posible alcanzar este gran sueño.

A mis padres y hermanos, por su constante preocupación e interés por la feliz culminación de este proyecto.

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela, quien a pesar de sostenerse con mucho esfuerzo, aún mantiene firme su propósito de formar profesionales útiles al país.

Al Dr. Juan Di Croce, tutor académico del proyecto, quien despertó en mí ese interés por la estratigrafía secuencial y por sus oportunos y valiosos consejos durante la elaboración del presente trabajo.

A los Profesores, Dr. Carlos Giraldo y M.Sc. Ovidio Suárez, miembros del jurado evaluador de esta tesis, por sus comentarios positivos acerca de la misma y por sus apreciadas recomendaciones.

A Petrobras Energía Venezuela, S.A., anteriormente Perez Companc de Venezuela S. A., por brindarme la oportunidad de ampliar mis estudios profesionales y por facilitarme utilizar parte de mi tiempo laboral en ello.

A mis colegas de Petrobras: Geol. Ricardo Savini, por sus recomendaciones técnicas y revisión de la propuesta original del trabajo y Geol. Carlos Selva quien en todo momento me animó durante las diferentes etapas del estudio. Al Ingº Geofísico Miguel Díaz, por su valiosa ayuda en la preparación de las líneas sísmicas y por mostrarme la interesante geología del subsuelo del campo Acema.

Especiales gracias a María T. González por su paciencia y dedicación en la elaboración de muchas de las figuras. A Yanira Contreras por su desinteresada ayuda en la difícil compaginación y ordenamiento de la tesis.

Porras M. Jesús S.

**ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL OLIGO-MIOCENO,
BLOQUES ORITUPANO-LEONA y MATA-ACEMA, ÁREA
MAYOR DE OFICINA, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA.**

**Tutor Académico: Prof. Dr. Juan Di Croce, Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Geofísica, Minas y Petróleo, 2003, 193 pag.**

Palabras Claves: ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL, CUENCA ORIENTAL,
SECUENCIAS COMPUESTAS, CICLOS, FOREDEEP.

Resumen. Los Bloques Oritupano-Leona y Mata-Acema se localizan en la plataforma distal del *foredeep* de la Sub-Cuenca de Maturín. La región se caracteriza por una sedimentación cíclica y repetitiva como corresponde a un dominio de rampa, donde las secuencias estratigráficas presentan espesores relativamente bajos y las facies depositacionales reflejan una acentuada influencia de procesos asociados a una sedimentación marina de aguas someras a estuarina.

Como consecuencia de esta ciclicidad, fue posible dividir la columna estratigráfica en unidades crono-estratigráficas limitadas por discordancias y jerarquizadas de acuerdo a su orden o duración.

Se distinguieron dos principales megasecuencias: de margen pasivo y de *foredeep*, la última de las cuales es posible dividir aún 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 Tardío-Mioceno Superior y otras cinco en el intervalo asignado al Plioceno-Reciente.

La identificación de *sets* de parasecuencias y parasecuencias, componentes esenciales de las secuencias de tercer orden y catalogadas como secuencias de cuarto y quinto orden permitieron definir los sistemas encadenados. Secuencias múltiples de alta frecuencia de órdenes mayores, también fueron reconocidas.

Cada una de estas secuencias, así como los sistemas depositacionales contenidos en ellas, resultantes del análisis del patrón de apilamiento, es descrita, correlacionada y presentada en transectos regionales y mapas realizados a lo largo del área.

Este estudio además de proporcionar un marco crono-estratigráfico de referencia en el área, servirá para identificar zonas de interés petrolífero y permitirá optimizar la perforación de nuevos pozos.

ÍNDICE GENERAL

	p.p.
CONSTANCIA DE APROBACIÓN.....	iii
DEDICATORIA.....	iv
AGRADECIMIENTOS.....	v
RESUMEN.....	vi
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. OBJETIVOS.....	1
1.2. INTRODUCCIÓN.....	1
1.3. DESCRIPCIÓN GENERAL.....	3
1.4. BASE DE DATOS.....	6
1.4.1. Datos de Sísmica.....	6
1.4.2. Datos de Pozos.....	6
1.4.3. Datos de Núcleos y Muestras de Pared y Canal.....	8
1.4.4. Reportes Varios.....	8
1.5. METODOLOGÍA.....	8
CAPÍTULO II.....	15
GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	15
2.1. MARCO TECTÓNICO REGIONAL.....	15
2.1.1. Tectónica del Caribe.....	15
2.1.2. Cuencas Sedimentarias del Caribe.....	18
2.1.3. Límites de Placas y Estructuras Mayores.....	19
2.1.4. Límite de las Placas del Caribe y Suramericana.....	20

2.1.5. Evolución del límite entre las Placas del Caribe y Suramericana.....	21
2.2. MARCO TECTÓNICO LOCAL.....	23
2.2.1 Evolución Tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela.....	23
2.2.2. Sub-Cuenca de Maturín.....	27
2.2.3. Estructura Local.....	30
CAPÍTULO III.....	36
ESTRATIGRAFÍA.....	36
3.1. INTRODUCCIÓN.....	36
3.2. LITO-ESTRATIGRAFÍA.....	37
3.2.1. Basamento.....	38
3.2.2. Pre-Cretácico (Paleozoico/Jurásico).....	45
3.2.3. Cretácico.....	45
3.2.4. Paleoceno/Eoceno.....	47
3.2.5. Oligoceno.....	48
3.2.6. Mioceno Temprano/Medio.....	49
3.2.7. Plioceno/Pleistoceno.....	52
3.3. ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL.....	52
3.3.1. Introducción.....	52
3.3.2. Antecedentes.....	56
3.3.3. Análisis secuencial, correlaciones y clasificación de secuencias.....	59
3.3.4. Secuencias de Primer Orden.....	59
3.3.4.1. Margen Pasivo.....	74
3.3.4.2. “Foredeep”.....	80
3.3.5. Secuencias de Segundo Orden.....	84

3.3.6. Secuencias de Tercer Orden.....	95
3.3.7. Secuencias de Cuarto y Quinto Orden (Parasecuencias y Set de parasecuencias).....	151
3.3.8. Ambientes Depositacionales y Facies Sedimentarias.....	158
3.3.9. Discusión y Comentarios Generales.....	165
CAPÍTULO IV.....	170
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	170
4.1. CONCLUSIONES.....	170
4.2. RECOMENDACIONES.....	170
4.3. APORTE DEL PROYECTO.....	170
REFERENCIAS.....	174
APÉNDICE.....	184
GLOSARIO DE TÉRMINOS.....	184
RESUMEN CURRICULAR.....	193

INDICE DE ILUSTRACIONES

Fig. 1.	Ubicación del área de estudio respecto a campos petrolíferos del oriente del país y la Faja Petrolífera del Orinoco	4
Fig. 2.	Columna estratigráfica generalizada y pozo tipo sobre línea sísmica de dirección oeste-este	5
Fig. 3.	Información sísmica disponible en área de estudio	7
Fig. 4.	Mapa índice de pozos con núcleos	9
Fig. 5.	Mapa índice de pozos con análisis bioestratigráficos	10
Fig. 6.	Mapa índice de sección tipo y líneas sísmicas	11
Fig. 7.	Sección estratigráfica tipo cubriendo secuencia Pre-Cámbrico/Mioceno Medio	12
Fig. 8.	Sección estratigráfica tipo cubriendo todo el área de estudio	13
Fig. 9.	Dos teorías sobre el origen de la Placa del Caribe	17
Fig. 10.	Reconstrucción paleogeográfica y tectónica de placas para el Triásico-Jurásico	22
Fig. 11.	Reconstrucción paleogeográfica y tectónica de placas para el Cretáceo	24
Fig. 12.	Reconstrucción paleogeográfica y tectónica de placas para el Terciario	25
Fig. 13.	Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela y área de estudio en el contexto de la tectónica de placas	26
Fig. 14.	Mapa de ubicación relativa y tectónica regional	29
Fig. 15.	Mapa estructural regional	31
Fig. 16.	Mapa estructural en profundidad al MFS Bur 2 (Mioceno Inferior) Campo Acema	33
Fig. 17.	Plegamiento extensional en el bloque Oritupano-Leona	35
Fig. 18.	Sección estratigráfica mostrando características del basamento y secuencia interpretada como margen pasivo	39

Fig. 19.	Sección estratigráfica donde se muestra profundización del basamento ígneo-metamórfico hacia el noreste	40
Fig. 20.	Mapa estructural del basamento ígneo-metamórfico	41
Fig. 21.	Basamento Campo Acema: a) estructura en <i>graben</i> b) reflectores continuos e inclinados por debajo del basamento acústico	43
Fig. 22.	“Time slice” a 1892 ms (basamento) y línea sísmica A-A’ de orientación SW-NE	44
Fig. 23.	Mapa isópaco ciclo Oligoceno Tardío/Mioceno Inferior al Mioceno Medio	50
Fig. 24.	Terminología, duración y frecuencia de ciclos o secuencias	55
Fig. 25.	Mapa índice de secciones estratigráficas	60
Fig. 26.	Correlación NO-SE de 3 ^{er} orden Mioceno Superior/Plio-Pleistoceno	61
Fig. 27.	Correlación NO-SE de 3 ^{er} orden Oligoceno Superior/Mioceno Medio	62
Fig. 28.	Correlación SO-NE de 3 ^{er} orden Oligoceno Sup./Mioceno Medio.....	63
Fig. 29.	Correlación SO-NE de 3er orden. Campos Leona y Acema	64
Fig. 30.	Sección estratigráfica SO-NE con pozos que penetraron basamento	65
Fig. 31.	Sección estratigráfica mostrando secuencia comprendida entre el basamento y la superficie de inundación MFS Lan 2	66
Fig. 32.	Sección estratigráfica SW-NE	67
Fig. 33.	Correlación SO-NE, señalando límites de secuencia de 3 ^{er} orden	68
Fig. 34.	Correlación SO-NE de 3 ^{er} orden mostrando profundización de la secuencia del Mioceno Superior	69
Fig. 35.	Correlación SO-NE de 3 ^{er} orden	70
Fig. 36.	Correlación SO-NE de 3 ^{er} orden	71
Fig. 37.	Estratigrafía de primer y segundo orden	73

Fig. 38.	Sección estratigráfica secuencia de margen pasivo	75
Fig. 39.	Sección estratigráfica secuencia de margen pasivo	77
Fig. 40.	Mapa estructural al tope de la secuencia de margen pasivo	78
Fig. 41.	Mapa isópaco de la secuencia de margen pasivo	79
Fig. 42.	Cronoestratigrafía para la fase del foredeep en el área de estudio	82
Fig. 43.	Mapa isópaco secuencia de antepaís (SB Ch 4-Aq 1/SB Me 2)	83
Fig. 44.	Ciclos de 2º orden para la sección productiva del Mioceno	85
Fig. 45.	Estratigrafía secuencial de 2º y 3º orden para el Mioceno Inferior - Medio	87
Fig. 46.	Mapa isópaco de la secuencia de segundo orden comprendida entre los límites de secuencia SB Ch 4/Aq 1 (Oligoceno/Mioceno Inferior) y SB Ser1 (Mioceno Medio)	88
Fig. 47.	Mapa estructural al MFS Lan 2	89
Fig. 48.	Mapa isópaco de la secuencia de Segundo Orden, comprendida entre los límites de secuencia SB Ser 1 (Mioceno Medio) y SB Me 2. (Mioceno Superior)	90
Fig. 49.	Estratigrafía secuencial de 2º y 3º Orden para el Mioceno Superior- Reciente	91
Fig. 50.	Mapa estructural al tope del límite de secuencia SB Me 2	93
Fig. 51.	Línea sísmica SO-NE del Campo Acema	94
Fig. 52.	Mapa isópaco de la secuencia de segundo orden, comprendida entre los límites de secuencia SB Me 2 (Mioceno Superior) y SB Las Piedras-2 (Plioceno-Pleistoceno)	96
Fig. 53.	Resumen de superficies de 2º y 3er orden, equivalentes litológicos y especies fósiles asociadas para el Mioceno Inferior-Medio	97
Fig. 54.	Secuencia Aq 1: a) mapa isópaco b) sección estratigráfica	99
Fig. 55.	Mapas de espesores secuencia Aq 1: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	100
Fig. 56.	Secuencia Aq 2: a) mapa isópaco b) sección estratigráfica	102

Fig. 57.	Mapas de espesores secuencia Aq 2: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	103
Fig. 58.	Incisión de canales en la secuencia del Oligoceno/Mioceno Inferior (Aq-Bur 1) en el Campo Leona Central	104
Fig. 59.	Mapa estructural al tope del límite de secuencia SB Bur 1	105
Fig. 60.	Mapa estructural al MFS Bur 1	106
Fig. 61.	Secuencia Bur 1: a) mapa isópaco b) sección estratigráfica	107
Fig. 62.	Mapas de espesores secuencia Bur 1: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	109
Fig. 63.	Mapa estructural al MFS Bur 2	110
Fig. 64.	Secuencia Bur 2 a) mapa isópaco b) sección estratigráfica	112
Fig. 65.	Mapas de espesores secuencia Bur 2: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	113
Fig. 66.	Mapa estructural al MFS Bur 3	115
Fig. 67.	Secuencia Bur 3: a) mapa isócrono b) sección estratigráfica	116
Fig. 68.	Mapas de espesores secuencia Bur 3: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	118
Fig. 69.	Mapa estructural al MFS Bur 4	119
Fig. 70.	Secuencia Bur 4: a) mapa isópaco b) sección estratigráfica	120
Fig. 71.	Mapas de espesores secuencia Bur 4: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	122
Fig. 72.	Mapa estructural al MFS Bur 5	124
Fig. 73.	Secuencia Bur 5: a) mapa isócrono b) sección estratigráfica	125
Fig. 74.	Mapas de espesores secuencia Bur 5: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	126
Fig. 75.	Mapa estructural al MFS Lan 1	128
Fig. 76.	Secuencia Lan 1: mapa isópaco b) sección estratigráfica	129

Fig. 77.	Mapas de espesores secuencia Lan1: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	130
Fig. 78.	Mapa estructural al MFS Lan 2	132
Fig. 79.	Mapa isópaco secuencia Lan 2	133
Fig. 80.	Sección estratigráfica secuencia Lan 2	134
Fig. 81.	Mapas de espesores secuencia Lan 2: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	135
Fig. 82.	Mapa estructural al tope límite de secuencia SB Ser 1	137
Fig. 83.	Mapa estructural al MFS Ser 1	138
Fig. 84.	Secuencia Ser 1: a) mapa isópaco b) sección estratigráfica	139
Fig. 85.	Mapas de espesores secuencia Ser 1: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	141
Fig. 86.	Mapa estructural al MFS Ser 2	142
Fig. 87.	Mapa isópaco secuencia Ser 2	143
Fig. 88.	Sección estratigráfica secuencia Ser 2	144
Fig. 89.	Mapas de espesores secuencia Ser 2: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	145
Fig. 90.	Mapa estructural al límite de secuencia SB Ser 4/Tor 1, en el límite Mioceno Medio-Mioceno	147
Fig. 91.	Mapa estructural al MFS Ser 4/Tor 1	148
Fig. 92.	Mapa isópaco Secuencia Ser 4	149
Fig. 93.	Sección estratigráfica Secuencia Ser 4	150
Fig. 94.	Mapas de espesores secuencia Ser 4: a) sistema de bajo nivel y transgresivo b) sistema de alto nivel	152
Fig. 95.	Estratigrafía Secuencial de tercer y cuarto orden.....	153
Fig. 96.	Arquitectura de tercer y cuarto orden	154
Fig. 97.	Modelo esquemático de correlación de alta frecuencia donde se distinguen secuencias de tercer, cuarto y quinto Orden	156

Fig. 98.	Modelo de correlación estratigráfica de alta resolución realizada a partir de análisis de núcleos e interpretación de perfiles	157
Fig. 99.	Características generales y geometría de depósitos sedimentarios en la secuencia del Mioceno Inferior-Medio	159
Fig. 100.	Modelo paleogeográfico para el Oligoceno Superior - Mioceno Medio	160
Fig. 101.	Modelo estratigráfico - secuencial zona centro - este del área de estudio	166
Fig. 102.	Línea sísmica SO-NE del Campo Acema	168
Fig. 103.	Línea sísmica SO-NE sobre la unidad Oritupano-Leona	169

INDICE DE TABLAS

Tabla 1-A.	Ambientes sedimentarios y facies depositacionales reconocidas en el área de estudio	162
Tabla 1-B.	Ambientes sedimentarios y facies depositacionales reconocidas en el área de estudio	163
Tabla 1-C.	Ambientes sedimentarios y facies depositacionales reconocidas en el área de estudio	164

CAPÍTULO I INTRODUCCIÓN

1.1. Objetivos

Los principales objetivos de este estudio son proporcionar un modelo geológico, en el contexto de la estratigrafía secuencial, integrando las áreas de Oritupano-Leona y Mata-Acema ubicadas en el flanco sur, en la plataforma distal de la Cuenca Oriental de Venezuela, así como comparar e incorporar la interpretación con modelos estratigráficos-secuenciales regionales existentes. Para ello fue necesario conocer la evolución tectónica regional y local, con el objeto de explicar y comprender su influencia en el desarrollo de sistemas depositacionales y de su arquitectura estratigráfica.

1.2. Introducción

El uso de los conceptos de estratigrafía secuencial en la integración regional de áreas relativamente cercanas, en igual posición dentro de la cuenca y con características crono-estratigráficas, sedimentológicas y estructurales similares, no sólo conduce a un mejoramiento de las correlaciones geológicas, sino que conlleva a un mejor entendimiento e interpretación de la estratigrafía, rasgos estructurales y sistemas depositacionales presentes.

La estratigrafía secuencial es una novedosa técnica que integra información bioestratigráfica y paleobatimétrica, con perfiles de pozos y sísmica. El método permite dividir una sección estratigráfica en paquetes o secuencias limitadas por superficies con un sentido cronoestratigráfico y/o genético. Su aplicación se basa esencialmente en que cada secuencia está definida sobre la base de su arquitectura interna, por lo que cada asociación litológica incluida dentro de ella posee un orden estratigráfico lógico y predecible y donde cada secuencia es depositada en respuesta a elevaciones o descensos del nivel del mar, el cual está relacionado a ciclos eustáticos.

Correlaciones en detalle de pozos, permiten identificar parasecuencias y con ello definir sistemas encadenados (*systems tracts*) y secuencias, proporcionando una mayor resolución que la obtenida directamente de la sísmica. Su importancia deriva de que en campos maduros, como es el caso, permitirán descubrir y redefinir yacimientos petrolíferos obviados por técnicas convencionales.

El uso de los conceptos de estratigrafía secuencial, proporcionará un modelo geológico realístico y confiable, tanto en áreas no exploradas como en zonas desarrolladas. En el primer caso permitirá predecir fehacientemente las componentes fundamentales del sistema petrolero y las diferentes facies contenidas dentro de las unidades. En áreas probadas, el conocimiento detallado de la arquitectura interna dentro de potenciales yacimientos conducirá a la identificación de unidades de flujo, a detectar la compartimentación de yacimientos y a la identificación de trampas estratigráficas.

Mediante el análisis estratigráfico secuencial se reconocieron superficies estratigráficas: discordancias y superficies de inundación que permitieron la división en paquetes estratigráficos, las cuales fueron correlacionadas y delineadas en toda el área.

Cada una de estas secuencias, independientemente de su orden, posee características y geometría propias, así como elementos estratigráficos comunes, todos relativos a una sedimentación de bajo nivel del mar a transgresiva desarrollada dentro de ambientes marinos someros a estuarinos, sobre un dominio de plataforma y asociados a la instauración y evolución del *foredeep* de la cuenca.

1.3. Descripción General

El área de estudio se localiza en el flanco sur de la Subcuenca de Maturín, en la denominada Área Mayor de Oficina. Abarca la zona centro-sur de los estados Anzoátegui y Monagas ocupando una extensión aproximada de 2111 Km² (fig. 1).

Comprende los campos ubicados dentro de las Unidades Oritupano-Leona y Mata-Acema, actualmente desarrollados por Petrobras Energía Venezuela, S.A., antes Perez Companc S.A., bajo convenio de explotación con PDVSA. Más de treinta pequeños campos petroleros componen las unidades seleccionadas para el estudio.

El área ha sido perforada por unos 800 pozos, los cuales, a la fecha, acumulan alrededor de 520 MMBbls de crudo, con gravedades entre 11° y 50° API. Se ha observado una gran cantidad de yacimientos de gas no asociado.

La sección productora la representan principalmente los sedimentos miocénicos de la Fm. Oficina, aunque se ha obtenido una interesante producción de hidrocarburos de la sección superior de la Fm. Merecure, del Oligoceno Tardío. La sección cretácica y el basamento, aunque han sido penetradas por pocos pozos no han mostrado acumulaciones comerciales de crudo. Las secuencias del Mioceno Superior (Fm. Freites) y Plioceno-Reciente (Fms. Mesa y Las Piedras) no contienen yacimientos de hidrocarburos. La figura 2 muestra la columna estratigráfica generalizada del área construida sobre una sección sísmica orientada en sentido oeste-este.

La columna sedimentaria consiste principalmente de sedimentos siliciclásticos mal consolidados depositados en un sistema complejo marino somero a estuarino dominado por depósitos de bajo nivel a transgresivos, desarrollados sobre una extensa rampa.

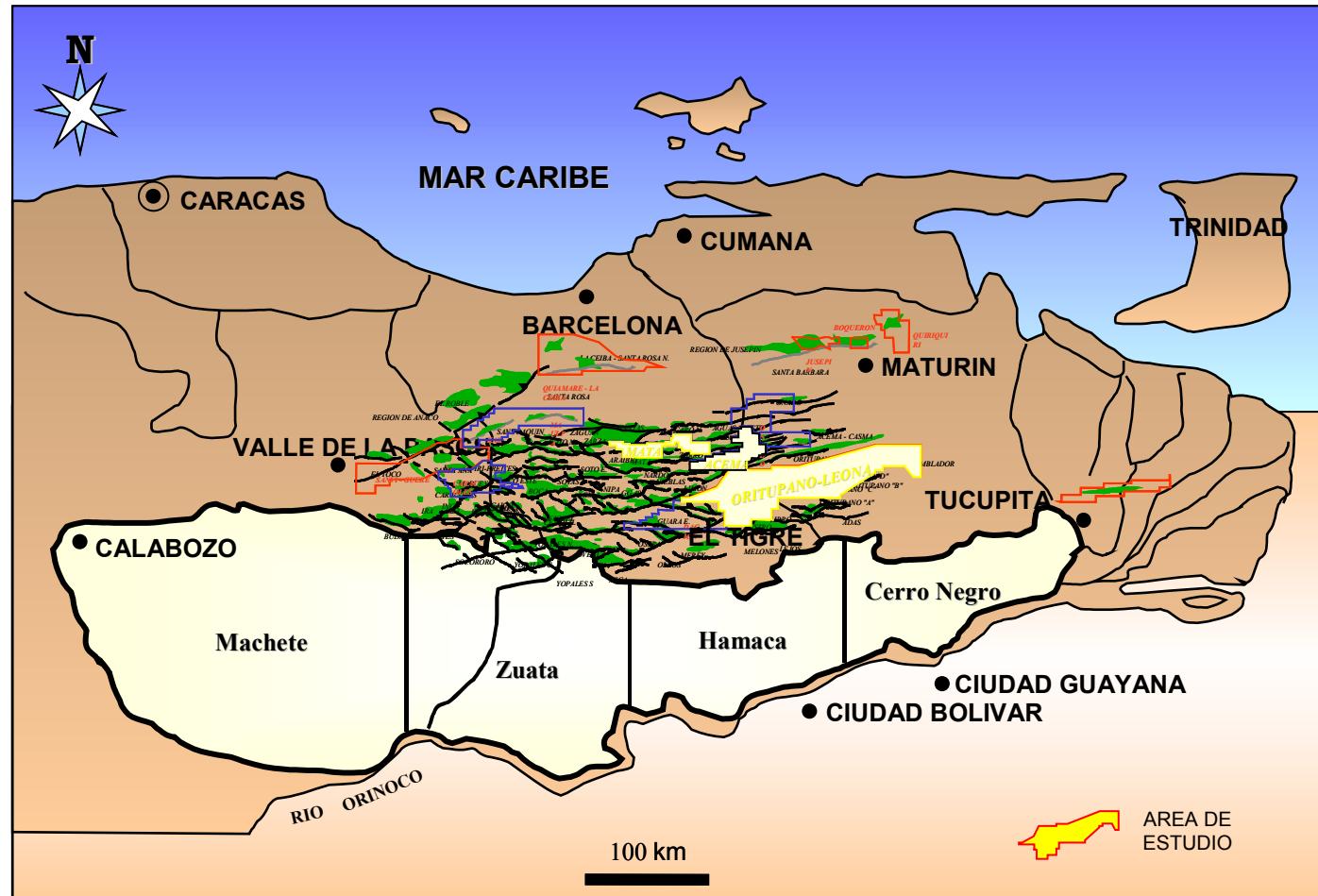


Figura 1. Ubicación del área de estudio respecto a campos petrolíferos del Oriente del país y la Faja Petrolífera del Orinoco donde se muestra los patrones de fallamiento del Área Mayor de Oficina.

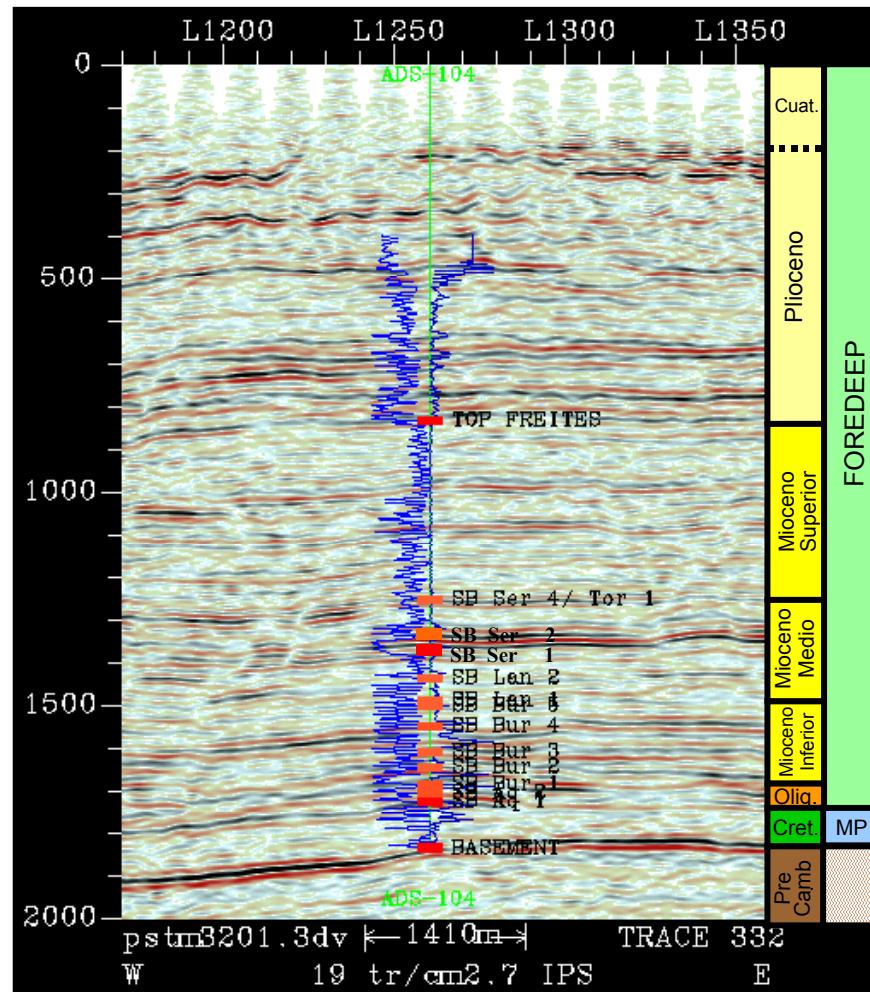


Figura 2. Columna estratigráfica generalizada y pozo tipo sobre línea sísmica de dirección O-E.

El espesor de la columna sedimentaria varía entre 7000 y 12000 pies, profundizándose hacia el norte, en los campos de Mata y Acema. Hacia el noreste el dominio se torna más próximo respecto al depocentro de la cuenca propiciando el desarrollo de ambientes marinos mas profundos.

1.4. Base de Datos

La información utilizada para la elaboración del presente estudio puede dividirse en cuatro (4) grupos principales:

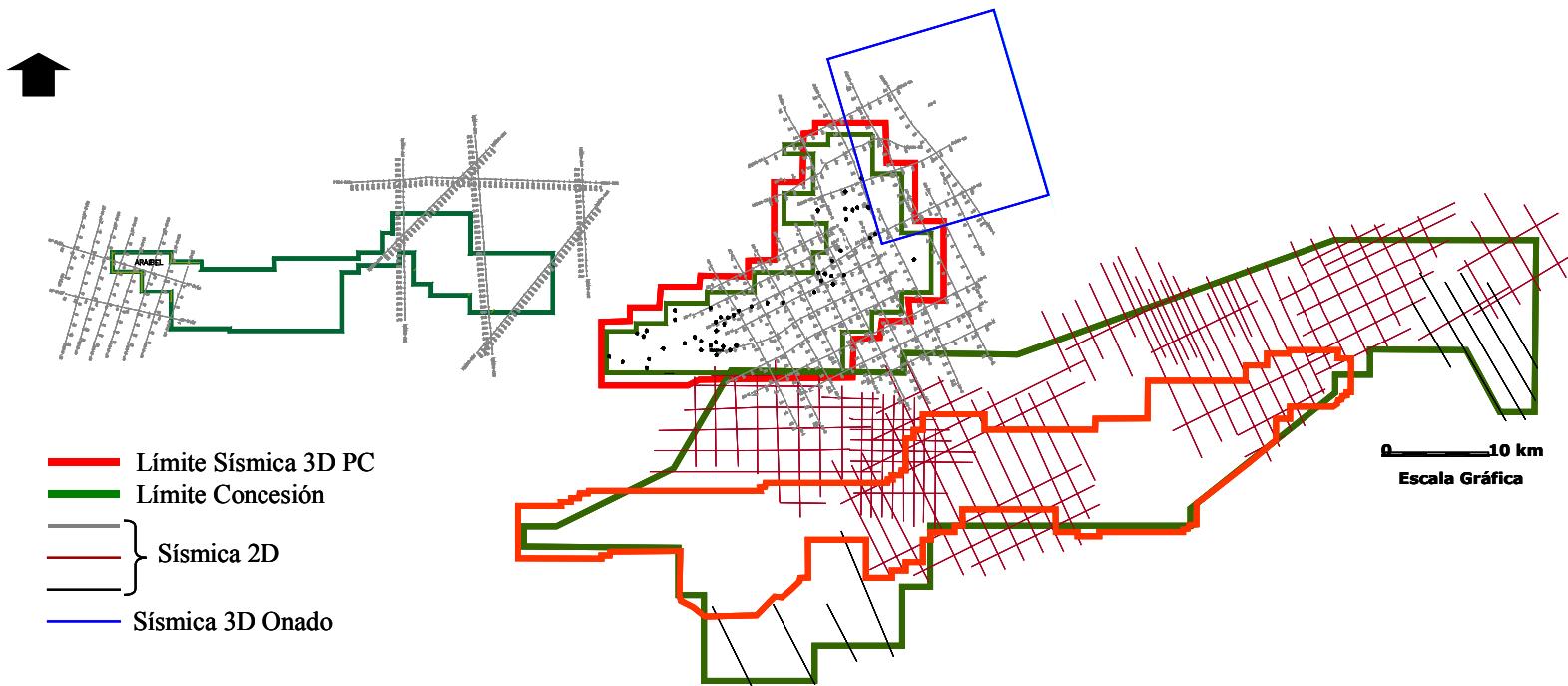
1.4.1. Datos de Sísmica:

(a) 1500 Km de sísmica 2D correspondiente a diversos levantamientos realizados en años anteriores. Es de mediana calidad, cubre parcialmente el Bloque Oritupano-Leona y el campo de Mata. En este último campo es muy escasa y se localiza sólo en los extremos del campo (b) 1104 Km² de sísmica 3D, reprocesada, migrada y pre-apilada en tiempo, de muy buena calidad, recientemente adquirida en la totalidad del campo de Acema y parcialmente en Oritupano-Leona (c) sísmica de pozos, la cual consiste de perfiles sónicos, VSP y checkshots, utilizados en la calibración de las tablas tiempo/profundidad.

La figura 3 muestra la distribución de información sísmica en cada uno de los campos, así como las dimensiones y fechas de adquisición de los levantamientos.

1.4.2. Datos de Pozos:

(a) incluye perfiles compuestos digitalizados de 806 pozos, los cuales presentan curvas de rayos gamma, potencial espontáneo (SP) y resistividad/conductividad. En menor proporción se utilizaron perfiles densidad-neutrón y micro-resistivos. De este total, 40 pozos fueron utilizados para la construcción de las secciones estratigráficas de correlación (b) Interpretación petrofísica.



Campo	2D			3D		
	Levantamiento	Fecha	km	Levantamiento	Fecha	km2
ACEMA	Acema-Casma	1968-69	296	Onado	1992-93	36.9
	Acema-Anaco	1980			1999-2000	420
MATA	SF-DV	1977	25			
	MON	1993-94	20.6			
	Pato-Onado	1985	23.2			
ORI-LEO	Oritupano*	1971-79	1027	Oritupano*	1994-95	684
	Oritupano	1994-95	111			
			1502.8			1140.9

(*) Reprocesamiento en 1994-95 (2D), migración preapilamiento en tiempo (3D)

Figura 3. Mallado sísmico 2D y 3D en el área de estudio. Se indican dimensiones y fecha de adquisición de los levantamientos sísmicos

1.4.3. Datos de Núcleos y Muestras de Pared y Canal:

(a) Descripción de 2099 pies de núcleos en Oritupano-Leona y 452 pies en Mata-Acema . En la figura 4 se indican los pozos donde se han adquirido núcleos en el área (b) Análisis sedimentológicos de 14 pozos (c) Análisis bio-estratigráficos de 15 pozos, señalados en el mapa de la figura 5.

1.4.4. Reportes Varios:

(a) Cartas cronoestratigráficas globales (Haq *et. al.*, 1988 y Hardenbol *et. al.*, 1998) (b) Data de producción y fluidos: análisis PVT, registros de presiones y gravedad API.

Todos los datos, materiales, *softwares* y equipos utilizados para la realización del proyecto fueron gentilmente facilitados por Petrobras Energía Venezuela/PDVSA. Los costos relativos a impresión y copias, también fueron financiados por las mencionadas empresas.

1.5. Metodología

Mediante la interpretación de líneas sísmicas y correlaciones regionales se identificaron fallas y estructuras mayores, superficies estratigráficas y límites de secuencias de hasta 3^{er} Orden, discordancias, terminaciones y formas sismo-estratigráficas de interés. Con ello se identificó el estilo estructural del área de estudio, su ubicación y relación dentro de un contexto regional.

Un total de trece (13) transectos regionales fueron realizados para la identificación y correlación de superficies estratigráficas de 2° y 3er Orden (figs. 7, 8, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35 y 36). En los mapas de las figuras 6 y 25 se indican la ubicación y orientación de cada uno de los transectos. Se señala el pozo tipo utilizado en el proyecto. Su escogencia se basó en que posee la columna

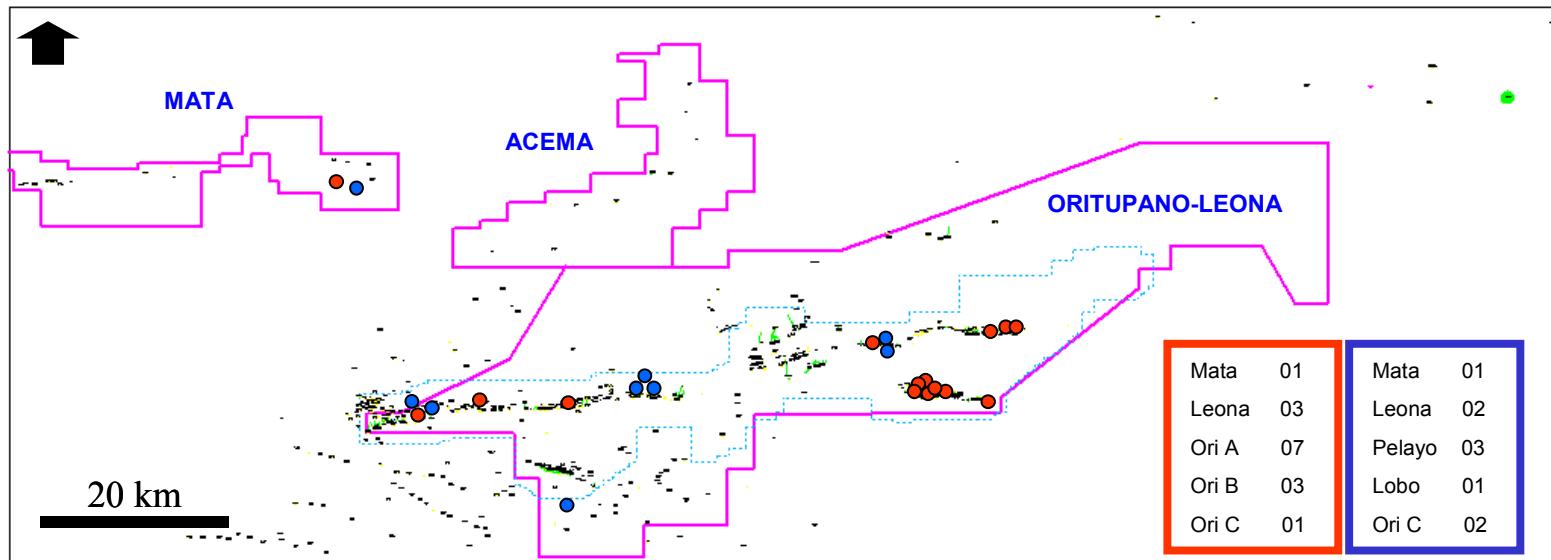


Figura 4. Mapa índice de pozos con núcleos. Se observa que mayoría de los núcleos han sido adquiridos hacia el sector este del área de estudio. En los pozos indicados en azul se reporta la obtención de núcleos; sin embargo, su ubicación física no ha sido posible a la fecha.

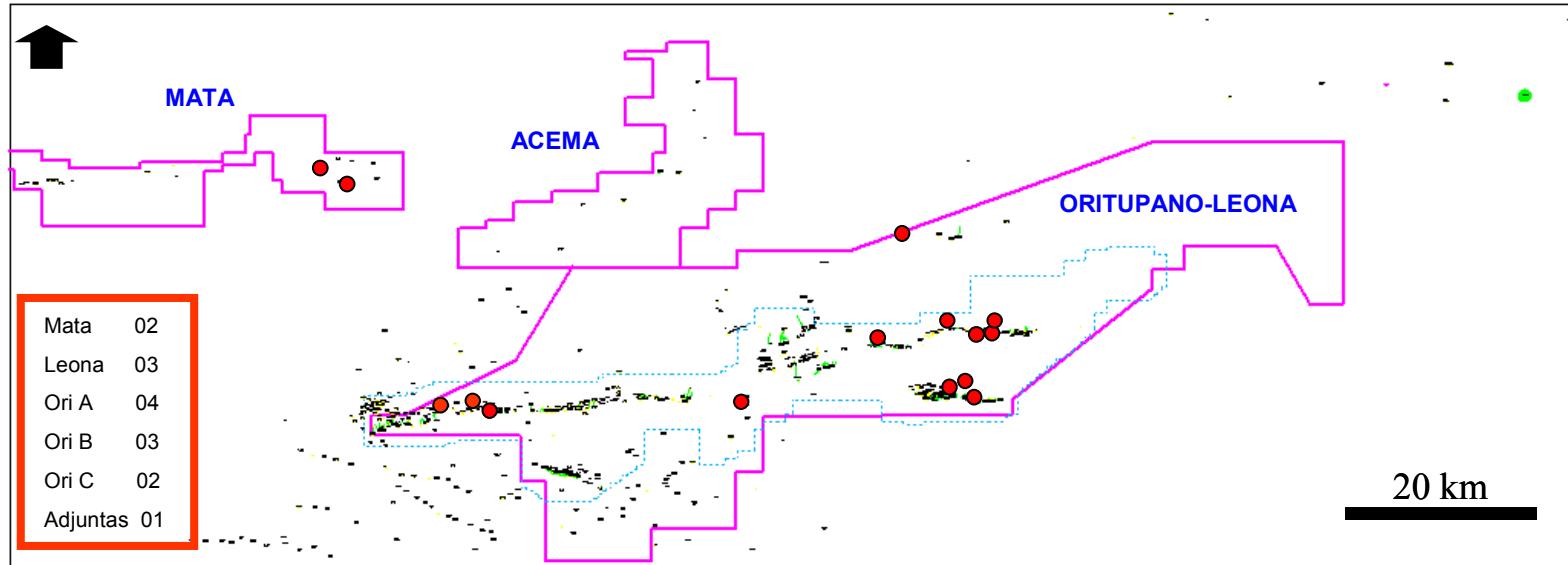


Figura 5. Mapa índice de pozos con análisis bioestratigráficos.

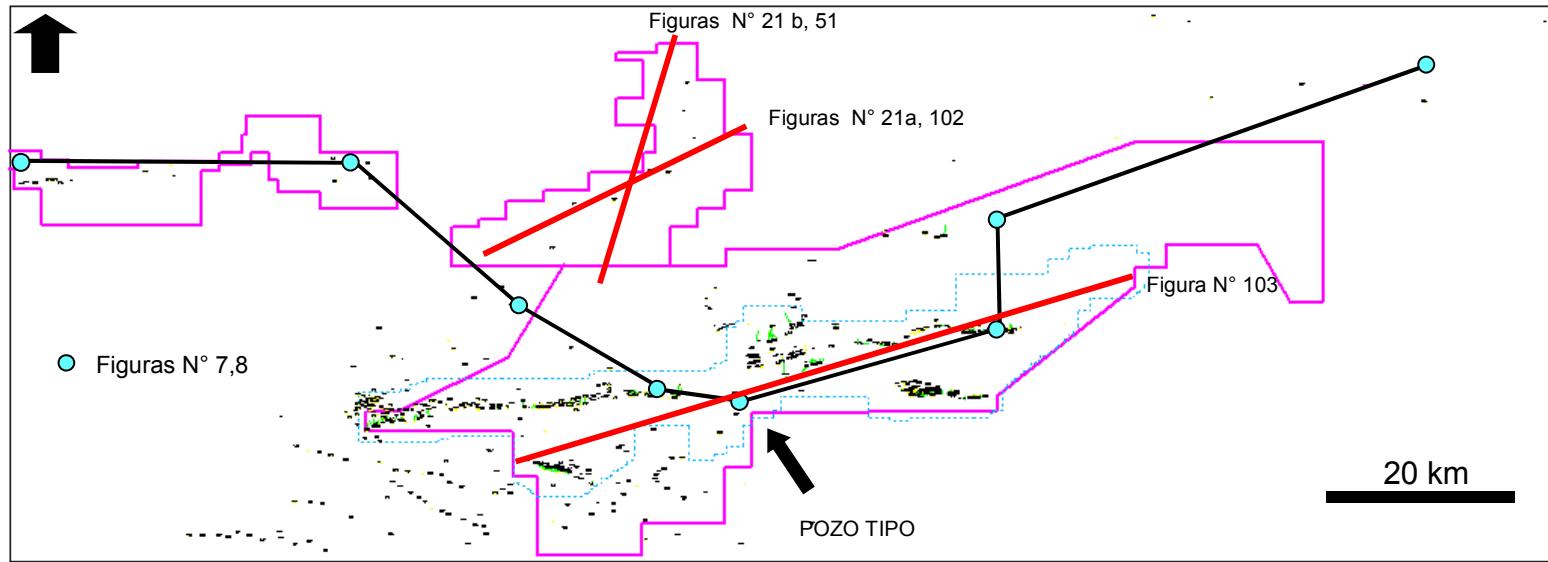


Figura 6. Mapa índice de secciones tipo y líneas sísmicas. Se indica ubicación del pozo tipo.

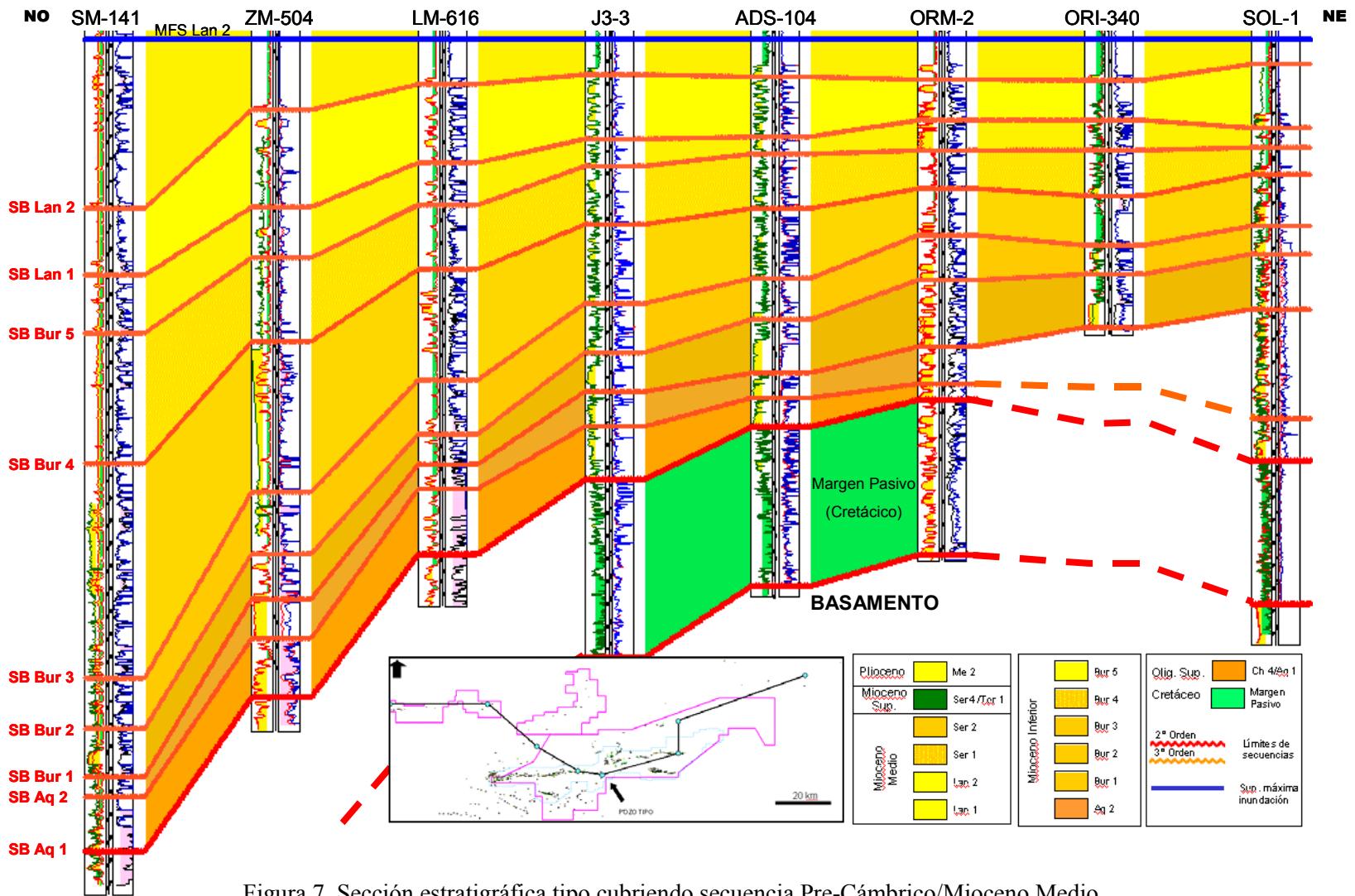


Figura 7. Sección estratigráfica tipo cubriendo secuencia Pre-Cámbrico/Mioceno Medio.

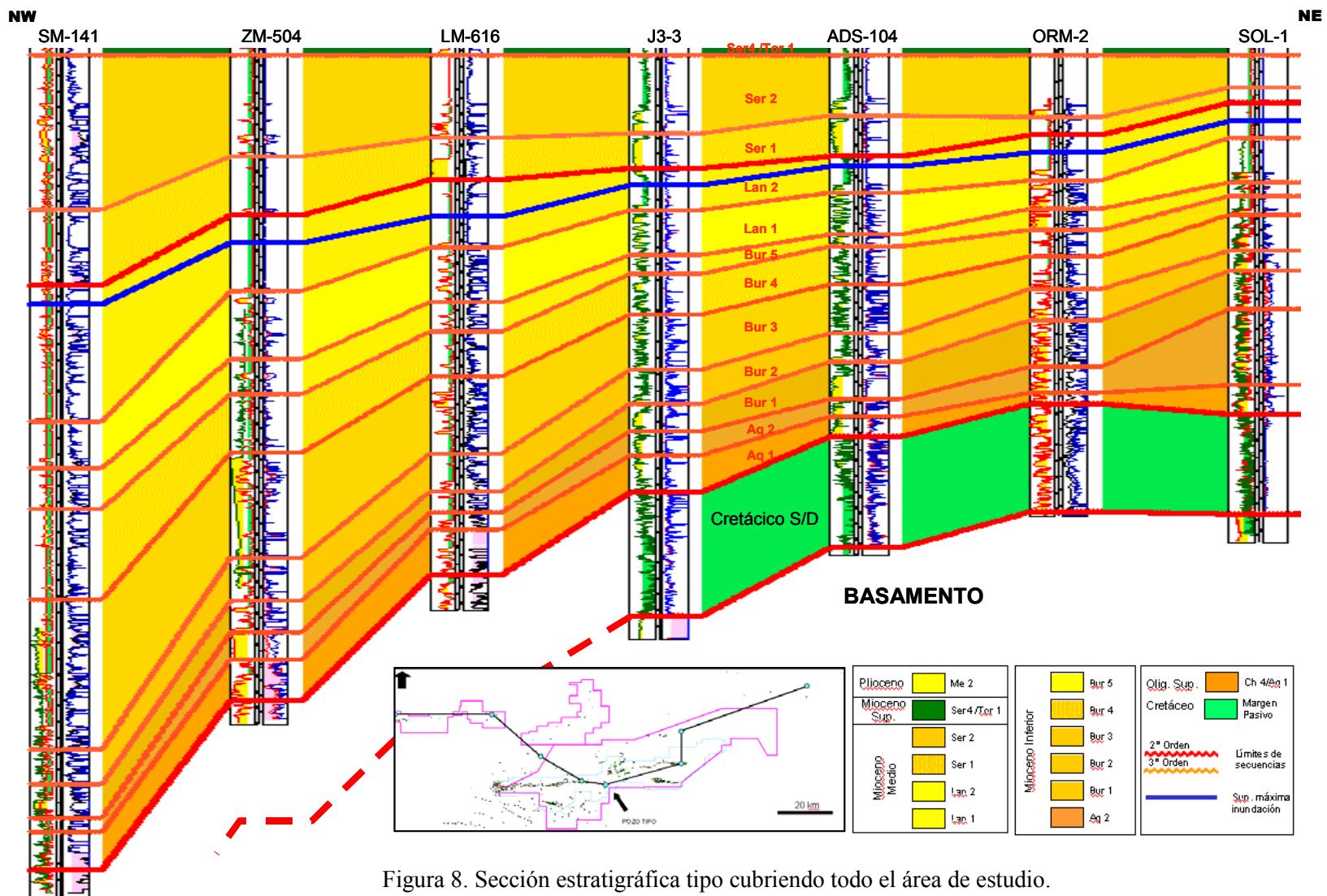


Figura 8. Sección estratigráfica tipo cubriendo todo el área de estudio.

estratigráfica completa, ya que penetró basamento y dispone de data bioestratigráfica y análisis sedimentológico.

El análisis de litofacies, ambientes depositacionales e interpretación de los patrones de apilamiento permitió la identificación de sistemas encadenados (*systems tracts*) en cada una de las secuencias. La datación de éstas se hizo mediante la integración de información bioestratigráfica existente. Para la determinación de paleoambientes y paleobatimetría fueron considerados estudios bioestratigráficos de alta resolución y análisis de ambientes depositacionales efectuados sobre núcleos y muestras de canal de pozos del área (Epoca, 1999; IGIS, 2001). Con la integración de toda esta data se logró crear un marco cronoestratigráfico a detalle de cada secuencia.

Fueron realizados mapas en las diferentes etapas del proyecto, donde se incluyen mapas estructurales de cada secuencia y superficie de inundación de primer, segundo y tercer orden. Mapas isópicos de las secuencias y de los sistemas depositacionales contenidos en cada secuencia también fueron realizados. Con ellos se ilustran los aspectos resaltantes de cada una de las secuencias así como tendencias particulares de deposición.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

2.1. Marco tectónico regional

2.1.1. Tectónica del Caribe

La región del Caribe representa un complicado dominio tectono-estratigráfico donde se distinguen una gran variedad de estilos estructurales y estratigráficos; de tipos, edades, espesores de rocas y de corteza y de límites de placas; de grados de metamorfismo, volcanismo y sismicidad, asociados a la dinámica e interacción de las placas de Norteamérica, Pacífica, del Caribe y Suramérica.

La placa Caribe es la placa situada más al norte de las tres pequeñas placas (Caribe, Cocos y Nazca) localizadas entre las placas mayores de Norteamérica, del Pacífico y de Suramérica. Sus límites Este y Oeste lo representan zonas de subducción bien desarrolladas, con arcos volcánicos, fallas de deslizamiento de rumbo, pliegues y sobrecorrimentos e incluso fallas normales. Al Sur; desde Panamá hasta Trinidad, está limitada por zonas convergentes, fallas strike-slip y dominios extensionales desarrollados entre éstas; al Norte, entre Cuba y las Islas Vírgenes, sus límites son fallas rumbo deslizantes y zonas de convergencia de placas (Ladd *et al.*, 1990).

Actualmente, la Placa del Caribe se mueve en dirección este, a razón de 2-4 cm por año, con relación a las Placas de Norteamérica y Suramérica, (Mann *et al.*, 1990; Pindell & Barrett, 1990; Pindell, 1994). Respecto a las placas de Nazca y Cocos la tasa es mayor y se ubica en el orden de 5-7 cm anuales (Mann, 1999).

Mann (op. cit.), refiere que el movimiento de la placa Caribe está determinado por movimientos transcurrentes dextrales y sinestrales en sus límites con las placas de Suramérica y Norteamérica, respectivamente.

Sobre el origen de la Placa del Caribe se ha manejado una gran variedad de modelos. Meschede y Frish (1998) sugieren que es el resultado de la expansión de las placas de Norteamérica y Suramérica y la migración de esta última hacia el sureste. Otros autores proponen que la Placa del Caribe es un fragmento de placa oceánica pacífica trasladado hacia el este por el Gran Arco del Caribe (Pindell & Dewey, 1982; Pindell & Barrett, *op. cit*; Pindell, *op. cit*). En la figura 9 se muestran los dos modelos de mayor aceptación relativos al origen de la Placa del Caribe. Otros modelos, poco difundidos, sostienen que la Placa del Caribe se formó por contracción e inserción de flujos astenosféricos provenientes del Pacífico (Morris *et al.*, 1990) o bien por procesos relativos a la composición, evolución y variaciones del espesor cortical.

El modelo Atlántico o fijo sugiere que la región del Caribe se formó durante el lapso de tiempo entre 130 y 80 ma, cuando la placa suramericana se separó de la placa norteamericana e inició su migración hacia el sureste (Meschede y Frish, 1998; Meschede, 1998). Los mismos autores, basados en datos paleomagnéticos obtenidos de complejos ofiolíticos de América Central, indican que éstos se formaron en una posición ecuatorial que se ha mantenido relativamente inalterada desde su origen y que son parte de una corteza proto-caribeña creada entre el Jurásico y el Cretácico Temprano en un centro de expansión intra-americano.

El modelo móvil le asigna un origen pacífico a la placa del Caribe. Asume que el Caribe fue un área de fondo oceánico pacífico, el cual ha sido transportado hacia el este por el Gran Arco de Islas del Caribe. El paso de la placa de un dominio pacífico a un dominio atlántico, está determinado por una serie de colisiones entre el arco de islas y los márgenes pasivos de Norte y Suramérica, las cuales comenzaron en el Cretácico Tardío y continúan en el presente.

Ambos modelos predicen movimientos similares de la Placa Caribe desde el Campaniense, coinciden en el Cenozoico y sólo pequeñas diferencias en la geometría

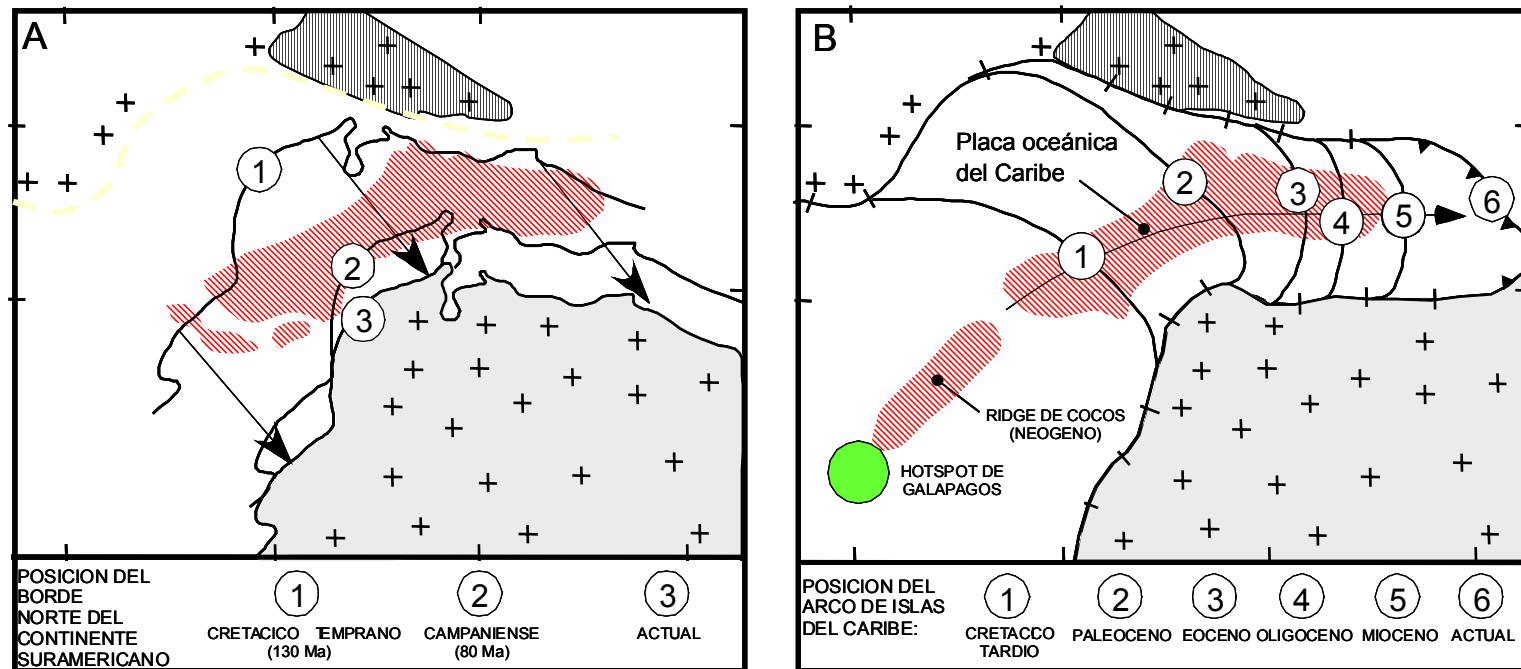


Figura 9. Dos teorías sobre el origen de la Placa del Caribe. A) Como resultado de la separación y deriva entre las placas de Norteamérica y Suramérica hace 130-80 Ma. B) Formada durante el Cretácico Tardío y transportada en dirección Este por el sistema de arcos de islas del Caribe. (Modificado de Mann, 1999)

de los límites de placas ocurren antes del Campaniense Temprano (~82 ma). Para esa época, los modelos suponen la Placa Caribe separada de la placa Pacífica por una zona de subducción. Los movimientos predichos por ambos modelos difieren sólo para tiempos tempranos, donde el modelo pacífico asume que la Placa Caribe era parte de la Placa de Farallón que migraba al noreste.

El modelo pacífico sugiere que el origen de la espesa corteza oceánica de la placa Caribe es el resultado de flujos basálticos ocurridos en el punto caliente (*hotspot*) de las Galápagos. Los modelos alternativos y fijos proponen que la corteza caribeña se formó en una posición entre las Américas; sin embargo, no explican suficientemente el gran espesamiento de corteza oceánica y los procesos que la crearon.

2.1.2. Cuencas Sedimentarias del Caribe

La región del Caribe presenta una historia tectónica que refleja diferentes procesos en el desarrollo y diversidad de cuencas encontradas: *rifting*, expansión de fondos oceánicos, subducción, magmatismo, creación de cuencas de antearco y retroarco y *pull-apart*, todas asociadas a la traslación de la placa del Caribe.

El desarrollo de las cuencas sedimentarias del Caribe puede ser expresado en términos de la tectónica de placas y de acuerdo a su historia paleogeográfica (Pindell, 1991). El mismo autor refiere que las primeras fases en la formación de cuencas se relacionan al *rifting* y desarrollo de márgenes pasivos, durante el Jurásico-Cretácico con la deriva de Norteamérica desde Suramérica y la migración relativa, desde el Cretácico Tardío al Reciente, de la Placa Caribe desde el Pacífico Este hasta su posición actual entre Norte y Suramérica.

Larue *et al.* (1991), propone que las cuencas sedimentarias del límite noreste de la placa Caribe están asociadas a la evolución de un arco de islas Cretácico-Terciario

Temprano, con bancos carbonáticos formados posteriormente a la cesación del volcanismo del Eoceno-Oligoceno. Cuencas neógenas se encuentran en zonas de divergencia de placas. Cuencas cretácicas y oligocénicas pueden formarse durante la divergencia entre bloques corticales. Otros tipos de cuencas están asociados a sobrecorrimientos localizados a lo largo de límites de placas.

Mann (1999) reconoce cuatro tipos principales de cuencas sedimentarias en la región del Caribe: aquellas asociadas a fallas de deslizamiento de rumbo; a arcos de islas, los cuales incluyen fosas oceánicas, cuencas de antearco (*fore-arc*), intra-arco (*intra-arc*) y retroarco (*back-arc*); y a dominios colisionales (*foreland* o *foredeep*) y de *rifting*. Incluye además las cuencas resultantes de la inversión y reactivación de fallas extensionales.

2.1.3. Límites de Placas y Estructuras Mayores

Dentro de la Placa del Caribe pueden diferenciarse cuatro zonas (Mann, 1999) bordeadas por estructuras mayores y/o límites de placas y caracterizadas por poseer rasgos tectónicos particulares. Estas zonas son: Cuenca de Yucatán, Cuenca de Colombia, Cuenca de Venezuela y Cuenca de Granada.

Contiene prominentes arcos de islas, como los de las Antillas Mayores (Cuba a Puerto Rico), las islas de Sotavento, las Antillas Menores y el arco de Costa Rica-Panamá en Centroamérica. Se distinguen importantes valles, como el Valle de Ulúa al norte de Honduras y cadenas montañosas, tales como la Cordillera Central de Colombia.

Se pueden identificar arcos magmáticos, cuencas oceánicas, con actual formación de corteza oceánica, y zonas de colisión (Bachmann, 2001). Pindell y Barrett (1990) definen una serie de elementos asociados a la tectónica de placas y con ello a la evolución de la región del Caribe: arcos magmáticos, relacionados a procesos

de subducción, complejos ultramáficos, representando corteza oceánica y zonas de colisión, que incluyen cinturones metamórficos.

Las zonas de subducción Medio Americana y de las Antillas Menores conforman los límites oeste y este de la placa Caribe, respectivamente. Sus límites norte y sur son zonas transpresionales, de fallamiento *strike-slip*, aunque en ciertas áreas no están enteramente definidos, y están asociados a dos importantes eventos desarrollados durante el Eoceno. Estos eventos son: volcanismo de arcos magmáticos y tectónica compresional, la cual incluye colisiones arco-continentales, ocurridos a lo largo del límite norte y cesación del volcanismo por subducción en el límite sur. Posterior fallamiento *strike-slip* ocurrió en el sur con desplazamiento hacia el este de alrededor de 1000 Km respecto a Suramérica y más de 100 Km de corrimientos en dirección noreste (Bachmann, 2001).

2.1.4. Límite de las Placas del Caribe y Suramericana

El límite sur de la placa Caribe representa una zona de cizalla de entre 300 y 500 Km de ancho orientada en sentido oeste-este, que se extiende desde el norte de Venezuela, en la Península de la Goajira hasta la zona costa afuera, en la isla de Trinidad. Es una compleja zona de corrimientos, movimientos transcurrentes y *rifting* desarrollada en el Cenozoico (Pindell y Barret, 1990).

Ha sido interpretado como una zona de transferencia que conecta la zona de subducción de las Antillas Menores, en el este, con la zona de subducción cercana a Colombia, en el oeste. En Venezuela, el límite de las placas Caribe/Suramérica es relativamente joven, de edad Eoceno y consiste en una serie de cinturones tectónicos de orientación oeste-este, entre los que se distinguen de norte a sur: el cinturón deformado del Caribe Sur, el arco volcánico de las Antillas de Sotavento, el Sistema Montañoso del Caribe, al norte de Venezuela, y el cinturón plegado de la Serranía del Interior.

Mann *et al.* (1990) refiere que el límite entre las placas Caribe y Suramericana es una zona de 200 Km de ancho, de fallas *strike-slip*, de movimiento dextral, la cual se entiende desde la Falla de Boconó hasta la zona de subducción de las Antillas Menores, cerca de Trinidad.

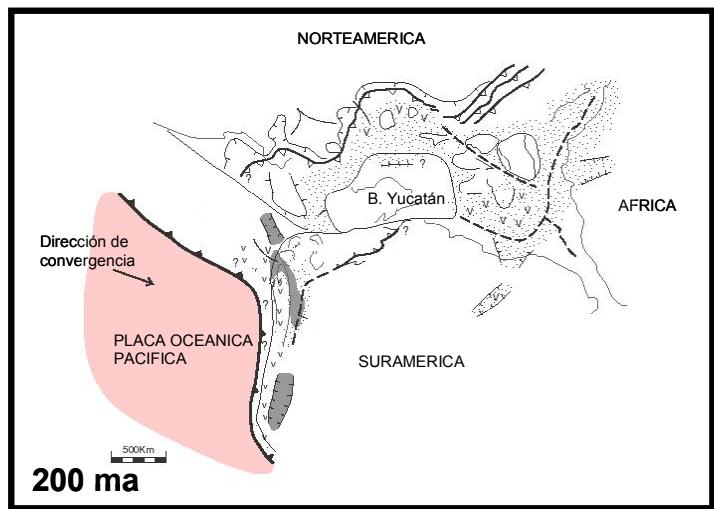
2.1.5. Evolución del límite entre las Placas del Caribe y Suramericana

El límite entre las placas del Caribe y Suramérica es una zona de convergencia oblicua o transpresión, resultante del movimiento relativo entre las placas del Caribe y de Suramérica. Su evolución tectónica, basada en el modelo pacífico, puede resumirse en tres principales etapas que reflejan su compleja historia colisional y acrecional: *rifting* y *deriva* y migración de la placa Caribe al noreste y al este.

Rifting y Deriva: esta etapa se inició durante el Jurásico Medio a Tardío como resultado de la ruptura de Pangea. Una serie de estructuras en graben se desarrolló en toda la región caribeña siguiendo el grano orogénico de Norteamérica y Guayana (Pindell, 1994). Nueva corteza es generada durante la divergencia NW-SE entre Norteamérica y Suramérica. Intensa actividad volcánica es registrada como flujos basáticos y preservada entre sedimentos continentales rojos (Feo Codecido *et al.*, 1984). Una vez cesado el *rifting*, durante el Cretácico, una espesa secuencia de sedimentos de margen pasivo, conformada principalmente por carbonatos y clásticos marino-someros, se depositó sobre una topografía caribeña inclinada al norte. Ambientes marinos profundos se desarrollaron aún mas al norte (fig. 10).

Migración al Noreste: para el Cretácico Medio-Tardío el Gran Arco de las Antillas comienza su migración al noreste, sobrecabalgando y consumiendo litosfera proto-caribeña. Durante el Cretácico Tardío, la parte sur de la placa inicia su colisión con el margen pasivo de la zona occidental de Colombia y el margen sur de

Triásico- Jurásico Temprano



Jurásico Medio (Bathoniense)

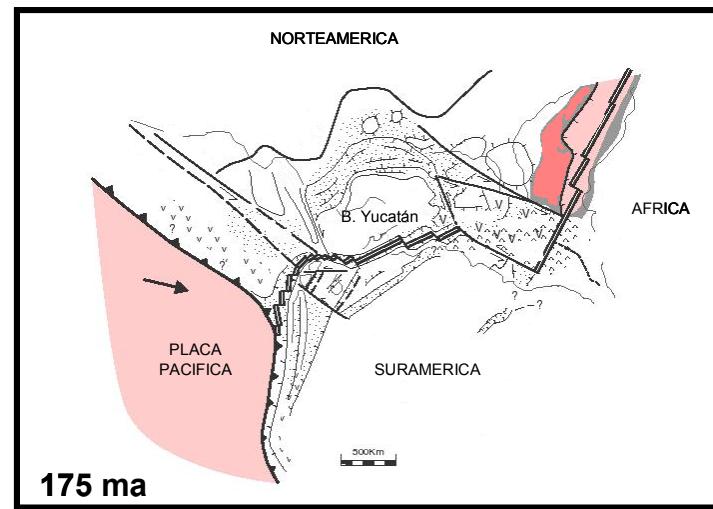


Figura 10. Reconstrucción paleogeográfica y tectónica de placas para el Triásico-Jurásico. (Modificado de Pindell, 1993)

América Central. Extensivas zonas acrecionales se desarrollan en el margen noroccidental de Suramérica. Para el Eoceno, culmina la colisión arco-continente y no es sino hasta el Eoceno Tardío cuando la placa cambia hacia el este el rumbo de su traslación (fig. 11).

Migración al Este: para fines del Eoceno, la placa Caribe asume un movimiento dextral en respuesta a la colisión oblicua contra la placa suramericana y la colisión se sucede progresiva y diacrónicamente hacia el este, con la consecuente ocurrencia de eventos tectónicos a lo largo del límite norte de la placa suramericana. Volcanismo relacionado a suducción de la placa americana por debajo de la Placa Caribe es observado en las Antillas Menores. El Oligoceno representa una etapa de relativa calma y de disminución del movimiento lateral. Durante el Mioceno y hasta el presente, el movimiento de la placa continúa a través del sistema de fallas *strike-slip* (fig. 12).

2.2. Marco tectónico local

2.2.1. Evolución Tectónica de la Cuenca Oriental de Venezuela

La Cuenca Oriental de Venezuela es una cuenca tipo *foreland* resultado de la compleja interacción entre las placas del Caribe, Norteamérica y Suramérica (fig. 13).

Su evolución tectónica puede dividirse en tres fases principales:

- *Rifting y Deriva*: de duración Jurásico a Cretácico Temprano, coincidente con la apertura del Atlántico Norte y su separación de Pangea. Durante esta fase se desarrollan estructuras en graben (Grabén de Espino-San Fernando) y se sedimentan las capas rojas y basaltos de la Fm. La Quinta (Aymard *et al.*, 1990; Erlich y Barrett, 1992; Di Croce, 1995; Parnaud *et al.*, 1995; Di Croce *et al.*, 1999; Arminio *et al.* 2001).

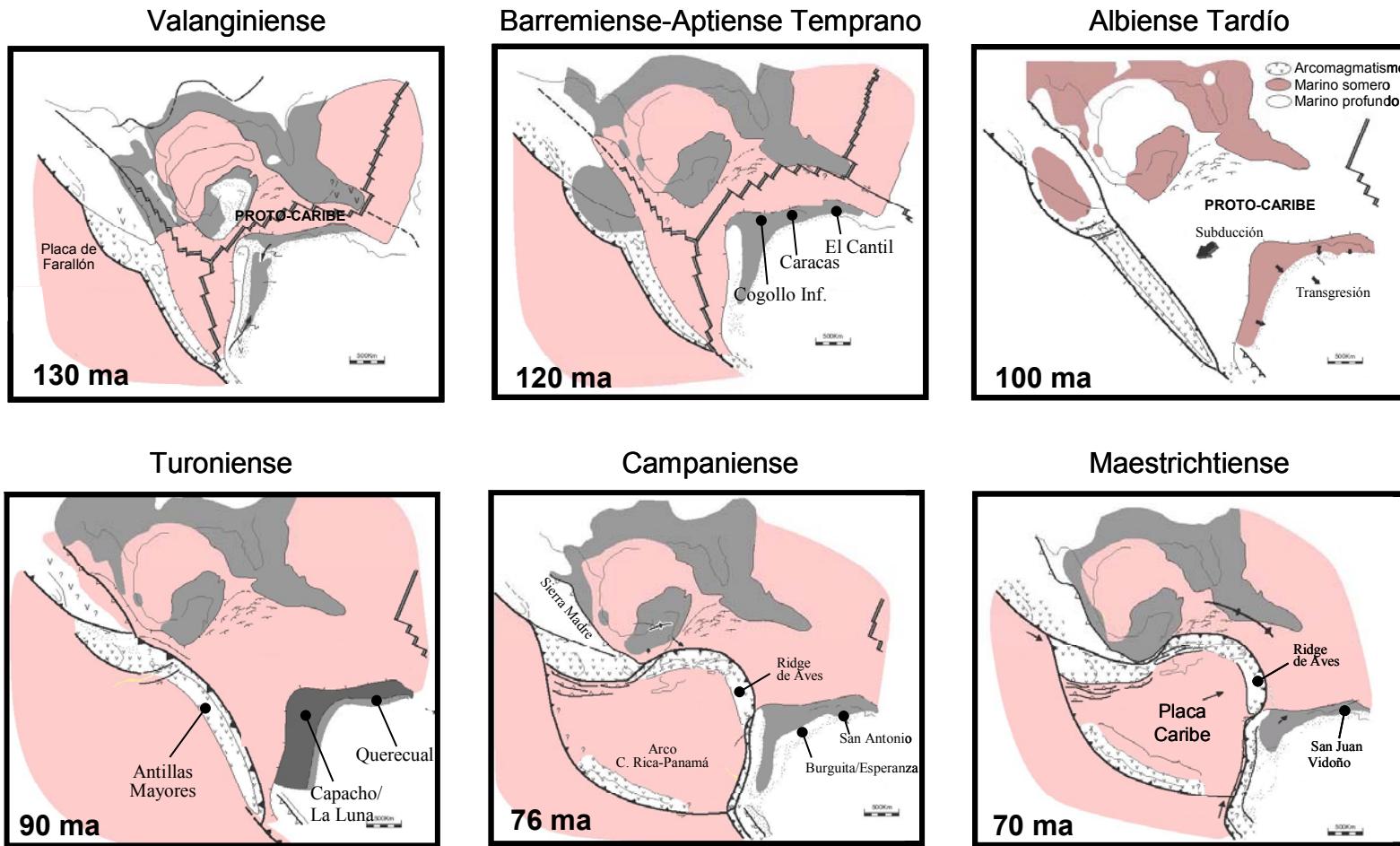


Figura 11. Reconstrucción paleogeográfica y tectónica de placas para el Cretácico. (Modificado de Pindell, 1993)

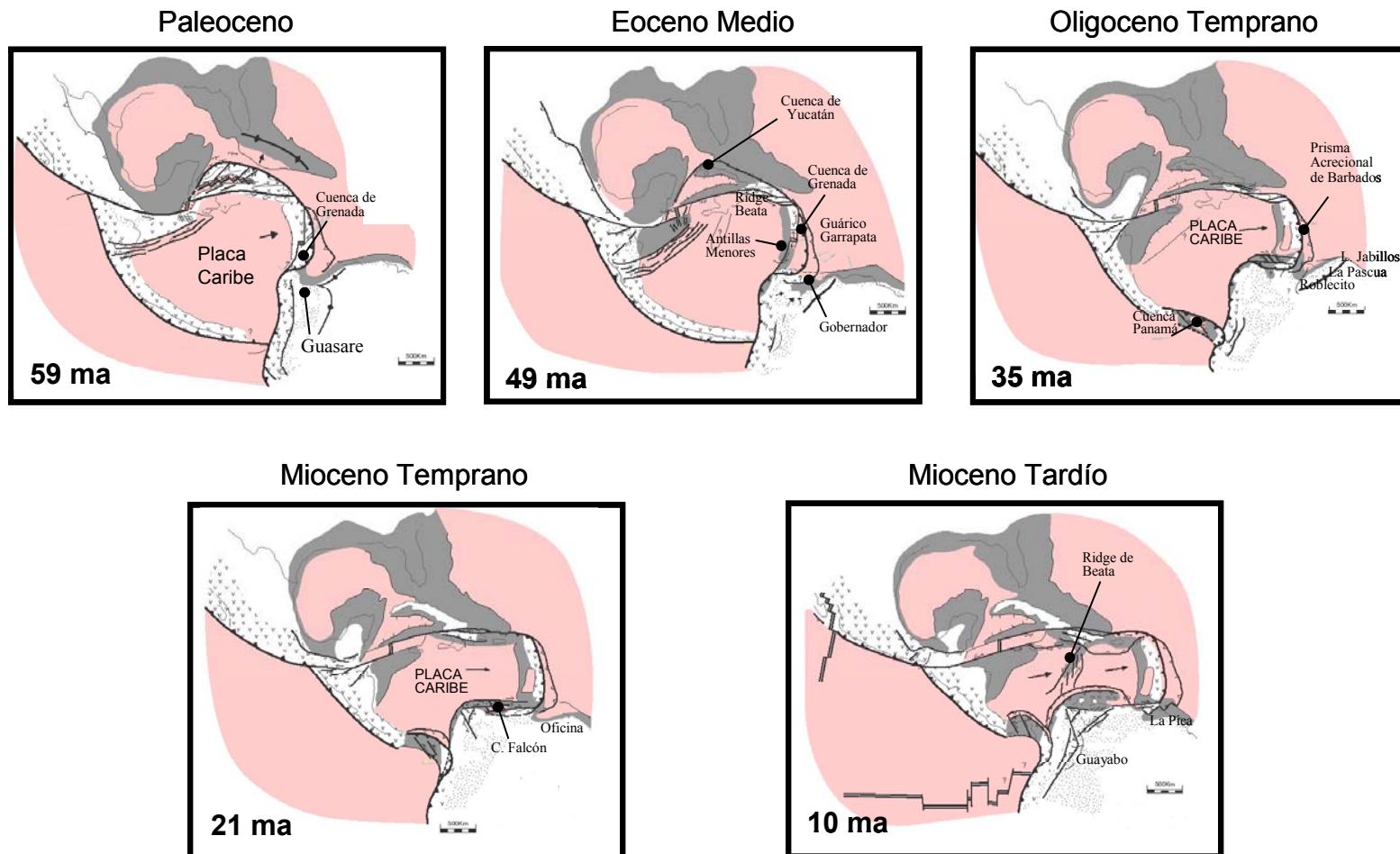


Figura 12. Reconstrucción paleogeográfica y tectónica de placas para el Terciario. (Modificado de Pindell, 1993)

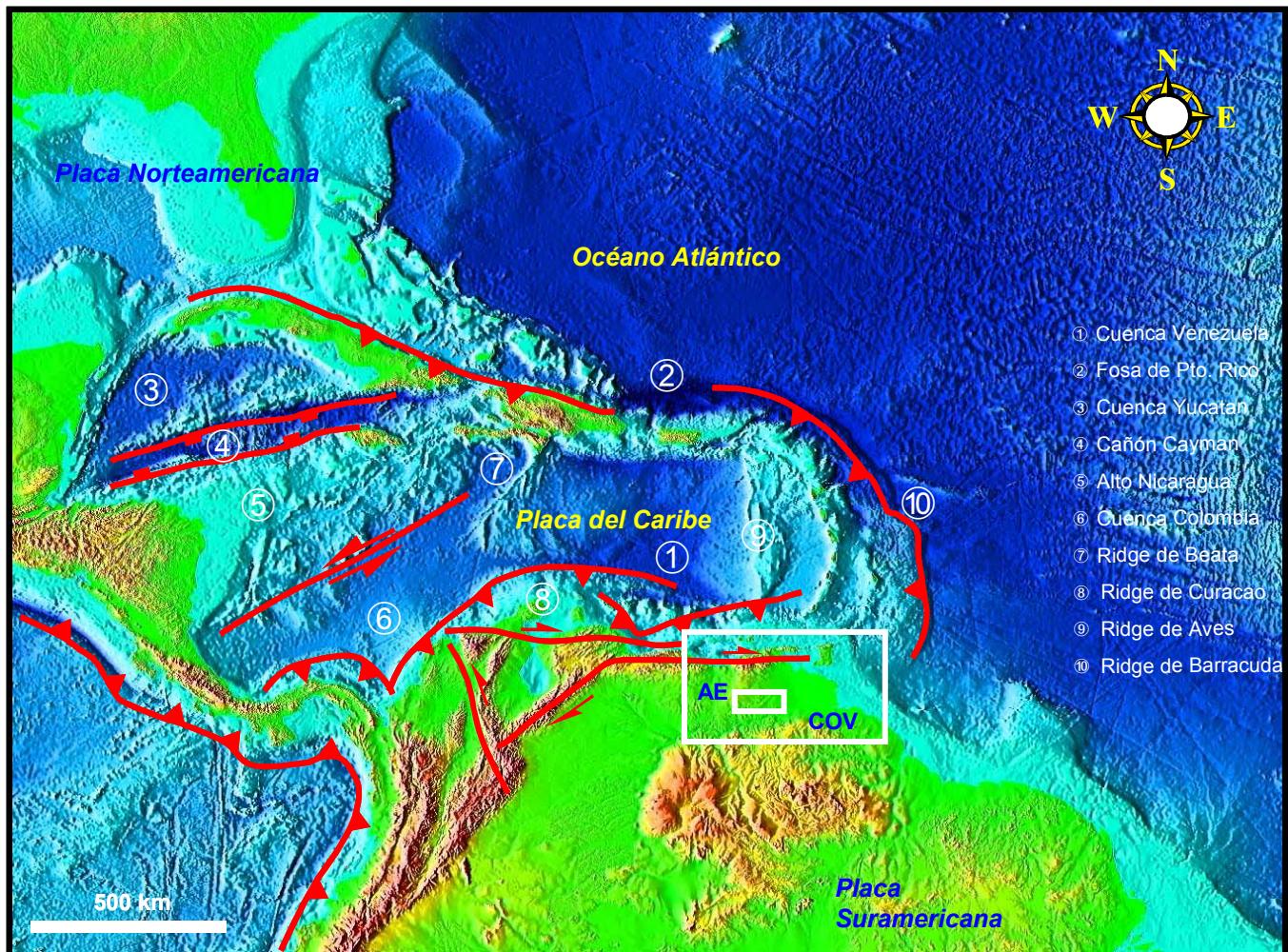


Figura 13. Ubicación de la Cuenca Oriental de Venezuela (COV) y área de estudio (AE) en el contexto de la tectónica de placas.

- *Margen Pasivo*: comprende el lapso de tiempo comprendido entre el Jurásico Tardío o Cretácico Temprano y el Eoceno-Oligoceno. Se desarrolla una continua sedimentación de depósitos clásticos marinos sobre una plataforma que se profundiza al norte. Hacia el sur se desarrolla una espesa sedimentación carbonática. Durante esta fase se distinguen tres eventos transgresivos mayores (Turoníense, Paleoceno-Eoceno y Oligoceno), que se desarrollan de norte a sur y que son coincidentes con elevaciones globales del nivel del mar (Parnaud *et al.*, 1995)
- *Margen Activo (Compresión-Transpresión)*: se inicia a finales del Oligoceno- Mioceno Medio y está determinada por la colisión de la placa del Caribe contra la placa de Suramérica. Durante esta etapa, se desarrolla un fuerte régimen compresivo-transpresivo, la colisión migra progresivamente hacia el este, originando el levantamiento de la Serranía del Interior y la transformación de la cuenca de margen pasivo en una cuenca tipo *foreland*. La sedimentación progresiva de marino profunda a deltaica y marino somera, constituyendo las principales rocas recipientes y rocas madres locales. La inversión de fallas, la carga flexural y su interacción con la sedimentación genera abundantes trampas tanto estructurales como estratigráficas (James, 2000). Durante el Plioceno-Pleistoceno, la transpresión disminuye al sur, conformándose un régimen enteramente distensivo. Hacia el este y hasta el presente, la deformación continua, motivada al movimiento transcurrente-dextral de la falla de El Pilar.

2.2.2. Sub-Cuenca de Maturín

La Sub-Cuenca de Maturín es una cuenca asimétrica, de forma alargada, de rumbo ENE, que se extiende hacia la Isla de Trinidad.

Con base en su configuración estructural puede dividirse en tres provincias tectónicas principales: una provincia compresional, al norte, en la Serranía del Interior; el frente de deformación en el piedemonte y una provincia extensional, que

se localiza al sur (Aymard *et al.*, 1990, Parnaud *et al.*, 1995). En la figura 14 se señalan las provincias tectónicas de la Cuenca Oriental de Venezuela y los rasgos estructurales más notables.

Las dos primeras provincias se extienden desde la falla de El Pilar hasta el eje principal de la cuenca. Su estilo estructural es netamente compresivo. Se distinguen varios sistemas de fallas transcurrentes dextrales: El Pilar, Urica, San Francisco y Los Bajos; pliegues cilíndricos y corrimientos. Dentro de esta provincia se incluye la Serranía de Interior, caracterizada por un cinturón plegado de vergencia sureste, con pliegues y corrimientos de orientación N70°E.

Otros elementos tectónicos de importancia son estructuras triangulares o en cola de pescado (*fishtail*) como las diferenciadas en el Alto de Pirital, detrás del frente de deformación (Parnaud *et al.*, 1995). Diapiros de lodo alineados paralelamente al frente de deformación son evidencias de eventos compresionales sucedidos en el Neógeno (Hung, 1997; Duerto *et al.*, 2002).

La provincia extensional se extiende entre el eje de la cuenca y el Macizo Guayanés. Está caracterizada por un estilo estructural distensivo, con fallas normales de dirección N60°E, especialmente al sur, y fallas de rumbo-deslizante, hacia el norte. Hung (1997) refiere que el margen sur del *foreland* se caracteriza por fallas normales, que involucran basamento, las cuales conforman las principales trampas de hidrocarburos del área. La provincia extensional contiene cerca de 2.5 Km de sedimentos y está afectada por reactivación de fallas de basamento como resultado de deposición sintectónica (Sánchez, 2001). Passalacqua *et al.* (1995), mencionan que el *foreland* de la Cuenca de Maturín está lleno de sedimentos terrígenos sin-orogénicos, que abarcan desde turbiditas de aguas profundas a facies someras y continentales.



Figura 14. Mapa tectónico regional. Muestra principales elementos tectónicos de la Cuenca Oriental de Venezuela.

2.2.3. Estructura Local

El flanco sur de la Cuenca Oriental de Venezuela representa una provincia tectónica extensional, con fallamiento normal asociado. Buza ligeramente al norte-noreste y lo limita, al norte, el cinturón plegado de la Serranía del Interior. Constituye el margen meridional, la zona de plataforma del *foreland (foredeep)* identificado en la cuenca (Parnaud *et al.*, 1995). Sobre esta plataforma se ubica el área de estudio.

La zona de estudio no muestra mayor deformación, su buzamiento regional es cercano a los 4° y se encuentra interrumpido por un complejo sistema de fallas normales discontinuas, las cuales presentan geometrías planas y generalmente buzan 45° .

En el área, se han diferenciado tres sistemas principales de fallas, las cuales persiguen una orientación preferencial NE-SO, NO-SE y O-E (Hedberg *et al.*, 1947; Renz *et al.*, 1958; Munro, 1982). El primer sistema de fallas es paralelo al eje (*hinge*) sur de la cuenca y refleja el levantamiento flexural del basamento, mientras que el segundo es el esfuerzo extensional resultante del movimiento de rumbo dextral, a lo largo del límite de las placas del Caribe y Suramérica (James, 1990). Todos los sistemas controlan el entrampamiento de hidrocarburos. El mapa de la figura 15 muestra la orientación de los principales sistemas de fallas presentes en el área de estudio.

Las fallas pueden ser antitéticas o sintéticas respecto a la pendiente o buzamiento regional. El sistema de fallas NE-SO presenta buzamiento sintético, con planos buzantes al noroeste. En general, corresponden a lineamientos regionales, son de carácter sin-sedimentario y afectan casi toda la columna estratigráfica incluyendo el basamento. Las fallas de Guara-Leona y Junta-Merey corresponden a este sistema. Sus desplazamientos pueden en algunos casos alcanzar los 1400 pies. Estuvieron activas durante el Mioceno Superior-Medio y particularmente durante el Plioceno,

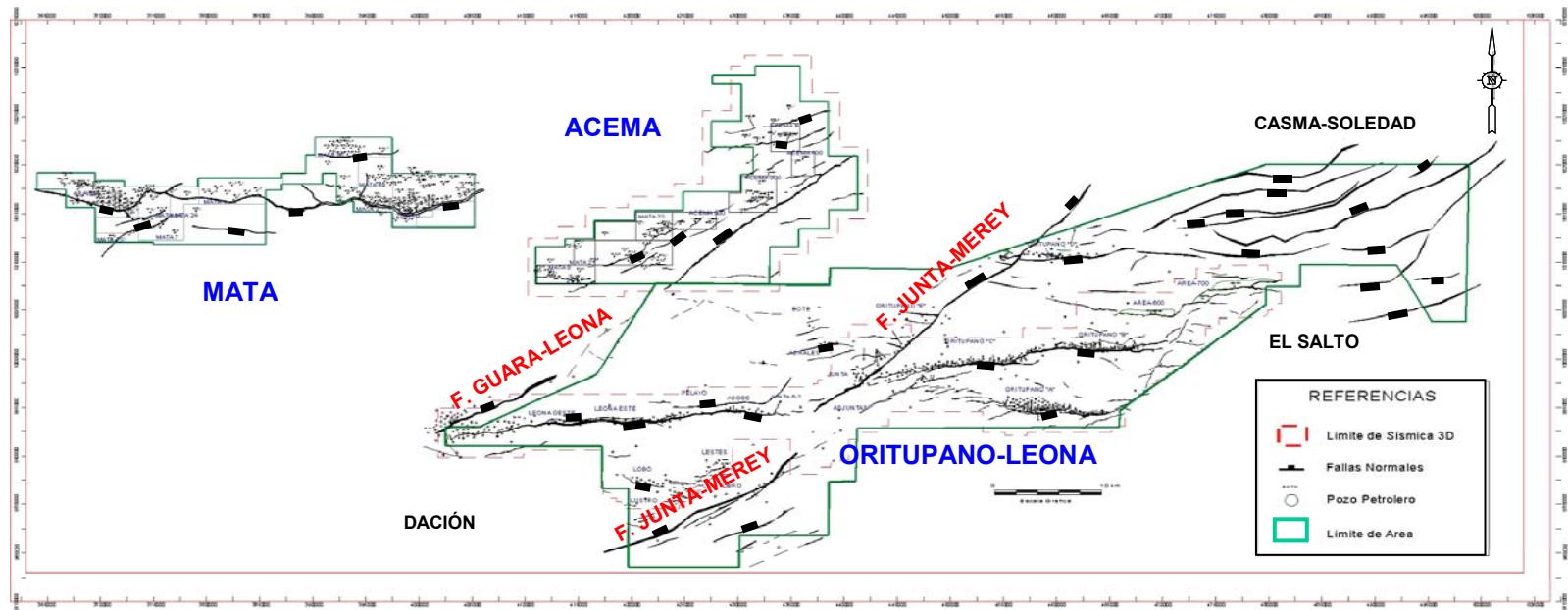


Figura 15. Mapa estructural regional. Se muestra la orientación de los principales sistemas de fallas en el área de estudio. Se distinguen tres patrones preferenciales de fallas: NE-SO, O-E y NO-SE.

donde se registra la máxima deformación y desplazamiento. Su origen se postula como resultado del levantamiento flexural del basamento durante el Oligoceno-Mioceno, cuando la cuenca se desplazó del oeste al este. (Erlich y Barrett, 1992).

La falla de Guara-Leona se prolonga desde el campo de Leona hasta el campo de Acema, alcanzando una extensión superior a los 40 Km (fig. 16). Su salto disminuye de sur a norte y es interceptada por una serie de fallas oblicuas de rumbo y buzamiento variable. La falla de Junta-Merey cruza diagonalmente la unidad Oritupano-Leona. Al contrario de cómo se interpretó por mucho tiempo, la falla de Junta-Merey no constituye una larga, única y continua falla que se extiende por más de 20 Km a lo largo del área, sino que en efecto es un sistema de fallas segmentadas y superpuestas, y en *relay*, donde el segmento sur se extiende desde el campo Merey hasta el campo Adjuntas y el segmento norte, paralelo al primero, se extiende desde el campo de Adobe hasta más allá del campo Oritupano E. La zona de superposición entre ambos segmentos está afectada por fallamiento normal masivo y desarrollo de pliegues transversales.

El sistema de fallas NO-SE puede indistintamente buzar al norte o sur. Es el de menor magnitud de todos. Este sistema de fallas oblicuas puede derivarse de las fallas principales o bien interceptarlas. Su origen se asocia a la reactivación de los esfuerzos de dirección sur del límite de placas o a relajación isostática de estos esfuerzos durante su migración al este (Erlich y Barrett, 1992). Las fallas pequeñas presentan patrones en “*relay*” (Munro, 1982).

El sistema de fallas de rumbo oeste-este presenta buzamiento antitético o sintético cuyo ángulo promedia los 45°. Su origen se postula como resultado del flexuramiento de la cuenca (Hedberg *et al.*, op cit.). Este sistema de fallas puede ser trazado a lo largo de grandes extensiones y es producto del crecimiento de fallas superpuestas conectadas a través de sistemas de rampas. Muestra patrones en “*dogleg*”, típicos de fallamiento normal.

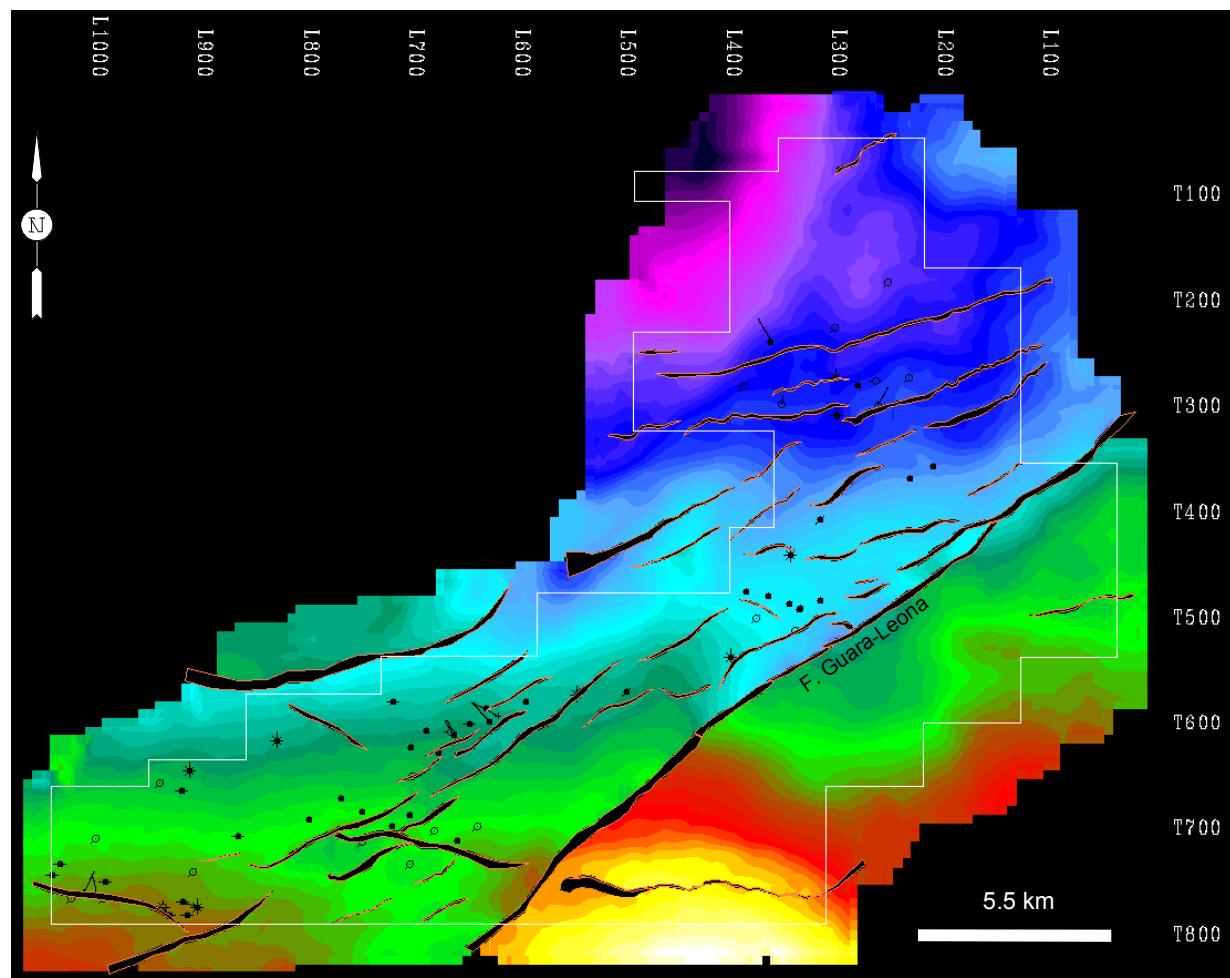


Figura 16. Mapa estructural en profundidad al MFS Bur 2 (Mioceno Inferior) Campo Acema. Nótese orientación preferencial de las fallas al NE y sistema secundario de fallas en *relay* y en *echelon*.

Otro elemento estructural de importancia lo representan pliegues asociados a las fallas normales. Son de naturaleza distensiva y ocurren en las secciones superior y media de la secuencia productiva miocénica. Son particularmente visibles en el área de Oritupano-Leona y responsables de las acumulaciones de hidrocarburos en la zona. Se han identificado pliegues de arrastre longitudinales, tanto normales como inversos, pliegues transversales, pliegues combinados y complejos sistemas asociados a segmentación de fallas, zonas de transferencia y de relay o propagación de fallas superpuestas. (Azálgora *et al.*, 2000; Porras *et al.*, 2001, 2002; Marchal *et al.*, 2003). En la figura 17 se observan pliegues de naturaleza extensional presentes en el área de estudio.

Porras *et al.*, (2001, 2002) reconoce una franja discontinua y estrecha de pliegues de arrastre inversos, de más de 10 Km de longitud, en el lado deprimido de la falla de Leona. Este sistema de pliegues, longitudinales y paralelos a la falla, ha proporcionado los elementos estructurales para la acumulación de hidrocarburos en el citado campo.

Pliegues menores y sutiles deformaciones se han observado en zonas de superposición de fallas (*overlapping*), en rampas y zonas de transferencia. En el campo de Araibel, Laubscher (1956) identificó irregularidades sísmicas y arrastre inverso en segmentos de fallas *en echelon*. Hedberg *et al.* (op. cit.), menciona que el arrastre e irregularidades en el buzamiento de las capas se localiza en las adyacencias de los planos de fallas.

Estructuras del tipo “roll-over” han sido identificadas en el campo de Soledad, situado al noreste (Munro, 1982). Pliegues debido a compactación diferencial también han sido reconocidos en el área.

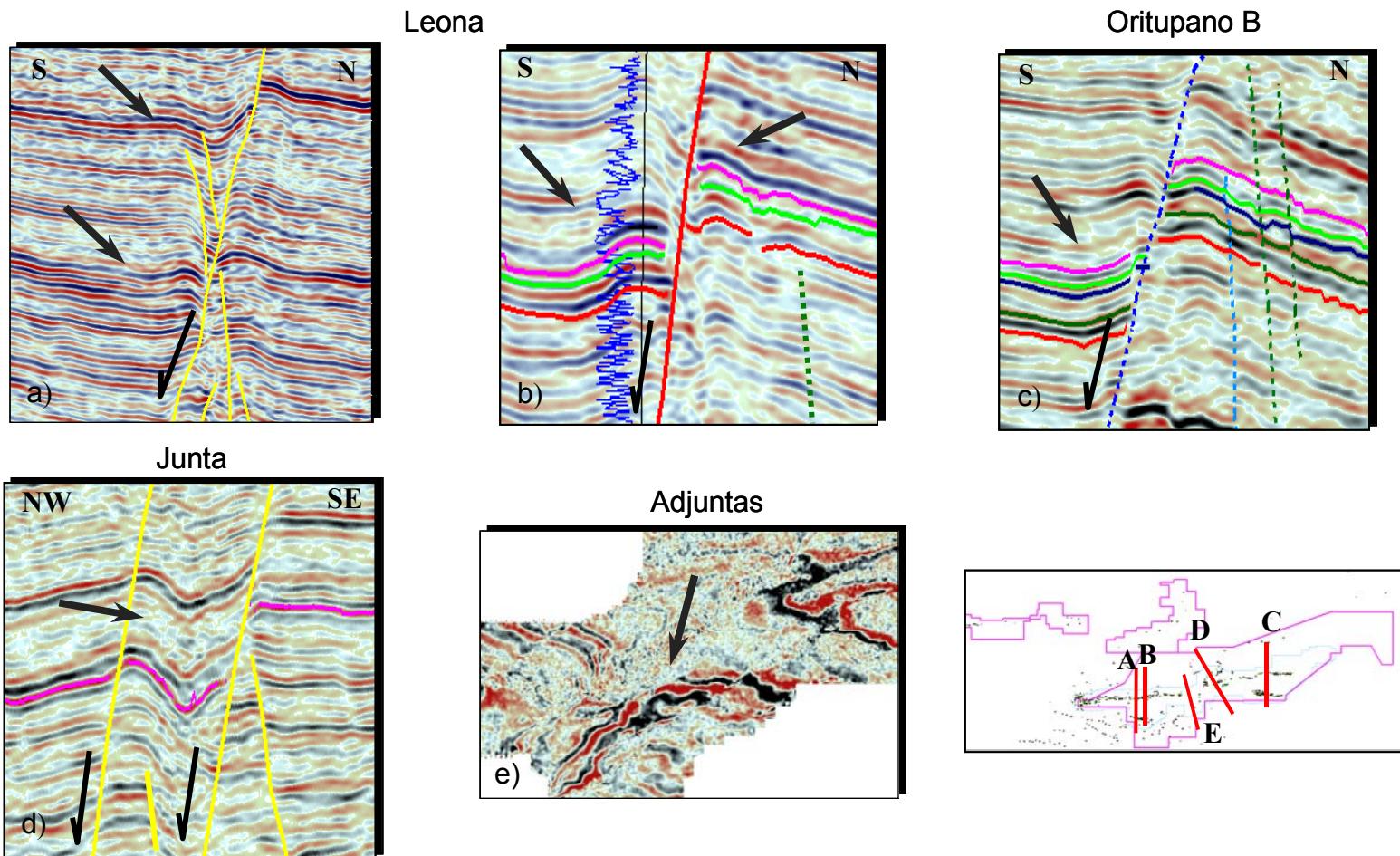


Figura 17. Pliegues de naturaleza extensional en el Bloque Oritupano-Leona. a) Pliegues de arrastre combinados, normales e inversos. b) Pliegues de arrastre inversos. c) Pliegues longitudinales normales. d) Pliegues compuestos. e) Pliegues transversales. Ver mapa para ubicación de líneas sísmicas y “time slice” (Modificado de Porras *et al.*, 2002).

CAPÍTULO III ESTRATIGRAFÍA

3.1. *Introducción*

La Cuenca Oriental de Venezuela es una cuenca flexural tipo *foreland* desarrollada durante el Neógeno sobre el margen pasivo continental del borde norte de la Placa Suramericana. Representa una región estratigráficamente compleja, donde se distinguen dos principales ciclos sedimentarios: uno que abarca el Cretácico-Paleógeno y otro que ocupa el Neógeno, asociados a la dinámica de las placas del Caribe y Suramérica.

Diacronismo, sedimentación tanto siliciclástica como carbonática, subsidencia y migración de los depocentros de la cuenca, pulsaciones orogénicas, oscilaciones globales del nivel eustático del mar y variaciones en las direcciones de aporte de sedimentos son algunos de los factores, que contribuyeron a la complejidad de la misma.

El Ciclo Cretácico-Paleógeno representa el margen pasivo continental localizado al norte de la placa suramericana y corresponde a una sedimentación siliciclástica y carbonática. Una continua e ininterrumpida sedimentación, marina hacia el norte y continental hacia sur, sobre una plataforma estable, caracteriza el ciclo (Aymard *et al.*, 1990). Facies clásticas continentales, fluviales y deltaicas, hacia el sur, gradan a facies clásticas marinas someras y carbonáticas hacia el norte. (Hedberg *et al.*, 1944; González de Juana *et al.*, 1980; Erlich *et al.*, 1992). La sedimentación del Cretácico-Paleógeno, está influenciada por la subsidencia tectónica de la cuenca y a variaciones globales en el nivel eustático (Di Croce, 1995; Parnaud *et al.*, 1995; Di Croce *et al.*, 1999).

El Ciclo del Neógeno, está fuertemente marcado por la instauración y desarrollo de la fase de *foredeep* de la cuenca, que se inicia al oeste, en la Subcuenca de Guárico. Corrimientos y plegamiento al norte, relevantes eventos erosivos y subsidencia flexural al sur permitieron la depositación de una espesa secuencia clástica, cuyos ambientes depositacionales varían desde marino somero a fluvial-deltaico al sur, a marino profundo al norte. La secuencia del Mioceno y unidades aún más jóvenes registran sedimentos de distintas fuentes indicativas de un fuerte proceso erosivo de la sección Eoceno-Oligoceno. Hacia el sector sur de la cuenca, el Oligoceno sufre erosión en gran parte y el Mioceno llega a descansar directamente sobre sedimentos cretácicos. Di Croce *et al.* (1999) indica que el intervalo Oligoceno-Mioceno se caracteriza por un marcado incremento en la subsidencia debido a carga tectónica.

La sedimentación del Oligoceno al Reciente, muestra un patrón predominantemente regresivo hacia el este, con sedimentación parálica y continental hacia el sur y oeste de la cuenca y marina a continental hacia el norte (James, 1990).

Numerosas discordancias de distinto orden, son observadas en este ciclo como resultado de la intensa actividad tectónica y fluctuaciones en el nivel del mar.

3.2. Lito-estratigrafía

Se describe en esta sección una síntesis estratigráfica de las unidades formacionales reconocidas en el subsuelo del área de estudio. La descripción está basada completamente en las características litológicas de cada una de ellas, con breves discusiones relativas a la edad y a la estratigrafía regional.

Se incluye en el capítulo, ya que en regiones de larga data operacional, como es el caso de los campos Oritupano-Leona y Mata-Acema, la estratigrafía se ha manejado esencialmente de acuerdo a criterios o clasificaciones basadas en el carácter

litológico de las rocas, y no bajo conceptos crono-estratigráficos o en la geometría de las superficies estratigráficas. Es común observar correlaciones donde muchas de éstas cruzan o transgreden reflexiones sísmicas o líneas de tiempo.

La descripción individual de cada una de las unidades se presenta cronológicamente y de acuerdo a su posición estratigráfica.

3.2.1. Basamento

El basamento en el área de estudio ha sido penetrado por una decena de pozos, cuatro de los cuales han sido perforados recientemente. En la figura 18 se muestra la expresión eléctrica y radioactiva del basamento en una correlación de pozos.

La profundidad del basamento varía entre 7439 pies hacia el suroeste, en el Campo Lobo, hasta 14066 pies hacia el noreste, en el vecino campo de Soledad. En la sección estratigráfica de la figura 19 se observa la progresiva profundización del basamento en sentido suroeste-noreste. Hacia el noroeste, en los campos de Acema y Mata, no se conocen pozos que lo hayan penetrado.

Análisis mineralógicos de muestras de canal y pared de pozos del área, ha señalado la presencia de minerales y cristales verdosos oscuros, pertenecientes a la clase de los anfíboles en rocas del basamento, siendo común la presencia de minerales de tonos claros, blanquecinos a rosados y fragmentos rojizos de rocas, probablemente relacionados a meteorización y/o alteración de la roca original.

El basamento, de edad Precámbrico (3600-800 ma) aflora al sur, en el Escudo de Guayana. Consiste principalmente de rocas meta-ígneas y meta-sedimentarias. Las facies metamórficas varían de anfibolitas a granulitas. En el subsuelo, buza suavemente al nor-noreste, hasta profundizarse por debajo del cinturón plegado de la Serranía del Interior Oriental. La figura 20 muestra el mapa estructural en

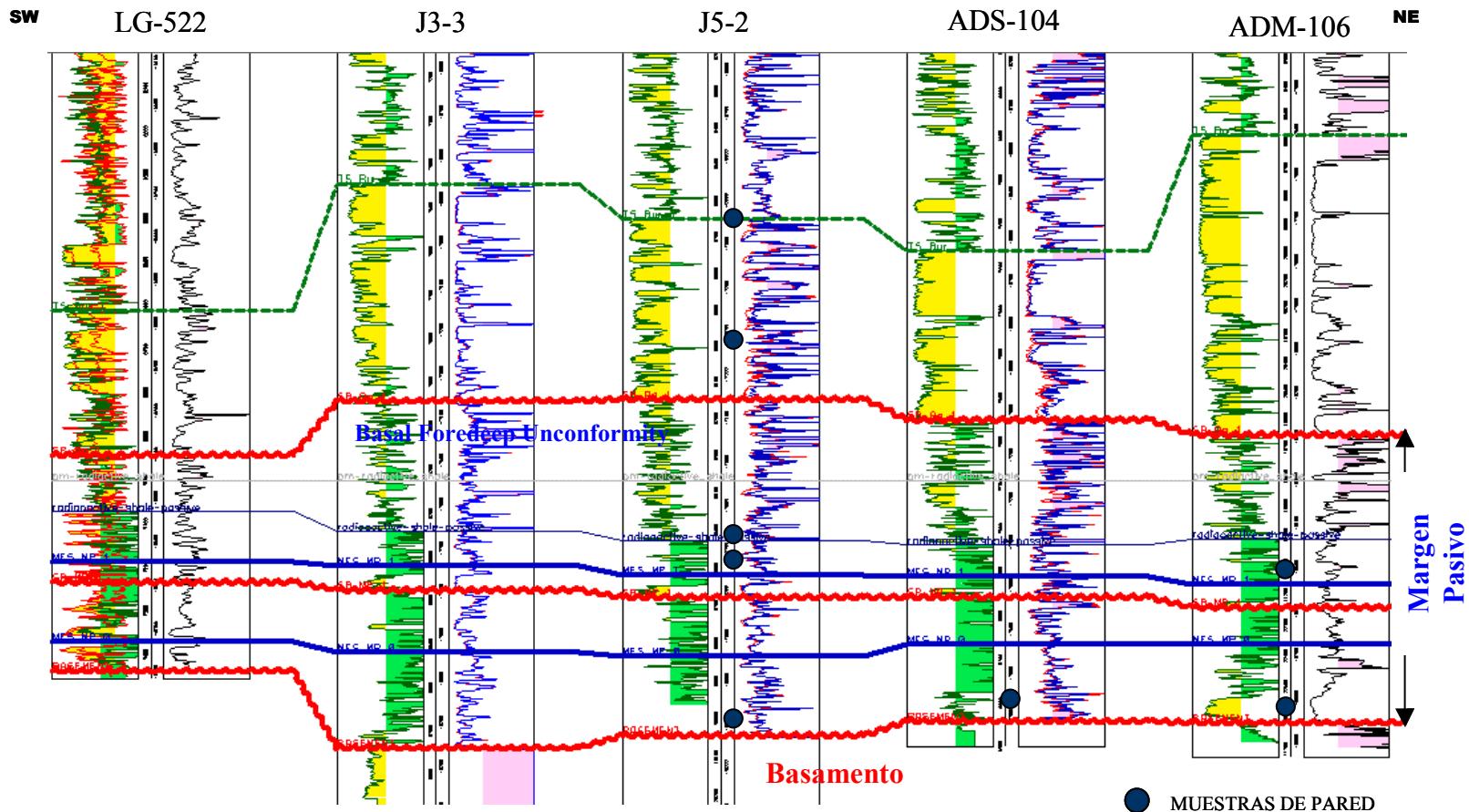


Figura 18. Sección estratigráfica mostrando características del basamento y secuencia interpretada como Margen Pasivo.

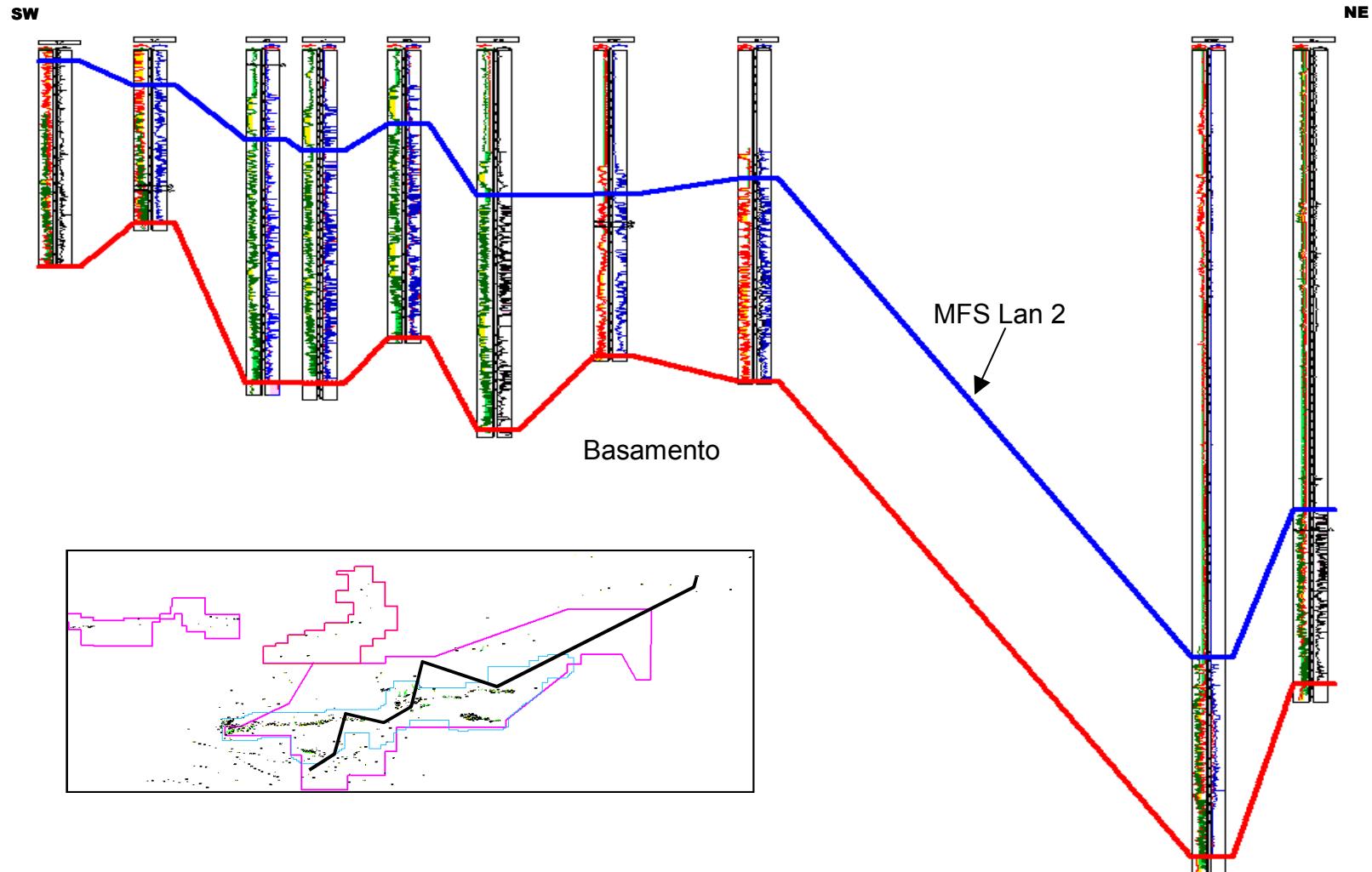


Figura 19. Sección estratigráfica donde se muestra profundización del basamento igneo-metamórfico hacia el noreste.

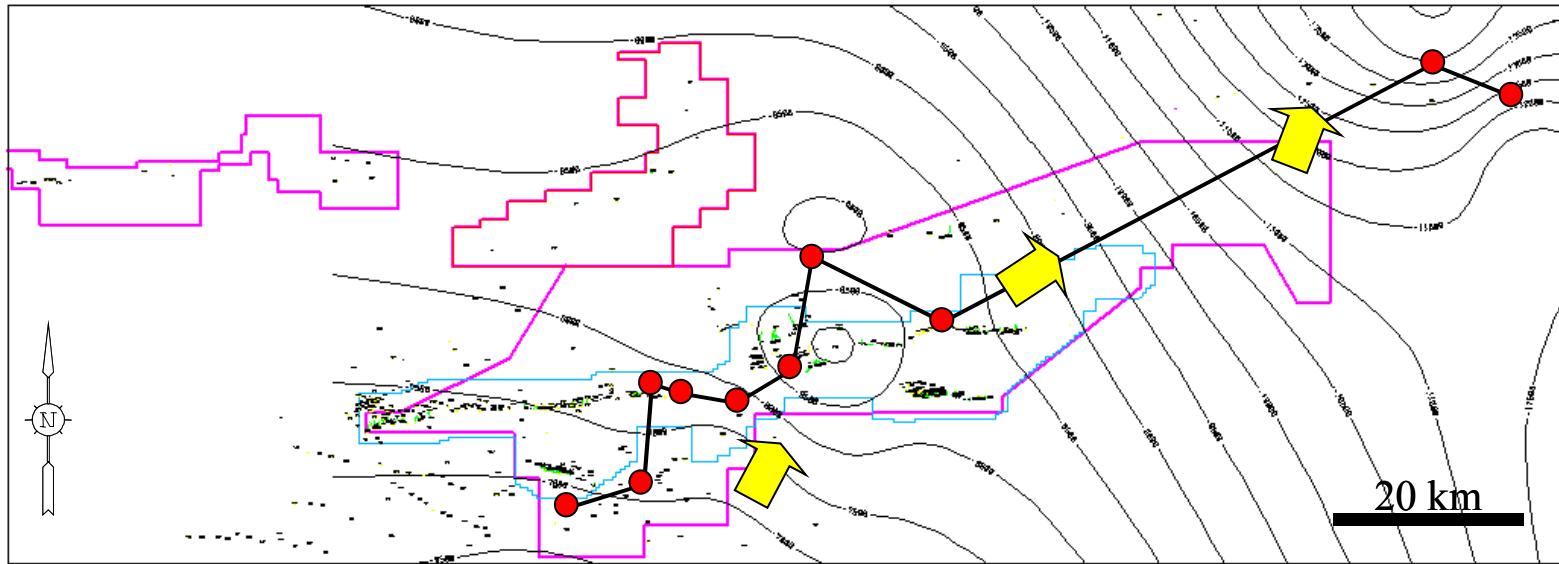


Figura 20. Mapa estructural del basamento ígneo-metamórfico. Las flechas indican dirección de profundización. La línea de correlación corresponde a pozos que han penetrado el basamento.

profundidad del basamento obtenido a partir de perfiles de pozos en el área de Oritupano-Leona. En el mismo se observa poca variación de la profundidad del basamento en la parte central del área de estudio, la cual se hace más evidente hacia el noreste.

Sísmicamente, el basamento se define como el reflector más fuerte, profundo y continuo observado en la secuencia y separa una zona de baja velocidad de una zona de alta velocidad. Sobre él yacen discordantemente sedimentos del margen pasivo. Es fácilmente detectable por perfiles eléctricos, donde se registran aumentos bruscos de radioactividad y de resistividad y bajos valores de potencial espontáneo.

La continuidad del basamento puede estar afectada por fallamiento normal de buzamiento variable, de presumible edad jurásica y relacionado a la fase de *rifting* que sufrió la cuenca (Azálgora *et al.*, 2000). En el área de Acema, se han observado interesantes estructuras en *graben* a nivel del basamento (Díaz, 2002, com. per.) tal como se puede apreciar en la figura 21a. Estas estructuras se encuentran llenas por sedimentos de edad indefinida.

González de Juana *et al.* (1980) postula que estas discontinuidades e irregularidades del basamento representan escarpas de fallas de un paleorelief remanente. El basamento constituye una antigua superficie de erosión y meteorización sobre la cual se depositaron los sedimentos cretácicos (Hedberg *et al.*, 1947). En el mismo campo de Acema, se han observado reflexiones continuas aún por debajo del reflector definido como el basamento acústico, las cuales pudieran ser un indicio de que el basamento en efecto representa una superficie meteorizada tal como lo postulan diversos autores (fig. 21b).

Estructuras positivas, interpretadas como “altos” del basamento han sido identificadas al oeste del campo de Leona. Conforman bloques en *horst*, limitados por fallas en sus extremos (fig. 22).

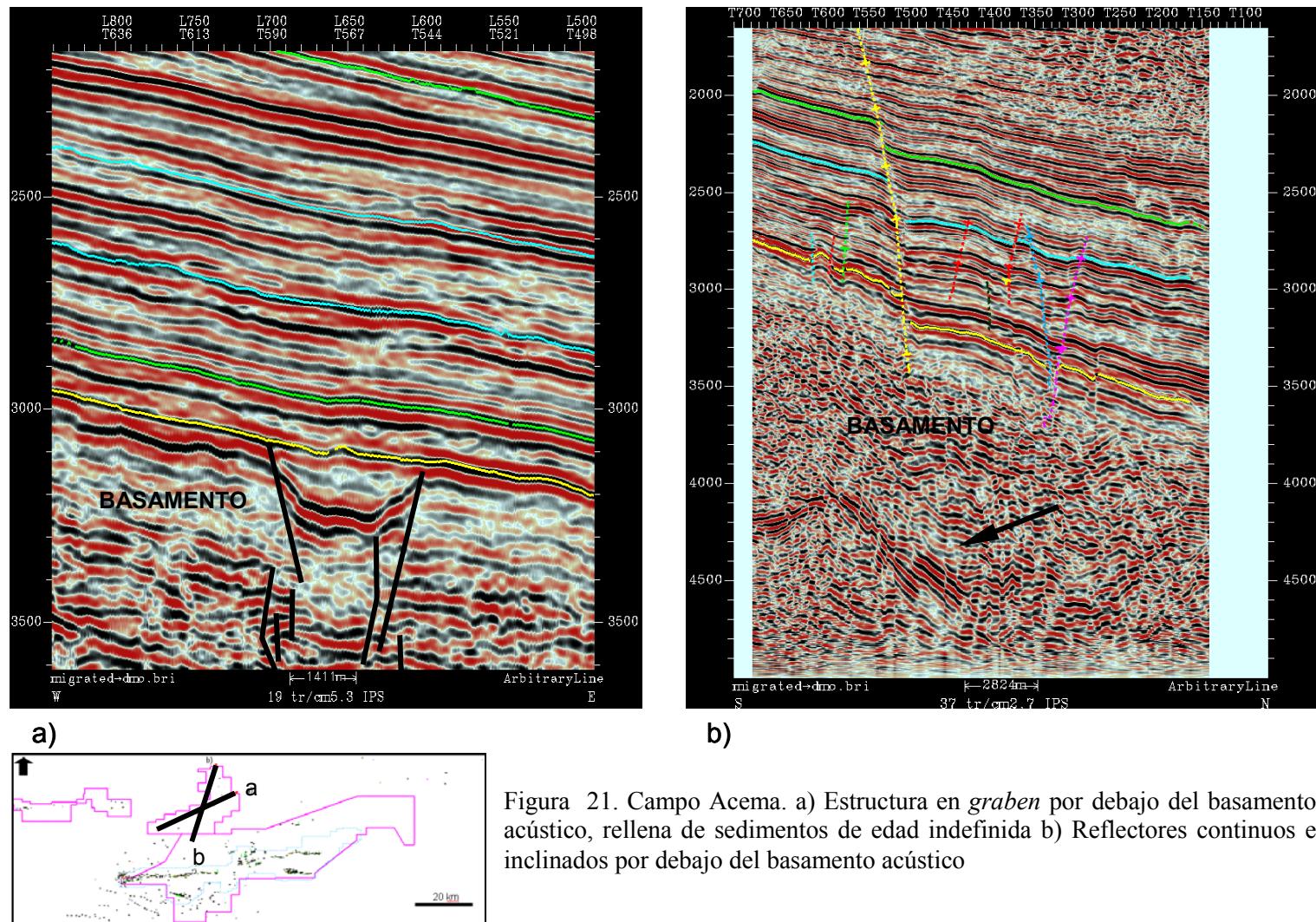


Figura 21. Campo Acema. a) Estructura en *graben* por debajo del basamento acústico, rellena de sedimentos de edad indefinida b) Reflectores continuos e inclinados por debajo del basamento acústico

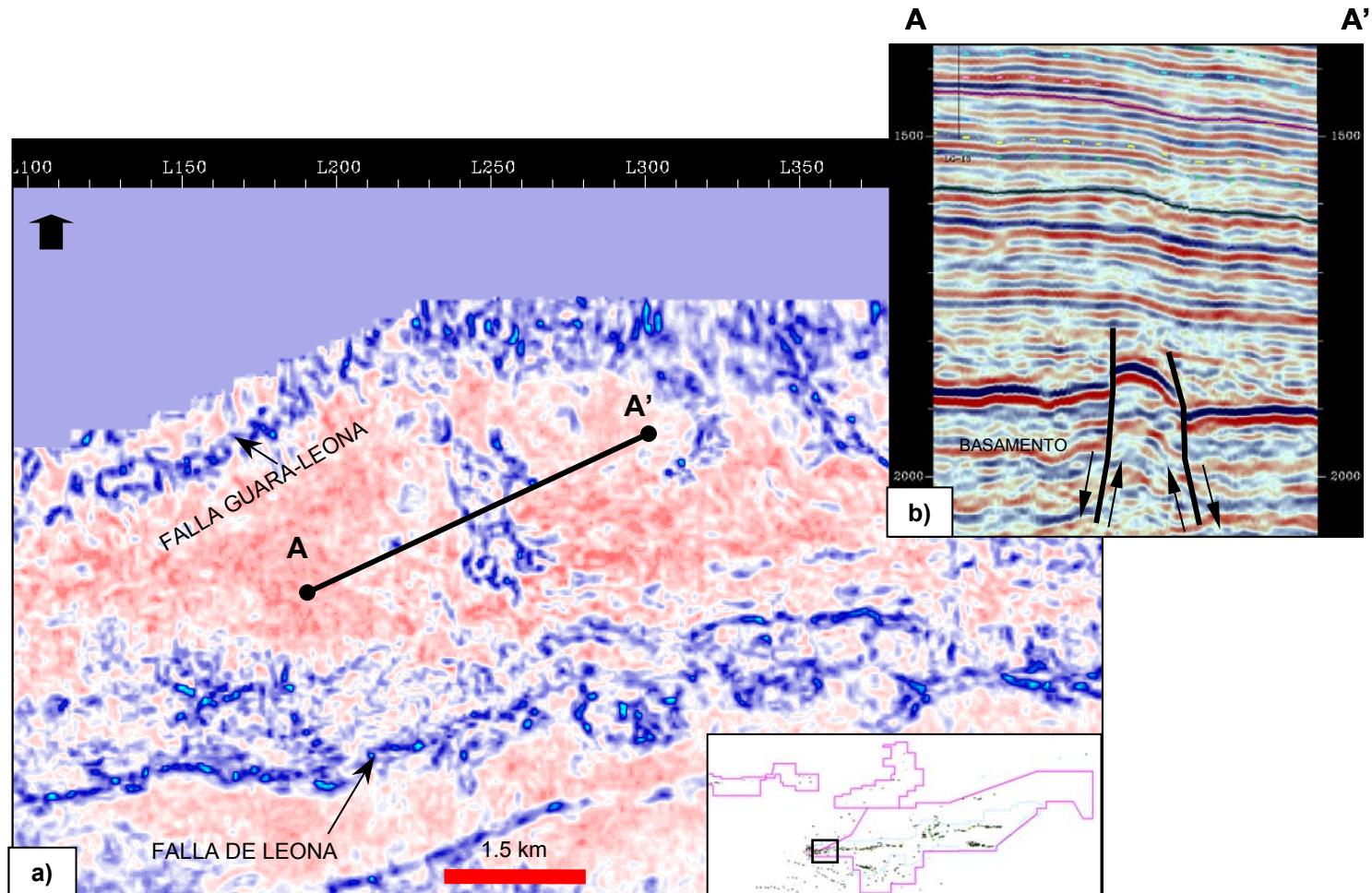


Figura 22. a) "Time slice" a 1892 ms mostrando alto estructural a nivel del basamento b) Línea sísmica A-A' de orientación SO-NE donde se observan fallas normales limitando la estructura tipo horst.

3.2.2. Pre-Cretácico (Paleozoico/Jurásico)

Rocas pre-cretácicas no han sido diferenciadas en el área; sin embargo, hacia el suroeste del Edo. Anzoátegui, en el área de Zuata, se han perforado rocas de edad Devónico Superior a Carbonífero Inferior, las cuales han sido designadas con los nombres de Formación Carrizal y Formación Hato Viejo (González de Juana et al., 1980).

Se ha reportado que los pozos Carrizal-1X y Zuata-1X, perforaron 1849 y 2687 pies, respectivamente, de sección paleozoica. Incluso, en el primero de los pozos no fue determinada la base de la Formación Carrizal (González de Juana et al., 1980).

En el Graben de Espino, en el Edo. Guárico, Hedberg (1947) describe una secuencia de origen continental, compuesta de lutitas rojas y diques basálticos como Formación La Quinta, cuya edad se ha establecido como Jurásico. Feo-Codecido *et al.* (1984) mencionan la existencia de más de 5000 pies de sedimentos rojos, asignados a la Fm. La Quinta, intercalados con lavas basálticas de 162 ma. Los últimos autores refieren que el pozo NZZ-88X penetró sedimentos con flora del Carbonífero por debajo de las capas rojas de la Fm. La Quinta.

Más al oeste, en la Cuenca de Espino-San Fernando, Arminio *et al.* (2001), refieren la existencia de sucesiones jurásicas, compuestas de facies rojas no marinas y basaltos toleíticos, de edad 160 ma, suprayaciendo a rocas paleozoicas deformadas.

3.2.3. Cretácico

En el área de estudio, la sección cretácica está representada por las Formaciones Canoa y Tigre del Grupo Temblador, de edades Campaniense y Maestrichtiense, respectivamente. La secuencia descansa discordantemente sobre el basamento.

La Fm. Canoa, más antigua, consiste de sedimentos continentales, tales como conglomerados, areniscas conglomeráticas y limolitas moteadas con manchas grisáceas, rojizas y violetas. Suele presentar intervalos blanquecinos de grano muy fino.

La Formación Tigre, fue definida en el pozo Tigre N°1 ubicado muy próximo, al suroeste de los campos Lobo y Libro. Se compone de areniscas glauconíticas grises, mal consolidadas, intercaladas con limolitas grises y lutitas carbonosas y fosfáticas, depositadas en un ambiente marino somero.

Su contacto con las Formaciones Merecure u Oficina es difícil de diferenciar; sin embargo, su mayor contenido de fosfatos, la presencia de areniscas pulvurulentas blanquecinas producto de la descomposición de feldespatos, la ocasional presencia de intervalos carbonáticos, la ausencia de cloritoide y mayor contenido de anastasa y brookita permite establecer de algún modo diferencias con la unidades suprayacentes (Hedberg *et al.*, 1947).

Análisis de perfiles NGT en el pozo ADM-106, en el área central del Bloque Oritupano, indican un cambio abrupto en las características mineralógicas, sedimentológicas y radioactivas a partir de 11970 pies y que probablemente esté relacionado a la presencia de unidades cretácicas en el pozo. El contenido de Thorio y Potasio se incrementa notablemente a partir de esa profundidad así como el contenido de materia orgánica de las rocas. Es común encontrar niveles caoliníticos y montmorilloníticos en la sección.

En el área este de Oritupano (pozo ORM-2), análisis bioestratigráficos han permitido diferenciar una sección cretácica, de edad Maestrichtiense, a partir de 8300 pies, basado en la presencia de los palinomorfos *Coronifera oceánica*, *Oligosphaeridium complex*, *Ephedripites sp*, *Gnetaceapollenites sp* y *Foveotriletes margaritae* (Giffuni *et al.*, 1998). Los mismos autores interpretan, de acuerdo a la

presencia de palinomorfos tanto marinos como terrestres, un ambiente marino a transicional a esta secuencia. En el mismo pozo, se reporta el tope del Grupo Temblador a 8205 pies, sobre la base del incremento en la ocurrencia de glauconita en las muestras de canal y por una anomalía en el registro de buzamiento (Archivo de Pozo ORM-2).

Estudios bioestratigráficos en los pozos ZM-35 y M3-1, del área de Mata, no han proporcionado evidencias de haber penetrado el Cretácico; sin embargo, en el último pozo se menciona la presencia de restos recristalizados de fauna cretácica en muestras de núcleos.

3.2.4. Paleoceno/Eoceno

Sedimentos de edad Paleoceno- Eoceno se encuentran ausentes en el área. Sólo son conocidos hacia el oeste y este de la cuenca. Di Croce (1995) menciona la existencia de faunas pelágicas de edad Eoceno Medio-Superior en más de 1300 pies de una secuencia arenosa-lutítica en el pozo SOL-1, localizado al noreste del área de estudio.

Hedberg (1947) postula que para el Cretácico tardío o en el Paleoceno, se produjo un sutil levantamiento del Escudo Guayanés con la consecuente retirada de los mares y comienza un proceso erosivo que culmina en el Eoceno e incluso el Oligoceno temprano, ocasionando un distintivo hiatus en la cuenca. Erlich *et al.* (1992), menciona que la erosión de la sección Paleoceno-Eoceno, representa la primera evidencia estratigráfica de la colisión y sobrecorrimiento del alóctono de la Cordillera de la Costa-Villa de Cura sobre el margen pasivo suramericano.

La sedimentación del final del Eoceno se asocia al inicio de la fase de “drifting” de la cuenca, donde la placa del Caribe asume un movimiento dextral transpresivo respecto a la placa de Surámerica (James, 1990).

3.2.5. Oligoceno

Hacia este sector de la cuenca, el Oligoceno está representado por los sedimentos de la Fm. Merecure mientras que hacia la zona de Maturín está definido por las formaciones Naricual, Areo y Los Jabillos conformando el Grupo Merecure.

Caudri (1952, 1953) en un reporte paleontológico del pozo M3-1, del área de Mata, refiere que la Fm. Oficina representa el Oligoceno Medio en el sector. Atribuye su observación a un marcado cambio faunal observado a partir de 7960 pies, donde destaca la ausencia de las especies *Nodosaria* y *Lagena* y se incrementa la proporción de las especies *Cibicides*, *Reophax*, *Bolivina* y *Uvigerina*. Menciona la presencia de marcadores del Oligoceno tales como: *Globorotalia fohsi*, *Gyroidina planulata*, *Valvularineria herricki*, *Guadryina jacksonensis* y *Globigerina dissimilis*.

La Fm. Merecure está conformada por espesos y masivos paquetes de arenas, en algunos casos superpuestos unos a otros, intercalados con delgados intervalos lutíticos de poca continuidad lateral y que descansan discordantemente sobre sedimentos cretácicos. Cambia facies hacia el norte haciéndose más lutítica, en la Formaciones Areo y Carapita.

González de Juana *et al.* (1980) menciona que en el contacto de la Formación Merecure con el Grupo Temblador no se observa discordancia angular, ya que la posición de ambas formaciones es subparalela, a pesar del bien definido hiato que las separa.

La transición de la Fm. Merecure a la Fm. Oficina registra un aumento general del nivel del mar cuyo origen se presume sea de naturaleza eustática. En la secuencia transgresiva, discretas fluctuaciones del nivel del mar son fácilmente detectables tanto en núcleos como en perfiles.

La formación alcanza un promedio de 600 pies hacia el sector sur del área de estudio, mientras que hacia el noroeste, en los campos de Acema y Mata sobrepasan los 1500 pies. Di Croce (1995) menciona que el pozo SOL-1, localizado en los límites del área de estudio penetró unos 1000 pies de sección oligocénica, determinada por la presencia del foraminífero *Globigerina ciperoensis*.

Estudios sedimentológicos asocian la Fm. Merecure a canales fluviales distribuitarios de influencia mareal depositados sobre una planicie aluvial a deltaica-costera.

3.2.6. Mioceno Temprano/Medio

El Mioceno Temprano a Medio está representado por las Formaciones Oficina y Freites.

La Fm. Oficina, está conformada por intercalaciones de areniscas grises claras, de grano fino a grueso; limolitas y lutitas gris oscuro a marrones. Es común en la secuencia la presencia de delgados lignitos cuya frecuencia aumenta con la profundidad y algunos niveles carbonáticos, especialmente hacia la sección superior.

La Formación Oficina se muestra más arcillosa hacia su tope, especialmente en los campos de Acema-Mata y Oritupano C y más hacia el este. Sólo en el Bloque Oritupano-Leona muestra grandes desarrollos arenosos. La sección media e inferior generalmente es más arenosa y contiene múltiples secuencias sedimentarias.

En el área, la Fm. Oficina presenta mayor espesor en los campos localizados al oeste y se asocia al desarrollo de fallas sin-sedimentarias como es el caso de la Falla de Guara-Leona. Hacia el norte y noreste, su espesor disminuye, tal como se observa en el mapa de la figura 23. Las diferencias de espesor encontrados en la Formación Oficina, en sus patrones de apilamiento y en la relación arena/lutita se atribuye a

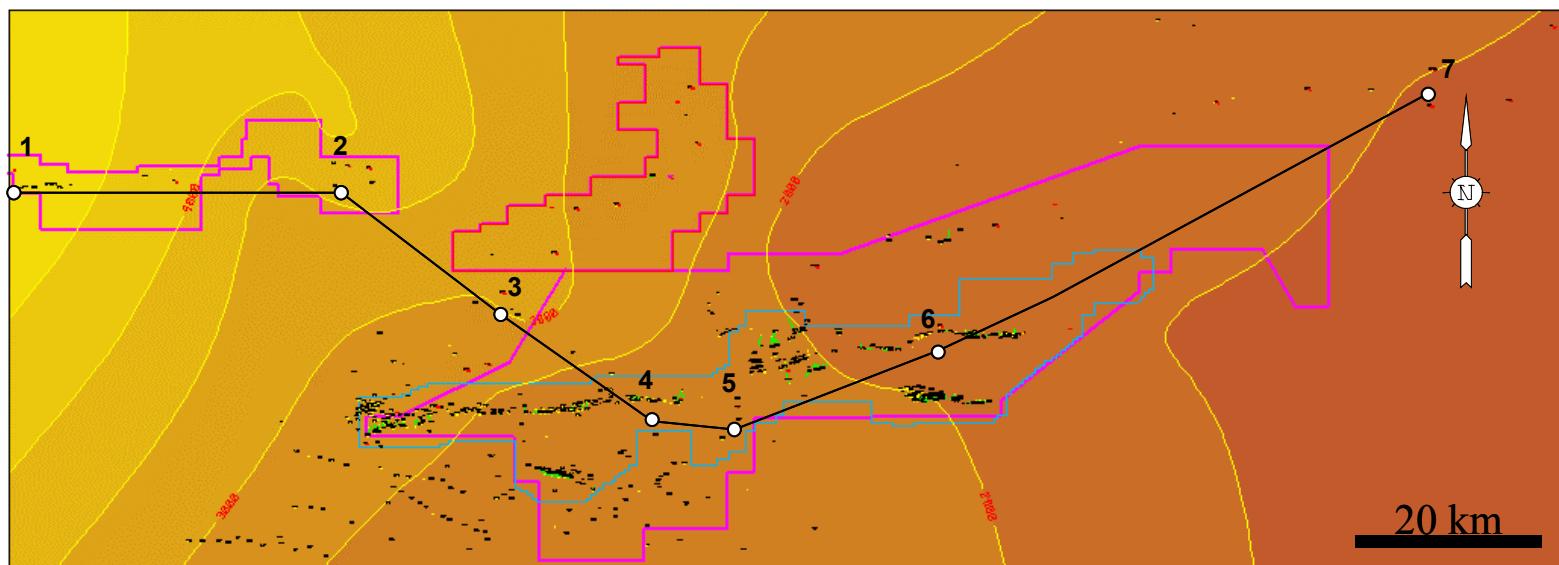


Figura 23. Mapa isópaco del Ciclo Oligoceno Tardío/Mioceno Inferior al Mioceno Medio. Representa el espesor alcanzado por la Fm. Oficina en el área de estudio. Los mayores espesores se desarrollan hacia el campo de Mata, al oeste. Contornos c/1000'

variaciones en el espacio de acomodación y a posiciones distintas de los campos dentro de la plataforma.

Estudios bioestratigráficos en el área de Mata le asignan una edad Mioceno Medio a la Fm. Oficina, aunque reportes de pozos le confieren una edad Oligoceno. En los campos de Oritupano-Leona, basado en análisis de foraminíferos, polen y nannoplancton calcáreo se le adjudica una edad variable entre Mioceno Temprano (Aquitaniense) y Mioceno Medio (Serravaliense).

Su ambiente de depositación se interpreta como una planicie deltaica-costera a fluvial dominada por olas y mareas.

La Formación Freites está caracterizada por arcillas y lutitas verdes a gris verdoso, fisiles y fosilíferas. Presenta distintivos desarrollos de arenas, algunas glauconíticas, especialmente hacia la base de la unidad, cuyo origen sea posiblemente turbidítico o de frente de talud.

Su contacto con la Fm. Oficina es transicional y se basa en el cambio de coloración de los sedimentos, de verdosos en la Formación Freites a grises y marrones en la Fm. Oficina; en el contenido de glauconita, mayor en la Formación Freites; y en la presencia de fósiles diagnósticos (Hedberg *et al.*, 1947). Giffuni *et al.* (2000, 2001) refiere que el contacto Mioceno Temprano/ Mioceno Medio coincide con una inundación regional datada en 13.4 ma y caracterizada por la abundancia de foraminíferos de la Zona de *Globorotalia fohsi fohsi*. Carbón *et al.* (1997) asocia el límite Mioceno Temprano/Mioceno Medio con la superficie de inundación de 16.0 ma de Haq *et al.* (1988).

Hedberg (1947) menciona que el contacto de la Fm. Freites con la Fm. Las Piedras, suprayacente, es gradacional; sin embargo, en el Campo de Acema es claramente observable en la sísmica el contacto erosivo entre ambas formaciones

(fig. 49 y 103). Esta gran discordancia trunca reflectores paralelos de las unidades miocénicas infrayacentes. Di Croce (1995), Di Croce *et al.* (1999) y Sánchez (2001) presentan ejemplos similares costa afuera de la cuenca, asociándolos a erosión de canales de aguas profundas y cañones submarinos.

3.2.7. Plioceno/Pleistoceno

El Plioceno en el área está representado por la Fm. Las Piedras, aunque Hedberg (1947) y Erlich *et al.* (1992) le asignan a la formación una edad Mioceno Tardío/Plioceno.

La unidad está constituida por sedimentos finos, mal consolidados donde se incluyen areniscas y limolitas, algunos conglomerados, arcillitas solubles y lutitas poco compactadas. La formación es estéril; sin embargo, se ha reportado la existencia de restos de peces y plantas y raros especímenes de *Quinqueloculina fusca*. Su ambiente depositacional se infiere fluvial a marino somero, bajo condiciones estuarinas (Hedberg *et al.*, op. cit.).

La Formación Mesa, de edad Pleistoceno, consiste de espesos cuerpos de areniscas gruesas, friables, conglomerados, limolitas y arcillitas de ambiente continental: fluvial a lacustrino. Su contacto con la Fm. Las Piedras es difícil diferenciar, por lo que operacionalmente se les asigna como una sola unidad.

3.3. Estratigrafía Secuencial

3.3.1. Introducción

La estratigrafía secuencial como técnica para la interpretación de datos estratigráficos fue desarrollada por la compañía petrolera Exxon, a través de su grupo de investigación encabezado por el Dr. P. Vail, discípulo del Dr. Sloss quien fue el

primero en reconocer secuencias sedimentarias delimitadas por discordancias. Las ideas del grupo Exxon fueron publicadas en la Memoria 26 de la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG) en 1977 y a partir de esa fecha es referencia obligada de los estudios de estratigrafía (Mitchum *et al.*, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Van Wagoner *et al.*, 1988; Weimer *et al.*, 1993).

En la Memoria 26 se define una secuencia estratigráfica como “*una unidad estratigráfica que consiste en una sucesión relativamente conformable de estratos relacionados genéticamente, la cual está delimitada en su base y techo por discordancias o sus concordancias correlativas*” (Mitchum *et al.*, 1977). Se resaltan aspectos relativos a la identificación de secuencias en secciones sísmicas y su vinculación a cambios eustáticos del nivel del mar. En base del reconocimiento, correlación y datación de las discordancias, a los patrones de las terminaciones sísmicas y en data bioestratigráfica y de pozos, fue generada una curva de solapamiento costero (*coastal onlap*) para el Fanerozoico, donde se inferían los cambios eustáticos. En secciones sísmicas se reconocieron unidades limitadas por discordancias y se desarrollaron técnicas inter-regionales de correlación.

La estratigrafía secuencial, derivada de la estratigrafía sísmica, es un aporte multidisciplinario al análisis estratigráfico. Se basa en perfiles de pozos, núcleos y afloramientos, en adición a los perfiles sísmicos. Su aplicación ha renovado el análisis estratigráfico, al incorporar los ambientes sedimentarios y facies como componentes de sistemas depositacionales y sistemas encadenados, estos últimos responsables en la arquitectura de secuencias y parasecuencias.

La unidad fundamental de la estratigrafía secuencial es la “*secuencia*”. Una secuencia puede ser dividida en sistemas encadenados (*system tracts*), los cuales están definidos por su posición dentro de las secuencias y por los patrones de apilamiento de parasecuencias, limitadas por superficies de inundación marinas. Los límites de las secuencias y parasecuencias proveen un marco cronológico para la

correlación y el mapeo de unidades sedimentarias. Son definidas e identificadas por las relaciones físicas de los estratos, donde se incluyen la continuidad lateral y geometría de los límites de la unidad, por los patrones de apilamiento verticales y laterales y por la geometría lateral de los estratos contenidos en ellas (Vail *et al.*, 1977 Posamentier *et al.*, 1988; Posamentier y Vail, 1988; Weimer *et al.*, 1993). Se forman como resultado de interacciones entre las tasas de eustacia, subsidencia y aporte de sedimentos (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990). Representan ciclos completos de deposición limitados por discordancias (Emery & Myers, 1996).

Estos elementos estratigráficos pueden ser ordenados de acuerdo a su jerarquía en tiempo o duración, ya que se asume que las superficies que limitan cada unidad son líneas de tiempo y superficies con sentido cronológico y pueden ser utilizadas como una aproximación de líneas de tiempo, de tal forma que estas superficies pueden ser utilizadas para la reconstrucción de marcos cronológicos. Las secuencias, en este sentido, pueden ser clasificadas en términos de su orden de duración, comúnmente denominados: primer orden, segundo orden, tercer orden, cuarto orden, quinto orden, etc. (fig. 24). Una cuenca puede ser dividida por lo tanto en una jerarquía de secuencias, cada una de las cuales es el resultado de un orden particular de ciclicidad tectónica o eustática (Emery y Myers *et al.*, 1996; Krause, 1996).

La periodicidad de estos ciclos puede variar desde cientos de millones de años a decenas de miles de años. Ciclos de primero, segundo y tercer orden indican poca periodicidad. Ciclos de cuarto y quinto orden parecen reflejar una mayor regularidad cíclica o mayor frecuencia.

Los ciclos de avance o empotramiento continental, o ciclos de *Primer Orden*, están definidos por la mayor escala de todas. Su duración supera los 50 m.a. Son ciclos de *onlap* y *offlap* sedimentario de los supercontinentes y son controlados por la tectono-eustacia. Resultan de un ascenso general del nivel eustático asociado a la ruptura de los supercontinentes, aparición de dorsales oceánicas y desplazamiento de

Orden de Ciclo Eustático o Tectono-eustático	Unidad estratigráfica secuencial	Duración (ma)	Amplitud relativa del NM (m)	Tasa relativa de caída/elevación del NM (cm/1000 años)
I ORDEN	Megasecuencia	> 100		<1
II ORDEN	Supersecuencia	10-100	50-100	1-3
III ORDEN	Secuencia depositacional Secuencia compuesta	1-10	50-100	1-10
IV ORDEN	Parasecuencias Set de parasecuencias Secuencia de alta energía	0,1-1	1-150	40-500
V ORDEN	Parasecuencia Ciclo de alta frecuencia	0.01-0,1	1-150	60-700

Figura 24. Terminología, duración y jerarquía de ciclos o secuencias.
(Modificado de Kerans & Tinker, 1997, SEPM Short Course No. 40)

las aguas hacia los continentes. Están distribuidos regionalmente y relacionados a la formación de cuencas sedimentarias. Los ciclos de *Segundo Orden* tienen una duración de 3 a 50 m.a. y representan etapas particulares en la evolución de las cuencas. Resultan del agrupamiento de varios ciclos de tercer orden. Pueden ser causados por cambios en la tasa de subsidencia tectónica en la cuenca o por levantamientos en la fuente de aporte de sedimentos. Los ciclos de *Tercer Orden* o secuencias, representan la base de la estratigrafía secuencial. Tienen una duración comprendida entre 0.5 y 3 m.a. Son identificados por el reconocimiento de ciclos individuales de creación y/o destrucción del espacio de acomodación. Se considera que estos ciclos son controlados principalmente por la glacio-eustacia, aunque otros mecanismos tectónicos son posibles.

Los ciclos de Cuarto Orden, representan ciclos de somerización hacia arriba de las facies sedimentarias. Su duración es de 0.08 a 0.5 m.a. Están limitados por superficies que indican abrupta profundización. Se asocian a procesos autocíclicos dentro del sistema sedimentario. Los ciclos de Quinto Orden, o ciclos de alta frecuencia, tienen una duración de 0.03 a 0.08 m.a. Son explicados como el resultado de procesos climáticos y orbitales.

3.3.2. Antecedentes

Una variedad de modelos estratigráficos ha sido propuesta para la Cuenca Oriental de Venezuela; sin embargo, la mayoría de ellos son de carácter local, restringido a áreas o campos muy pequeños y muchos basados en correlaciones lito-estratigráficas. Otros, de carácter regional, se enfocan principalmente al sistema petrolero y estructural de la cuenca (Hedberg *et al.*, 1947; Mencher *et al.*, 1953; Renz *et al.*, 1958; Mencher, 1963; Dallmus, 1965; González de Juana *et al.*, 1980; Aymard *et al.*, 1990; James, 1990). Muchos de estos trabajos son de hace varias décadas, fechas para las cuales los conceptos de estratigrafía secuencial no se habían desarrollado completamente.

Estudios de carácter regional en la Cuenca Oriental de Venezuela, donde se integren varios campos mediante técnicas de estratigrafía secuencial son limitados. Entre estos se cuentan los trabajos de Erlich *et al.* (1992), Di Croce (1995), Passalaqcua *et al.* (1995), Parnaud *et al.* (1995), Di Croce *et al.* (1999), Blanco *et al.* (2000), Chigne *et al.*, (2000), Giffuni *et al.* (2000, 2001), Wood (2000) y Sánchez (2001).

En ellos se integran áreas distantes y 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 foreland. 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 tectono-estratigráficas 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. Blanco *et al.* (2000) identifican cuatro megasecuencias tectono-estratigráficas, separadas por discordancias de primer orden, al norte de la cuenca. 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. 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. Passalaqcua *et al.* (1995) proponen un modelo geodinámico para la cuenca. Explican la generación y migración de crudos en la Cuenca Oriental. 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 Temprano 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. Wood (2000) ofrece un marco tectono-estratigráfico para el Plioceno-Pleistoceno en la Cuenca de Columbus, Trinidad, donde reconoce hasta nueve “megasecuencias”, de 3000-4000 pies de espesor y depositadas sobre un período de 300000 a 500000 años cada una, resultantes de una sedimentación de un paleo-delta progradante del Río Orinoco. Sánchez (2001) reconoció cinco secuencias regionales limitadas por discordancias mayores en el margen sureste de la Placa Caribe y definió el marco crono-estratigráfico costa afuera del delta del Orinoco

En el área de estudio, recientemente se han construido modelos, aunque son de carácter local y cubren solo regiones específicas, basados en criterios de estratigrafía secuencial. En el campo de Mata-Araibel, Picarelli *et al.* (2000, 2001) estudiaron las relaciones estratigráficas entre las cuencas *foreland* de Maracaibo y Oriental. Señalaron que en ambas cuencas, las secuencias de segundo orden, durante la fase de desarrollo del foreland, muestran un similar patrón de apilamiento: de afinamiento y adelgazamiento hacia arriba, con predominio de eventos transgresivos sobre otros progradacionales. Sugieren un patrón general retrogradante para las secuencias de segundo orden. Basados en la relación arena/lutita, pudieron identificar cinco intervalos dentro de las secuencias de segundo orden. Abreu *et al.* (2001) dividieron la secuencia de *foredeep* en dos ciclos de segundo orden. Identificaron diez secuencias de tercer orden en el ciclo productivo del bloque Oritupano-Leona. Sugieren que los patrones de apilamiento de segundo y tercer orden son altamente controlados por la tectónica local.

Azálgora *et al.* (2000) presentan una síntesis estructural del área Oritupano-Leona y describen el marco tectono-estratigráfico local. Reconocen tres eventos

distensivos mayores asociados a los sistemas principales de fallas y responsables en la generación de las trampas de hidrocarburos del área.

3.3.3. Análisis secuencial, correlaciones y clasificación de secuencias

El desarrollo del modelo estratigráfico local fue logrado mediante la interpretación, análisis e integración de data de pozos, sísmica, de núcleos, bioestratigráfica y sedimentológica. Se identificaron las superficies estratigráficas tipo y se extrapolaron por toda el área a través de 13 transectos regionales (fig. 7, 8, 26, 27, 28 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35 y 36) cuya ubicación se indica en los mapas de las figuras 6 y 25. 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 fué basada en la duración o frecuencia de éstas, calibrándose con la correlación de Hardenbol *et al.* (1998). El modelo resultante representa un sistema estratigráfico que contiene secuencias compuestas de varios órdenes.

3.3.4. 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). Están representadas en el ciclo transgresivo-regresivo del Cretácico-Mesozoico, iniciado previamente en el Jurásico Tardío con la apertura y deriva del Atlántico Norte y que culmina con la regresión post-Turoniana, 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.

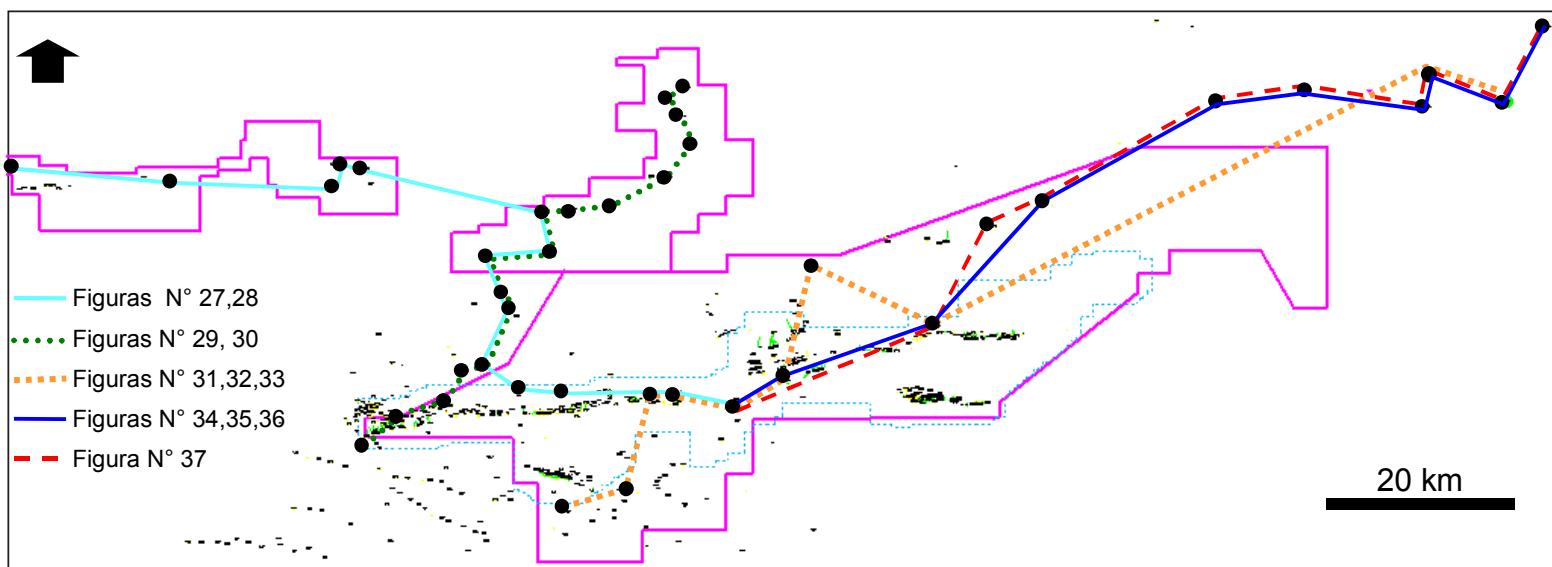


Figura 25. Mapa índice de secciones estratigráficas de correlación.

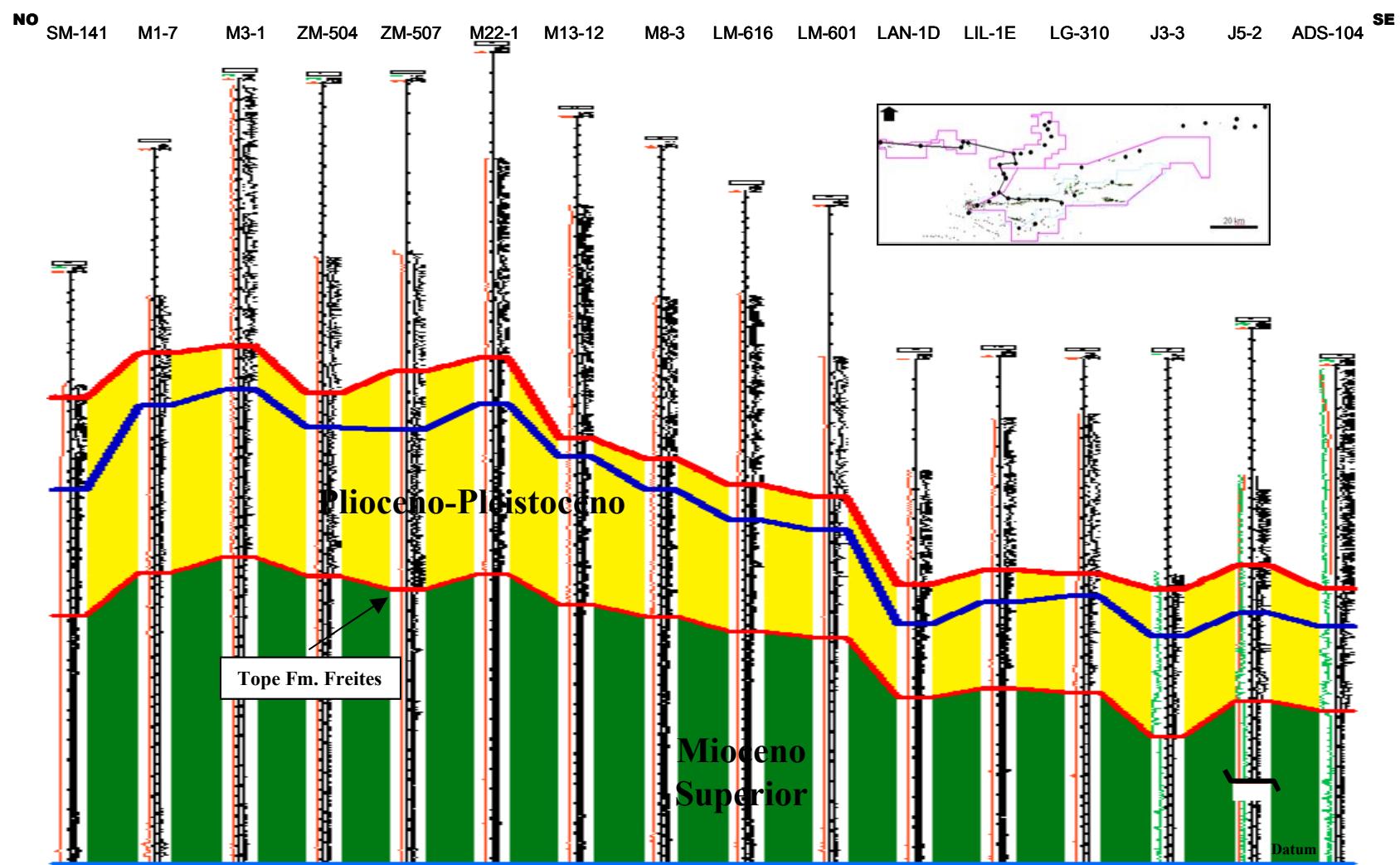


Figura 26. Correlación NO-SE de secuencias de 3^{er} Orden para el Mioceno Superior/ Plio-Pleistoceno. Datum MFS Ser 4/Tor 1. En el mapa insertado se indica la ubicación del transecto.

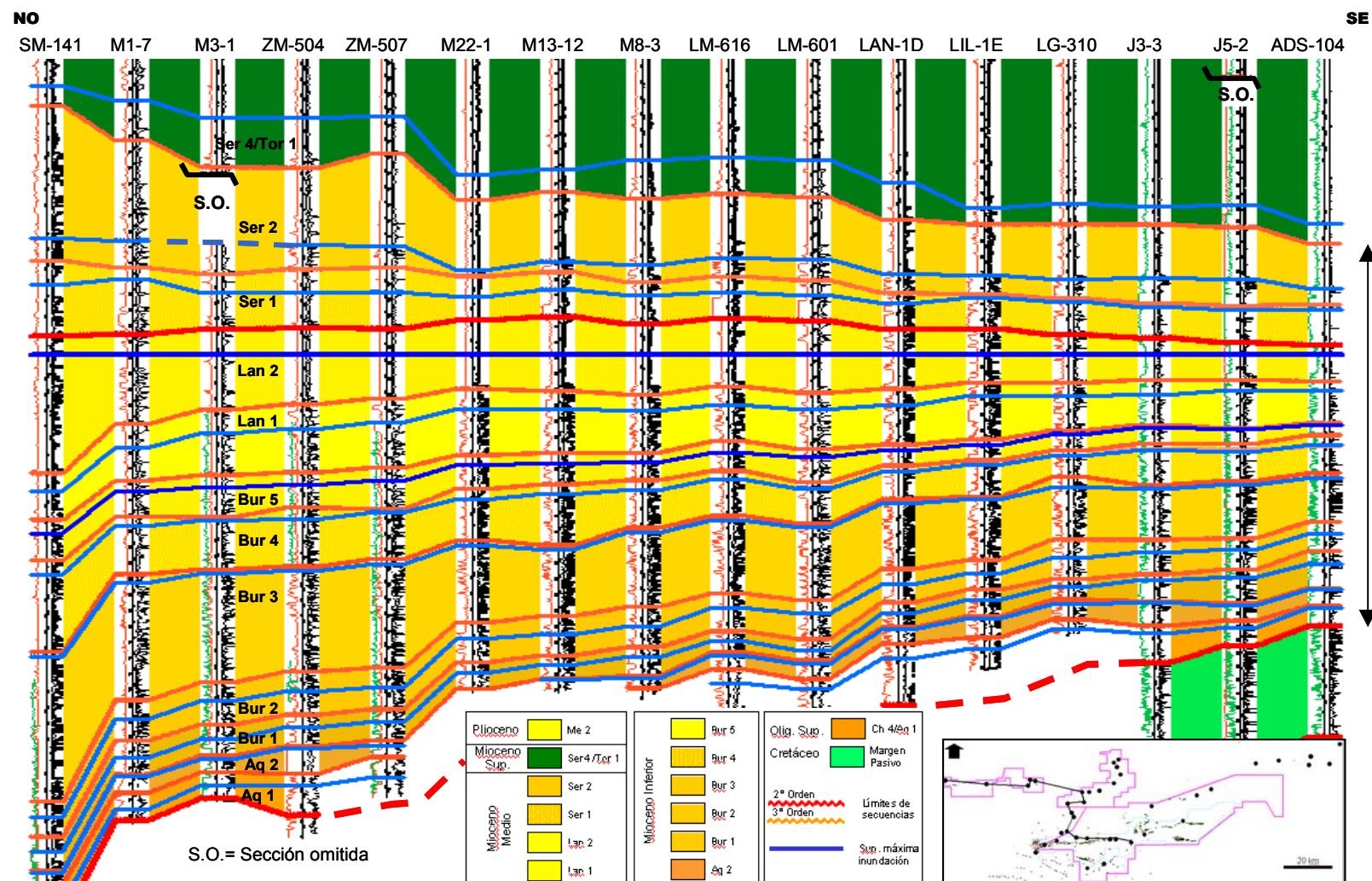


Figura 27. Correlación NO-SE de 3^{er} Orden sección Oligoceno Sup./ Mioceno Medio, donde se incluyen los campos Mata/Acema/Adobe/Adjuntas. Datum MFS Lan 2.

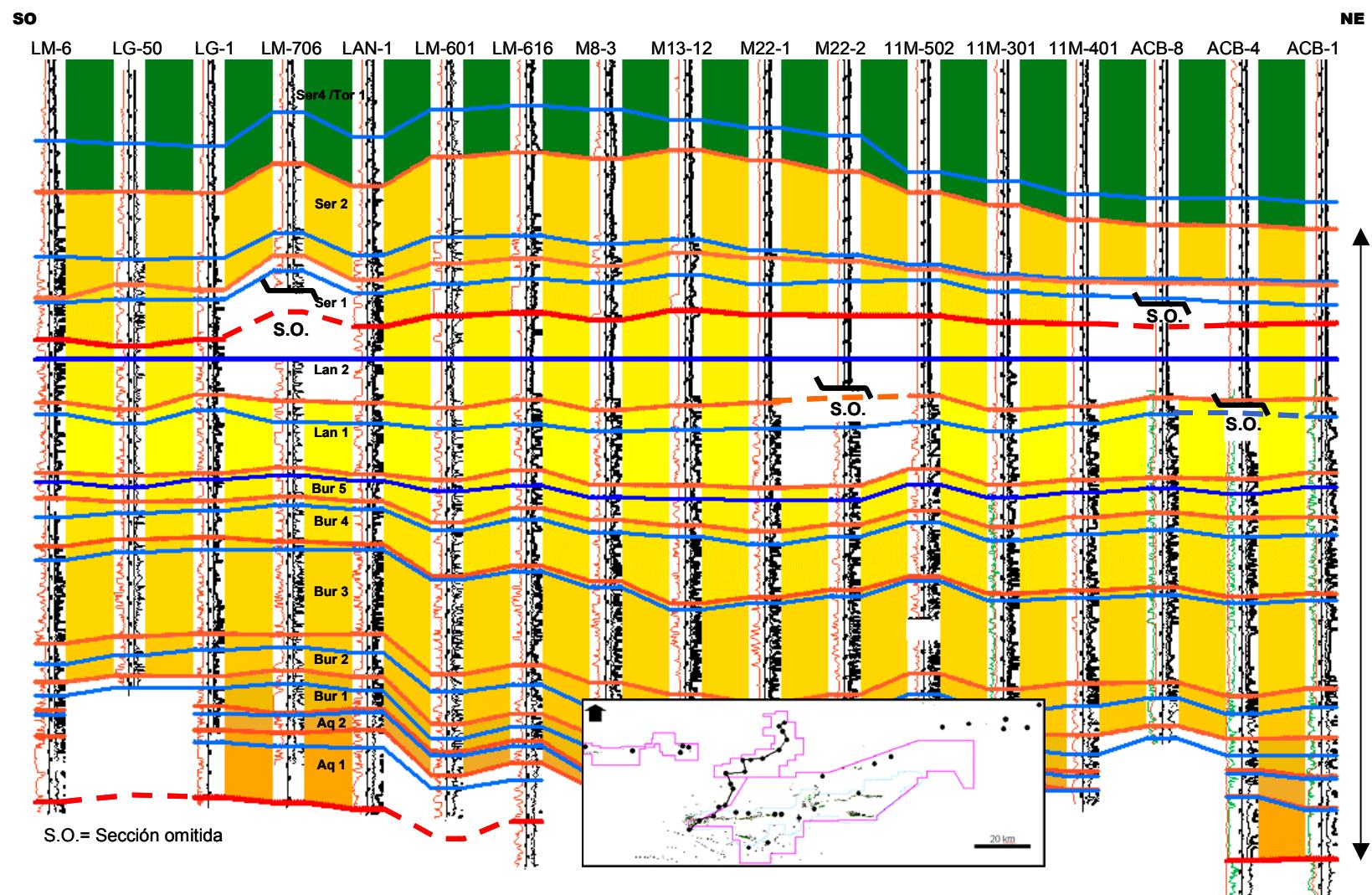


Figura 28. Correlación SO-NE de 3^{er} Orden para la secuencia Oligoceno Sup./ Miocene Medio, donde se incluyen pozos de los campos Leona y Acema. Datum en la superficie de inundación MFS Lan 2.

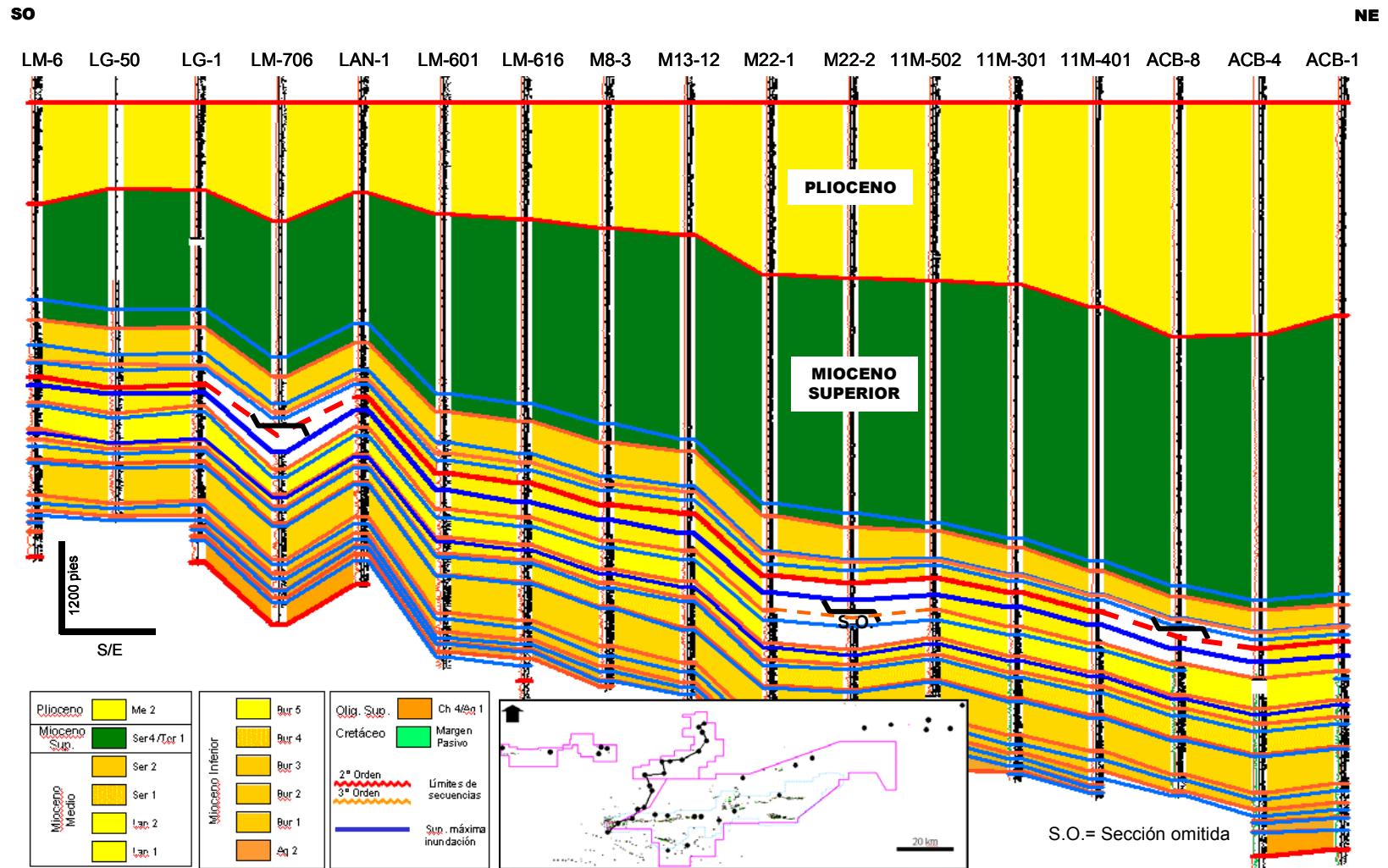


Figura 29. Correlación SO-NE de 3^{er} Orden donde se incluyen pozos de los campos Leona y Acema. Datum Intra-Plioceno. Se observa profundización progresiva de la secuencia del foredeep hacia el NE.

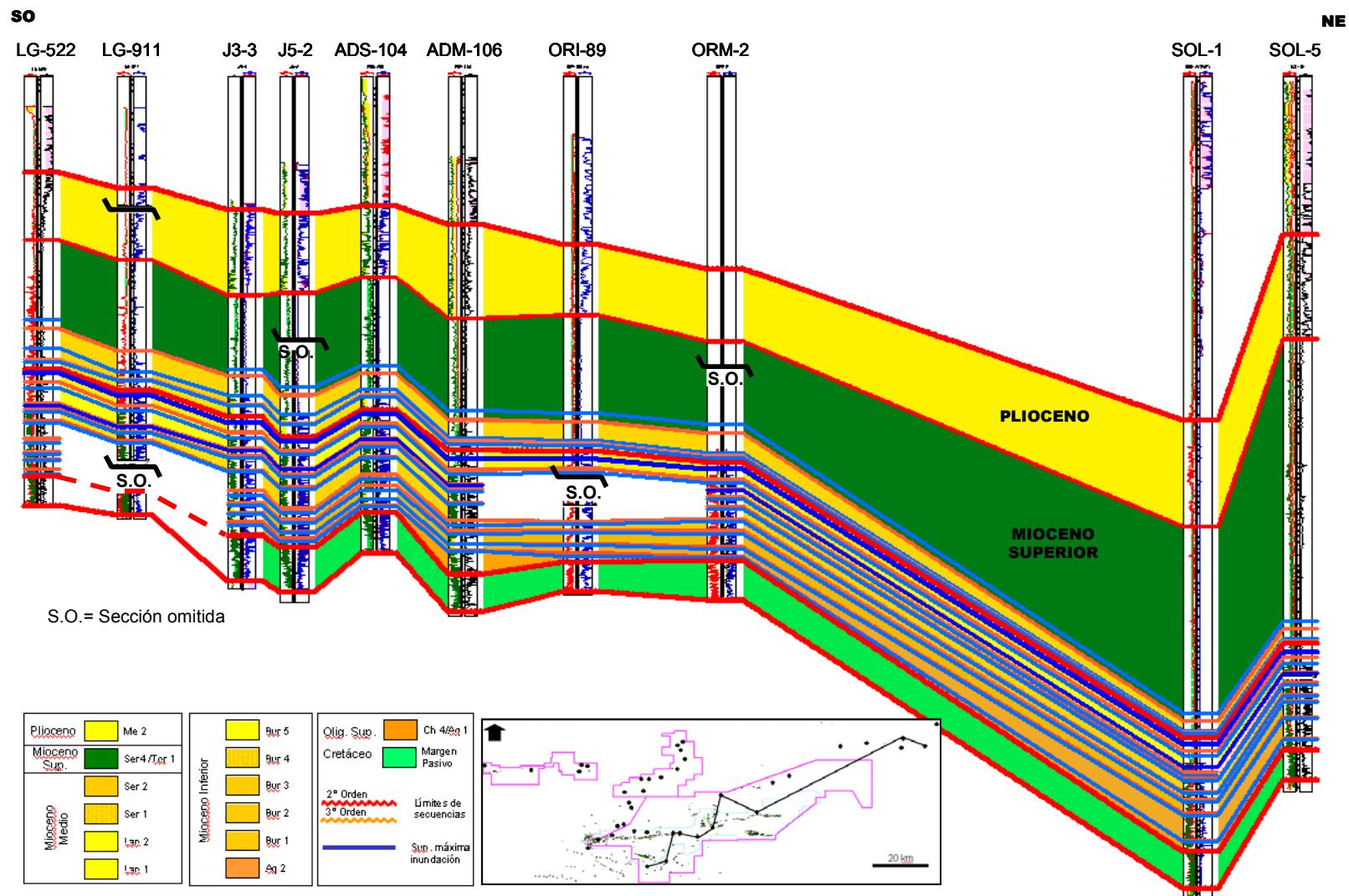


Figura 30. Sección estratigráfica SO-NE de secuencias de tercer orden, en el sector oriental del área .

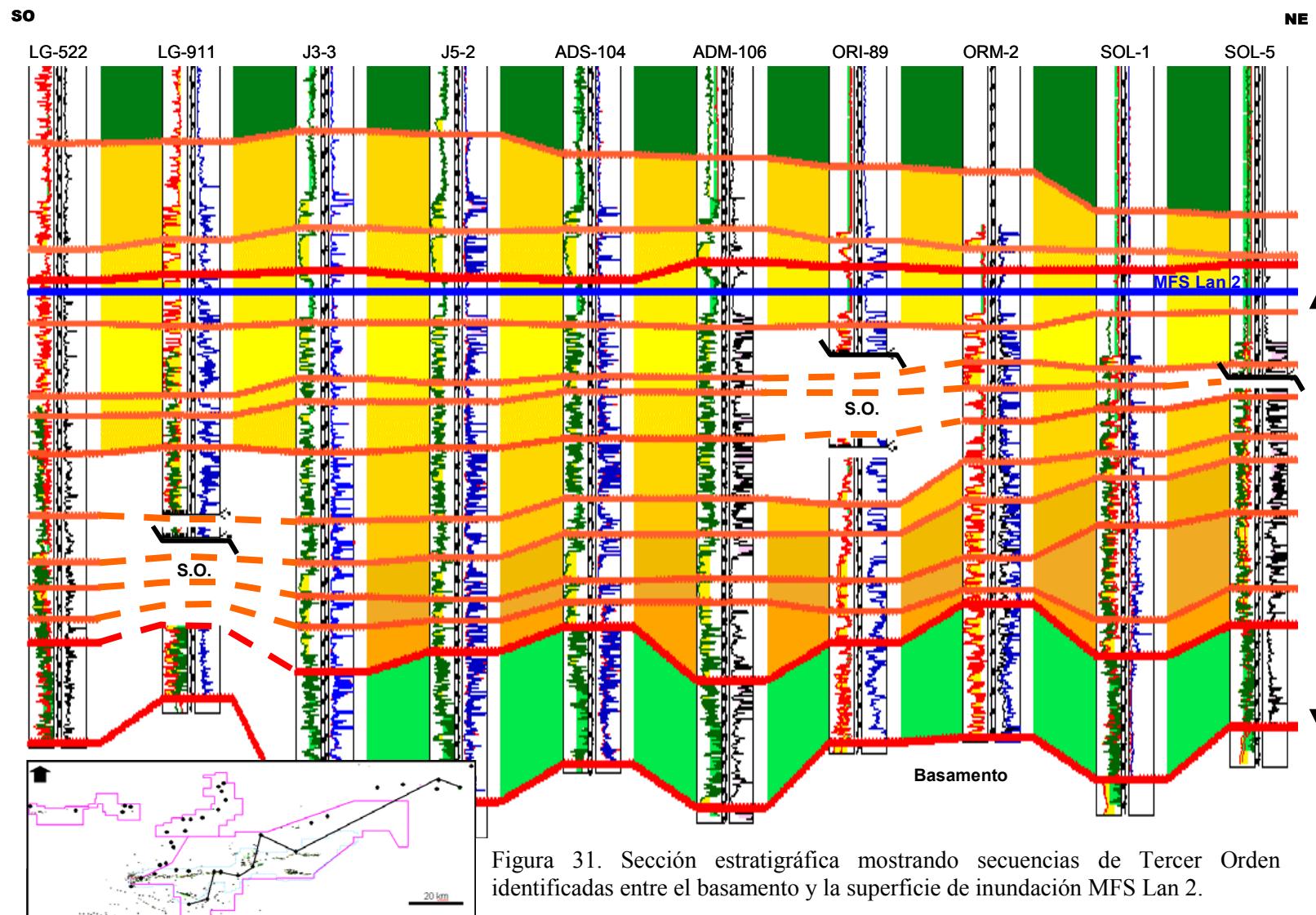
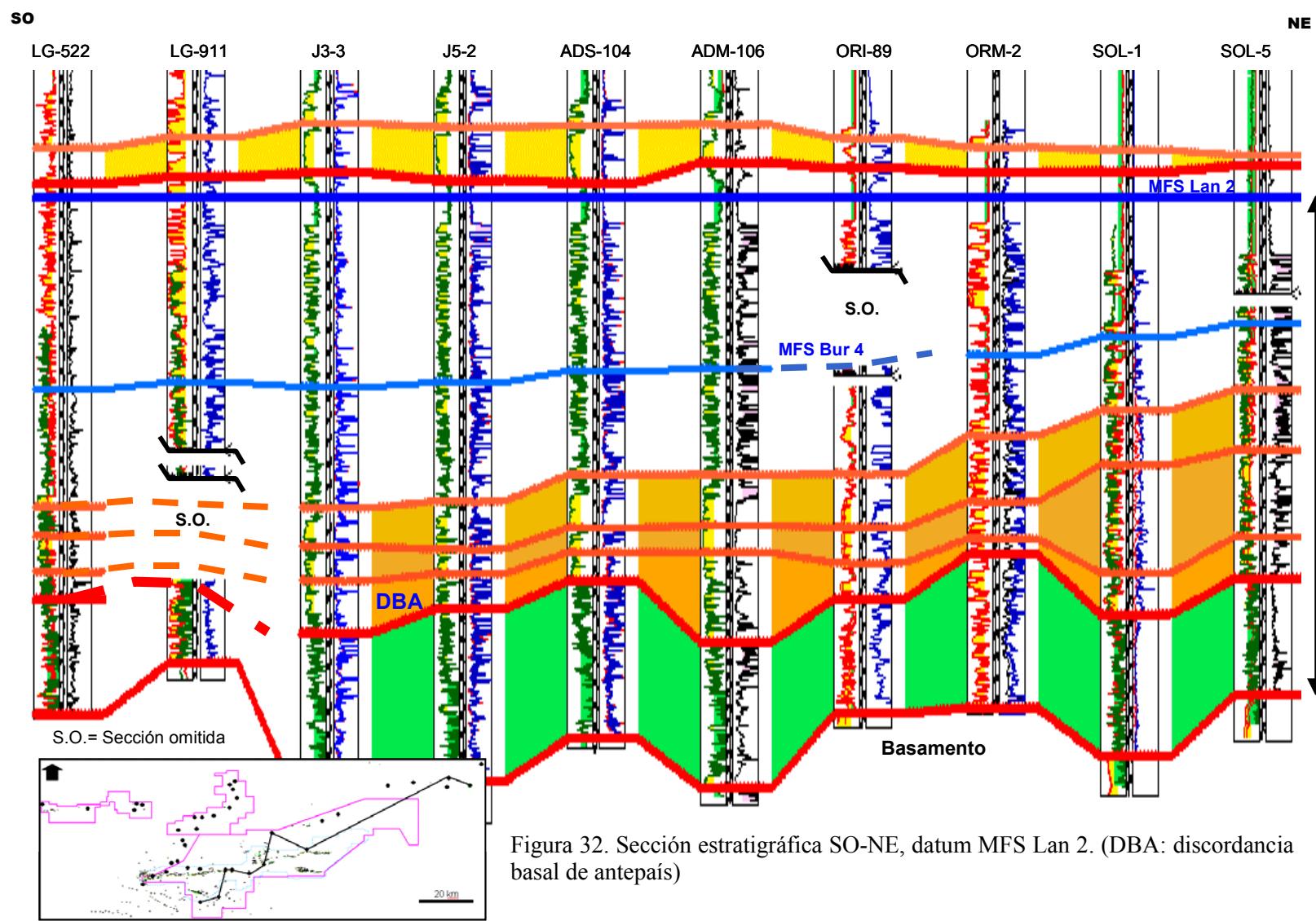


Figura 31. Sección estratigráfica mostrando secuencias de Tercer Orden identificadas entre el basamento y la superficie de inundación MFS Lan 2.



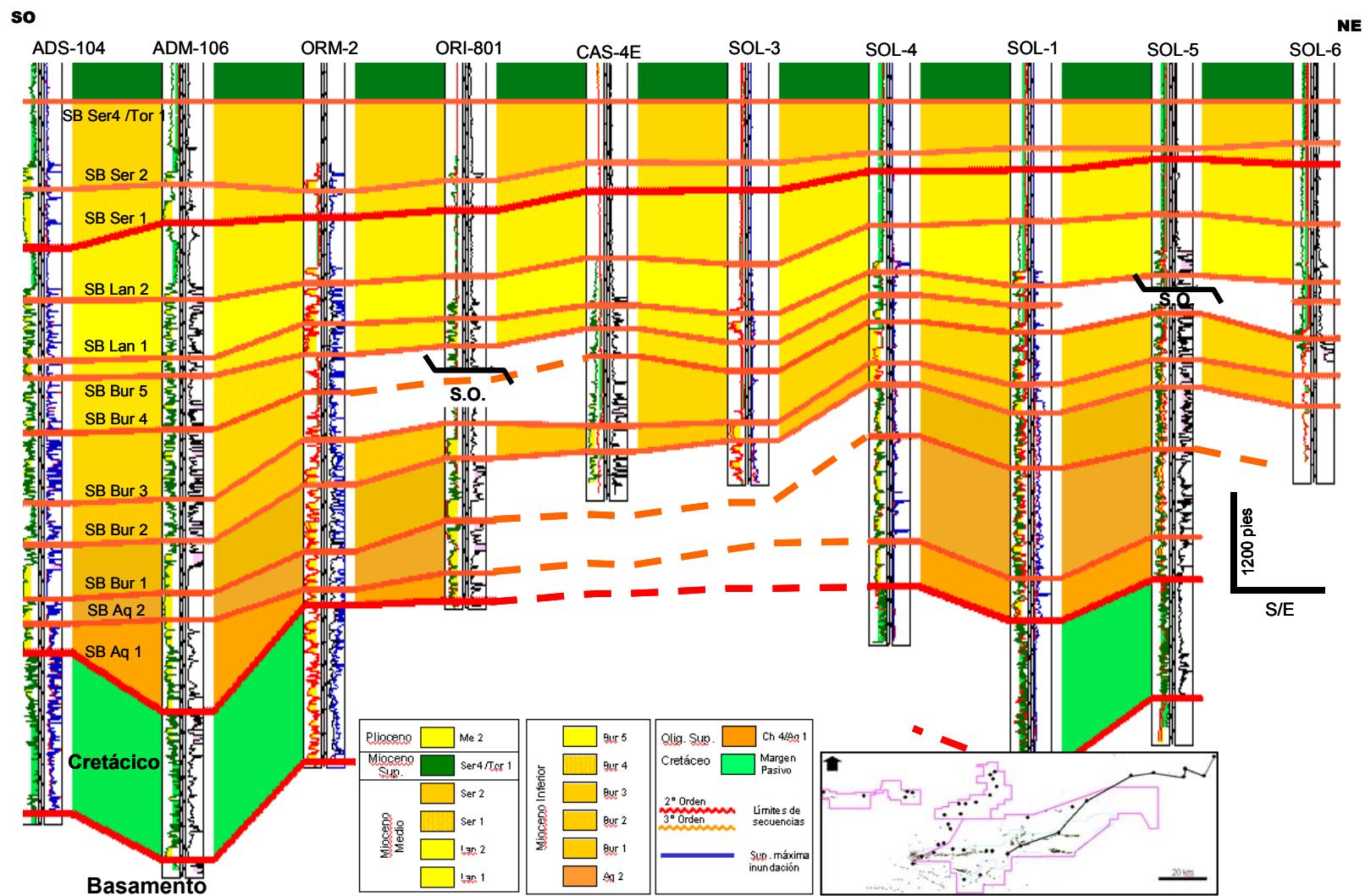


Figura 33. Correlación SW-NE que incluye pozos de los campos Adjuntas, Oritupano, Casma y Soledad donde se señalan los límites de secuencias de 3^{er} Orden en la unidad del Oligoceno Superior-Mioceno Inf. a Mioceno Superior. Datum al SB Ser 4 /Tor 1.

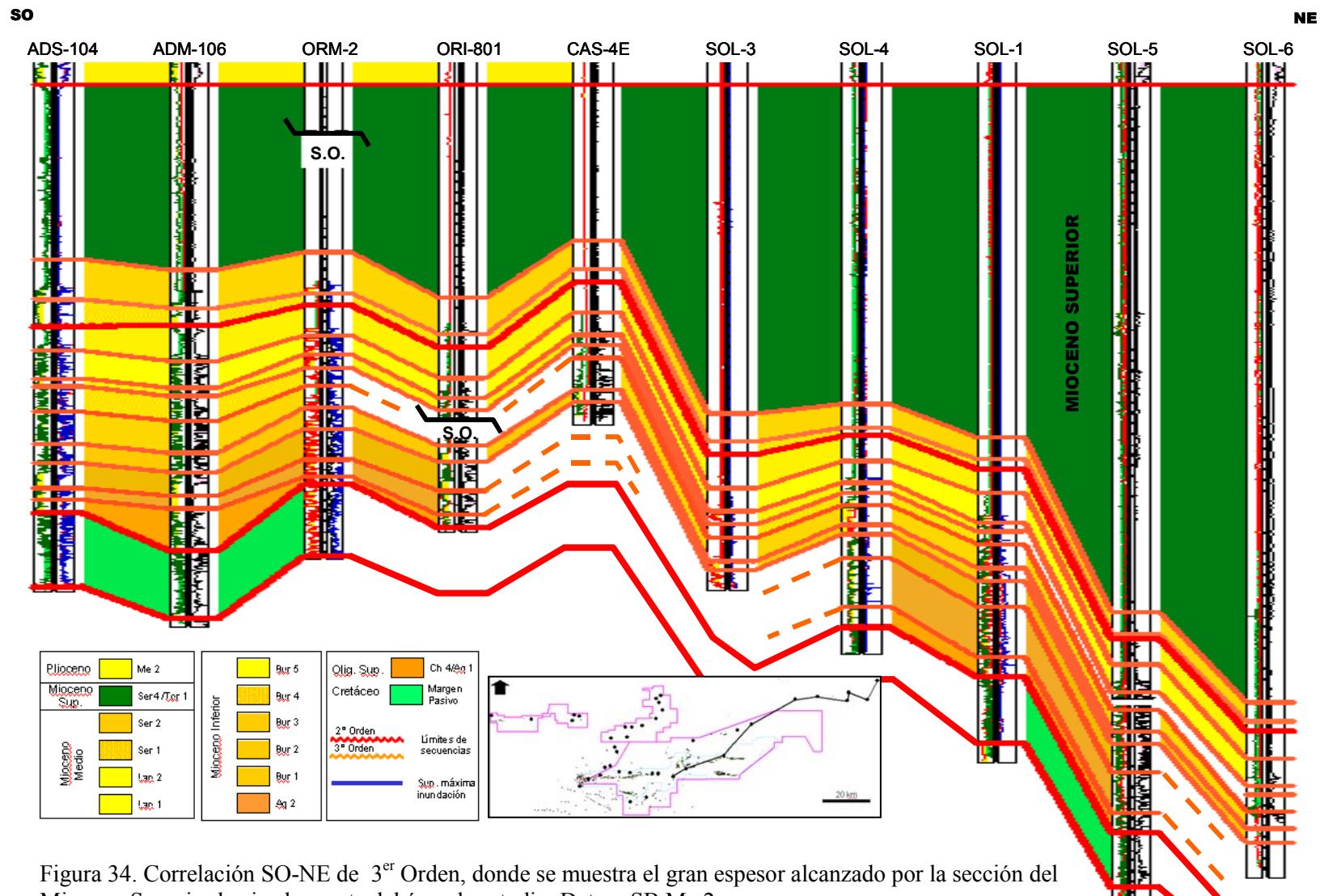


Figura 34. Correlación SO-NE de 3^{er} Orden, donde se muestra el gran espesor alcanzado por la sección del Miocene Superior hacia el noreste del área de estudio. Datum SB Me 2 .

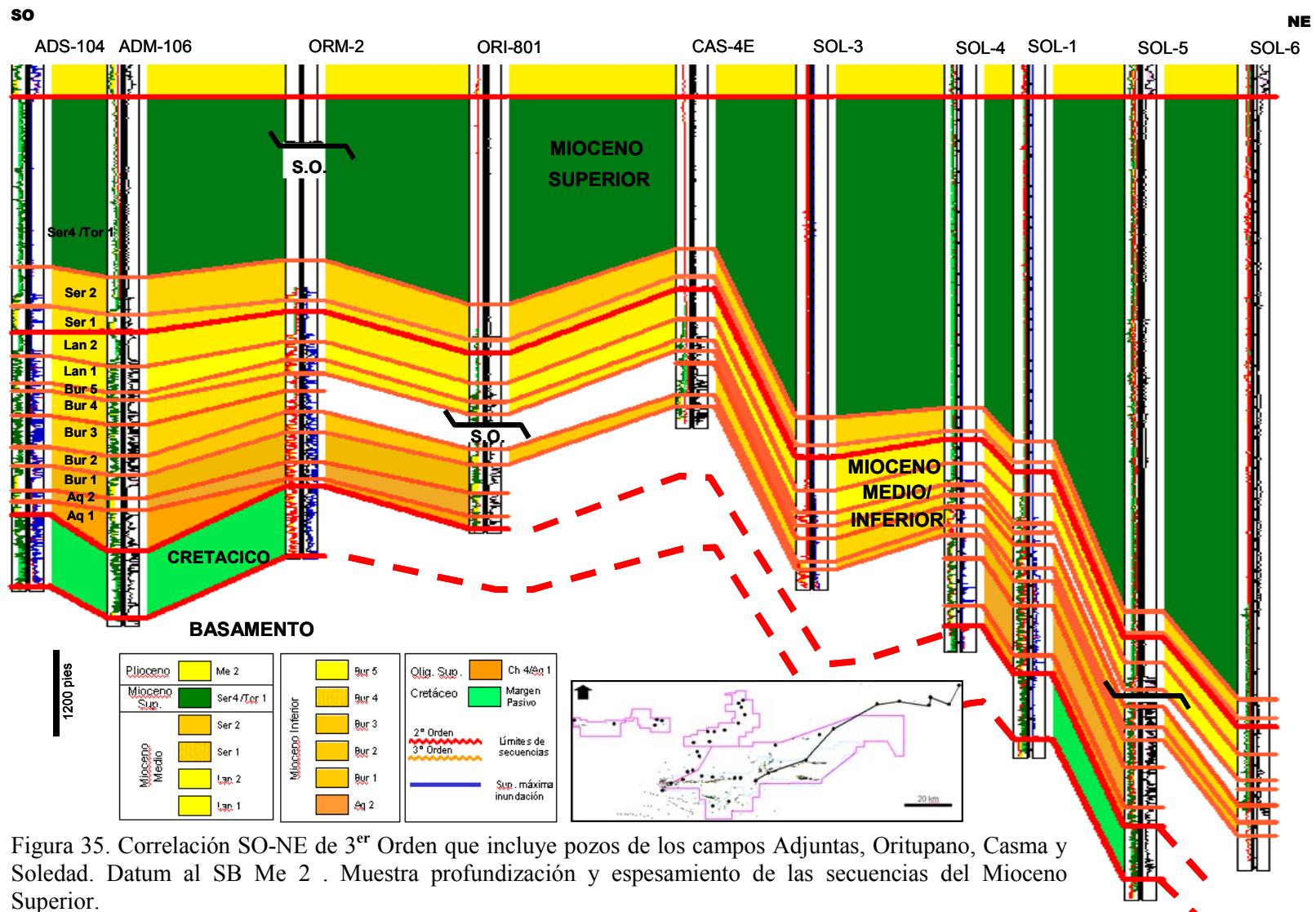


Figura 35. Correlación SO-NE de 3^{er} Orden que incluye pozos de los campos Adjuntas, Oritupano, Casma y Soledad. Datum al SB Me 2 . Muestra profundización y espesamiento de las secuencias del Miocene Superior.

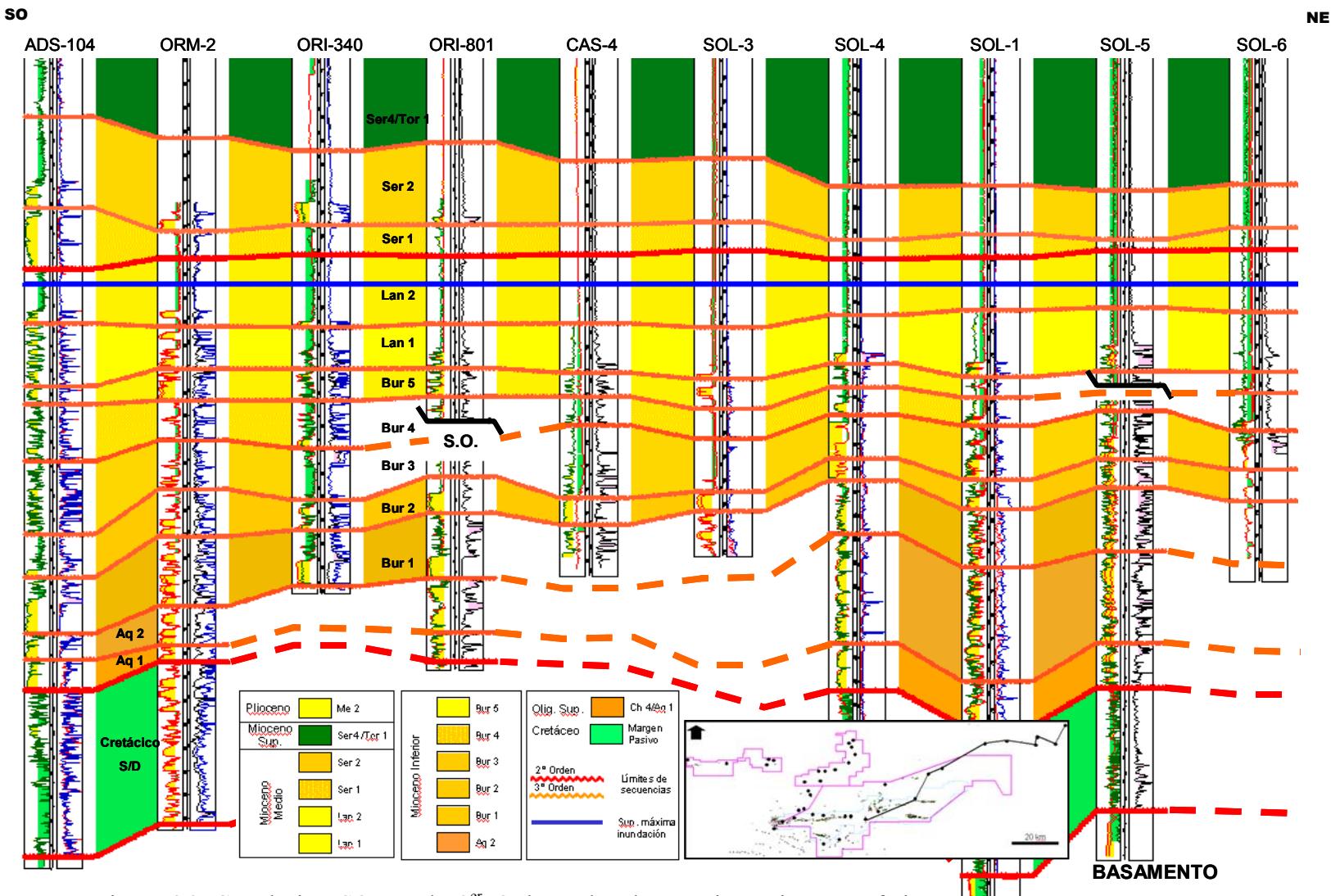


Figura 36. Correlación SO-NE de 3^{er} Orden sobre la sucesión Miocene Inferior-Mioceno Medio. Datum MFS Lan 2.

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.* (2000) refiere que cuenca adentro de la Cuenca Oriental dos discordancias regionales relacionadas a eventos tectono-estratigráficos mayores caracterizan el sistema petrolero. La primera discordancia correspondería a la instauración del margen pasivo, mientras que la segunda está asociada a la evolución del *foredeep*.

En el área de estudio, la identificación de secuencias de Primer Orden se basa en el reconocimiento de dos discordancias regionales. La primera está ubicada en el tope del basamento y separa sedimentos cretácicos de margen pasivo de rocas metamórficas precámbricas. La segunda, separa la secuencia clástica del *foredeep* del margen pasivo. Esta última, ha sido definida como la discordancia basal del *foredeep*. En la figura 37 se muestra la estratigrafía de primer y segundo orden presente 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 Fm. Merecure. Esta discordancia separa sedimentos del Oligoceno-Mioceno Inferior de los sedimentos cretácicos del Grupo Temblador, por lo que la sección del Paleoceno-Eoceno se encuentra ausente.

Di Croce (op. cit.) y Di Croce *et al.* (op. cit.) 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

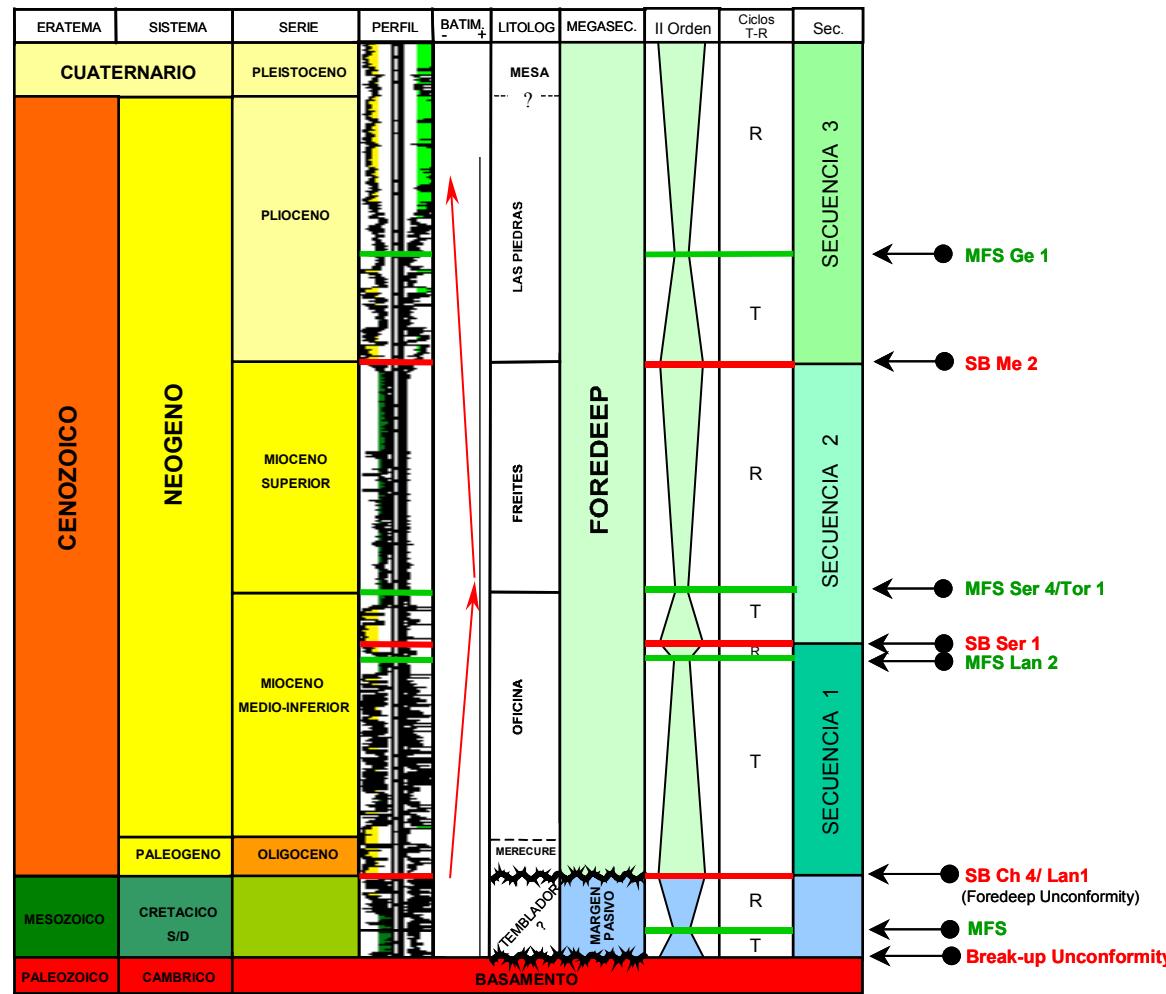


Figura 37. Estratigrafía de Primer y Segundo Orden. Se indican ciclos T-R, secuencias y principales superficies cronoestratigráficas.

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. El mismo autor, costa adentro de la cuenca, ubica la discordancia basal de antepaís al tope de la Fm. Merecure y la data en 25.5 ma aproximadamente; sin embargo, análisis de perfiles en el área de estudio sugieren que la Fm. Merecure pudiera representar la fase de *lowstand* del ciclo de foredeep de la cuenca. Esta última observación también es sostenida por otros autores (Abreu *et al.*, 2001; Picarelli *et al.*, 2000).

3.3.4.1. 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*.

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*, ésta última es la discordancia basal de antepaís. (fig. 38)

En el área, la secuencia de margen pasivo ha sido penetrada totalmente por una decena de pozos. 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.

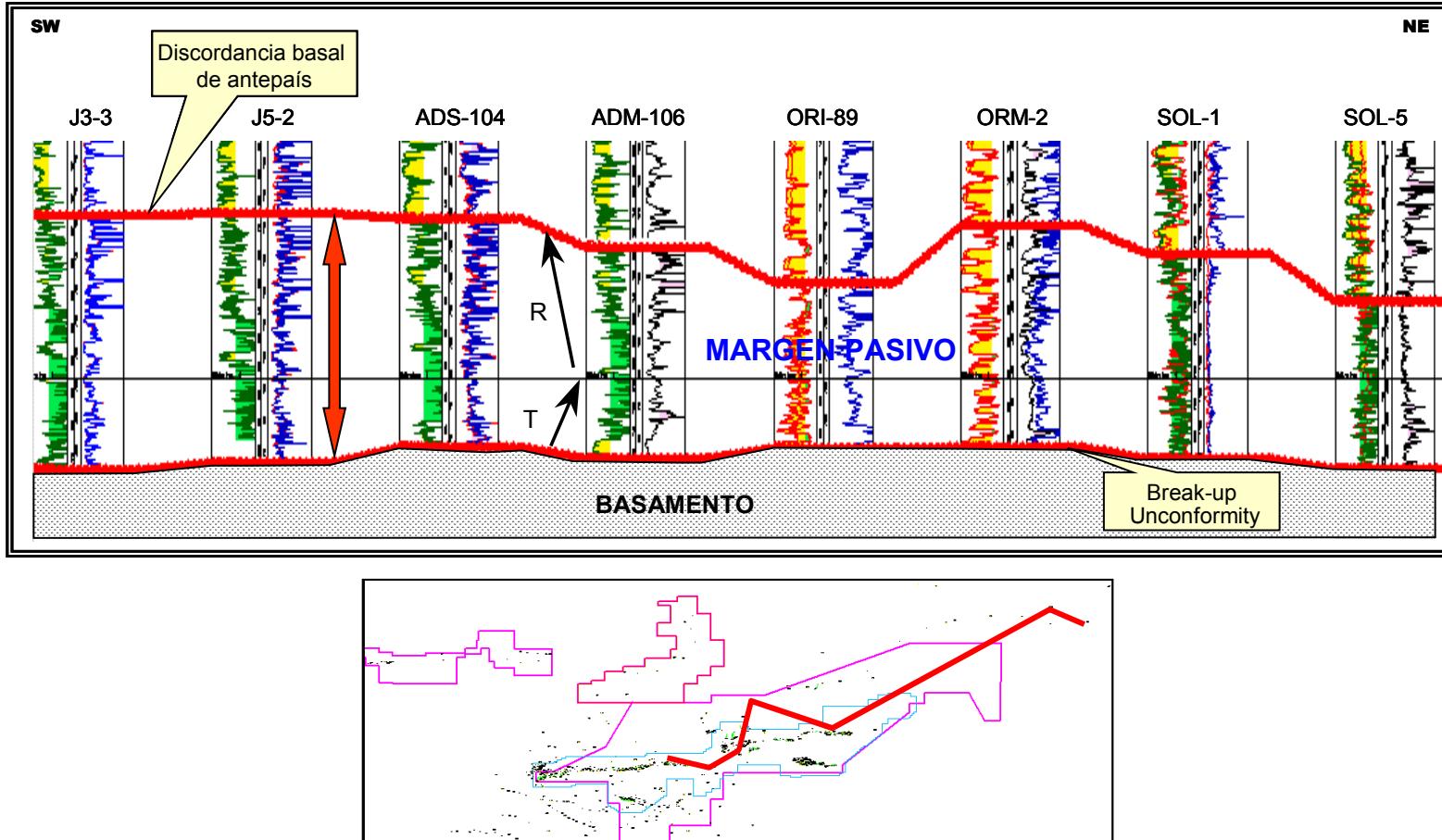


Figura 38. Sección estratigráfica donde se muestran características de la secuencia de Margen Pasivo. Se identifica un gran ciclo transgresivo-regresivo y las discordancias basal y de ruptura (*break.up*) que la separan del *foredeep* y del basamento, respectivamente.

Dentro de la secuencia de margen pasivo se pueden distinguir por lo menos tres ciclos transgresivos-regresivos de orden mayor; sin embargo, estas secuencias no han sido datadas plenamente (fig. 39). Las únicas referencias cronológicas que se poseen corresponden a estudios bioestratigráficos del pozo ORM-2 (Giffuni *et al.*, 1998), en el cual se estableció una edad Maestrichtiense para toda la secuencia, basada en la presencia de los palinomorfos *Coronifera oceánica*, *Oligosphaeridium complex*, *Ephedripites sp.*, *Gnetaceapollenites sp.* y *Echiperiporites estelae*.

Hacia el este de la cuenca, Di Croce (op. cit) y Di Croce *et al.* (op. cit.), reconocen sedimentos del Paleógeno dentro de la secuencia de margen pasivo e incluso llegan a diferenciar tres unidades estratigráficas principales: una inferior cretácica, otra del Eoceno-Paleoceno y una superior, correspondiente al Oligoceno. El mismo autor refiere que las unidades superior y media se localizan principalmente costa afuera de la cuenca y que la unidad del Paleógeno suele estar ausente, por erosión o no deposición, al sur del frente de deformación. En el área de estudio, el Paleógeno sólo está representado por la Fm. Merecure del Oligoceno; sin embargo, ha sido incluido en la secuencia de *foredeep*.

En el mapa estructural de la figura 40, realizado sobre el tope de la secuencia de margen pasivo, se observa una profundización progresiva hacia el norte de la secuencia, lo cual pudiera indicar una abierta circulación marina durante ese período.

Por correlación con pozos de los campos vecinos de Casma y Soledad, la secuencia de margen pasivo persiste hacia el norte y noreste, haciéndose ligeramente más espesa, donde llega a alcanzar hasta 700 pies en el último de los campos nombrados. En el mapa de la figura 41, la secuencia de margen pasivo muestra un espesor relativamente constante a lo largo del área de estudio. No se observa ninguna tendencia en particular, lo cual indica que la deposición de la misma se sucedió en un ambiente de relativa calma sobre una amplia paleoplanicie sutilmente inclinada al norte.

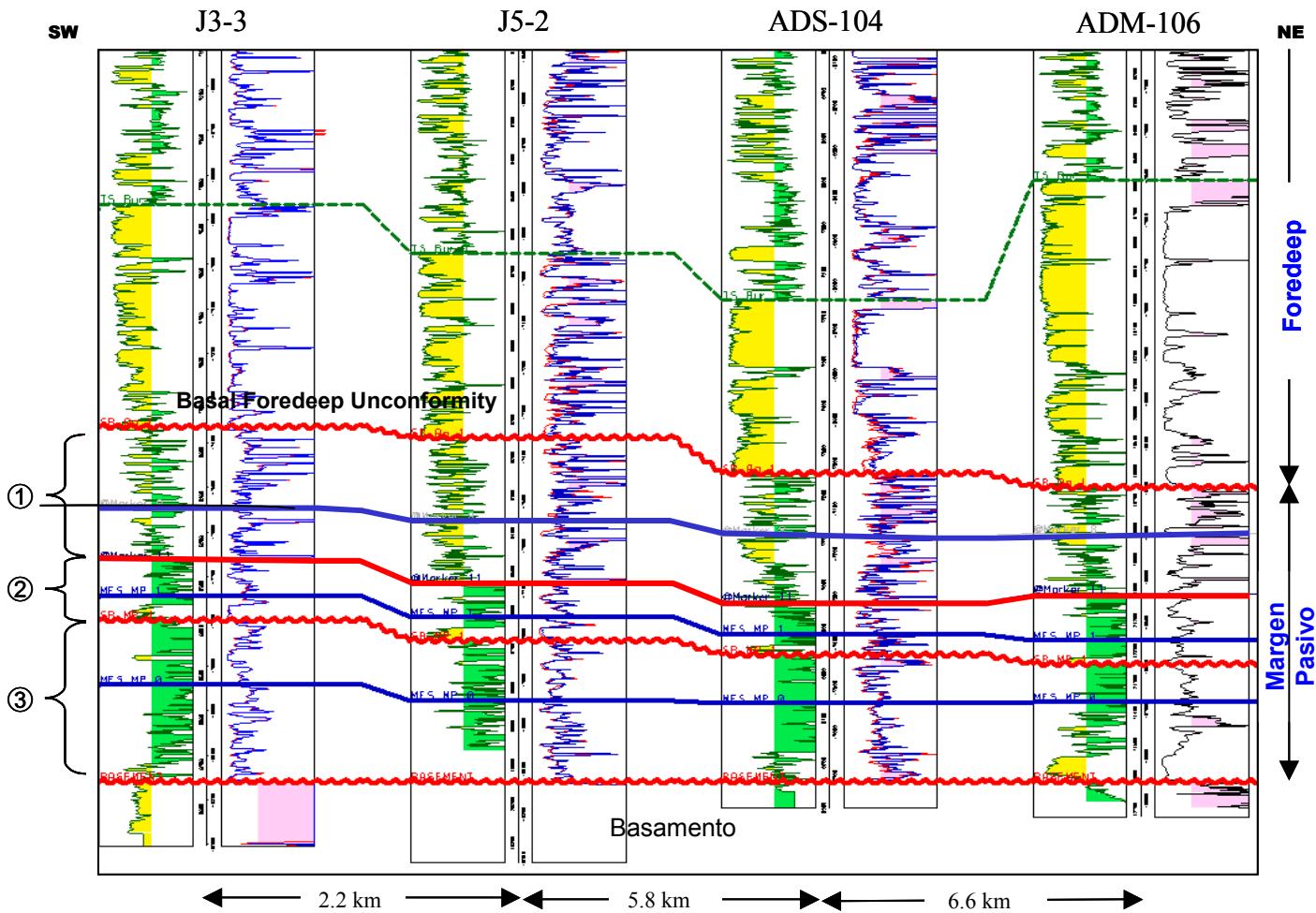


Figura 39. Sección estratigráfica a detalle de la secuencia de Margen Pasivo. La secuencia de margen pasivo es posible dividirla en por lo menos tres secuencias de orden mayor. El transecto sigue la misma orientación indicada en el mapa de la figura 38.

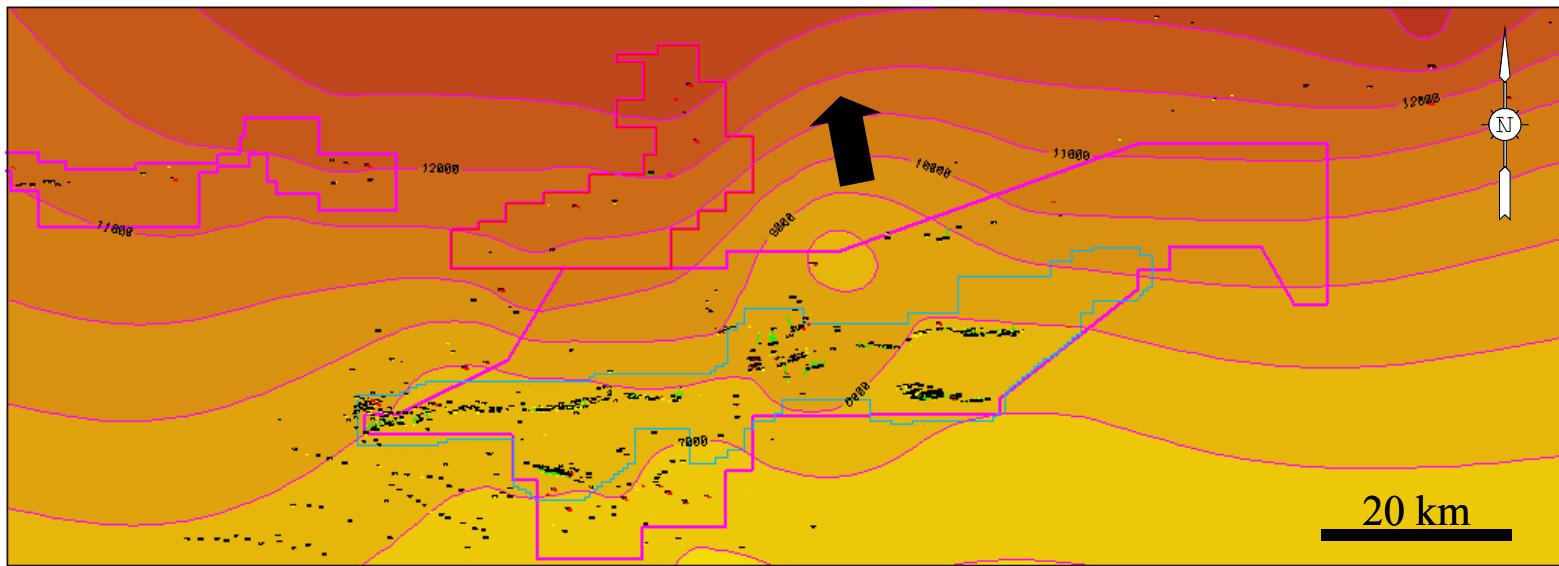


Figura 40. Mapa estructural al tope de la secuencia de margen pasivo, sobre la discordancia basal de antepaís. Contornos cada 1000 pies. Se indica la orientación preferencial de buzamiento del homoclinal.

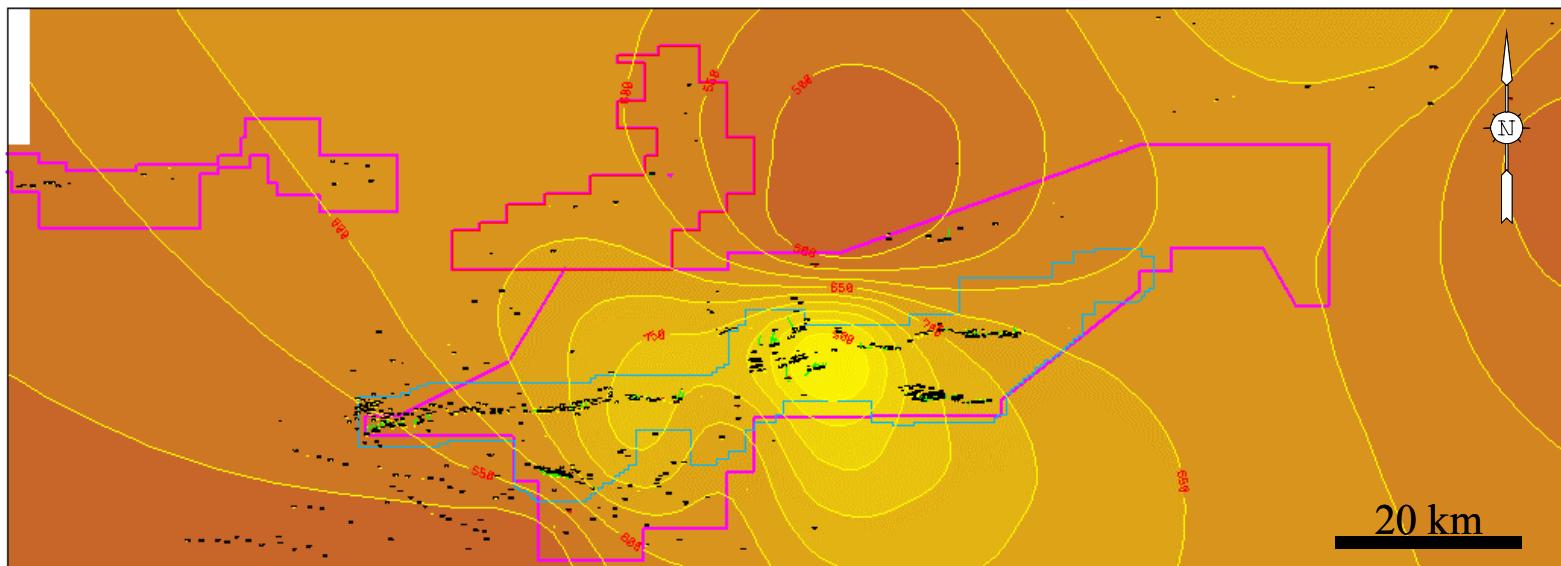


Figura 41. Mapa isópaco de la secuencia de margen pasivo (Basamento/SB Ch 4-Aq 1). Contornos cada 50 pies. No se observan variaciones significativas en el espesor de la secuencia.

3.3.4.2. "Foredeep"

La conversión de la Cuenca Oriental de Venezuela, de una cuenca de margen pasivo en una cuenca del tipo “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 Superior-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 Inferior-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. 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. 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.

En el área de estudio, la secuencia de *foredeep* contiene sedimentos de edad Oligoceno Superior, representados por la Formación Merecure, depósitos de edad Mioceno que abarcan las formaciones Oficina y Freites, hasta sedimentos de la Formaciones Las Piedras y Mesa, del Pleistoceno-Reciente. 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.

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 Fm. Merecure. Diversos autores

(Azalgara *et al.* 2000, Di Croce, 1995 y Di Croce *et al.*, 1999) sugieren que la secuencia masiva de arenas observada en perfiles y asignada como la Fm. Merecure representa sedimentos cretácicos de margen pasivo, por lo que el límite inferior de la secuencia de *foredeep* o discordancia basal de antepaís se localizaría al tope de la unidad. Esta observación es válida considerando que en este estudio esa misma secuencia ha sido interpretada como la fase de *lowstand* del ciclo de *foredeep*.

La secuencia del *foredeep* puede dividirse en tres intervalos: (a) uno que abarca el Oligoceno-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 (fig. 42).

En la secuencia oligo-miocénica del foredeep pueden distinguirse tres sistemas encadenados: un sistema de bajo nivel o *lowstand*, representado por la secuencia arenosa de la Fm. Merecure; un sistema transgresivo, el cual comprende principalmente sedimentos de la Fm. Oficina; y un sistema de alto nivel o *highstand*, representado por la Fm. Freites. Una superficie de máxima inundación se ubica en el límite aproximado entre el Mioceno Tardío-Medio. Se identifica como MFS Ser4/Tor1. Su edad ha sido datada en 13.4 ma (Giffuni *et al.*, 2000; 2001)) y coincide con el tope de la Fm. Oficina.

Las formaciones Las Piedras y Mesa (Plioceno-Pleistoceno) conforman el *lowstand* de un ciclo superior inconcluso.

En el mapa de la figura 43 se puede observar como el espesor de la secuencia de *foredeep* aumenta constante y progresivamente hacia el nor-noroeste, donde llega incluso a superar los 9500 pies de espesor. Se infiere un predominante aporte de sedimentos de una fuente ubicada al sur.

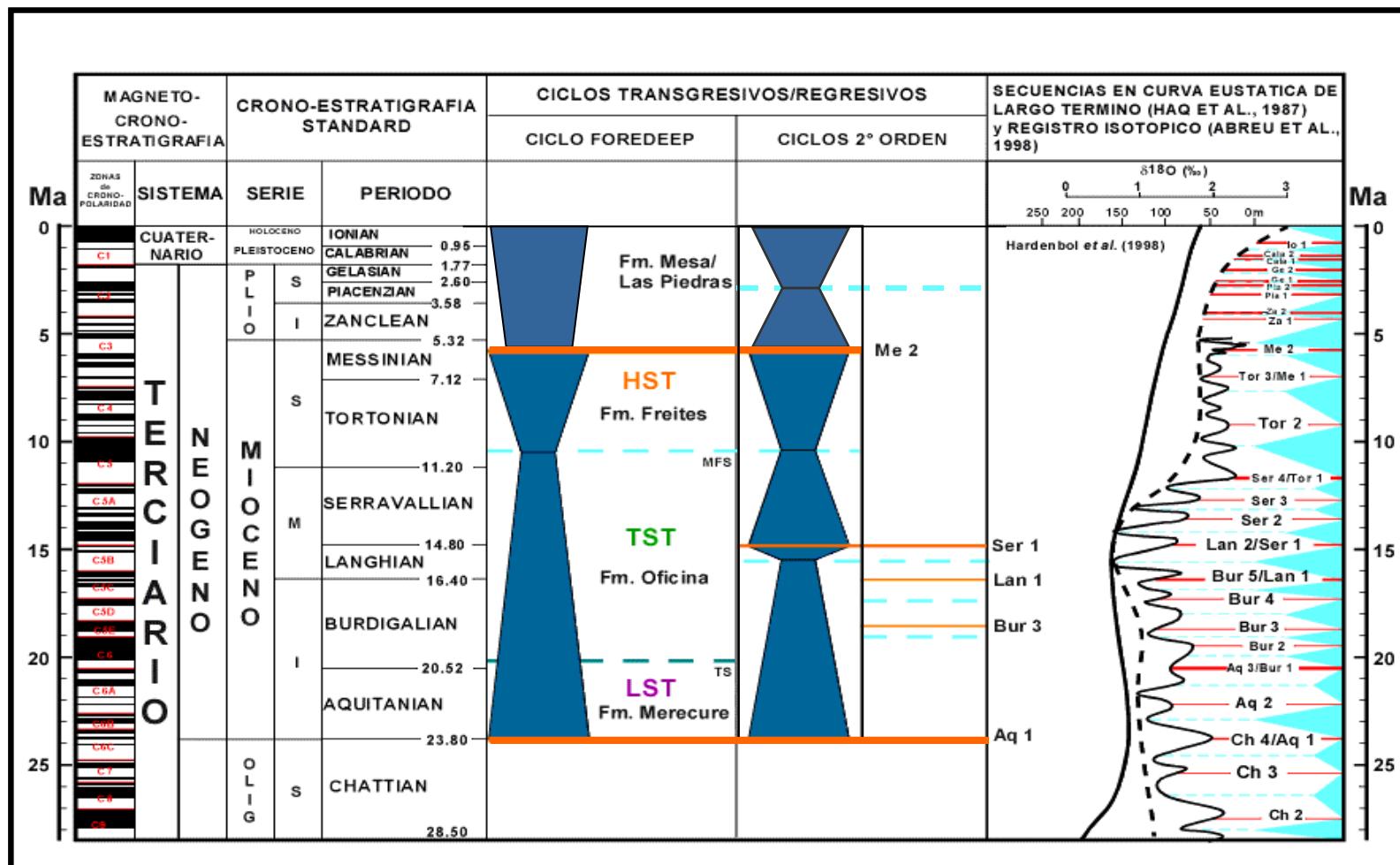


Figura 42. Cronoestratigrafía de la fase de *foredeep* en el área de estudio (Modificado de Abreu *et al.*, 2001).

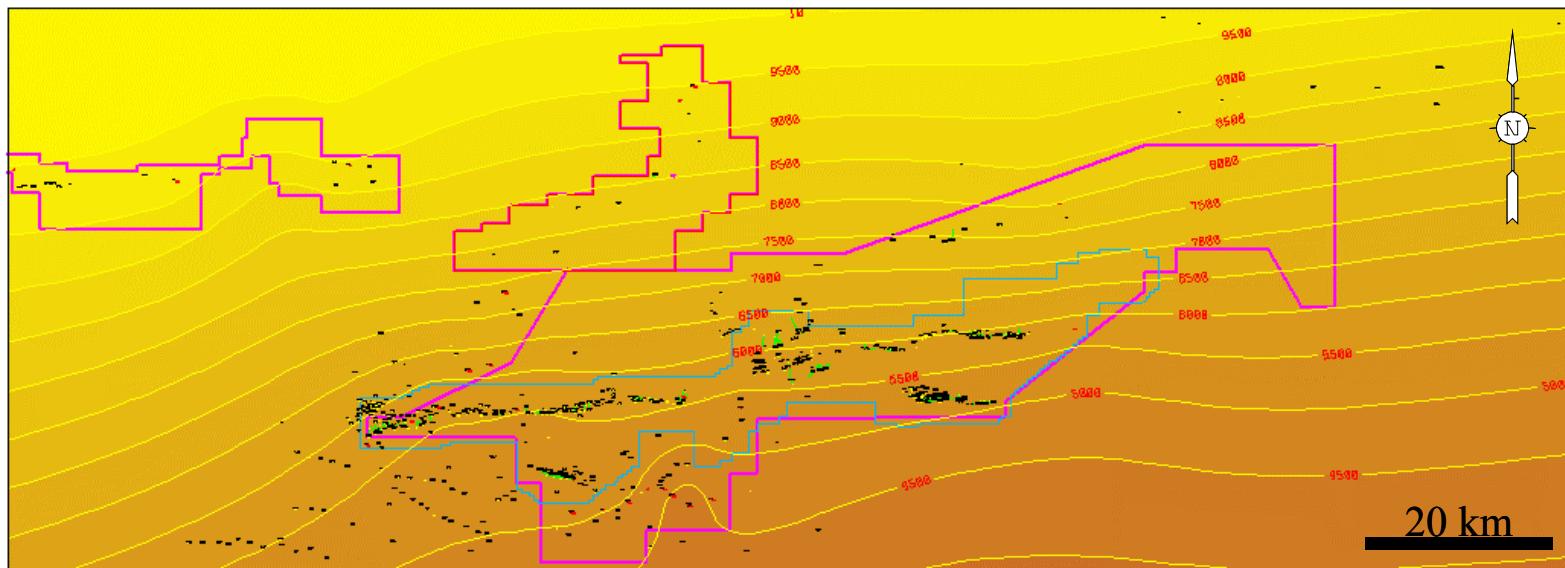


Figura 43. Mapa isópaco de la secuencia de *foredeep* (SB Ch 4-Aq 1 /SB Me 2). Se observa un incremento progresivo y constante del espesor en sentido nor-noroeste. Contornos cada 500 pies

3.3.5. Secuencias de Segundo Orden

Se ha interpretado que las secuencias de segundo orden observadas en el área de estudio están conformadas por secuencias de tercer orden apiladas en sistemas depositacionales y contienen límites de secuencias de orden mayor. De ello se deduce que las secuencias de segundo orden interpretadas se corresponden con las secuencias compuestas, definidas por Mitchum y Van Wagoner (1991).

Margen Pasivo: dentro la megasecuencia de margen pasivo se han reconocido posibles secuencias de segundo orden. Estas unidades pueden definirse como eventos transgresivo-regresivos determinados por el patrón mostrado en perfiles de pozos. Aunque se desconoce su edad, una importante superficie de inundación se interpreta en este ciclo. El evento transgresivo es de menor espesor que el evento regresivo, estando aún este último truncado por la discordancia basal de antepaís.

Secuencias de orden mayor y ciclos de muy alta frecuencia también han sido observadas hacia la parte superior de la secuencia (fig. 39).

Foreddeep: en la secuencia de *foreddeep* se han distinguido tres ciclos de segundo orden, definidos por la identificación de límites de secuencias y superficies de inundación relevantes, por el patrón de apilamientos y el estilo de sedimentación (figs. 42 y 44).

El primero de ellos se localiza entre los límites de secuencia Ch 4/Aq 1 y Ser 1, de edades Chataniense/Aquitaniense y Serravaliense, respectivamente. Se caracteriza por dos patrones de apilamiento: uno progradante a transgresivo en la base, que se inicia en el Aquitaniense u Oligoceno Tardío y culmina en el Bur 3 (Burdigaliense), y otro agradacional, que comprende desde el Burdigaliense al Serravaliense (fig. 44). Este ciclo, en general, es marcadamente asimétrico, con una fase transgresiva

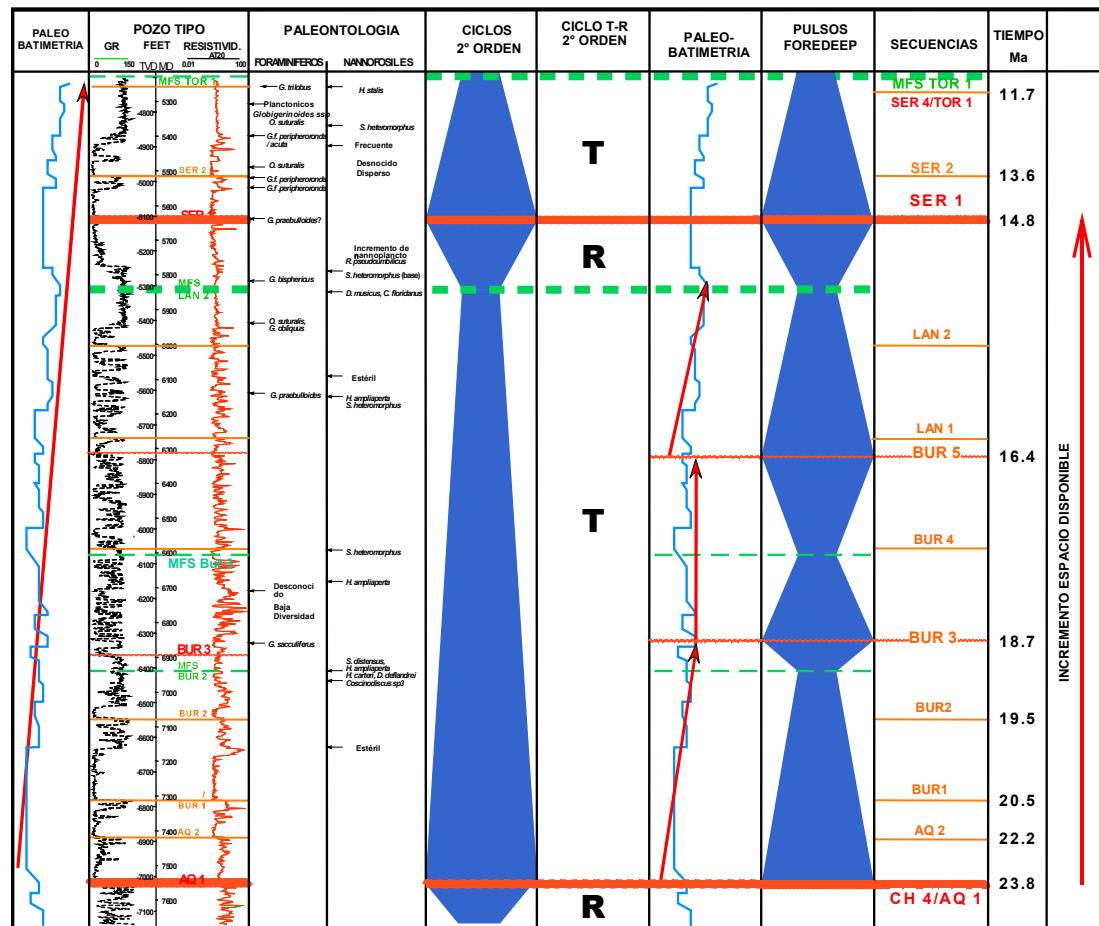


Figura 44. Ciclos transgresivos-regresivos de 2º Orden para la sección productiva del Mioceno. Se diferencian límites de secuencia de Tercer Orden (Modificado de Abreu *et al.*, 2001).

relativamente larga (Aquitaniense-Langhianiense) y una fase regresiva de muy corta duración (Langhianiense Superior-Serravaliense) tal como se aprecia en la figura 45.

El mapa isópaco de la figura 46 muestra el espesor de este ciclo. Se observa que los mayores espesores ocurren hacia el oeste del área, donde se alcanzan los 3000-3500 pies, como consecuencia de la disponibilidad de un mayor espacio de acomodación.

Una superficie de máxima inundación MFS Lan 2 es claramente observable en el Langhianiense, 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 47, donde se puede observar una continua y progresiva profundización de la estructura hacia el norte, en la misma dirección del depocentro principal.

La segunda secuencia abarca desde la superficie SB Ser 1 (Serravaliense) hasta la discordancia erosional asociada a la Fm. Las Piedras (Mesiniense), cuya edad ha sido definida en 5.5 ma. Esta última discordancia representa el límite Mioceno-Plioceno. El ciclo muestra un patrón transgresivo, dominado por los sedimentos pelíticos de la Fm. Freites donde se identifica una superficie de máxima inundación asociada a la transición del Mioceno Medio al Mioceno Superior. El espesor de la secuencia se presenta en el mapa de la figura 48.

La secuencia superior, inconclusa, abarca sedimentos del Plioceno al Reciente y presenta un patrón completamente regresivo (fig. 49). Dentro de la secuencia ha sido definido un ciclo, relativamente asimétrico, de segundo orden. Tiene por límite inferior la discordancia observada entre las Fms. Las Piedras y Freites o superficie SB Me 2 (Mesiniense). Su tope no ha sido determinado.

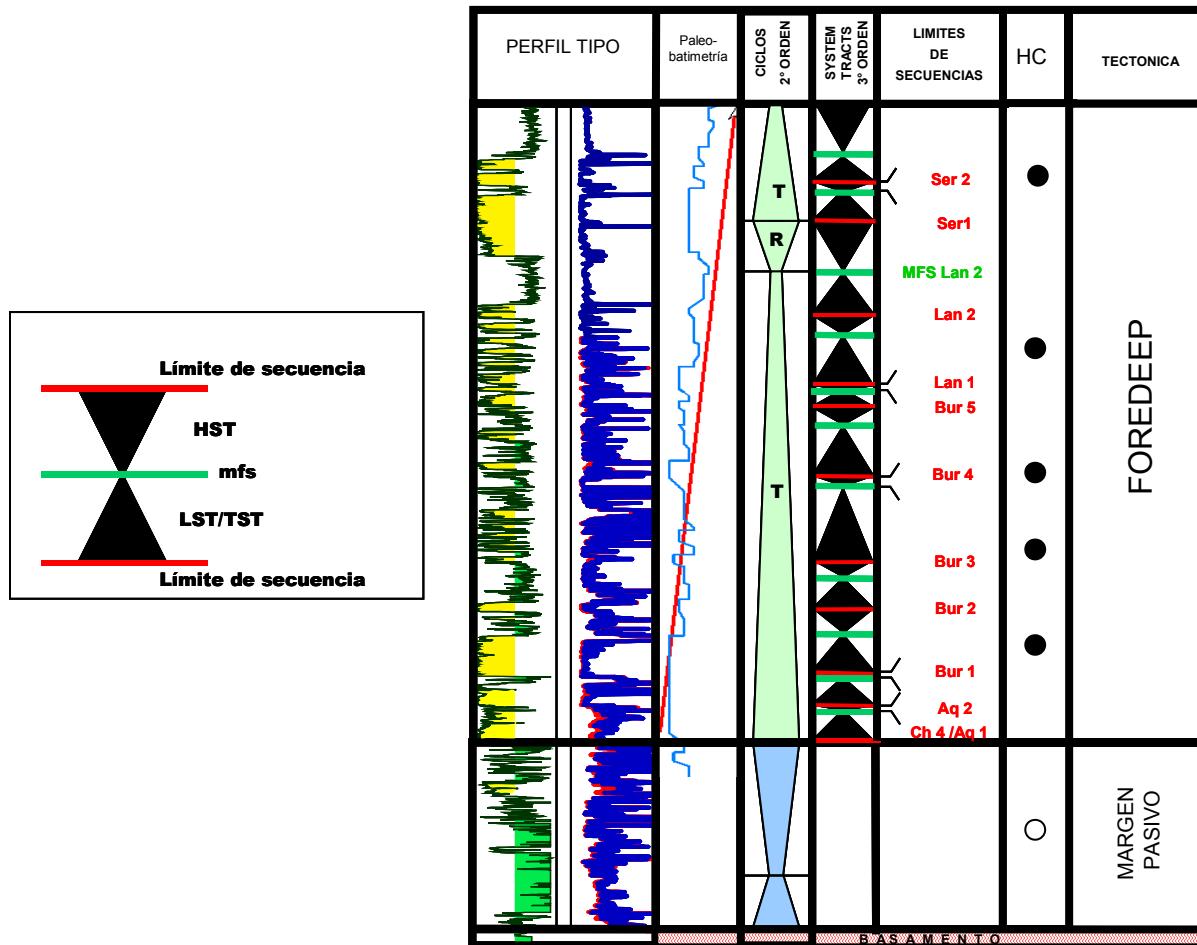


Figura 45. Estratigrafía Secuencial de 2º y 3º Orden para el Mioceno Inferior-Medio. Se indican ciclos transgresivos-regresivos para secuencias de segundo orden, límites de secuencias y *systems tracts* de tercer orden.

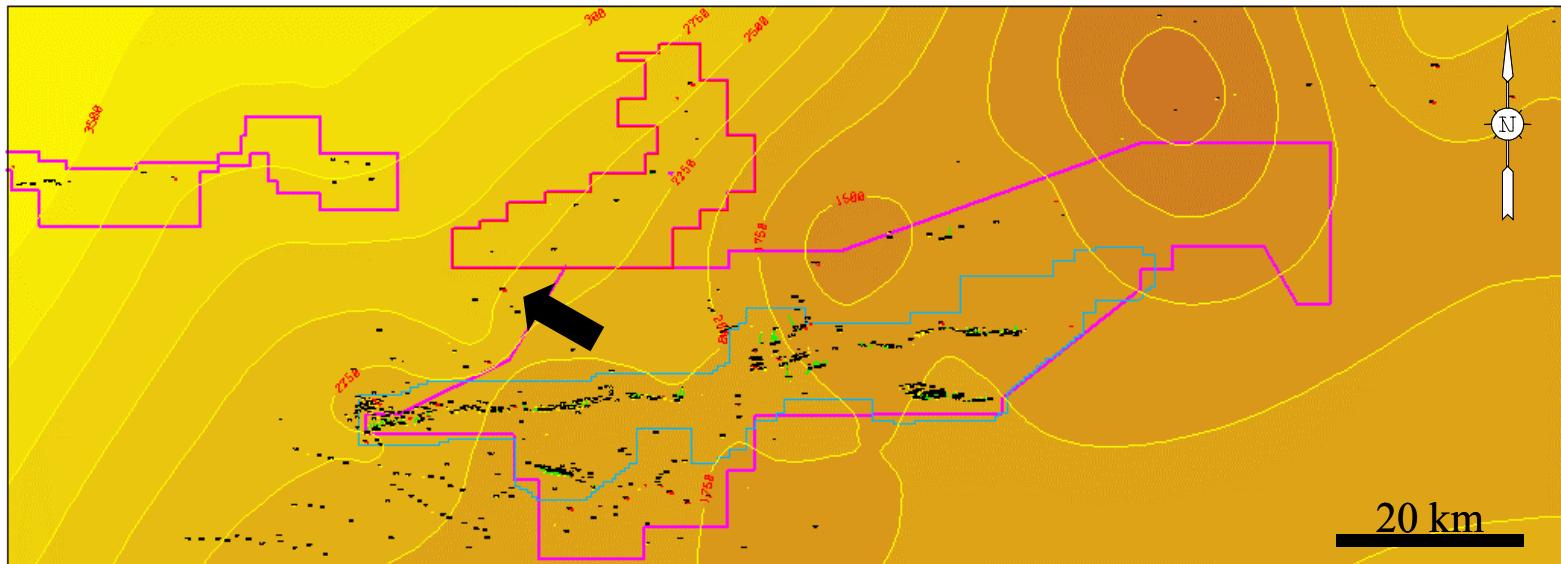


Figura 46. Mapa isópaco de la secuencia de Segundo Orden comprendida entre los límites de secuencia SB Ch 4/Aq 1 (Oligoceno/Mioceno Inferior) y SB Ser1 (Mioceno Medio). Contornos cada 250 pies. Se indica la zona con mayores esnesores del área

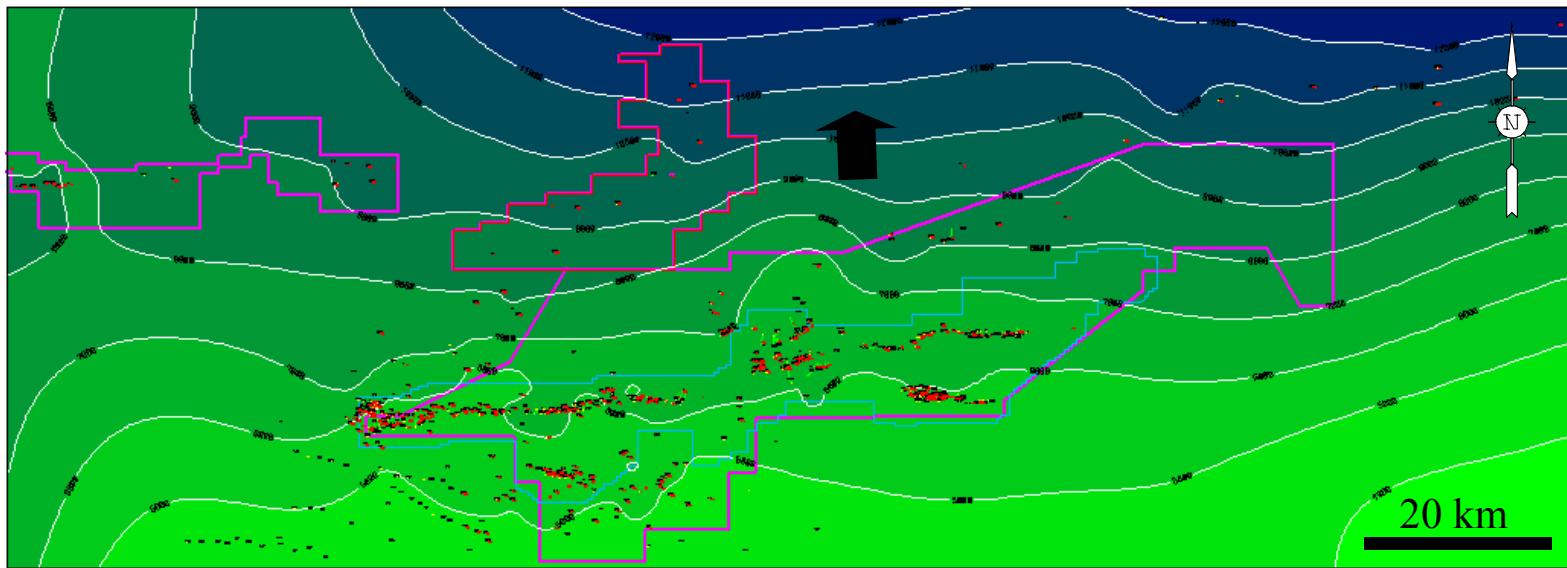


Figura 47. Mapa estructural al MFS Lan 2. La superficie de inundación MFS Lan 2 tiene cobertura regional y presenta buena expresión en sísmica y pozos. Coincide con la inundación global del Langhianiense. Contornos cada 1000 pie.s

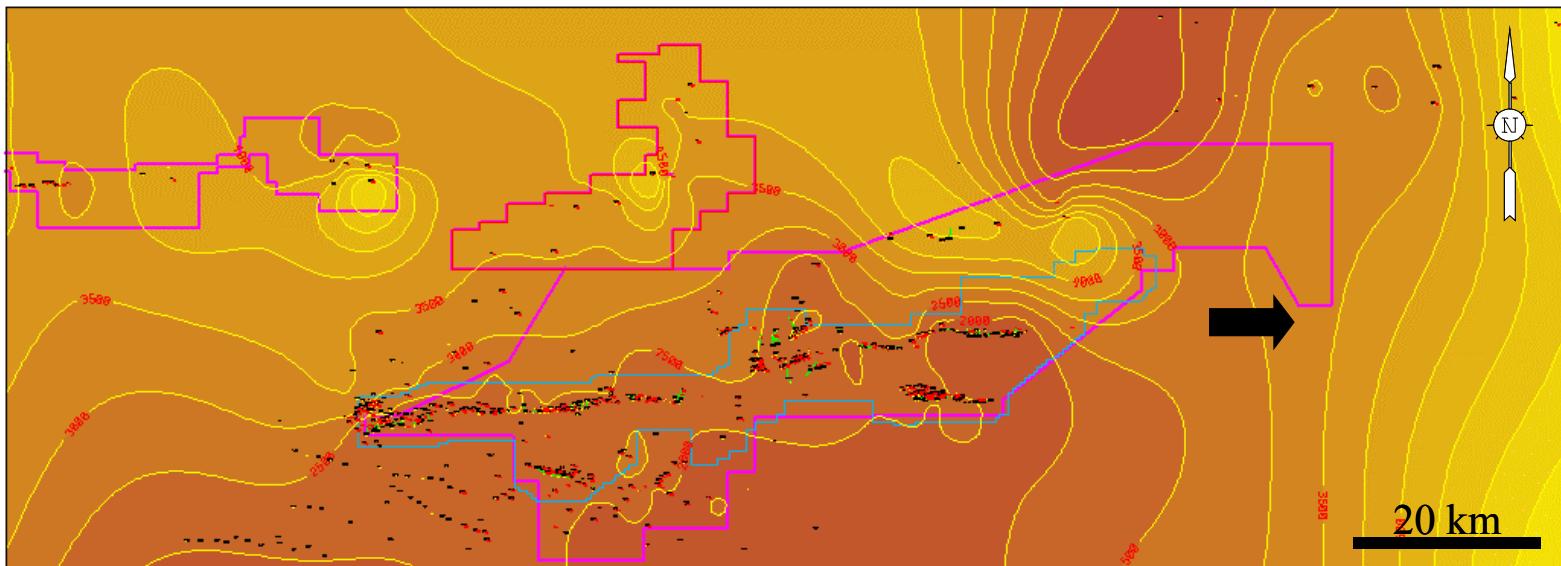


Figura 48. Mapa isópaco de la secuencia de segundo orden comprendida entre los límites de secuencia SB Ser 1 (Mioceno Medio) y SB Me 2. (Mioceno Superior). Se observa un incremento abrupto del espesor hacia el este del área, que se asocia a la translación del depocentro principal de la cuenca en esa dirección. Contornos cada 500 pies.

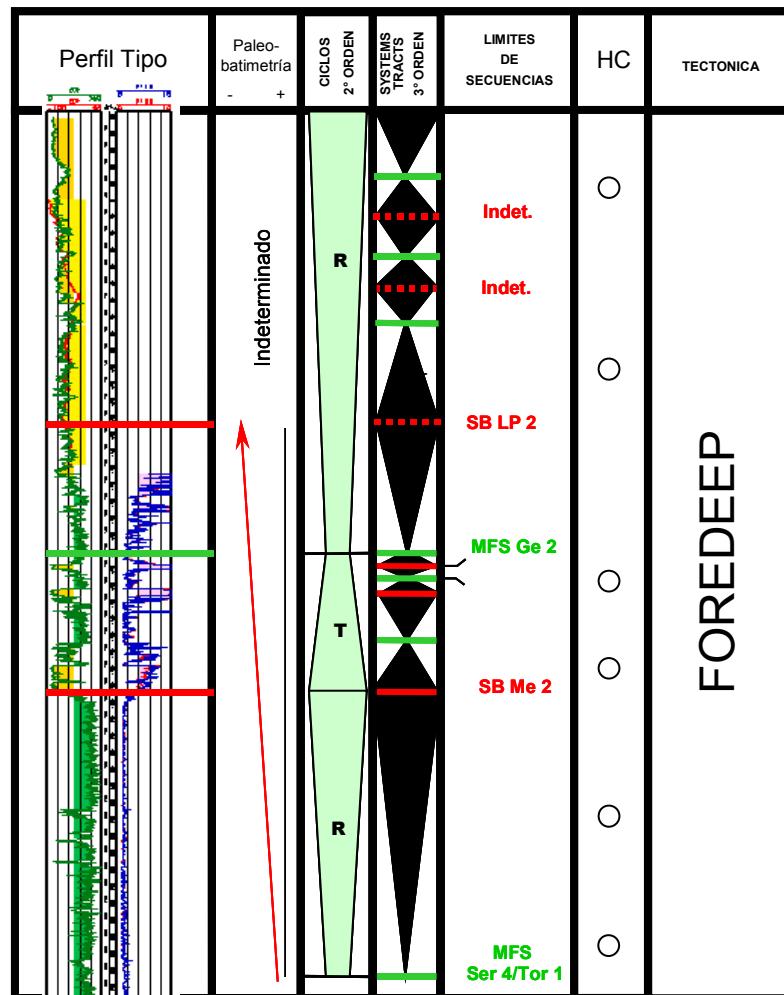


Figura 49. Estratigrafía secuencial de 2º y 3º Orden para el Mioceno Superior - Reciente. Se indican ciclos transgresivos-regresivos de segundo orden y límites de secuencias y *systems tracts* de tercer orden.

El mapa estructural realizado sobre la discordancia del Mesiniense (fig. 50) muestra un marcado cambio en la dirección de los contornos con relación a las secuencias infrayacentes, lo cual pudiera estar asociado a una traslación hacia el este del eje del depocentro de la cuenca, como resultado del movimiento transcurrente-dextral del límite de las placas del Caribe y Sudamérica.

La base de la secuencia es una prominente superficie erosiva, claramente distingible en la sísmica, la cual trunca reflectores horizontales y paralelos de la secuencia infrayacente. En el campo de Acema, esta discordancia es perfectamente visible y es responsable de problemas de pérdida de circulación en pozos recientemente perforados (fig. 51). Los profundos valles que provoca la erosión se caracterizan por presentar reflectores inclinados, caóticos e irregulares. Di Croce (op. cit) y Di Croce *et al.* (op. cit), identifica esta discordancia al mismo nivel cronoestratigráfico y la asocia a extensivos procesos erosivos de canales de aguas profundas y cañones submarinos.

La secuencia del Plio-Pleistoceno consta de: (a) un sistema de bajo nivel conformado por arenas masivas, en bloques, superpuestas, progradantes a agradacionales, pertenecientes a la parte basal de la Fm. Las Piedras (b) un sistema transgresivo, el cual concluye en una superficie de inundación donde se han identificado especie tales como *Ammobaculites sp.* y *S. nephroides* y (c) un sistema de alto nivel, inconcluso y arenoso, de patrón regresivo.

La identificación de claras superficies de inundación y el patrón de apilamiento ha permitido distinguir por lo menos cinco ciclos de tercer orden dentro de la secuencia plio/pleistocénica (fig. 49); sin embargo, la carencia de datos paleontológicos impide establecer algún tipo de división cronológica.

La secuencia muestra un gran espesor, especialmente hacia el noreste del área, el cual se asocia a la progresiva subsidencia de la cuenca, a fallamiento normal de

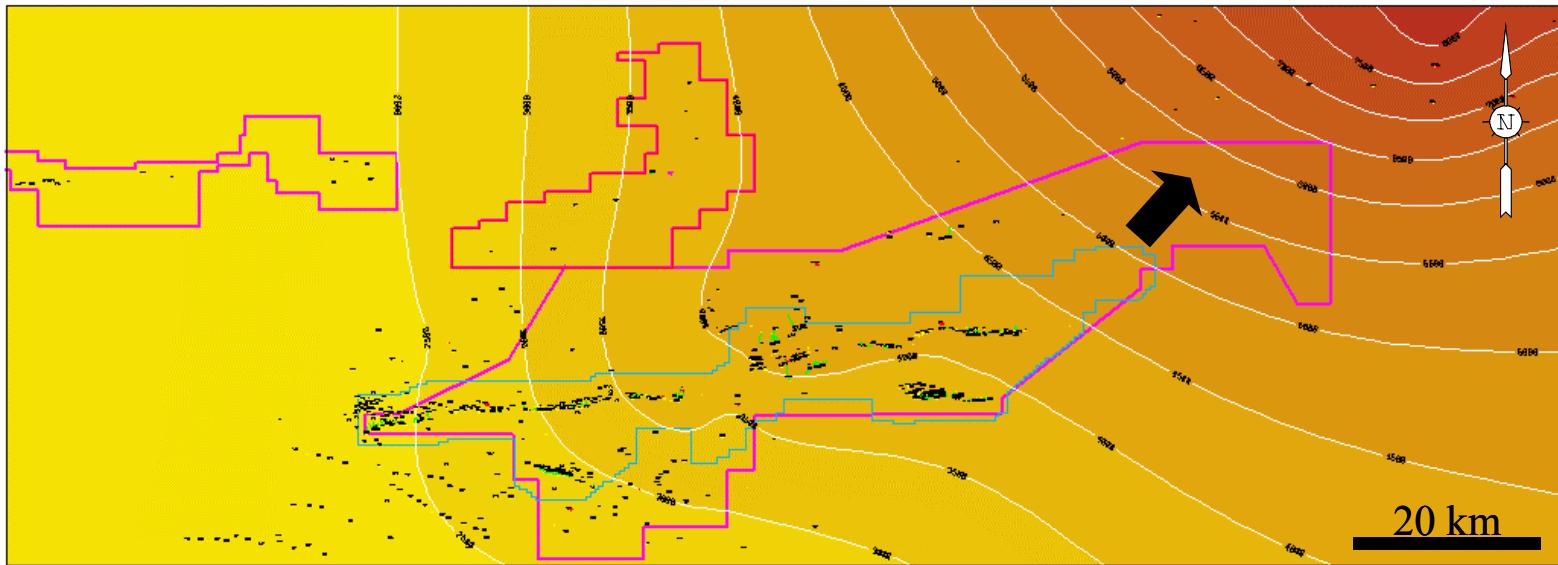


Figura 50. Mapa estructural sobre el límite de secuencia Me 2, coincidente con la discordancia de la Fm. Las Piedras (Pleistoceno). Observe el marcado cambio de dirección del eje de deposición con relación a secuencias miocénicas previas. Contornos cada 500 pies.

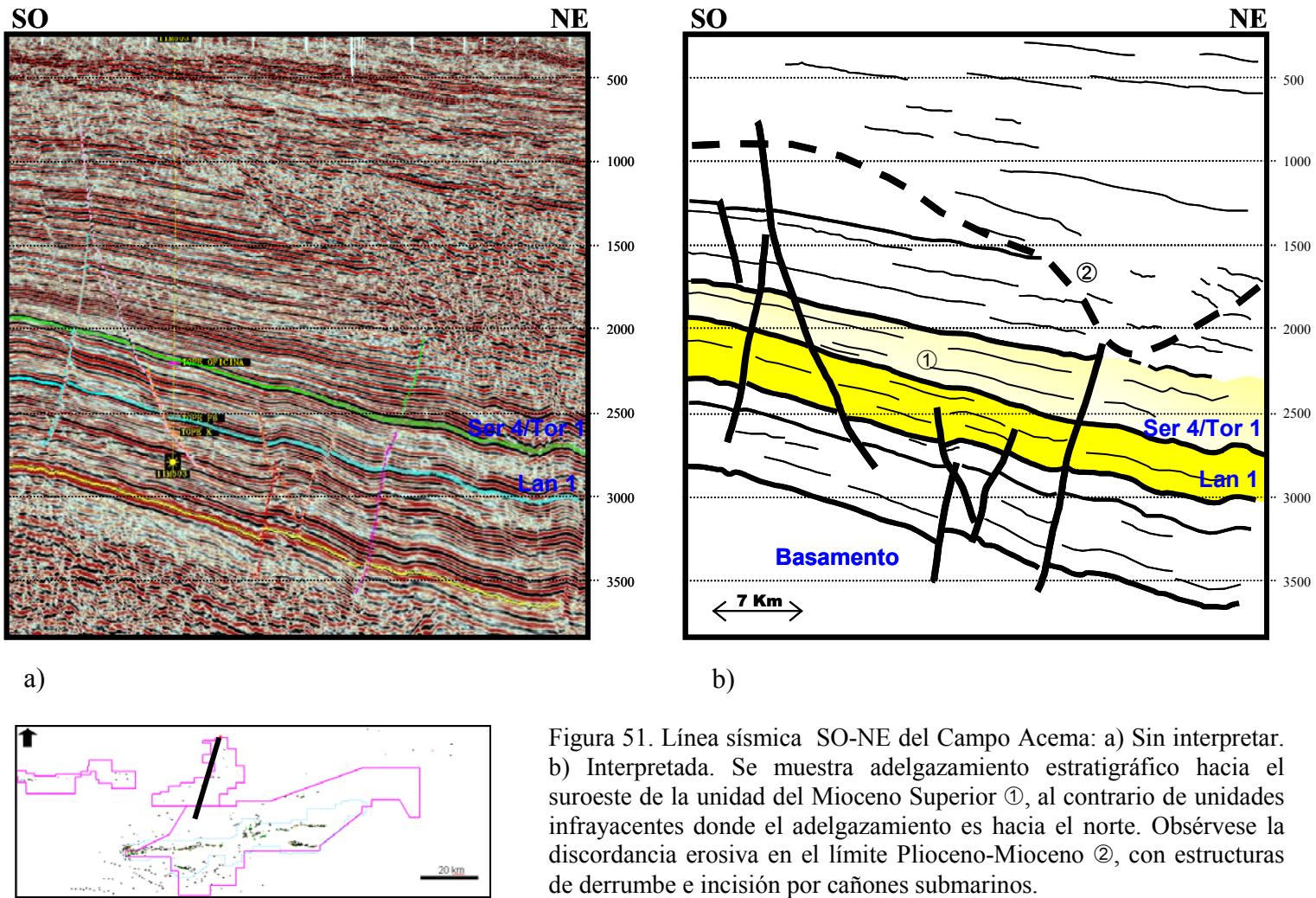


Figura 51. Línea sísmica SO-NE del Campo Acema: a) Sin interpretar. b) Interpretada. Se muestra adelgazamiento estratigráfico hacia el suroeste de la unidad del Mioceno Superior ①, al contrario de unidades infrayacentes donde el adelgazamiento es hacia el norte. Obsérvese la discordancia erosiva en el límite Plioceno-Mioceno ②, con estructuras de derrumbe e incisión por cañones submarinos.

crecimiento y a una intensa sedimentación con aporte de distintas fuentes. Tal afirmación se deduce de lo observado en el mapa de la figura 52.

Datos paleontológicos y sedimentológicos adquiridos en la secuencia indican una sedimentación variable entre costera y planicie deltaica inferior.

En el área de Mata, Picarelli *et al.* (2000) refiere que las secuencias de segundo orden se caracterizan, en general, por un patrón retrogradante y que la columna puede ser subdividida en cinco intervalos principales de acuerdo a la relación arena-arcilla presente.

3.3.6. Secuencias de Tercer Orden

Las secuencias de tercer orden identificadas en el área son por definición, secuencias compuestas, ya que están conformadas por secuencias de órdenes mayores; en este caso, por secuencias de cuarto orden, compuestas a su vez, por *sets* de parasecuencias y parasecuencias de quinto orden. Secuencias simples de tercer orden, conformadas por sistemas encadenados, también han sido identificadas.

Margen Pasivo: tal como se mencionó anteriormente, la secuencia de margen pasivo es posible dividirla en por lo menos tres ciclos de tercer orden de acuerdo al patrón observado en perfiles de pozos. La calibración cronológica de estas secuencias; sin embargo, no ha sido posible ante la carencia de datos paleontológicos.

Foreddeep: dentro de la secuencia miocénica del *foreddeep* se reconocen por lo menos doce secuencias de tercer orden, datadas, calibradas y denominadas siguiendo la nomenclatura de Hardenbol *et al.*, 1998. Estas secuencias son mostradas en la figura 53, donde se señala además las principales especies fósiles asociadas y su equivalente lito-estratigráfico.

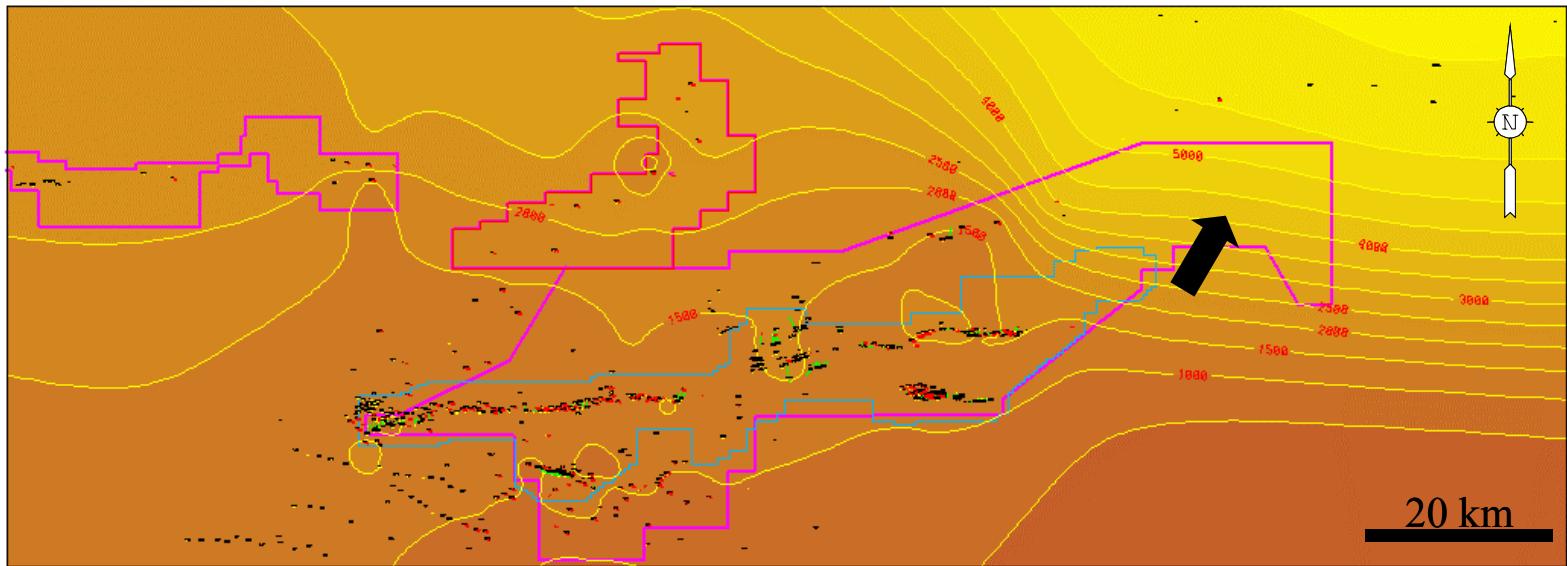


Figura 52. Mapa isópaco de la secuencia de segundo orden, comprendida entre los límites de secuencia SB Me 2 (Mioceno Superior) y SB Las Piedras-2 (Plioceno-Pleistoceno). Contornos cada 500 pies.

LIMITES DE SECUENCIAS	PERFIL TIPO	SUPERFICIES MAX. INUNDACION	LITOEST.	PALEONTOLOGIA	NANOFOSILES	EDAD Ma
SB Ser 4/Tor 1		MFS Ser 4/Tor 1	FM. FREITES	G. trilobus	H. stalis	11.7
SB Ser 2		MFS Ser 2	A0-6		S. heteromorphus	
SB Ser 1		MFS Ser 1	A7-8	O. suturalis G.f. peripheronda		13.6
SB Lan 2		MFS Lan 2	A9-B4	G. praebulloides		
SB Lan 1		MFS Lan 1	C-E3	G. bisphericus	R. pseudoumbilicus	14.8
SB Bur 5		MFS Bur 5	F0-F8	O. suturalis G. obliquus G. praebulloides	D. musicus, C. floridanus	
SB Bur 4		MFS Bur 4	G-H	P. sicana	H. ampliaperta	16.4
SB Bur 3		MFS Bur 3	I2-J3		S. belemnos	
SB Bur 2		MFS Bur 2	K- P1	G. sacculiferus	S. heteromorphus	
SB Bur 1		MFS Bur 1	R1-S4		H. ampliaperta	19.5
SB Aq 2		MFS Aq 2	S5-U2		S. distensus H. ampliaperta H. carteri	
SB Ch 4/Aq 1		MFS Aq 1	U3		Estéril	20.5
Basamento			> U4			22.2
						23.8
						INDETERM.

Figura 53. Resumen de superficies de 3^{er} orden, equivalentes litológicos y especies fósiles asociadas para el Mioceno Inferior-Medio. Las edades relativas fueron correlacionadas con la carta de Hardenbol *et al.*, 1998.

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

Secuencia Aq 1: representa la secuencia basal del foredeep. Se limita en la base por la discordancia basal de antepaís (SB Ch 4-Aq 1) y en el tope por el límite de secuencia Aq 2, de edades Chatianiense a Aquitaniense. La secuencia se caracteriza por el predominio de cuerpos de arenas, masivos y discontinuos, orientados preferencialmente en sentido sur-norte, intercalados con delgadas capas de lutitas igualmente discontinuas que han sido interpretados como rellenos de valles incisos sobre una planicie costera superior.

La secuencia presenta un patrón agradacional al centro y este del área, mientras que hacia el oeste es de carácter retrogradante.

El espesor de la secuencia crece hacia el sector oeste del área y muestra mayores espesores lo cual pudiera estar vinculado al desarrollo de fallas sinsedimentarias como es el caso de las fallas de Guara y Junta-Merey (fig. 54).

La secuencia Aq 1 presenta gran desarrollo del sistema de *lowstand*, a lo largo de toda el área y en todos los sectores supera en espesor al sistema de *highstand*. El sistema transgresivo se encuentra ausente o está poco desarrollado. Hacia el sector este del área, el sistema de *highstand* puede presentar muy bajos espesores e incluso su diferenciación llegar a ser difícil. Los espesores de los sistemas depositacionales son mostrados en la figura 55.

En el área de Mata esta secuencia muestra un patrón agradacional, caracterizado por depósitos fluviales de poca influencia marina y ausencia de lutitas marinas. Análisis de núcleos indican una depositación en ambiente fluvial con predominio de facies de canales distributarios sobrepuertos por depósitos de *crevasse splay* proximal a distal y de llanura de inundación.

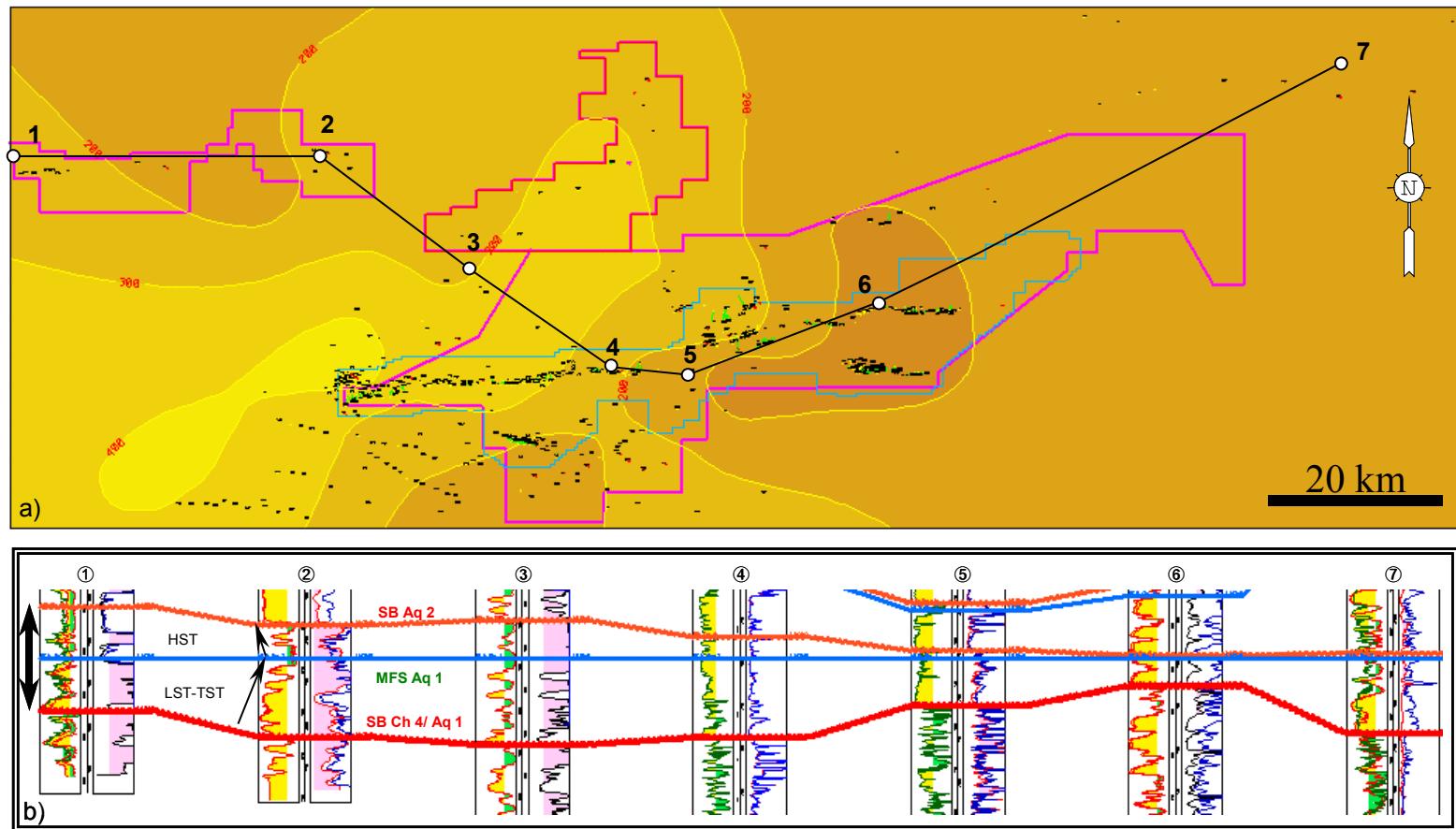


Figura 54. Secuencia de tercer orden Aq 1, comprendida entre los límites de secuencia Ch 4/Aq 1 y Aq 2.
a) Mapa isópaco. Contornos cada 100 pies b) Sección estratigráfica.

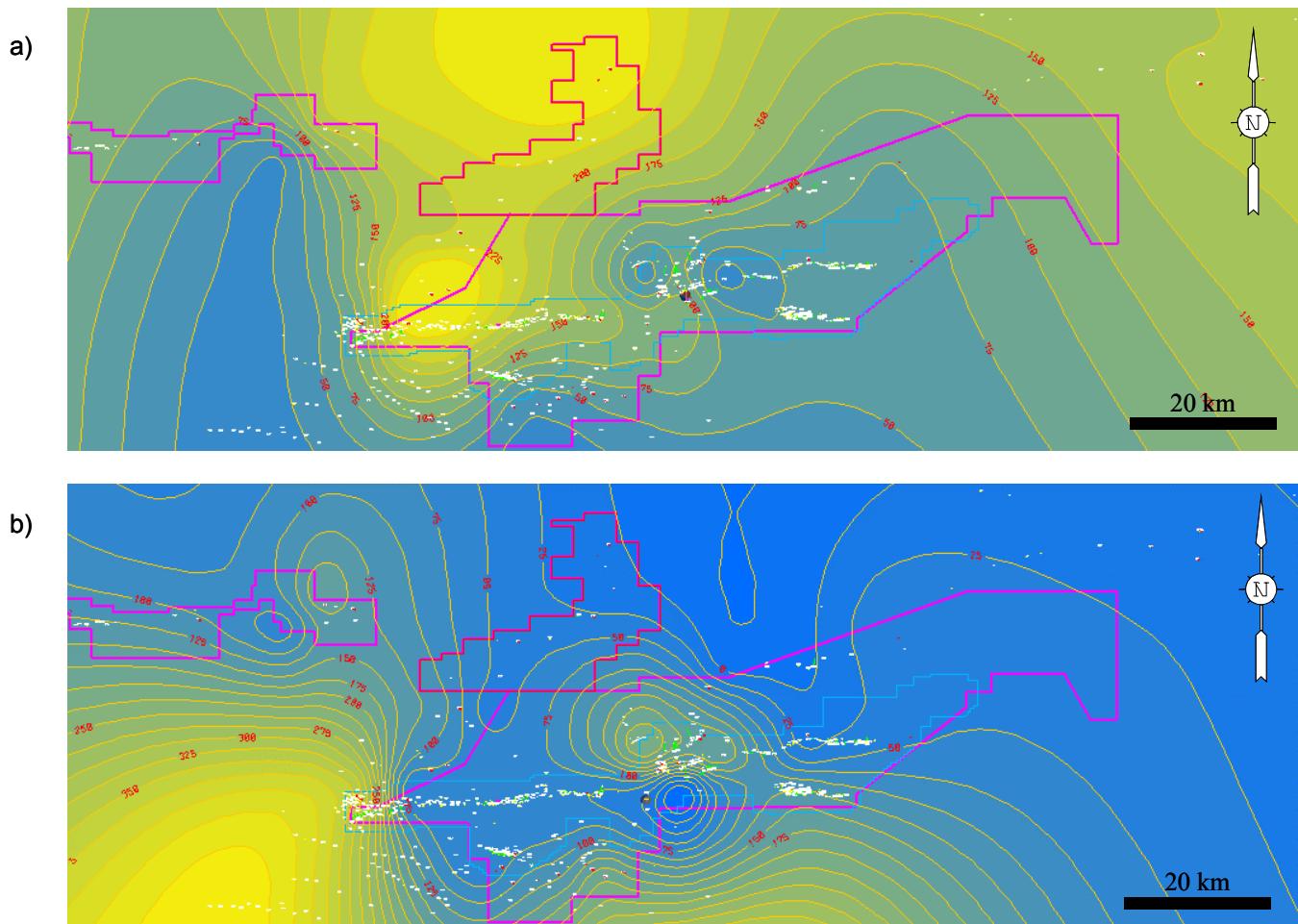


Figura 55. Secuencia Aq 1. a) Mapa de espesores de los sistemas de bajo nivel y transgresivo.
 b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel. Contornos cada 25 pies.

Secuencia Aq 2: se limita en la base por el límite de secuencia Aq 2 (Aquitaniense) y en el tope por el límite de secuencia Bur 1 (Burdigaliense). Posee idénticas características depositacionales que la secuencia anterior y muestra una distribución más uniforme en el área, aunque con mejores espesores hacia el este. (fig. 56). Dentro de la secuencia se observa incisión de valles, desarrollo y amalgamamiento de arenas y escasa presencia de cuerpos lutíticos.

Los sistemas de *lowstand* y transgresivo dominan la secuencia, el sistema de *highstand* se encuentra ausente a poco desarrollado (fig. 57). En términos generales, los depósitos de *lowstand* presentan un buen desarrollo y corresponden a rellenos de valles incisos con sedimentación fluvial y estuarina. La influencia marina está ausente en los canales y no se observan evidencias de bioturbación por organismos marinos. Elementos distintivos de ambientesmareales se encuentran poco preservados y las litofacies arenosas predominan en la secuencia. En la figura 58 se presenta un modelo de incisión de valles en el campo Leona. Los canales tienen una tendencia sur-norte y truncan sucesiones sedimentarias desarrolladas en sentido preferencial oeste-este. Los canales se apilan y coalescen hacia el centro del valle. Hacia los extremos se observan depósitos de desborde, canales menores y barras. La relación arena/lutita se reduce en este mismo sentido.

Secuencia Bur 1: su límite inferior es el SB Bur 1 y el superior el SB Bur 2, ambos de edad Burdigaliense. Las figuras 59 y 60 representan mapas estructurales en el tope de la secuencia y en la superficie de máxima inundación MFS Bur 1, respectivamente. En ambos mapas se observa una continua y progresiva profundización en sentido nor-noroeste. El espesor de la secuencia está distribuido uniformemente en el área, apenas mostrando cierta tendencia de incremento del mismo en dirección noreste (fig. 61).

La secuencia en general muestra un bien definido *lowstand*, conformado por arenas de canales de marea, en ocasiones superpuestos, y/o depósitos de desborde, en

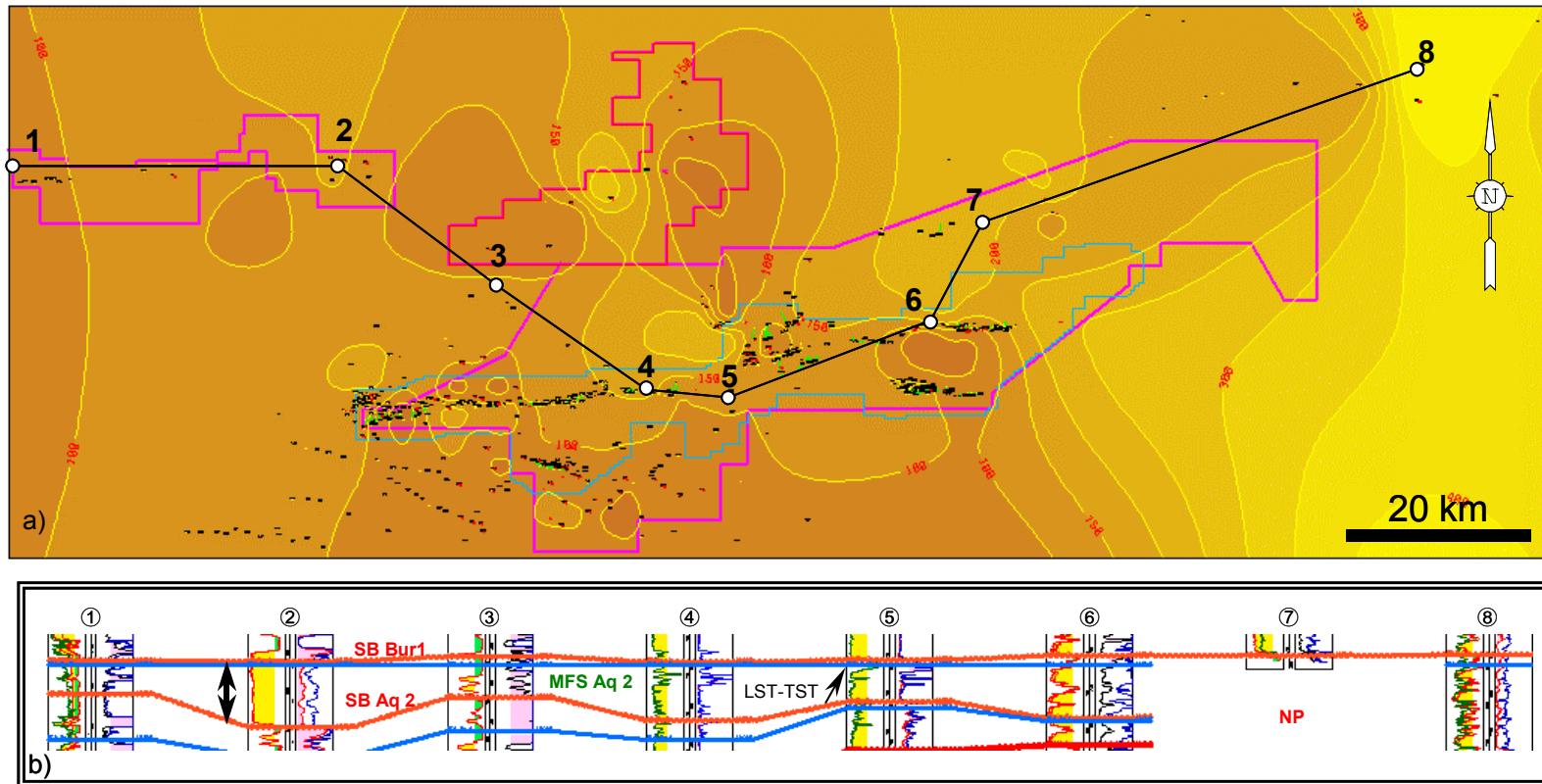


Figura 56. Secuencia de tercer orden Aq 2, comprendida entre los límites de secuencia Aq 2 y Bur 1.
a) Mapa isópaco. Contornos cada 100 pies. b) Sección estratigráfica.

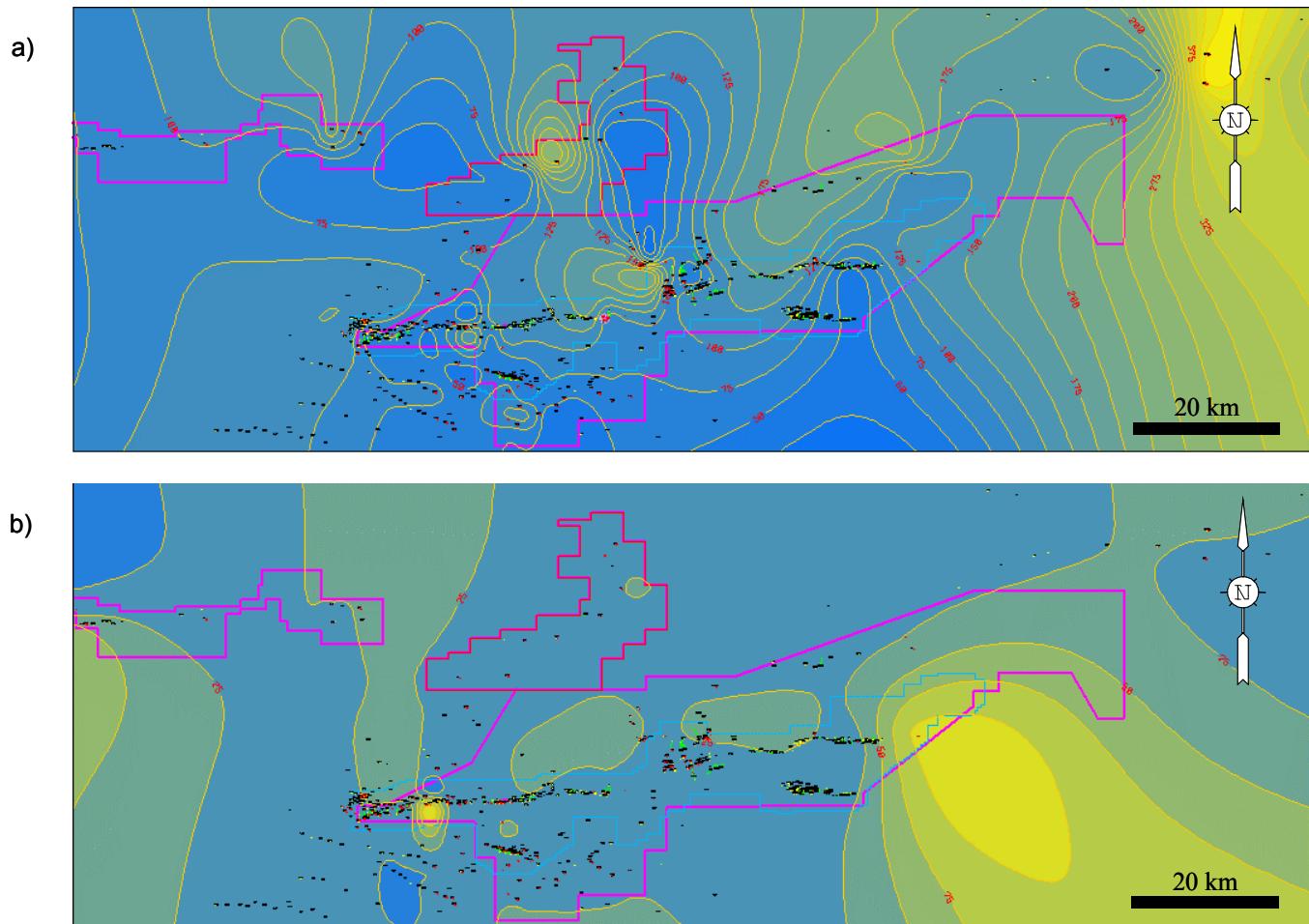


Figura 57. Secuencia Aq 2. a) Mapa de espesores de los sistemas de bajo nivel y transgresivo.
 b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel. Contornos cada 25 pies.

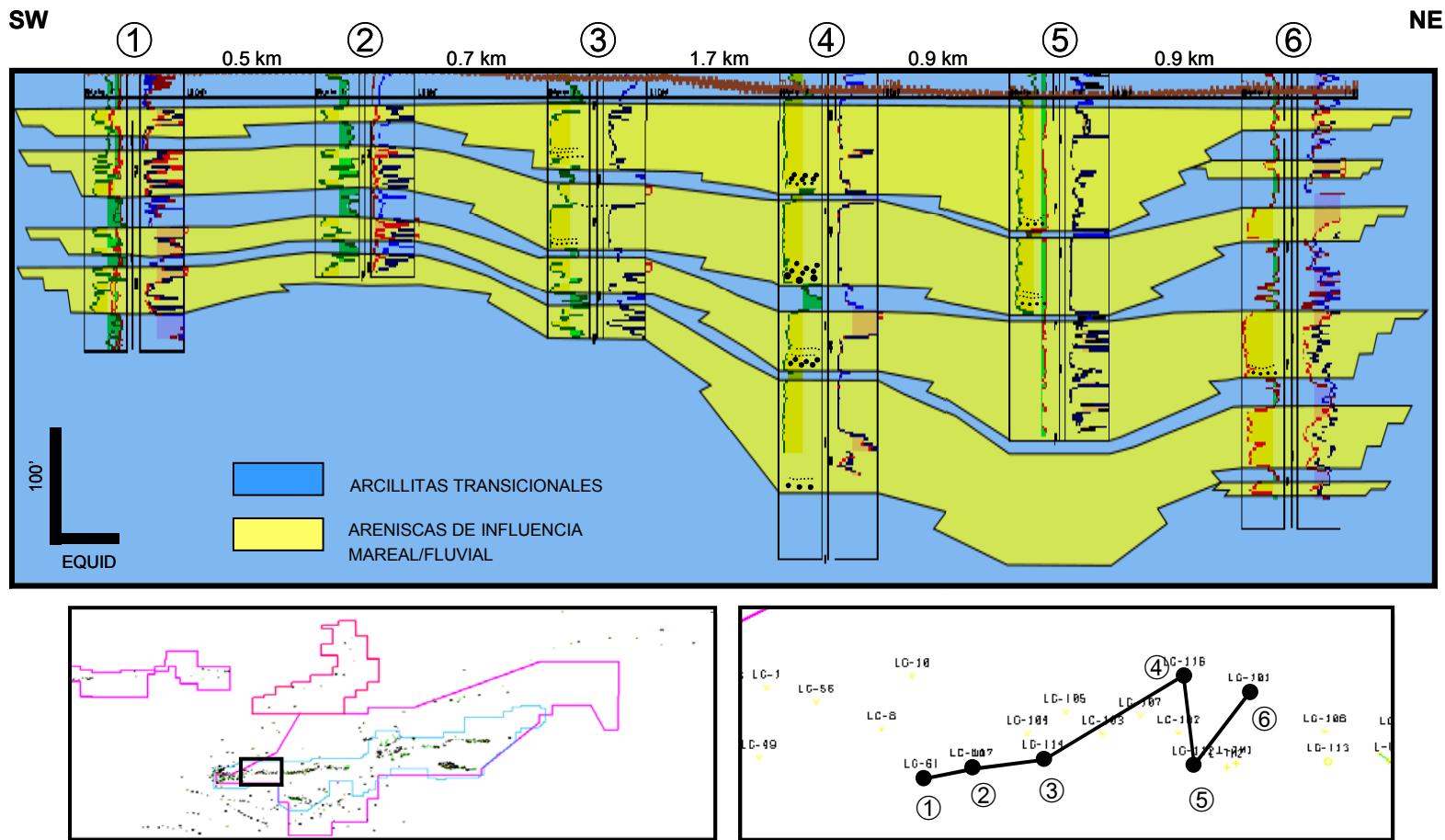


Figura 58. Incisión de canales en la secuencia del Oligoceno/Mioceno Inferior (Aq -Bur 1) en el Campo Leona Central. Los canales forman un restringido y muy localizado sistema orientado en sentido sur-norte.

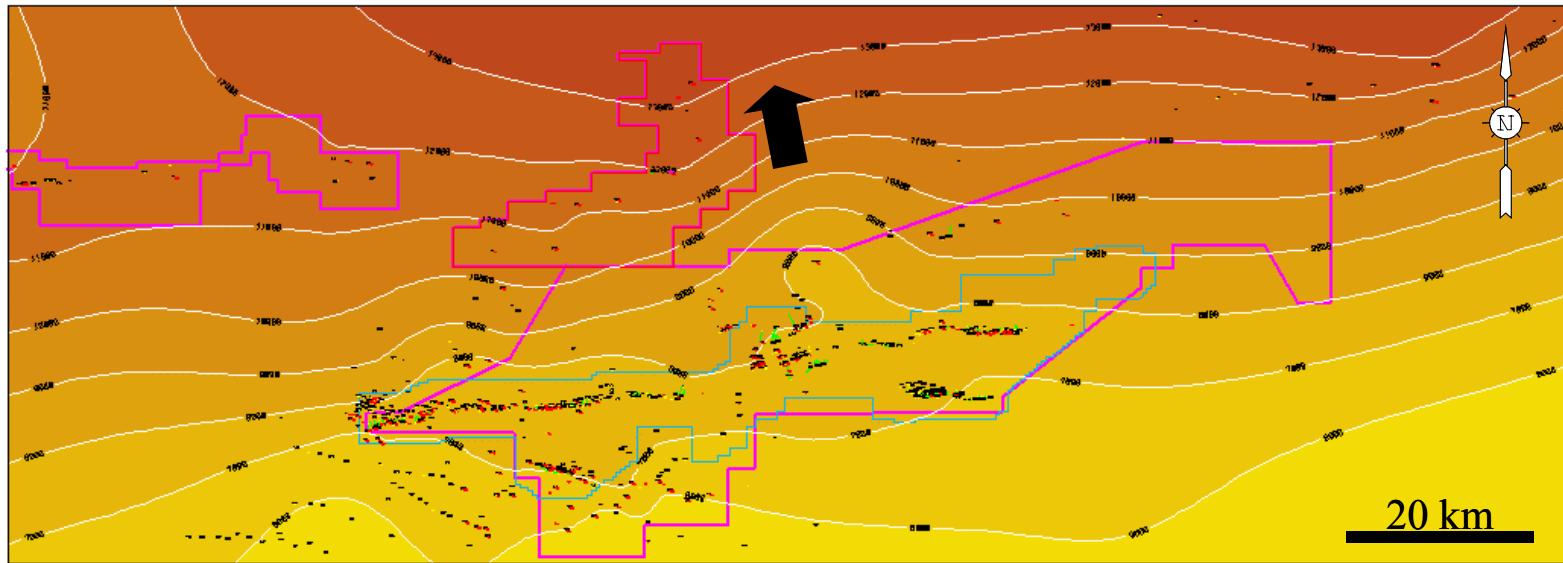


Figura 59. Mapa estructural al límite de secuencia SB Bur 1. Contornos cada 1000 pies. Se indica dirección preferencial de profundización de la estructura.

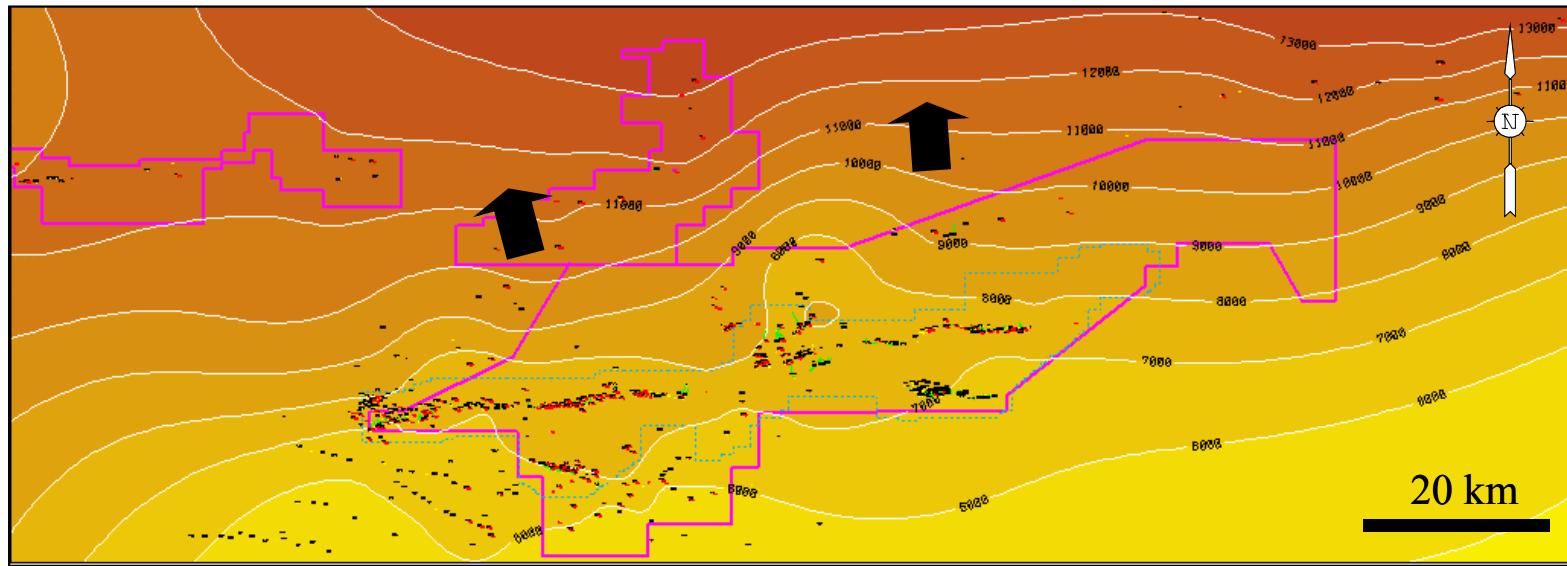


Figura 60. Mapa estructural a la superficie de inundación MFS Bur 1. Contornos cada 1000 pies

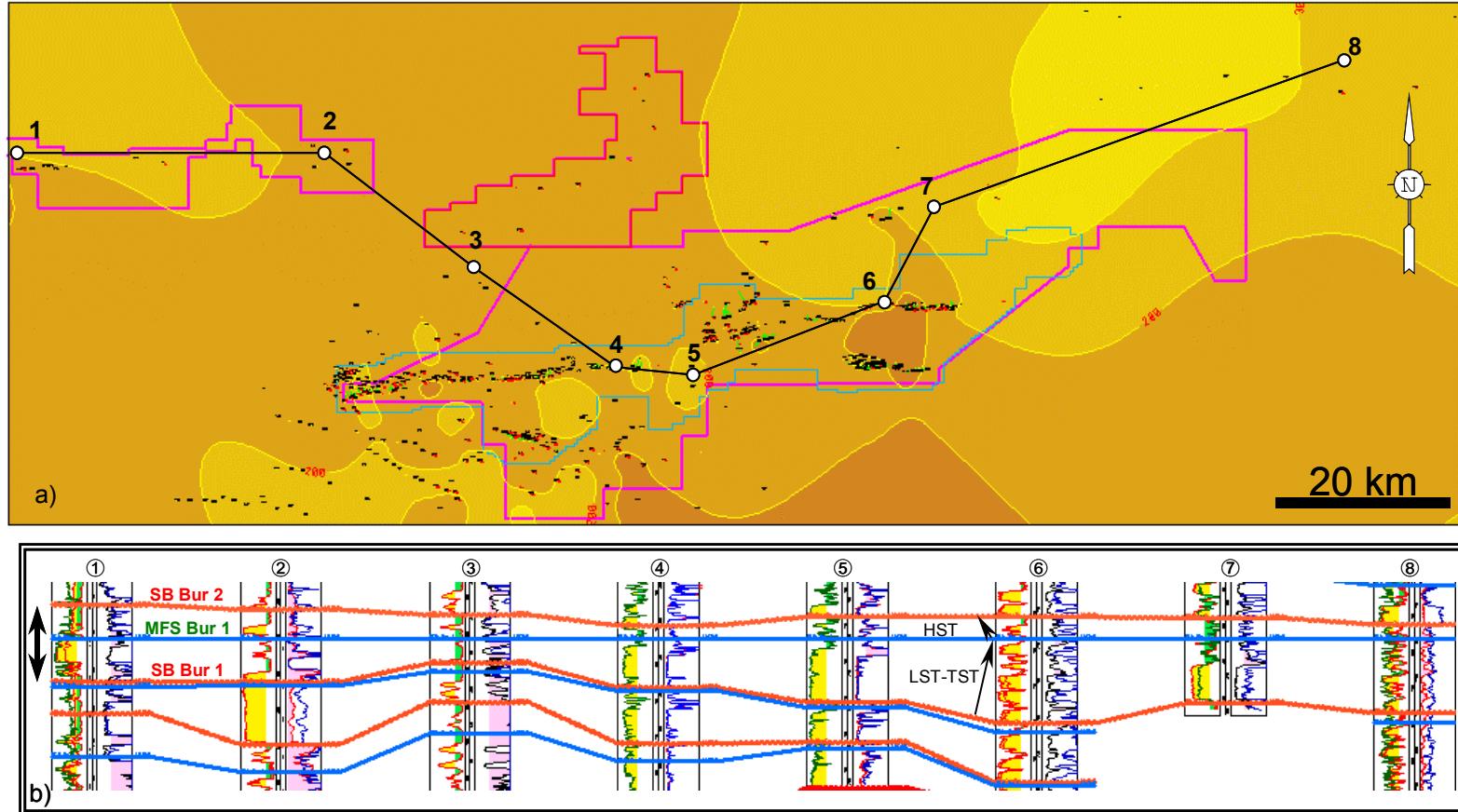


Figura 61. Secuencia de tercer orden Bur 1, comprendida entre los límites de secuencia Bur 1 y Bur 2.
 a) Mapa isópaco. Contornos cada 100 pies b) Sección estratigráfica.

los cuales se han identificado icnofósiles del tipo *Ophiomorpha* *isp.*, *Skolithos* *isp.* y *Planolites* *isp.*, así como restos de raíces de plantas y carbón (IGIS, 2001). El sistema transgresivo culmina en una superficie de máxima inundación MFS Bur 1 la cual separa depósitos de marea, infrayacentes, de sedimentos marino-costeros suprayacentes. El *highstand* es poco arenoso y de menor amplitud que el *lowstand*. En la figura 62, se aprecia el espesor alcanzado por cada uno de los sistemas depositacionales descritos previamente.

En Mata, esta secuencia se caracteriza por un acentuado carácter marino a estuarino dominado por mareas, con depósitos de *lowstand* de bases erosivas y un patrón grano-decreciente, distinguiéndose ciclos de alta frecuencia dentro de la secuencia. Los canales presentan menores espesores y una incisión baja.

En el área de Oritupano-Leona se han observado canales marinos apilados, depósitos de *crevasse splay* y de llanura de inundación, así como perfiles pedogénicos limitados por carbones y restos de raíces de plantas. En el campo de Leona, ciertos depósitos han sido asociados a ambientes paludales.

La secuencia Bur 1, representa la transición entre la sedimentación predominantemente fluvial-estuarina de las secuencias infrayacentes a mayormente marina que caracteriza la Formación Oficina. En la secuencia se evidencia un ascenso significativo del nivel del mar.

Secuencia Bur 2: se limita por las superficies Bur 2 y Bur 3, en la base y tope, respectivamente, ambas de edad Burdigaliense. Al contrario de las secuencias infrayacentes, en ésta se observa una mayor simetría en los ciclos depositacionales.

La secuencia se caracteriza por una deposición que se profundiza y avanza progresivamente hacia el norte, tal como se observa en el mapa de la figura 63.

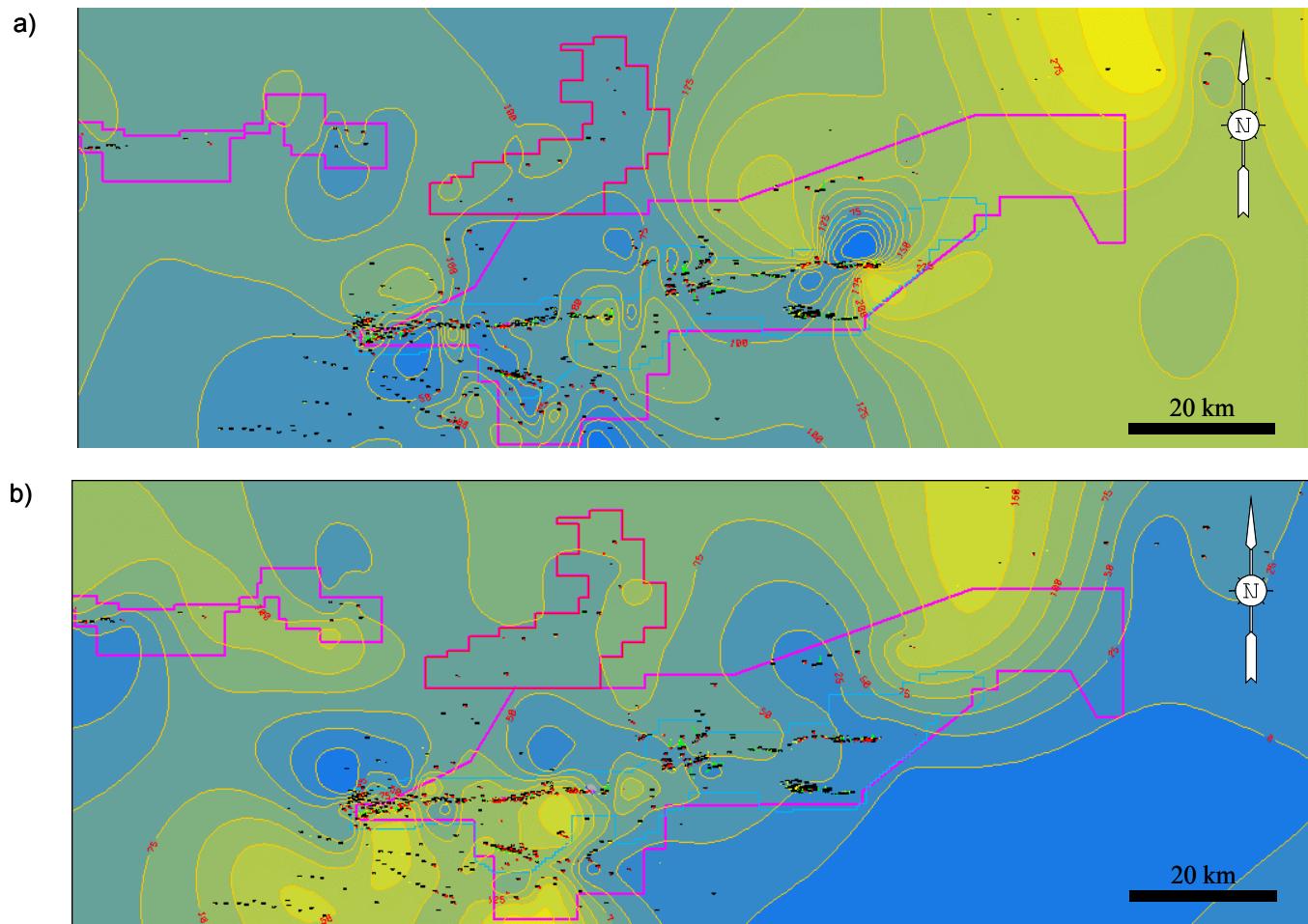


Figura 62. Secuencia Bur 1. a) Mapa de espesores de los sistemas de bajo nivel y transgresivo.
b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel. Contornos cada 25 pies.

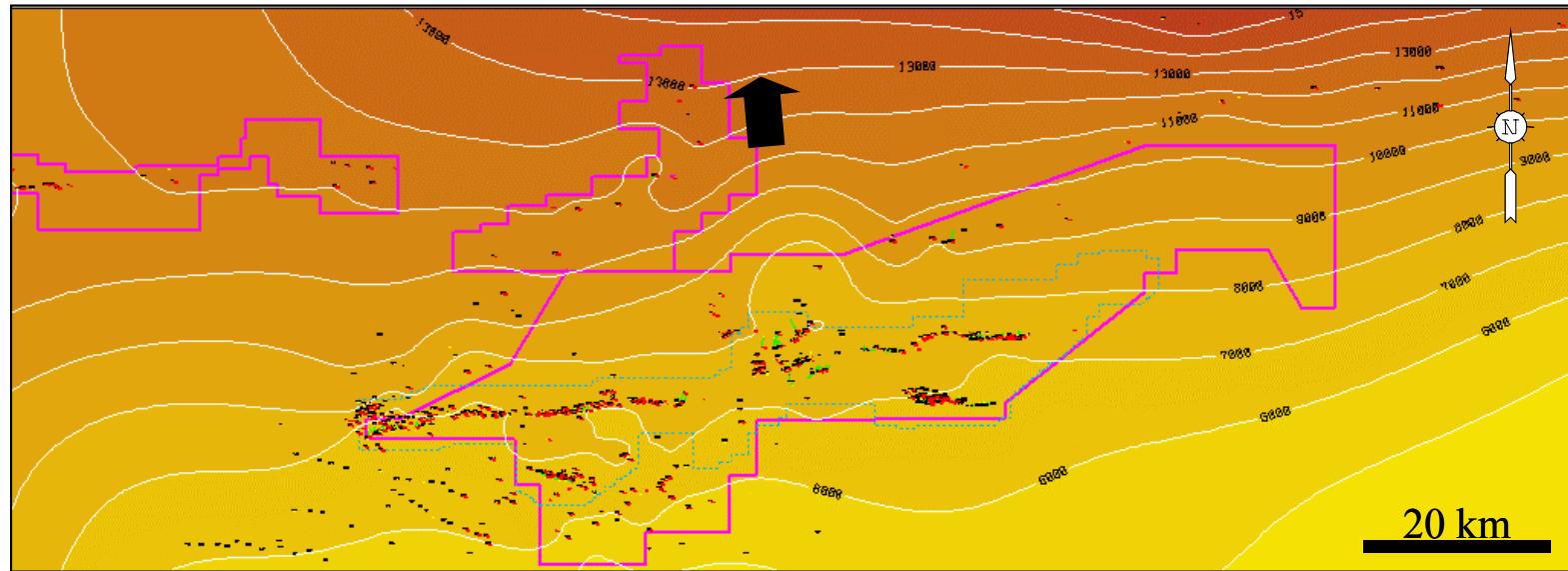


Figura 63. Mapa estructural a la superficie de inundación MFS Bur 2. Contornos cada 1000 pies

La secuencia es relativamente más lutítica, con predominio de depósitos transgresivos sobre otros y presenta una disminución en el desarrollo de valles incisos y por lo tanto en la relación arena/arcilla. Presenta su mayor espesor hacia el sector occidental del área de estudio, en el campo de Mata, donde llega a alcanzar más de 300 pies. En la parte central del área de estudio es donde se aprecia mayor desarrollo de arenas como consecuencia del apilamiento de canales de influencia marina (fig. 64).

La secuencia se inicia con depósitos de *lowstand*, seguidos por un claro sistema transgresivo, el cual culmina en una superficie de inundación de expresión regional, definida como MFS Bur 2, la cual posee excelente control bioestratigráfico y muy buena expresión sísmica. Nanofósiles de las especies *S. distensus*, *H. ampliapertura* y *H. carteri* han sido identificados en sedimentos de la secuencia.

El sistema de *lowstand* presenta cuerpos espesos arenosos de canales distributarios fluviales y de marea con base erosiva, donde el apilamiento y amalgamamiento de arenas son comunes. Estas facies son de excelente producción en los campos de Oritupano C y Acema.

En el sistema transgresivo se han distinguido depósitos de *crevasse splay*, arenas bioturbadas, lodos paludales, restos de plantas y raíces, así como lignitos y nódulos ferruginosos.

El sistema de *highstand* muestra mayor espesor y buen desarrollo de arenas. En el área de Oritupano, este último comprende secuencias y parasecuencias apiladas grano-crecientes de frente costero.

Los espesores y tendencias de depositación de los sistemas depositacionales se presentan en la figura 65.

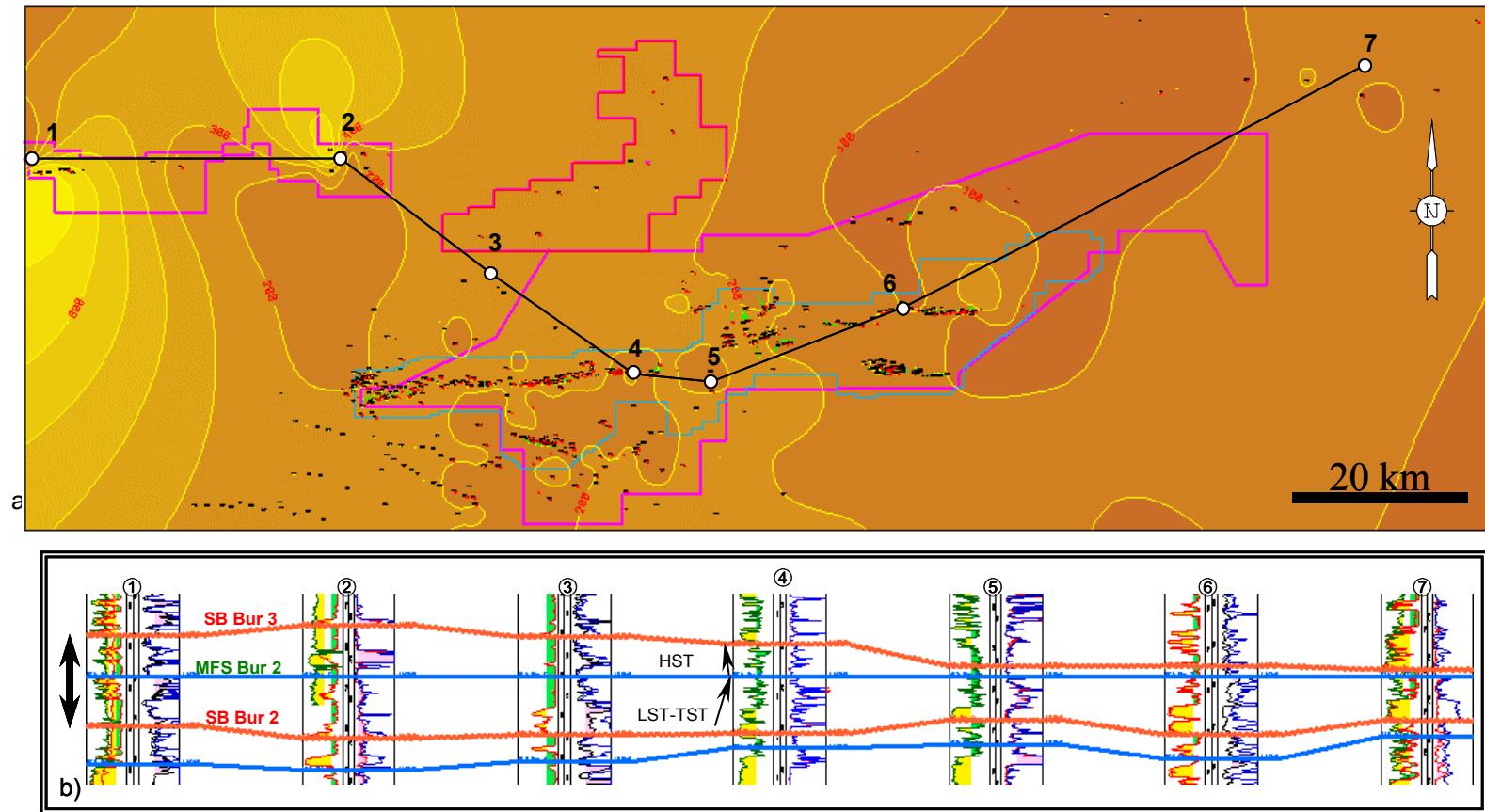


Figura 64. Secuencia de tercer orden Bur 2, comprendida entre los límites de secuencia Bur 2 y Bur 3.
a) Mapa isópaco. Contornos c/100' b) Sección estratigráfica.

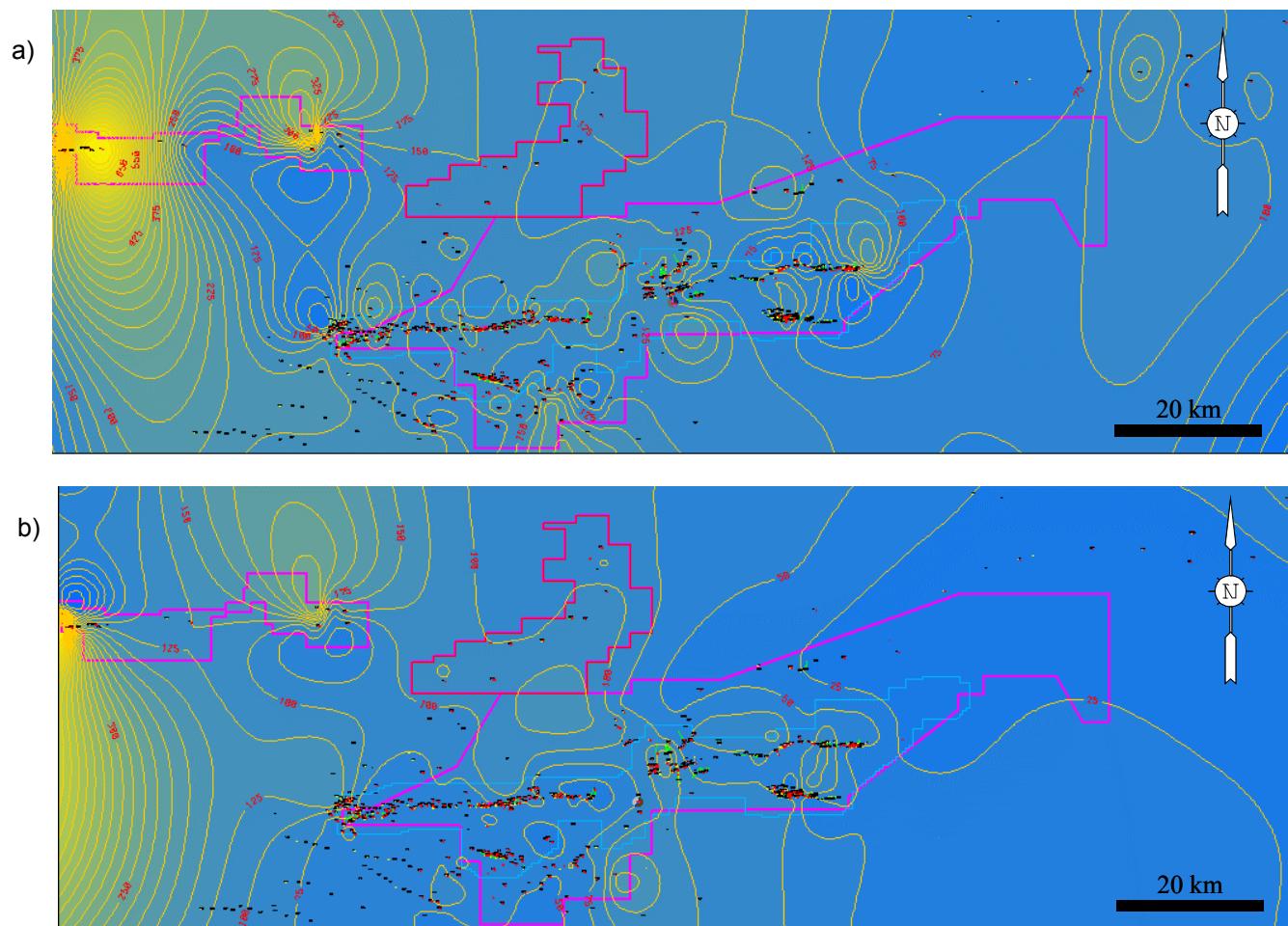


Figura 65. Secuencia Bur 2. a) Mapa de espesores de los sistemas de bajo nivel y transgresivo.
b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel. Contornos cada 25 pies.

Hacia el Campo de Lestes, mediante coherencia sísmica, se han identificado canales meandriformes, de posible influencia mareal, orientados en sentido oeste-este, indicativo de que la línea de costa no necesariamente se orientaba en esa dirección para ese tiempo, sino por el contrario, la orientación de la línea de costa pudo haber sido preferiblemente norte-sur y el aporte de sedimentos provenía de alguna fuente localizada al oeste y no del sur (cratón).

El ambiente depositacional de la secuencia Bur 2 se interpreta entre transicional costa afuera a frente costero. En una mínima proporción se ubican los ambientes lagunares.

Secuencia Bur 3: se limita en la base por el límite de secuencia Bur 3 y en el tope por el límite de secuencia Bur 4, de edades Burdigaliense. Una superficie de inundación MFS Bur 3, de amplia cobertura regional se identifica hacia la parte superior de la secuencia. El mapa de la figura 66 muestra la configuración estructural de esta superficie.

La secuencia muestra un progresivo aumento en el espesor en sentido este-oeste, desde 300 pies en el Campo de Soledad hasta más de 700 pies en el campo de Mata, tal como se puede apreciar en el mapa de la figura 67.

Su patrón de apilamiento es claramente agradacional, especialmente hacia el centro del área. Hacia el oeste, la secuencia gana espesor, con una disminución en la cantidad de arenas y un mayor contenido lutítico, lo que da lugar al desarrollo de parasecuencias o “sets” de parasecuencias aisladas, separadas por prominentes superficies de inundación de orden mayor. El patrón de apilamientos y la existencia de cuerpos lutíticos espesos sugiere una mayor influencia marina.

La secuencia es completamente asimétrica, con un sistema transgresivo de amplia extensión vertical y un corto sistema de *highstand*. Sólo hacia el este se

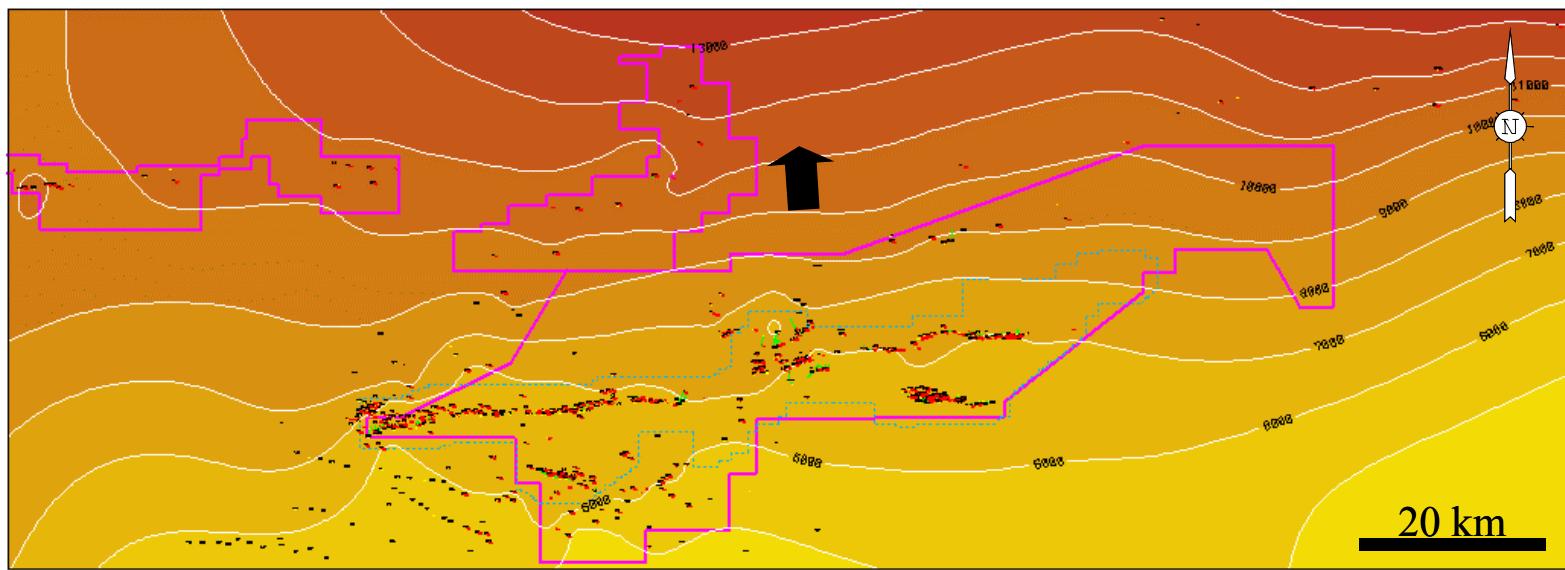


Figura 66. Mapa estructural a la superficie de inundación MFS Bur 3.

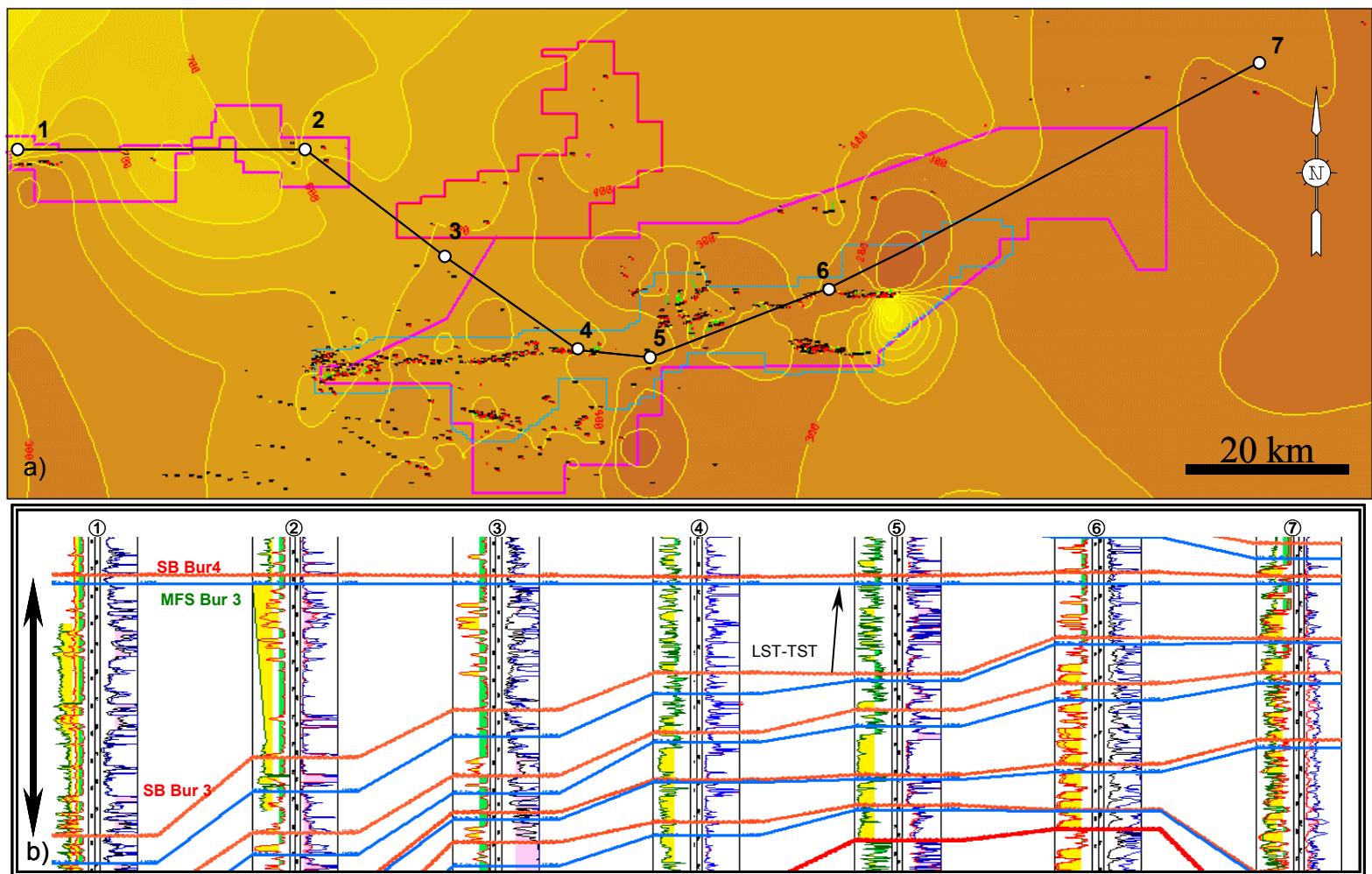


Figura 67. Secuencia de tercer orden Bur 3, comprendida entre los límites de secuencia Bur 3 y Bur 4.
 a) Mapa isópaco. Contornos c/100' b) Sección estratigráfica.

pudiera diferenciar un sistema encadenado de bajo nivel. En los mapas de la figura 68 se muestran los espesores alcanzados por los sistemas de *lowstand* - transgresivo y de alto nivel.

En general, la secuencia Bur 3 está compuesta por una sucesión de parasecuencias arregladas de una manera progradacional a agradacional lo que le da su patrón característico. Ciclos de muy alta frecuencia son observados en todo el intervalo, como consecuencia de constantes y ligeras variaciones en el nivel del mar.

De acuerdo a estudios de núcleos, se identifican barras de marea y discretos canales de marea y distribuitarios, perfiles pedogénicos y lignitos dentro de la secuencia. Se han reconocido ambientes lacustrinos a lagunares muy localizados, con sus depósitos asociados de *crevasse splay* y paludales. Las arenas presentan estratificación planar o cruzada, bioturbación y pueden estar superpuestas presentando patrones de apilamientos variables, como corresponde en sistemas complejos de barras y canales de marea.

Se ha determinado para la secuencia, ambientes depositacionales que varían entre frente costero inferior y transicional-costa afuera.

Secuencia Bur 4: está limitada por las superficies Bur 4 y Bur 5, en la base y tope, respectivamente. El mapa estructural realizado al tope de la superficie de inundación MFS Bur 4 indica una profundización progresiva y constante de la secuencia en sentido sur-norte. Los contornos mantienen entre sí un distanciamiento normal, equidistante, indicativo de un gradiente normal de deposición (fig.69).

El espesor de la secuencia aumenta también hacia el oeste, sólo que a diferencia de la secuencia infrayacente, éste es relativamente menor, en el orden de 500 pies en el campo de Mata (fig. 70).

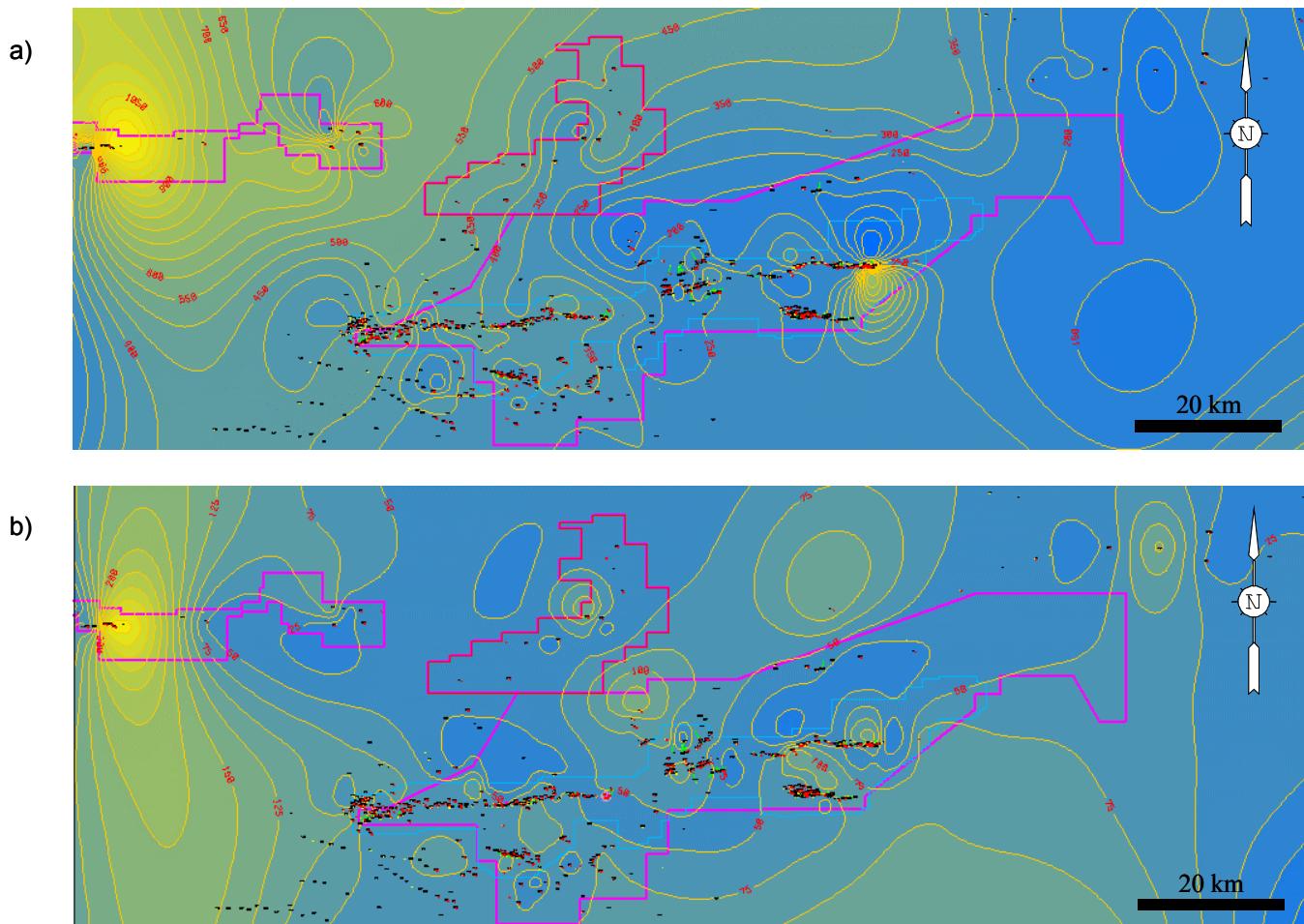


Figura 68. Secuencia Bur 3. a) Mapa de espesores de los sistemas de bajo nivel y transgresivo.
b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel. Contornos cada 50 pies.

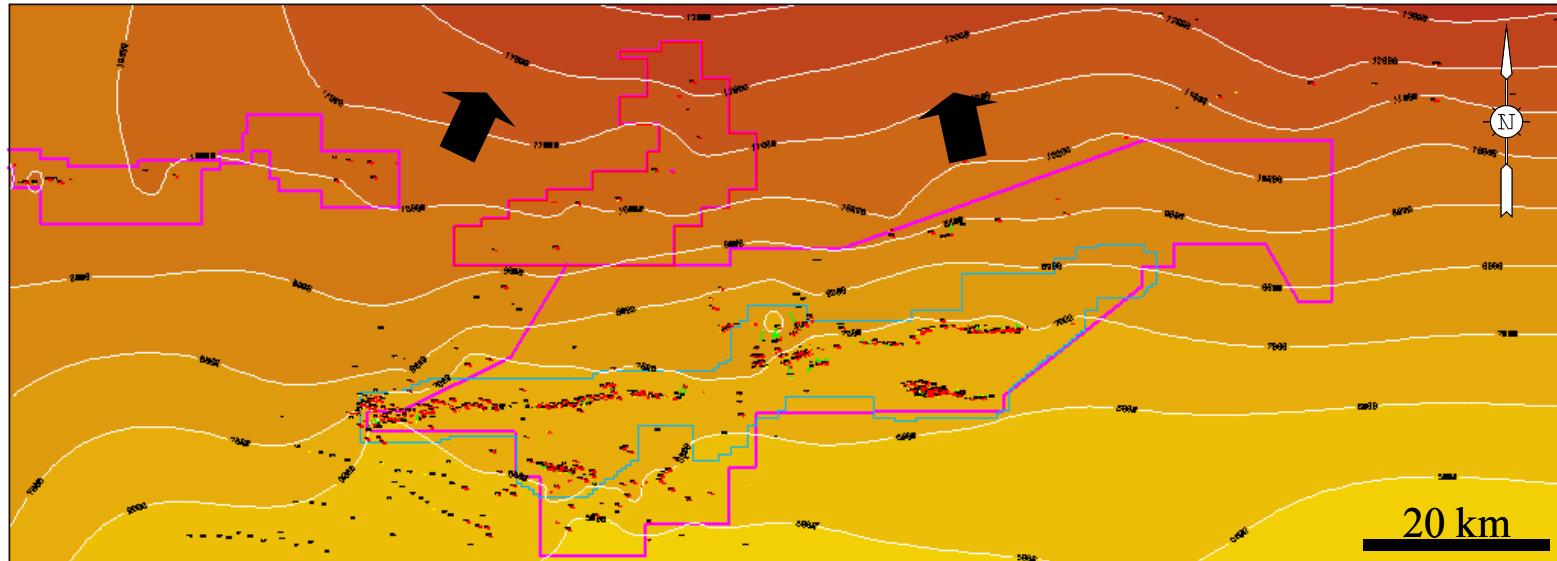


Figura 69. Mapa estructural a la superficie de inundación MFS Bur 4 .Contornos cada 1000 pies

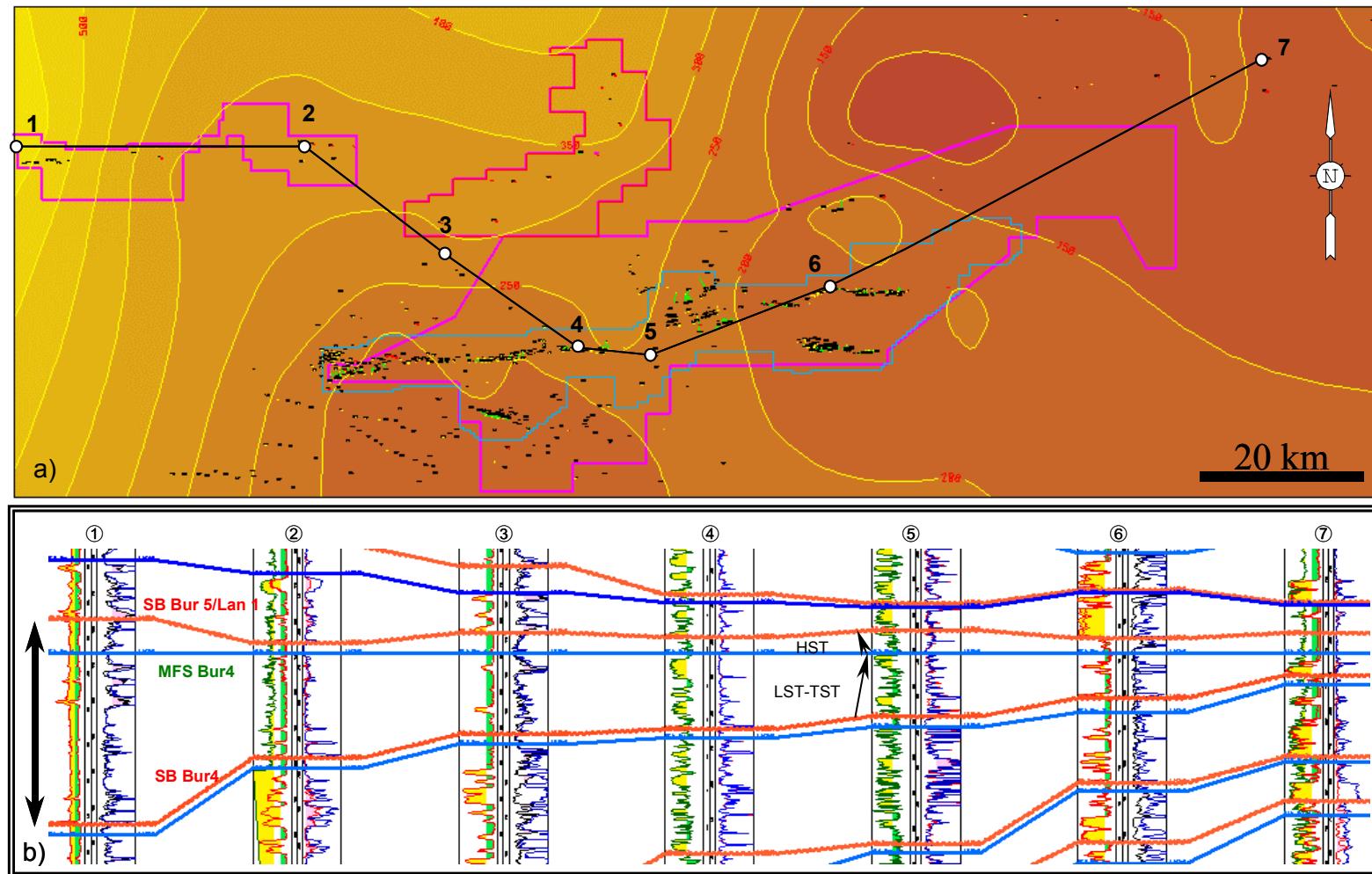


Figura 70. Secuencia de tercer orden Bur 4, comprendida entre los límites de secuencia Bur 4 y Bur 5/Lan 1. a) Mapa isópaco. Contornos c/50.' b) Sección estratigráfica.

La secuencia se compone de un sistema transgresivo muy extenso y un sistema de alto nivel de mucho menor amplitud (fig. 71), con un patrón de apilamiento predominantemente retrogradacional. Sólo en el área central de Oritupano-Leona se observa cierta tendencia agradacional. En esta zona, es donde se identifica el mayor desarrollo de arenas. El sistema transgresivo culmina en una superficie de máxima inundación MFS Bur 4 de amplia extensión y de gran cobertura en la zona, la cual representa el sello vertical de los yacimientos localizados en la secuencia, caracterizados como grandes productores en los campos del área. Esta superficie posee buen control sísmico y bioestratigráfico.

La secuencia, en general, presenta una menor relación arena-lutita. Los cuerpos arenosos son más delgados, discontinuos y menos frecuentes y se presentan esporádica y aisladamente, especialmente al oeste del área, donde incluso llegan a desaparecer. En esta zona el dominio es casi enteramente lutítico.

El desarrollo de superficies de inundación es notable en toda la secuencia. Es posible reconocer superficies de inundación de alta frecuencia de muy buena extensión y continuidad lateral.

Estudios de alta resolución en núcleos del área han permitido identificar secuencias de cuarto y quinto orden dentro de la unidad. Se caracterizan por el predominio de sedimentos lutíticos y arenas finas de sistemas de alto nivel y transgresivos. Sedimentos finos de influencia calcárea, arenas con *mud drapes* y bioturbadas, así como depósitos lacustrinos y paludales, restos de plantas y carbones son comunes en la secuencia Bur 4.

Se han distinguido parasecuencias conformadas por barras de marea, apiladas y progradantes, y canales.

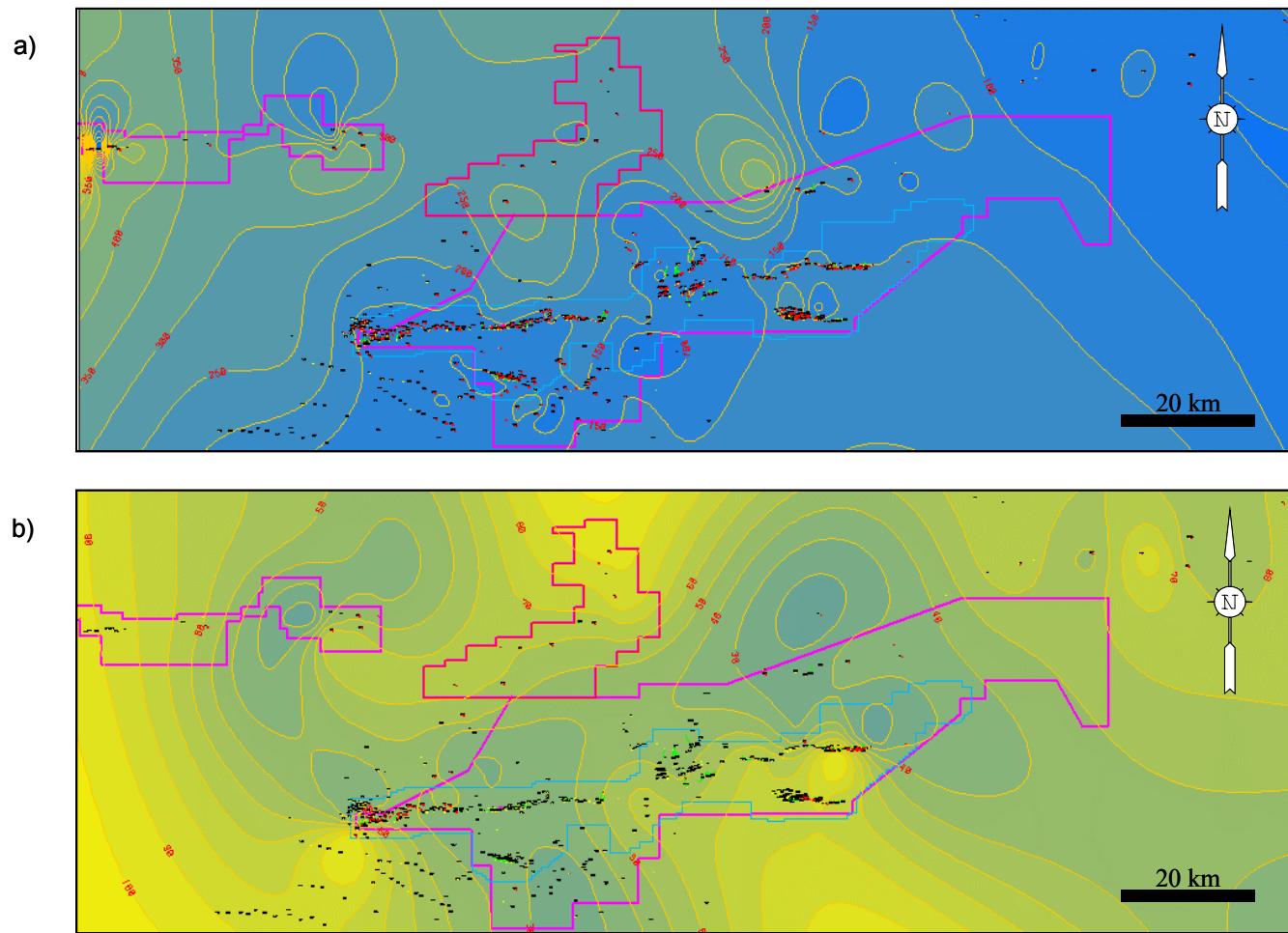


Figura 71. Secuencia Bur 4. a) Mapa de espesores de los sistemas de bajo nivel y transgresivo. b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel. Contornos cada 50 y 10 pies, respectivamente.

Secuencia Bur 5: sus límites son las superficies SB Bur 5 y SB Lan 1 de edades Burdigaliense Tardío y Langhianiense, respectivamente. La característica principal de la secuencia es la presencia de una importante y marcada superficie de inundación de carácter regional como culminación del sistema de *lowstand*-transgresivo, cuya deposición se sucedió sobre una estructura inclinada al norte, como se observa en el mapa de la figura 72.

La secuencia presenta poco espesor, variable entre 100 pies en Oritupano-Leona y 200 pies en los campos de Mata y Acema (fig. 73).

La secuencia presenta patrones de apilamiento variables a lo largo del área; sin embargo, muestra cierta tendencia progradacional. Está compuesta por un sistema predominante de *lowstand* a transgresivo. El sistema de *lowstand* está conformado por secuencias y parasecuencias progradacionales de frente costero y por canales distinguibles sólo en la parte central del área de estudio. Hacia el oeste y este, se hace más arcilloso. El sistema de *highstand* solo se desarrolla al oeste y está conformado esencialmente por sedimentos lutíticos. El sistema de *highstand* es de menor espesor, mayormente arcilloso y se encuentra truncado al este del área por la superficie SB Lan 1. En la figura 74, se observa el espesor y tendencias de sedimentación de los sistemas depositacionales.

Parasecuencias de complejos de barras y canales de marea intensamente bioturbadas han sido observadas en núcleos. Carbones, restos de raíces y perfiles pedogénicos también han sido identificados dentro de la secuencia.

El ambiente sugerido para la secuencia varía de frente costero, con influencia mareal, a costa fuera.

Secuencia Lan 1: está limitada por las superficies SB Lan 1 y SB Lan 2, de edades Mioceno Medio (Langhianiense). La secuencia, al igual que las unidades

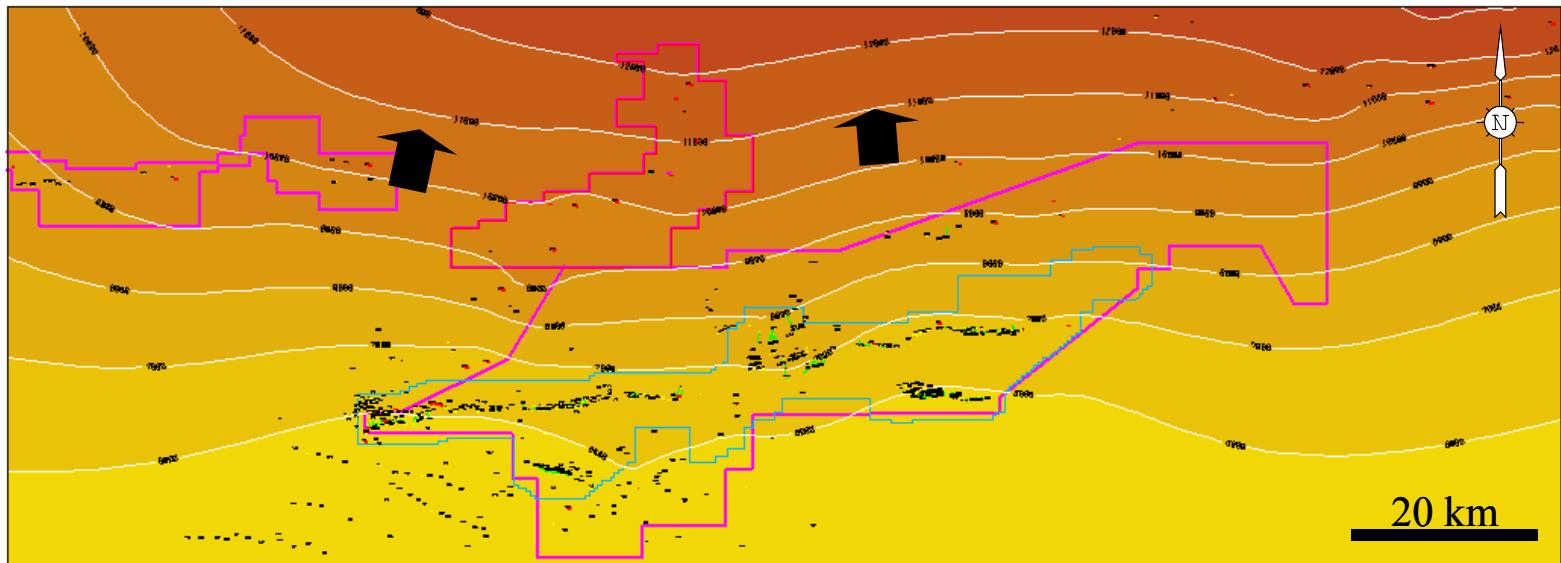


Figura 72. Mapa estructural a la superficie de inundación MFS Bur 5.

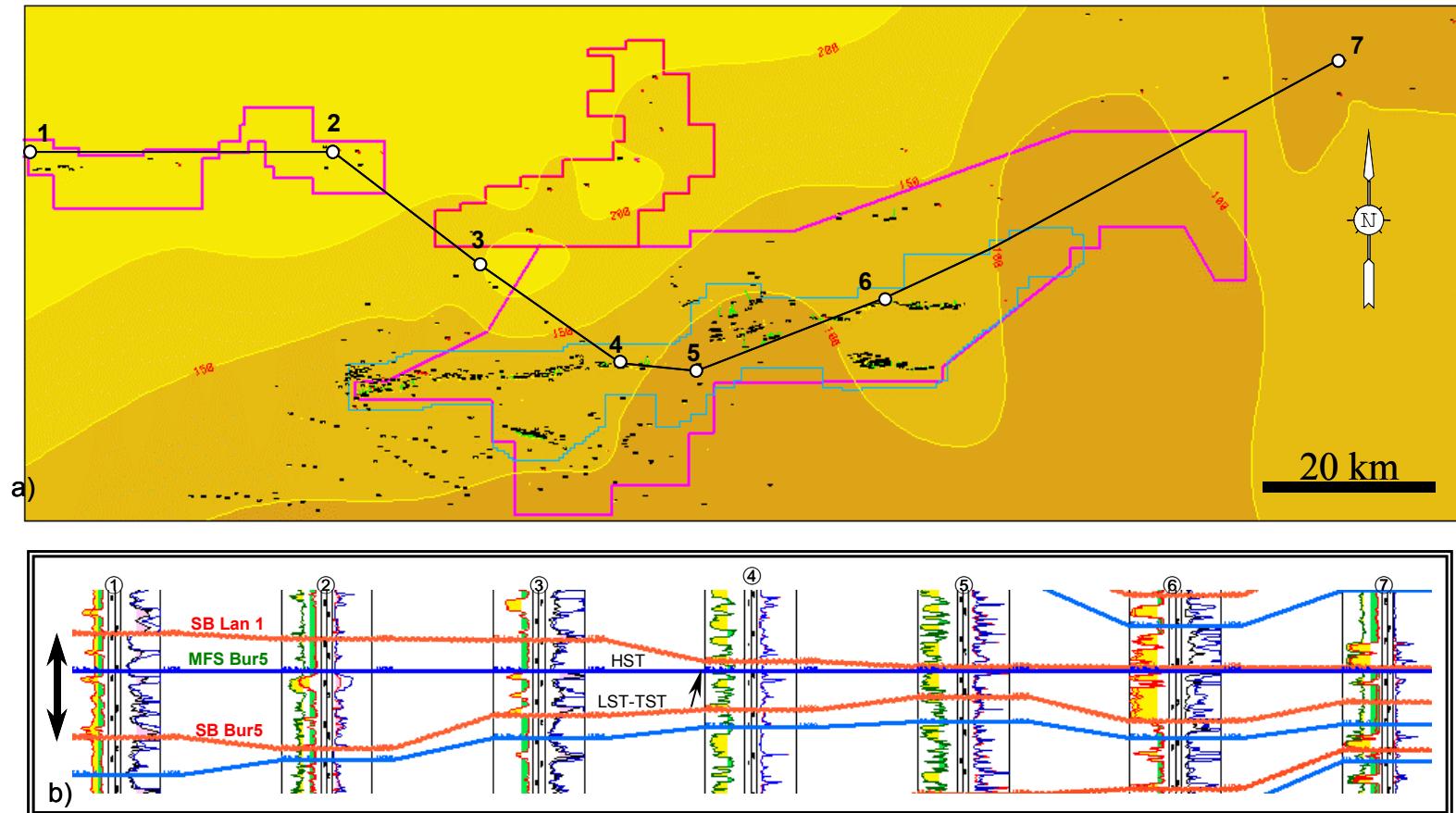


Figura 73. Secuencia de tercer orden Bur 5, comprendida entre los límites de secuencia Bur 5 y Lan 1.
 a) Mapa isópaco. Contornos c/50'. b) Sección estratigráfica.

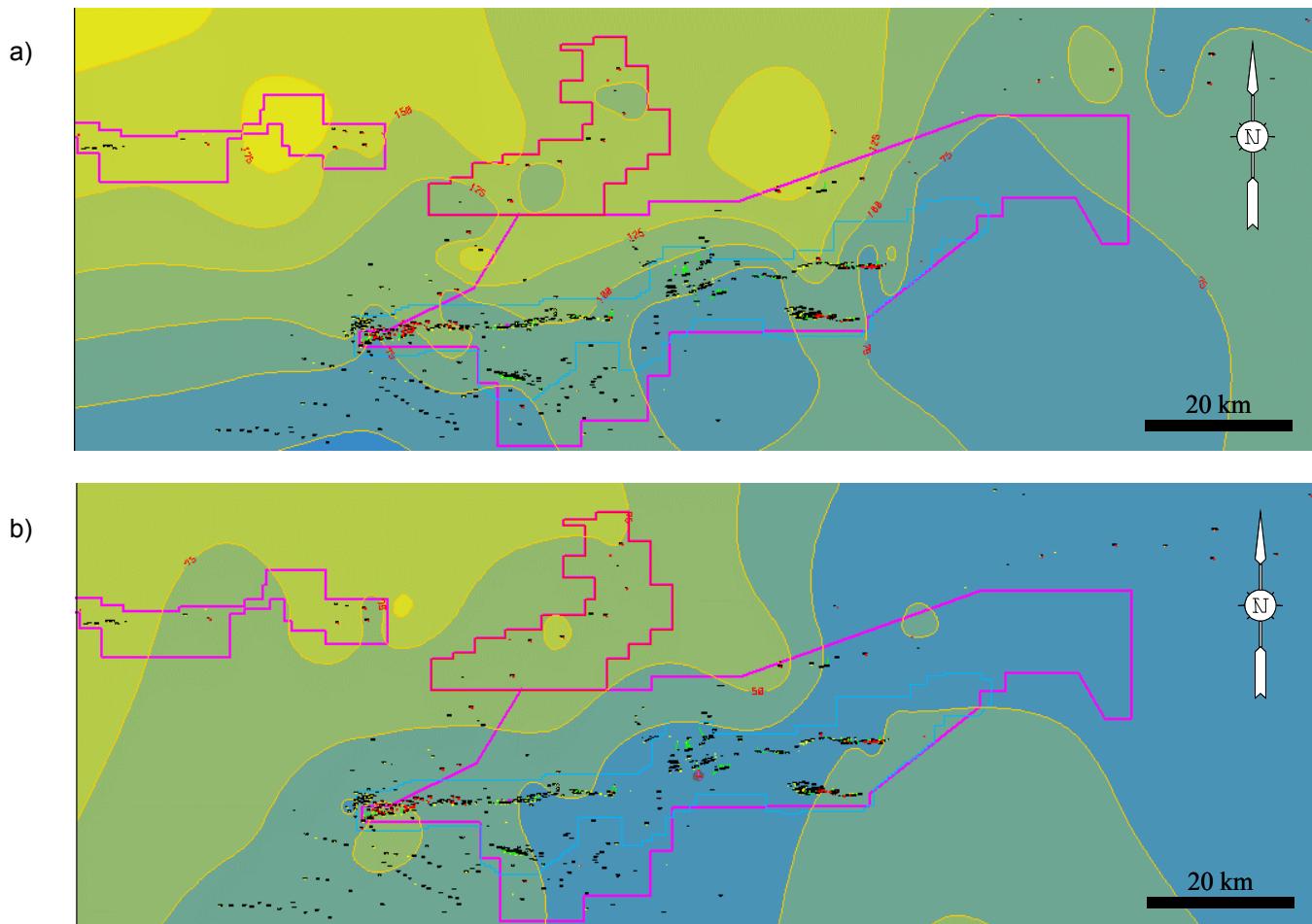


Figura 74. Secuencia Bur 5. a) Mapa de espesores de los sistemas de bajo nivel y transgresivo.
b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel. Contornos cada 25 pies.

infrayacentes, se desarrolló sobre una estructura de tendencia norte, aunque se observa un ligero cambio de dirección al noreste tal como se muestra en el mapa de la figura 75. Su espesor es relativamente constante en toda el área, aunque muestra una leve tendencia de aumento desde el centro hacia el oeste (fig. 76).

El patrón de apilamientos observado en la secuencia Lan 1 es agradacional en el centro del área, donde se distingue un importante conjunto de arenas. Hacia el oeste y este, el contenido en arena decrece notablemente y el patrón se torna más retrogradacional (fig. 76).

La secuencia muestra un sistema de *lowstand* a transgresivo de mayor amplitud que el sistema de *highstand*. Su relación arena-lutita es mucho mayor y está determinado por sucesiones o intercalaciones de arenas y lutitas. Al oeste del área y hacia el campo de Soledad, al este, esta relación disminuye y sólo se precisan delgados e individuales cuerpos arenosos. Las arenas del sistema de *highstand* son más localizadas y se restringen a depósitos aislados. Los espesores alcanzados por cada uno de los sistemas depositacionales se presentan en la figura 77.

Dentro de la secuencia se han distinguido arreglos progradacionales de parasecuencias conformadas esencialmente por barras de marea y delgados canales de marea, en algunos casos apilados. Canales distribuitarios, depósitos de *crevasse splay* y de tormenta han sido identificados en núcleos.

De acuerdo al patrón de perfiles de pozos y análisis de facies se ha inferido que la secuencia se depositó en un ambiente sedimentario entre frente costero y costa afuera.

Secuencia Lan 2: se encuentra comprendida entre los límites de secuencias SB Lan 2 (Langhianiense) y SB Ser 1 (Serrivaliense). Una relevante superficie de

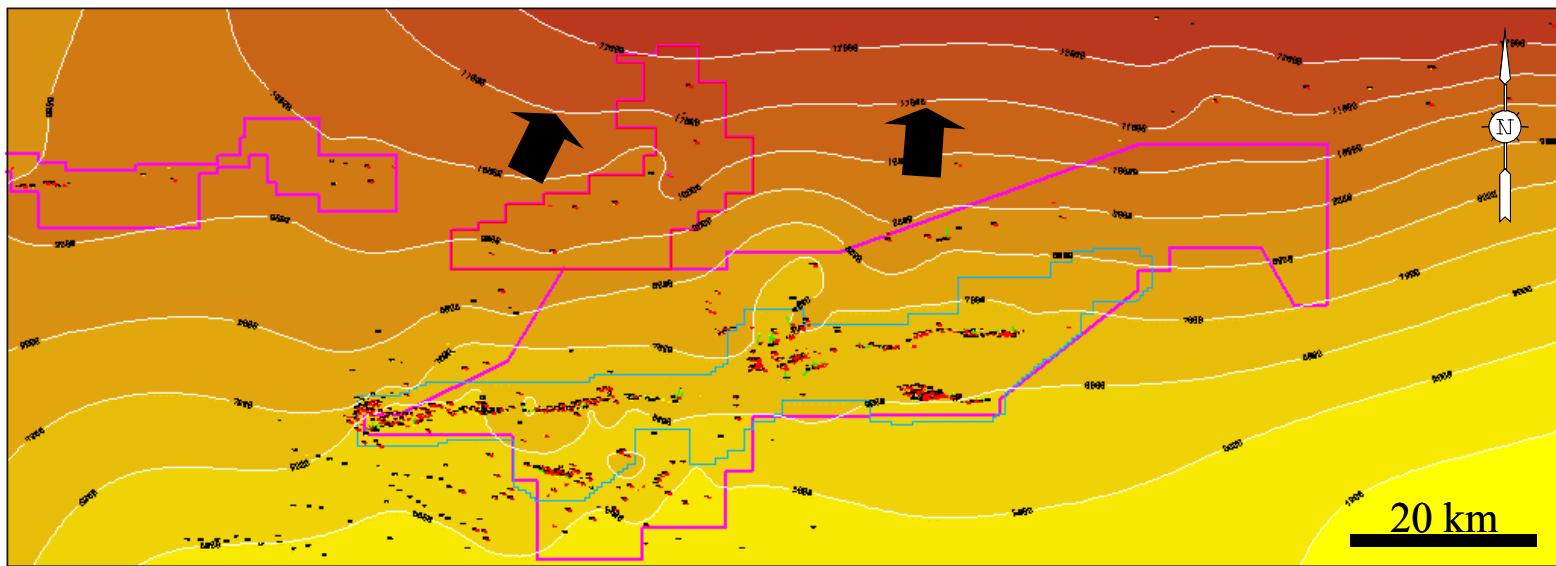


Figura 75. Mapa estructural a la superficie de inundación MFS Lan 1.

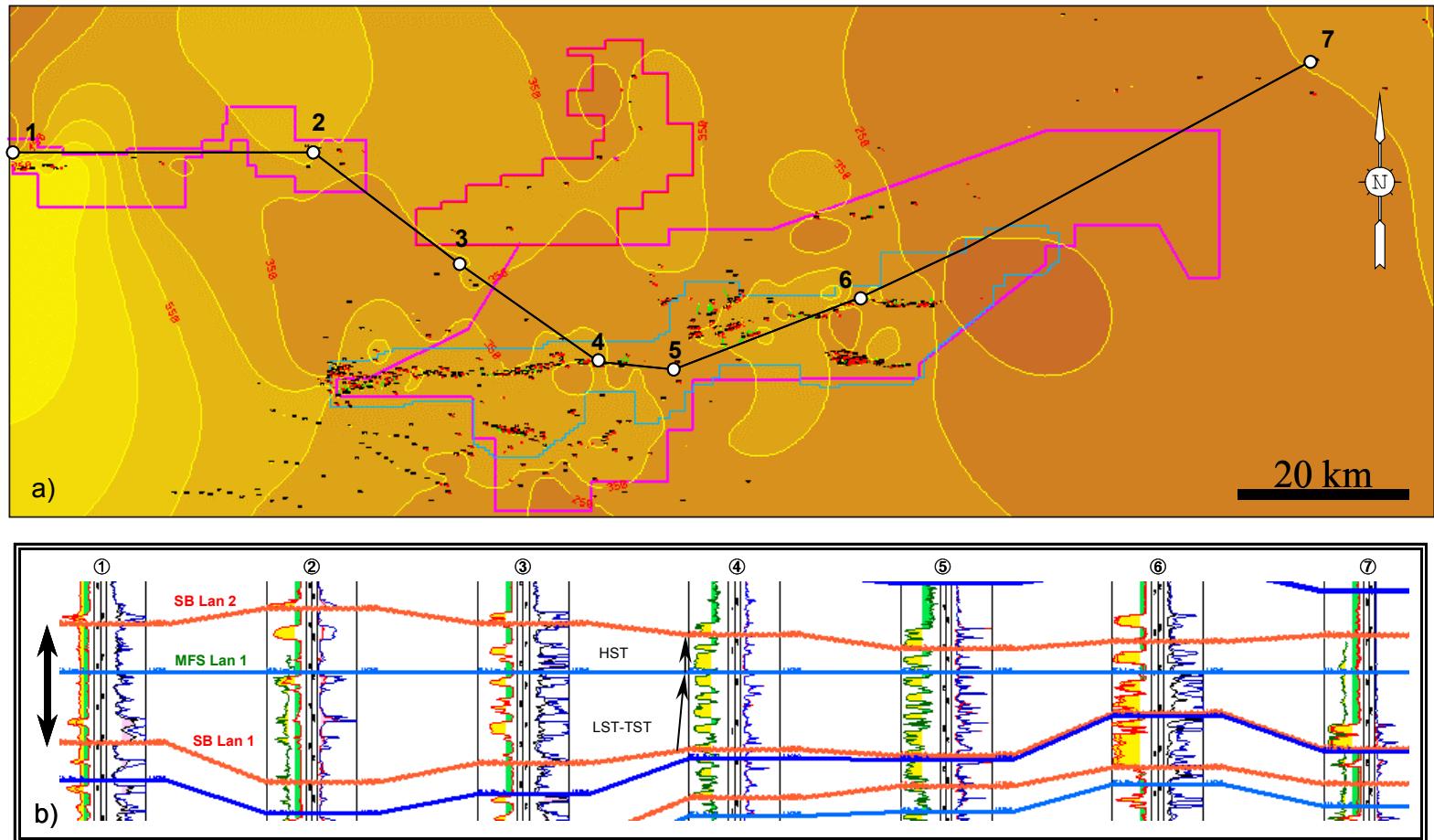
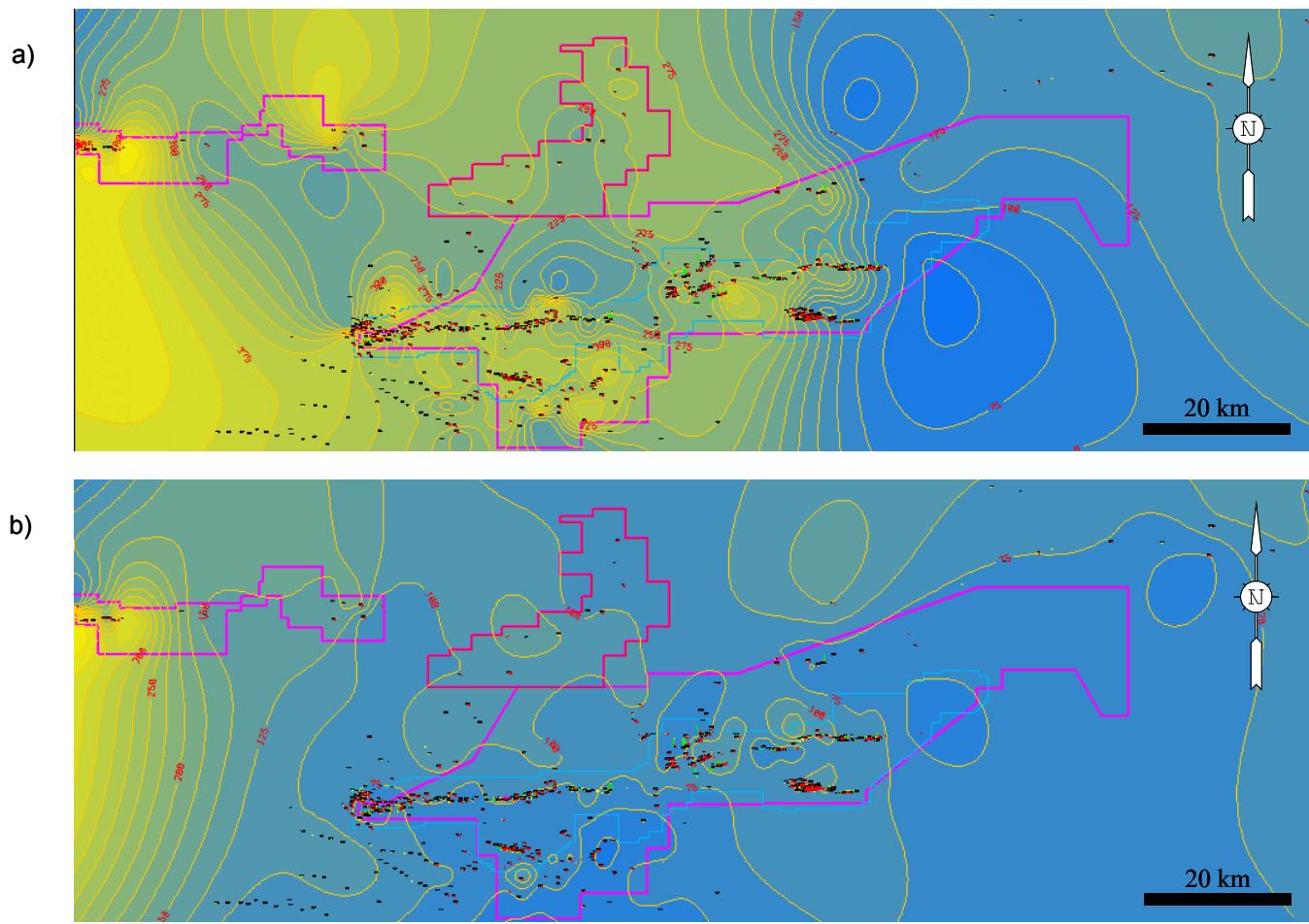


Figura 76. Secuencia de tercer orden Lan 1, comprendida entre los límites de secuencia Lan 1 y Lan 2.
 a) Mapa isópaco. Contornos c/100'. b) Sección estratigráfica.



máxima inundación es observada en la secuencia, superficie sobre la cual fue realizado el mapa estructural de la figura 78.

La secuencia presenta un espesor promedio de 300 pies en casi todo el área, excepto al oeste, donde el espesor aumenta notablemente hasta más de 700 pies. En este sector se desarrollan cuerpos elongados de orientación preferencial sur-norte (fig. 79).

En la secuencia se definen claramente un sistema encadenado de bajo nivel, un sistema transgresivo y un sistema de alto nivel (fig. 80). El sistema de bajo nivel está conformado por una sucesión de arenas bioturbadas, cuya frecuencia varía entre un campo y otro, 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). Especies de foraminíferos como *G. bisphericus* y nanofósiles tales como *D. musicus* y *C. floridanus* han sido identificadas en el intervalo. Arenas progradantes de barra de marea y muy delgados canales pueden encontrarse en la parte basal del sistema transgresivo.

El sistema de alto nivel es arcilloso. Sólo se distinguen esporádicos depósitos arenosos en forma de barras. Hacia el noreste, esta secuencia marca el inicio de una sedimentación exclusivamente arcillosa.

Los espesores de los sistemas encadenados así como sus tendencias de depositación se observan en la figura 81.

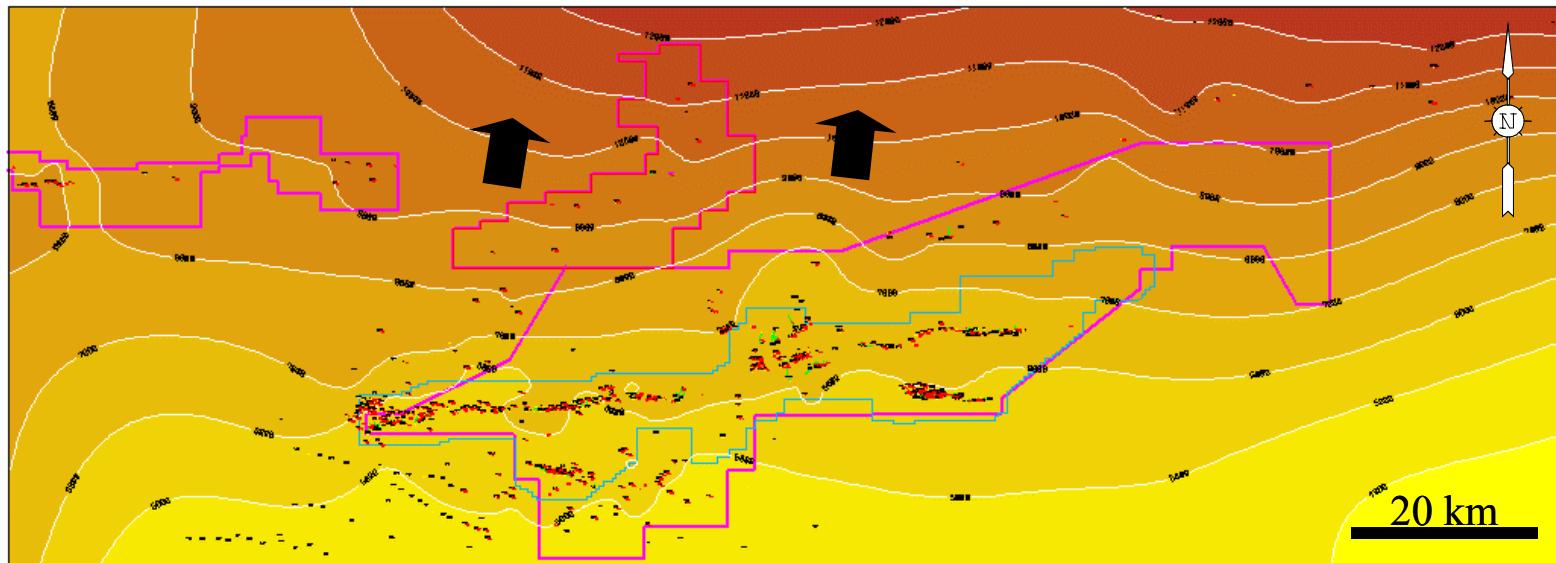


Figura 78. Mapa Estructural a la superficie de inundación MFS Lan 2. Contornos cada 1000 pies

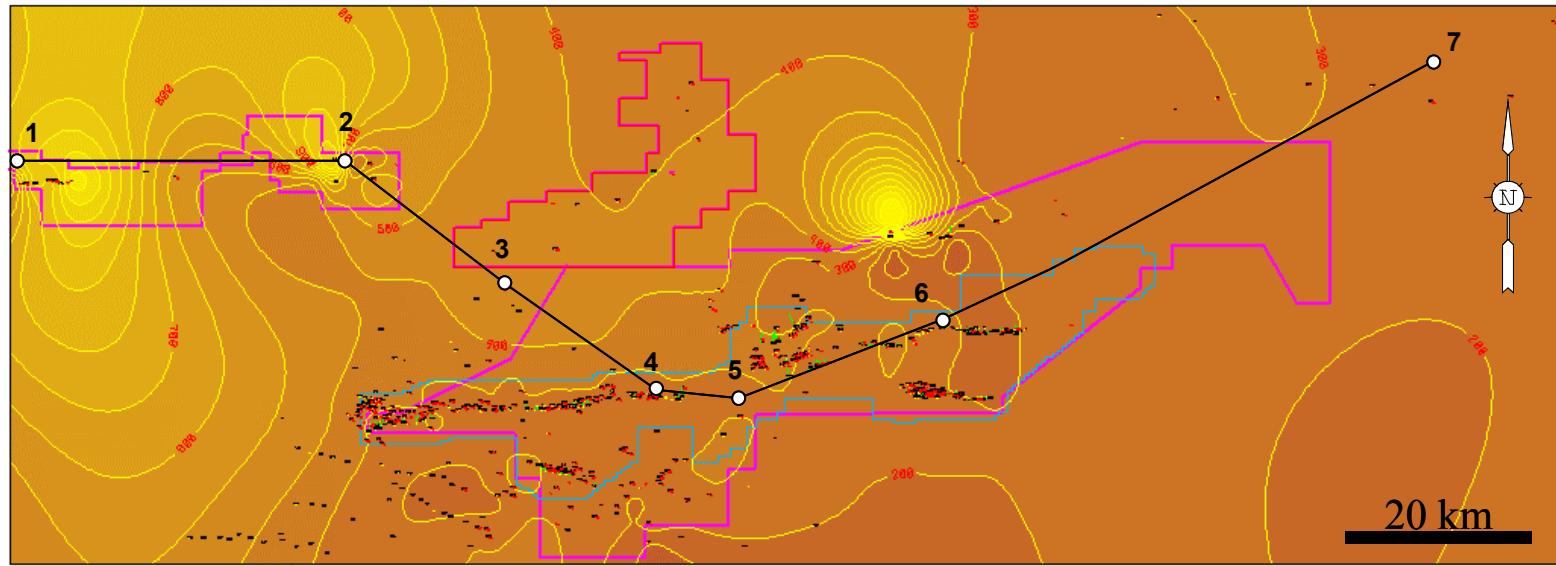


Figura 79. Mapa isópaco de la secuencia de tercer orden Lan 2, comprendida entre los límites de secuencia Lan 2 y Ser 1. Contornos c/100'.

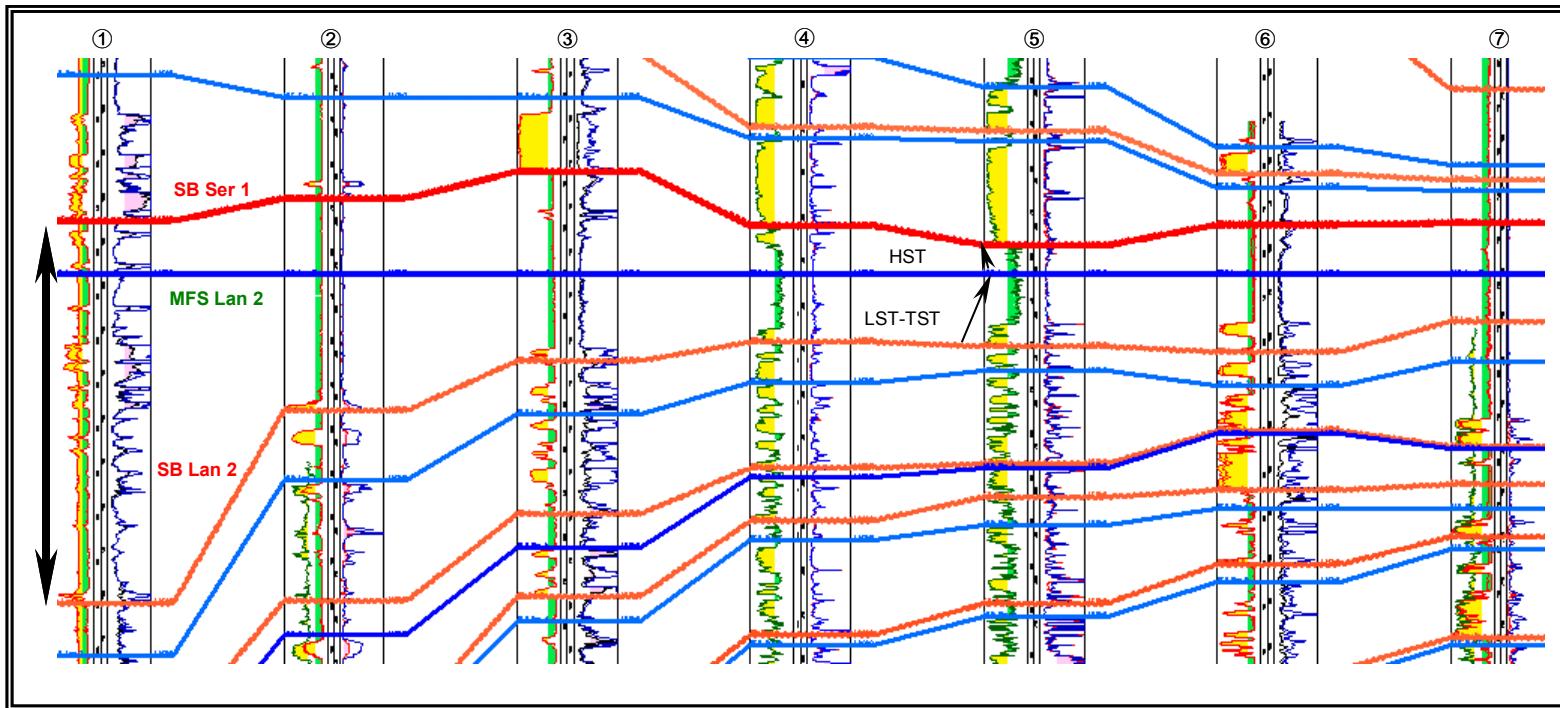


Figura 80. Sección estratigráfica para la secuencia de tercer orden Lan 2. Se observa un abrupto incremento en el espesor de la secuencia hacia el campo de Mata, como consecuencia de un incremento en el espacio de acomodación asociado al progreso de la subsidencia de la cuenca. La superficie de inundación MFS Lan 2 es de cobertura regional y coincide con la inundación global del Langhianiense.

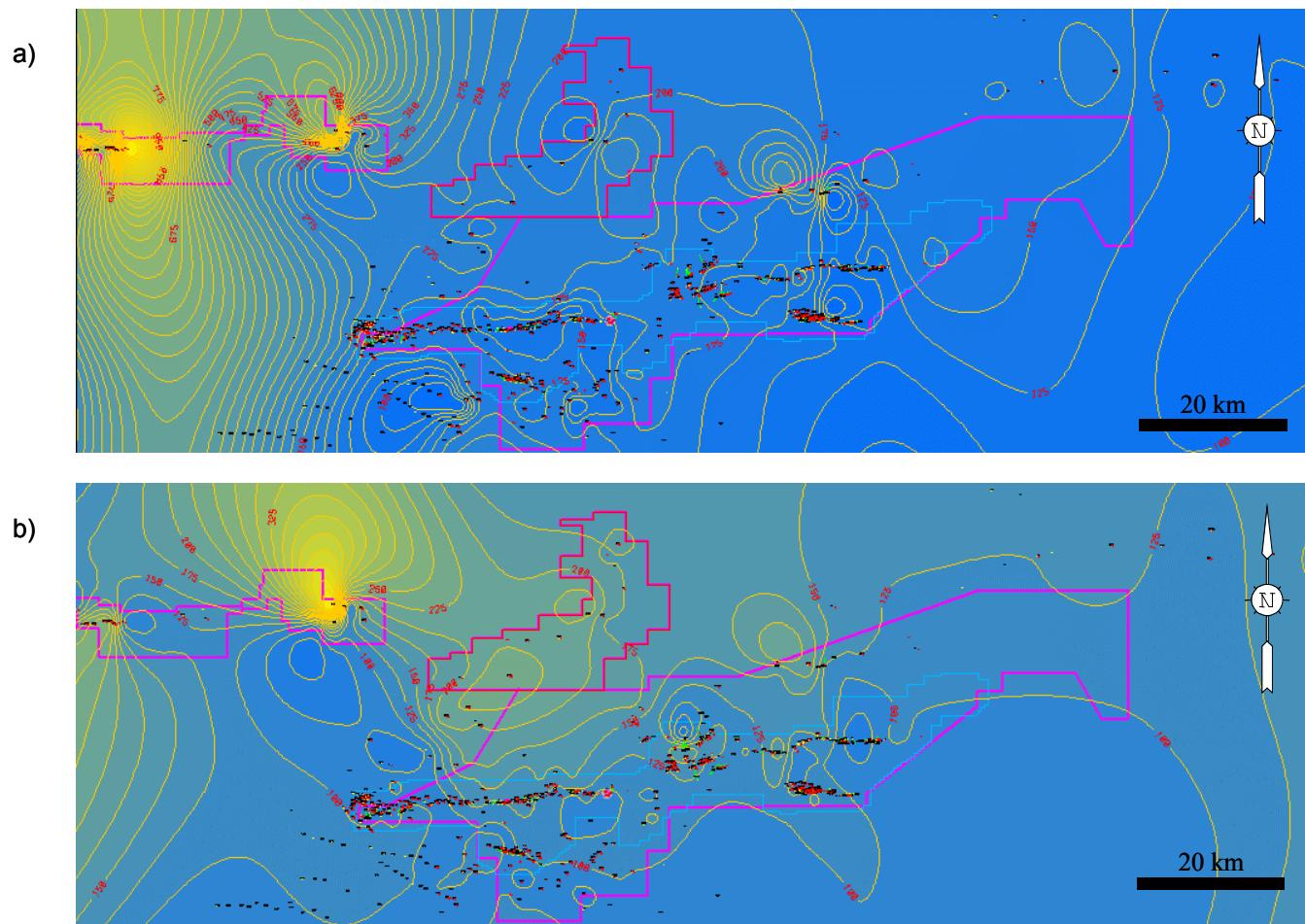


Figura 81. Secuencia Lan 2. a) Mapa de espesores de los sistemas de bajo nivel y transgresivo. b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel. Contornos cada 25 pies.

Secuencia Ser 1: de edad Serravaliense, sus límites son las superficies SB Ser 1 y SB Ser 2, en la base y tope, respectivamente. Mapas estructurales realizados al tope de la secuencia y sobre la superficie de inundación MFS Ser 1 reflejan una tendencia hacia el norte de la estructura (figs. 82 y 83).

La secuencia se compone de cuerpos masivos de arenas que se extienden por gran parte del área, especialmente entre los campos de Leona y Oritupano C y que desaparecen completamente hacia el este y norte, hacia los campos de Soledad y Acema, respectivamente. En el campo de Mata, se presentan como sucesiones intercaladas de arenas y lutitas. En el mapa de espesores (fig. 84a) se aprecia como el espesor de la secuencia disminuye en sentido este-oeste, indicativo de la progradación de las arenas en ese mismo sentido. La sección estratigráfica de la figura 84b muestra las características de la secuencia.

Los depósitos mencionados anteriormente representan el sistema de *lowstand* de la secuencia. Han sido definidos en Oritupano-Leona como el resultado del apilamiento de canales de mareas, donde las areniscas y limolitas que los componen presentan cierto grado de bioturbación.

En el mismo campo, el sistema transgresivo es rico en arenas y se caracteriza por presentar espesos “lags” transgresivos. Discretas superficies de inundación de orden mayor pueden encontrarse en zonas limosas. El sistema transgresivo está mejor representado en el resto de los campos, donde la sección es de mayor influencia, o es completamente, lutítica. En cualquier caso culmina en una bien marcada superficie de máxima inundación (fig. 84).

El sistema de alto nivel presenta sólo espesores significantes hacia el noroeste, donde precisamente se observa el desarrollo de algún cuerpo arenoso aislado, con un patrón de engrosamiento hacia arriba.

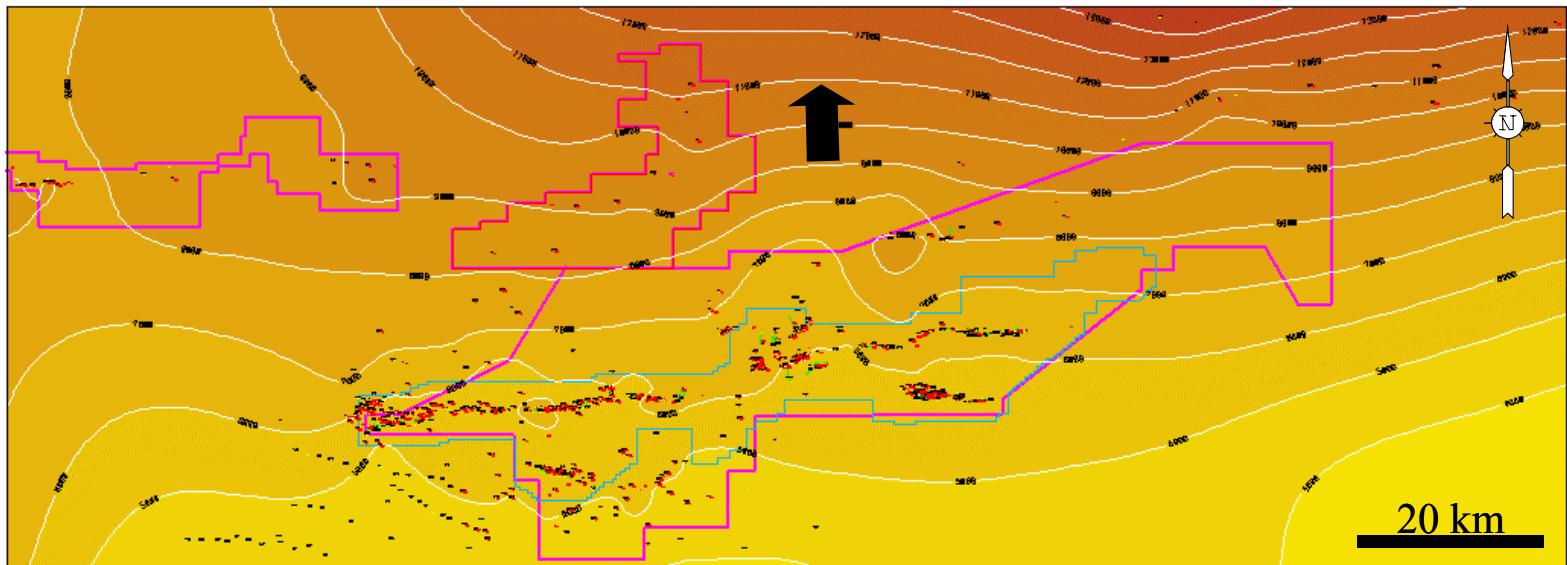


Figura 82. Mapa estructural al límite de secuencia SB Ser 1.

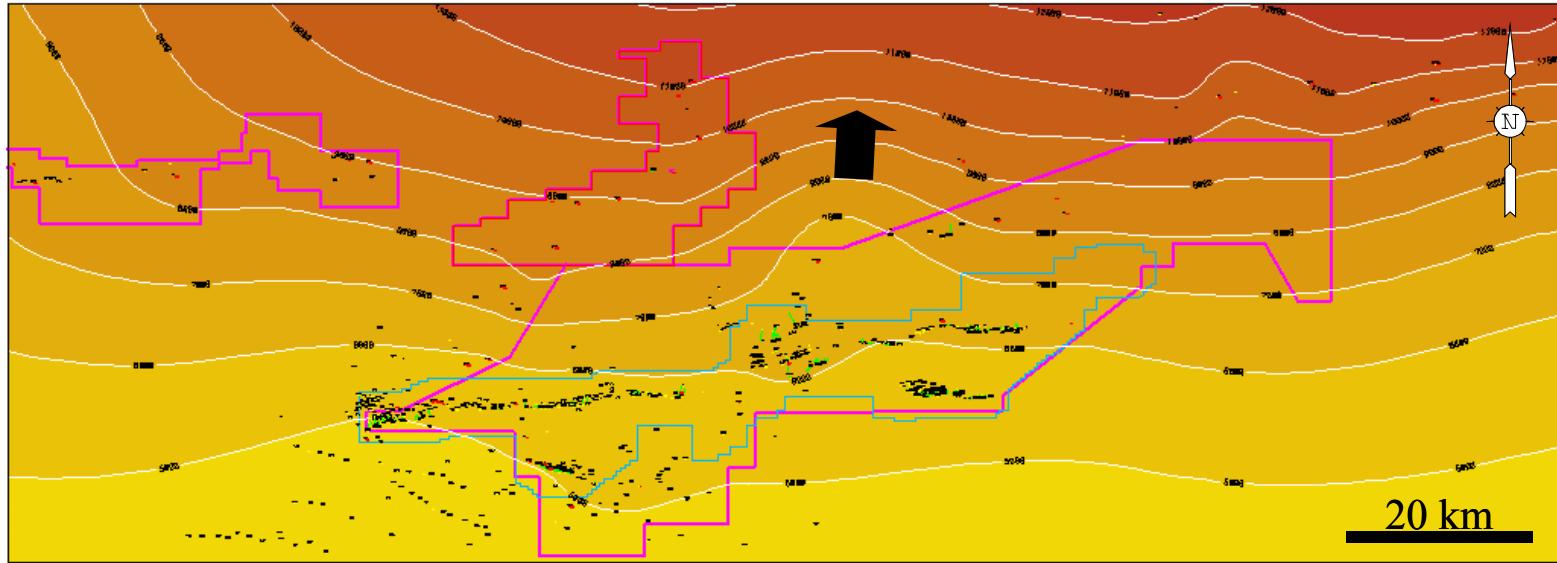


Figura 83. Mapa estructural a la superficie de inundación MFS Ser 1.

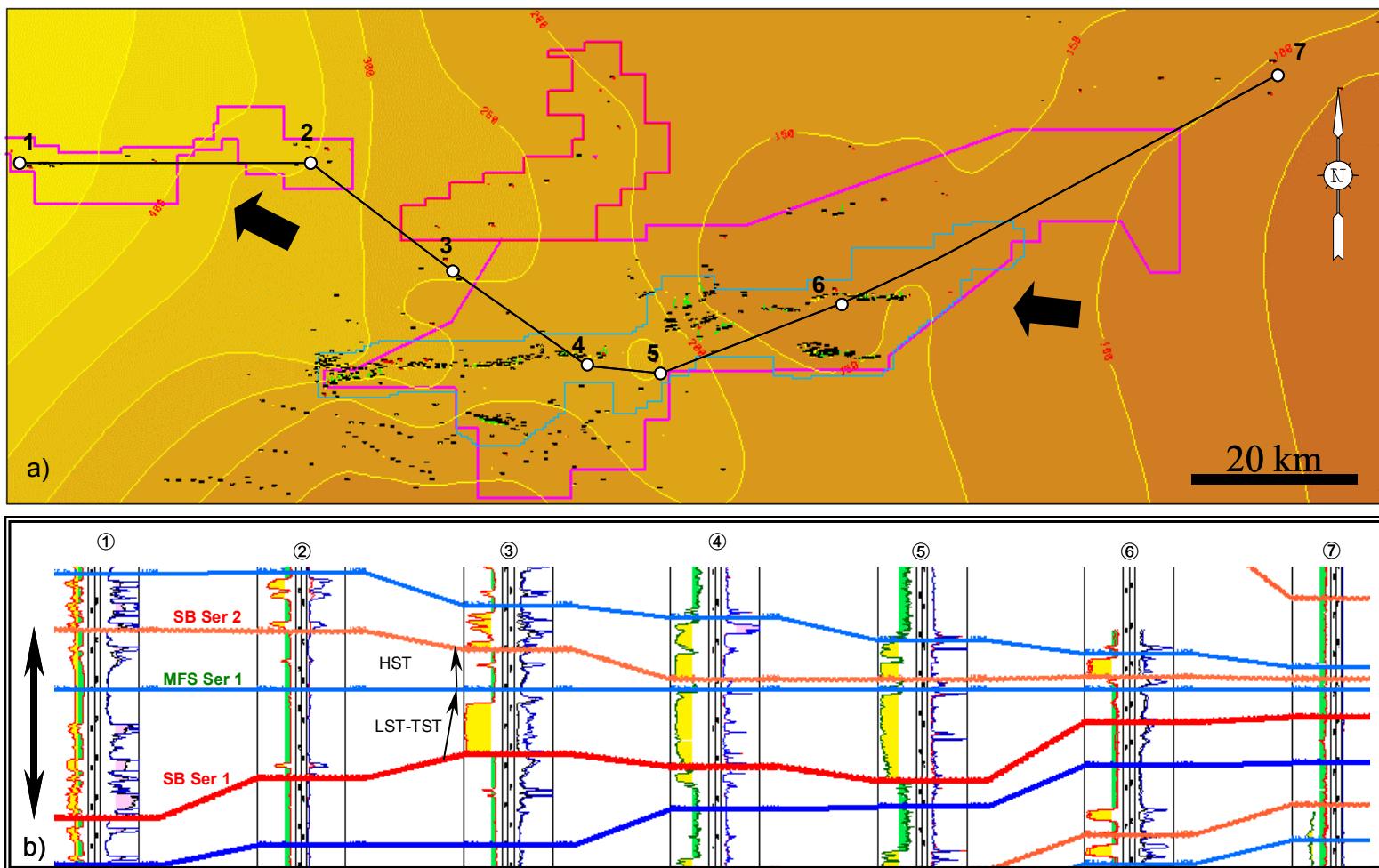


Figura 84. Secuencia de tercer orden Ser 1, comprendida entre los límites de secuencia Ser 1 y Ser 2.
 a) Mapa isópaco. Contornos c/100'. b) Sección estratigráfica.

Los mapas isópicos de la figura 85 presentan los espesores de los sistemas depositacionales definidos en la secuencia.

Secuencia Ser 2: se ubica entre los límites de secuencia SB Ser 2 y SB Ser 4/Tor 1. La configuración estructural de la secuencia puede observarse en el mapa de la figura 86, construido sobre la superficie de inundación MFS Ser 2.

A diferencia del resto de las secuencias, donde la tendencia de aumento de espesor es al noroeste, la secuencia Ser 2 muestra una tendencia de aumento de espesor en sentido este-oeste (figs. 87 y 88).

La secuencia se compone de un bien diferenciado sistema de *lowstand*, de patrón progradante a agradacional, arenoso, conformado por barras costeras-litorales superpuestas y canales de marea. Estos depósitos se encuentran ausentes en los campos situados al este y norte del área de estudio. En el campo de Mata, los depósitos arenosos son menos masivos y se encuentran intercalados por lutitas de aceptable espesor y continuidad.

El sistema transgresivo es relativamente corto y finaliza en una visible superficie de inundación, donde se han identificado especies fósiles tales como *O. suturalis* y *S. Heteromorphus*. Dentro del sistema se han identificado superficies menores de ravinamiento.

El sistema de alto nivel presenta buen desarrollo y espesor, el cual se incrementa hacia el oeste. Es mayormente lutítico, a excepción del Campo de Mata, donde se observa la ocurrencia de una sucesión intercalada de arenas y lutitas.

Las tendencias depositacionales y espesores de los sistemas encadenados pueden observarse en los mapas de la figura 89.

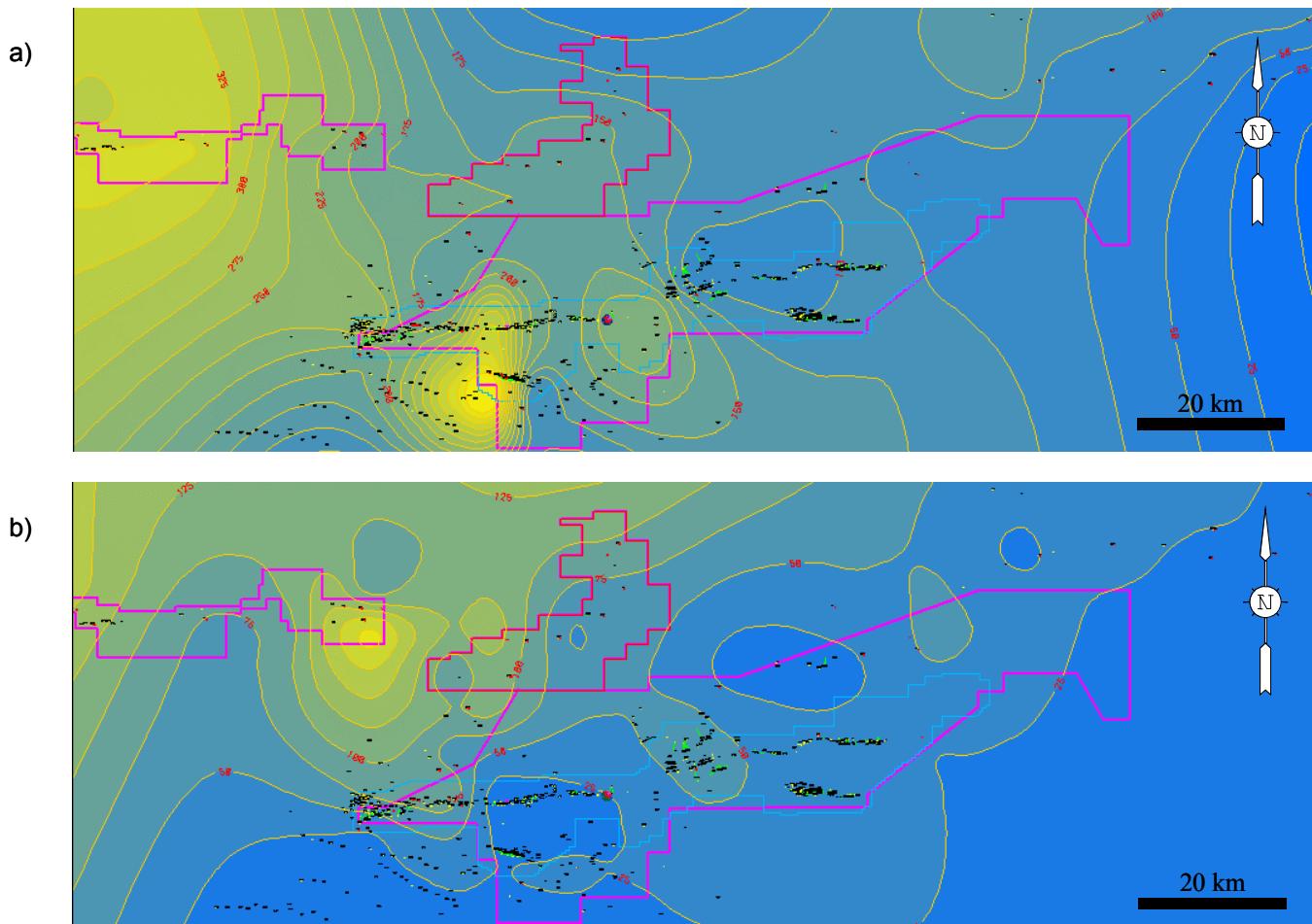


Figura 85. Secuencia Ser 1. a) Mapa de espesores de los sistemas de bajo nivel y transgresivo. b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel. Contornos cada 25 pies.

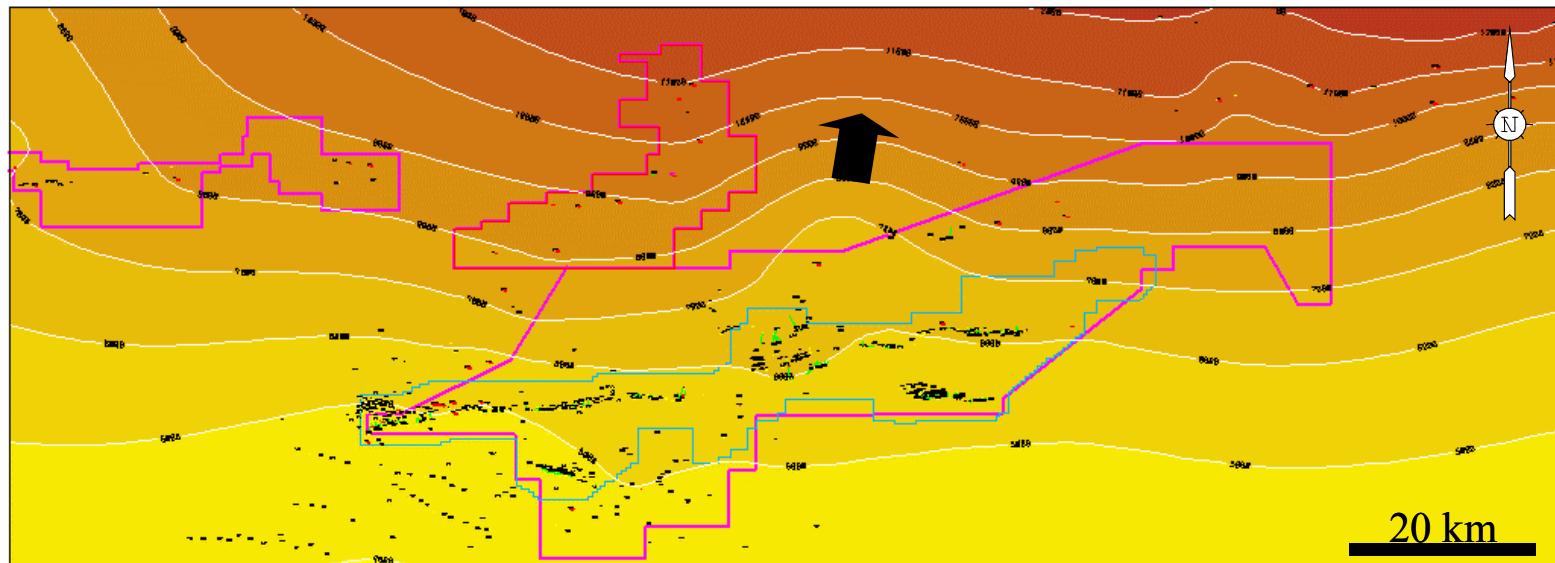


Figura 86. Mapa estructural a la superficie de inundación MFS Ser 2.

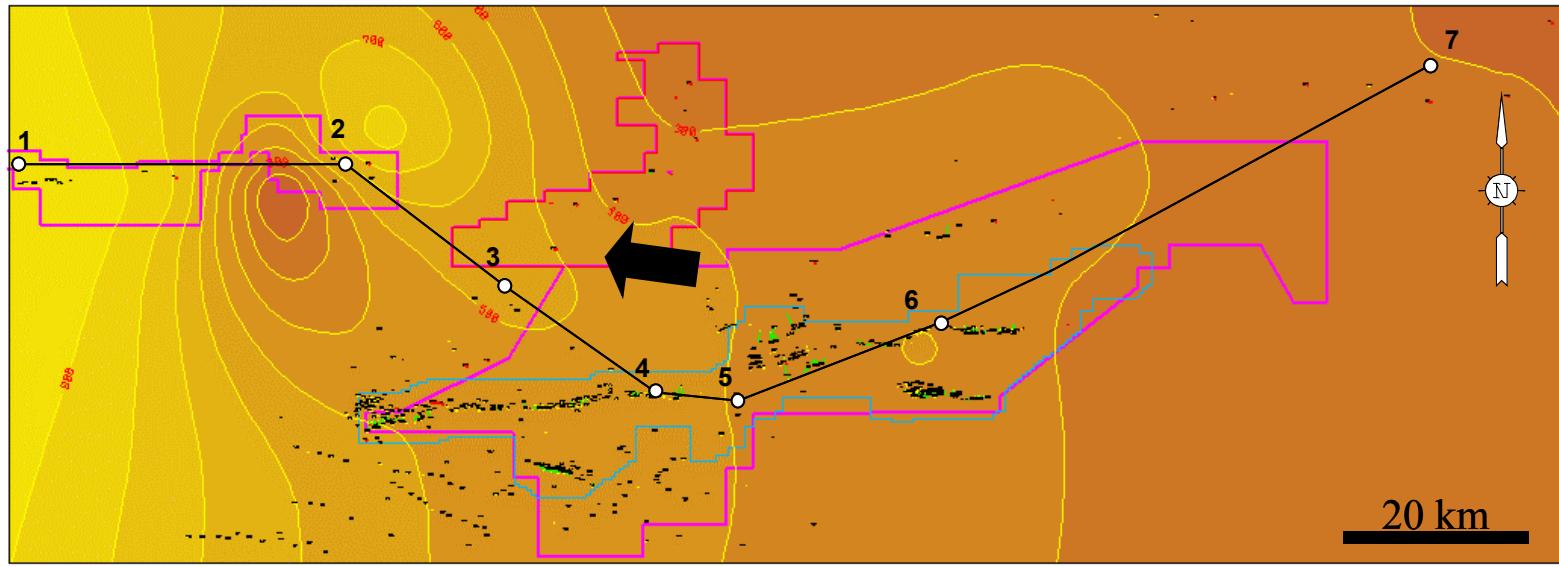


Figura 87. Mapa isópaco para la secuencia de tercer orden Ser 2, comprendida entre los límites de secuencia Ser 2 y Ser 4/Tor 1. Contornos c/100'.

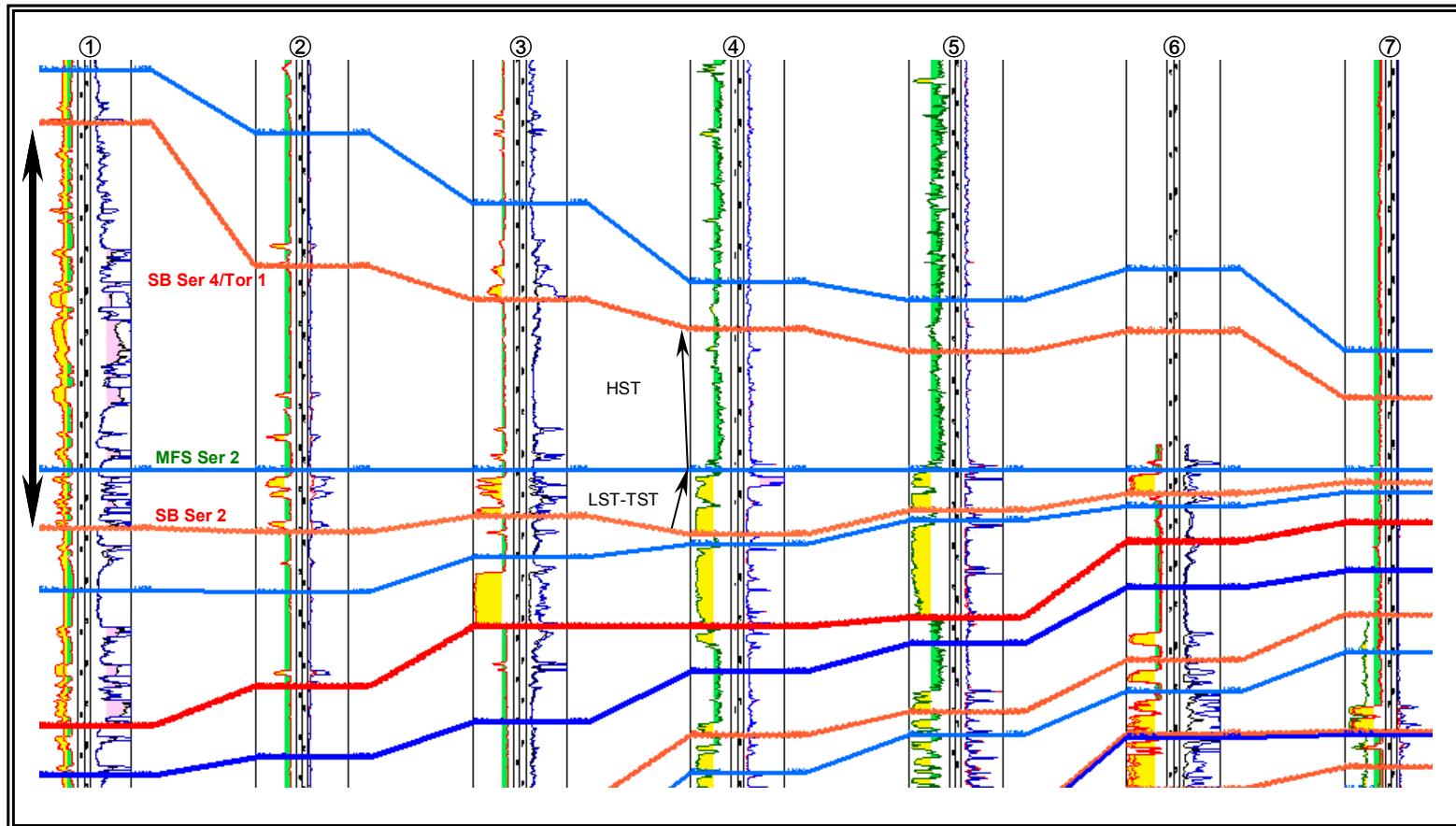


Figura 88. Sección estratigráfica para la secuencia de tercer orden Ser 2. La secuencia se hace enteramente lutítica y pierde espesor hacia el noreste. Los depósitos de *lowstand* progradan en esa misma dirección.

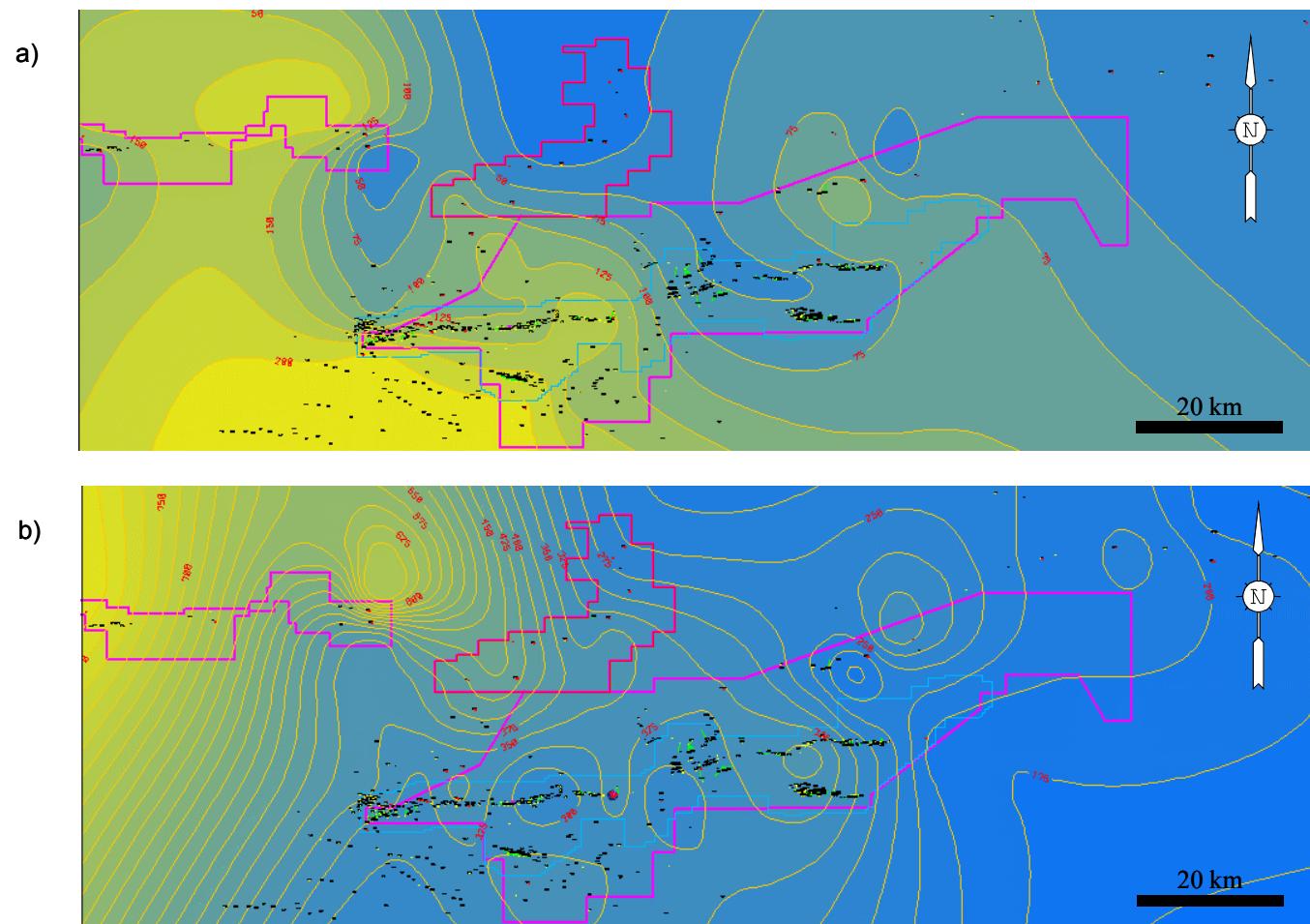


Figura 89. Secuencia Ser 2.
 a) Mapa de espesores de los sistemas de bajo nivel y transgresivo.
 b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel. Contornos cada 25 pies.

Secuencia Ser 4/Tor 1: se encuentra limitada por las superficies SB Ser 4/Tor 1 en la base y la superficie SB Me 2 en el tope, ambas correspondientes al Mioceno Superior. La superficie SB Ser 4/Tor 1 marca el límite entre el Mioceno Medio y el Mioceno Superior y coincide con el contacto entre las formaciones Oficina y Freites. La superficie SB Me 2 representa el límite del Mioceno-Plioceno.

Los mapas de las figuras 90 y 91 realizados sobre el límite de secuencia SB Ser4/Tor 1 y la superficie de máxima inundación MFS Ser 4/Tor 1, respectivamente, muestran ambos profundización de la estructura en sentido nor-noreste.

En las figuras 92 y 93 se ilustran la deposición y espesores de la secuencia. Un aumento progresivo del espesor se nota al oeste y centro del área. Hacia el noreste, se observa un aumento brusco del espesor, presumiblemente asociado al desarrollo de ambientes depositacionales más profundos como resultado del cambio de un dominio plataformal a otro de talud. Giffuni *et al.* (2000) refiere que el gran espesor observado al norte del área está relacionado al desarrollo de fallas lísticas sinsedimentarias.

La secuencia Ser 4/Tor 1 es esencialmente lutítica. Sólo se distinguen cuerpos limo-arenosos aislados, delgados y de poca continuidad lateral en la parte basal de un bien definido sistema transgresivo. Una superficie de máxima inundación se observa al tope del sistema, correspondiendo con un marcado incremento en la conductividad de las rocas y un descenso en el contenido faunal. Esta superficie supone un aumento en la batimetría como resultado del progreso de la subsidencia de la cuenca y marca el cambio de dominios de plataforma y costeros infrayacentes a un dominio de talud. Un notable cambio litológico también es observado entre lutitas de esta secuencia y las de la secuencia Ser 2, infrayacente.

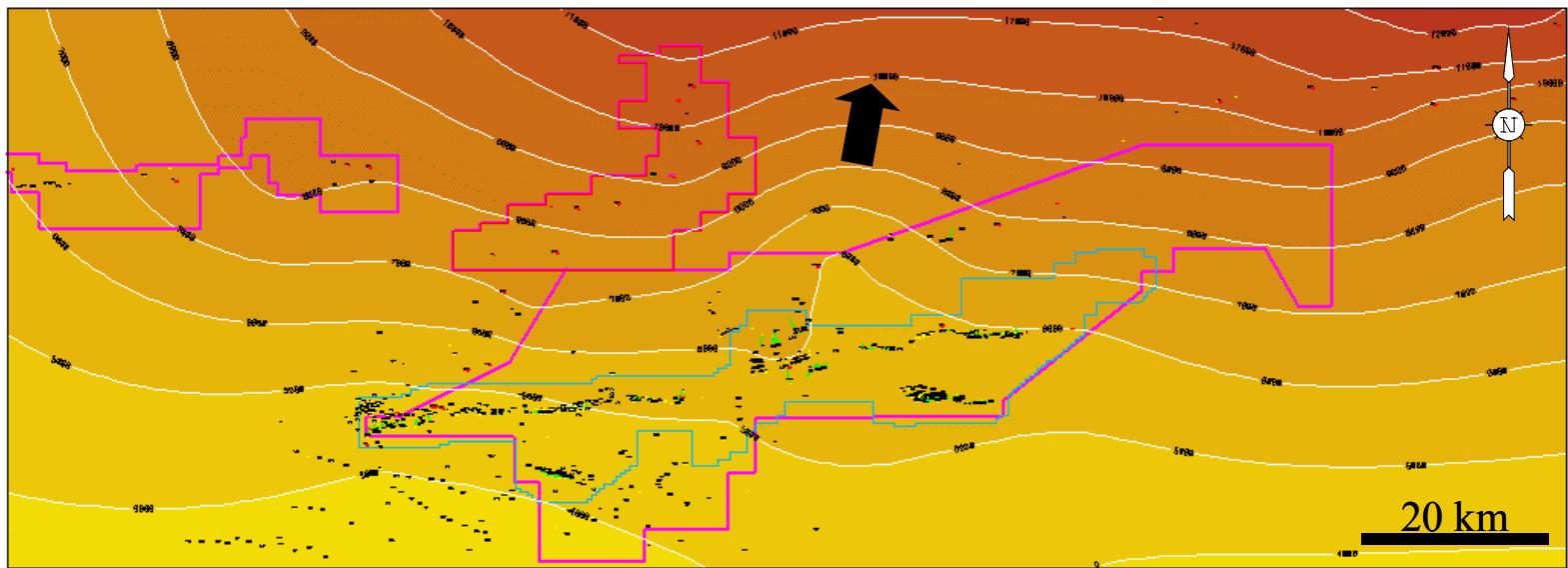


Figura 90. Mapa estructural al límite de secuencia SB Ser 4/Tor 1, en el límite Mioceno Medio-Mioceno.

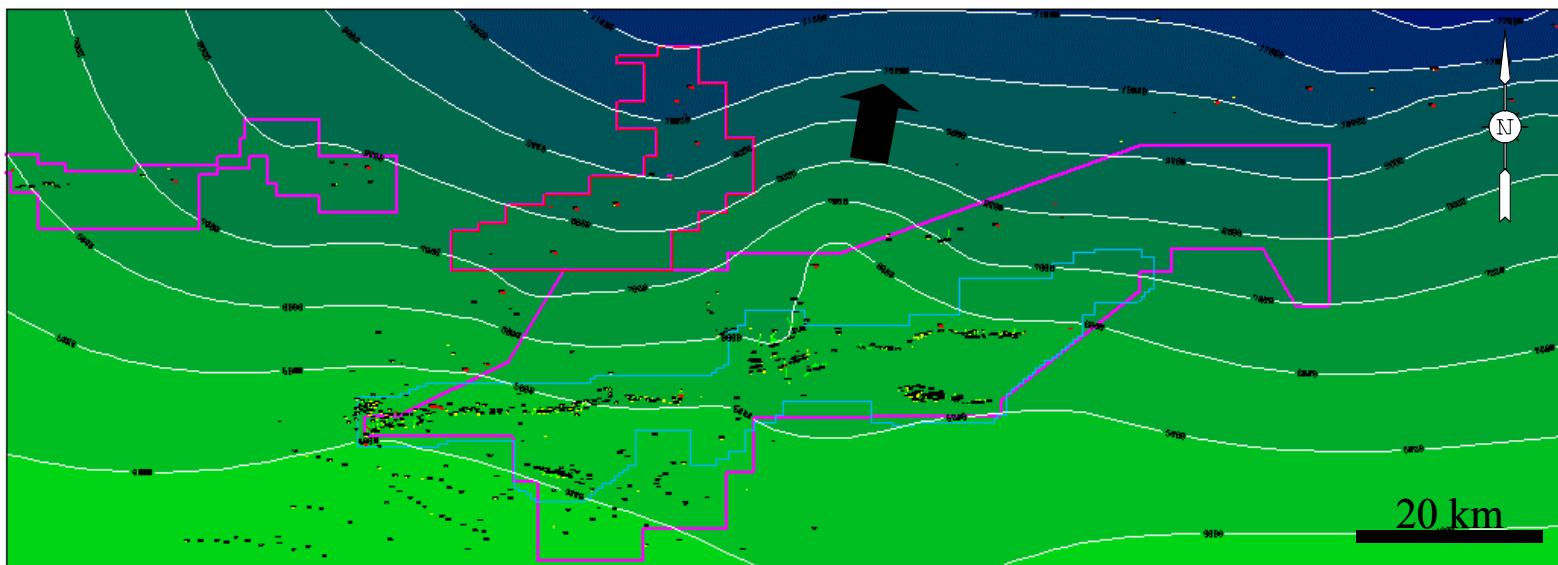


Figura 91. Mapa estructural a la superficie de inundación MFS Ser 4/Tor 1. Esta superficie implica una profundización en la batimetría de la cuenca e indica el cambio de una sedimentación de aguas someras a aguas marinas profundas.

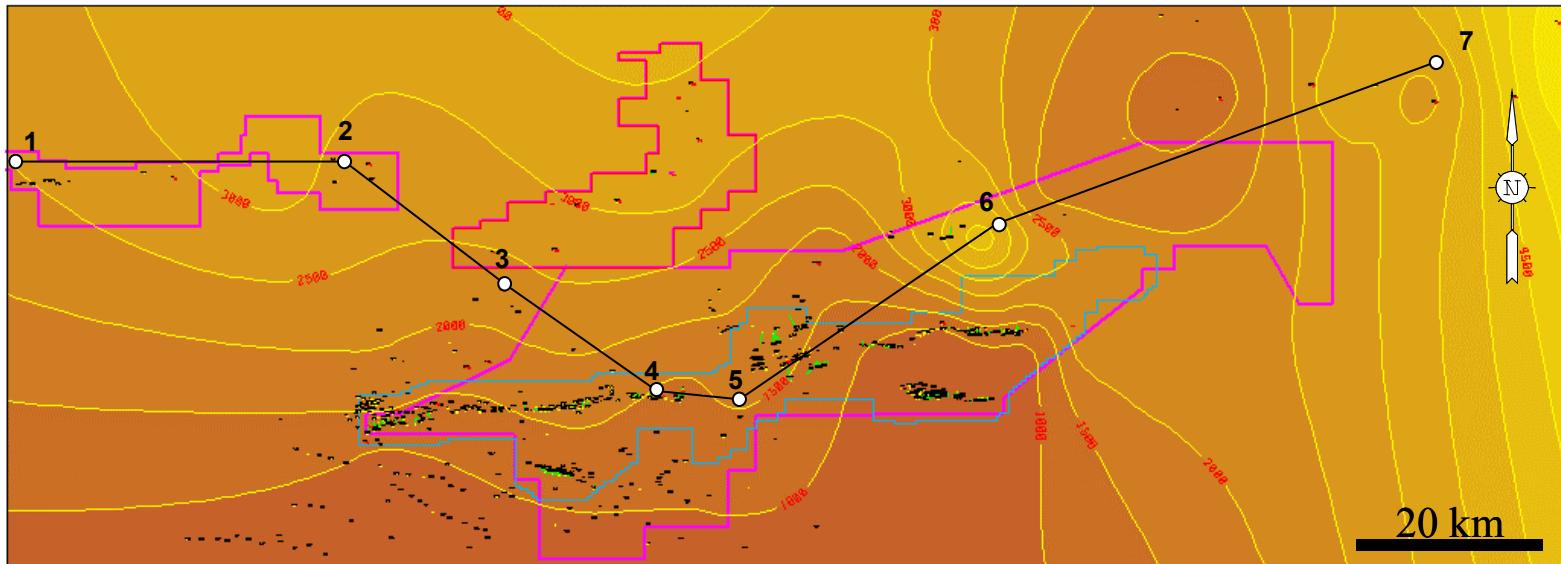


Figura 92. Mapa isópaco de la secuencia de tercer orden Ser 4, comprendida entre los límites de secuencia Ser 4/Tor 1 y Me 2. Se observa un cambio en las condiciones batimétricas hacia el noreste con la consecuente sedimentación de una espesa secuencia pelítica del Mioceno Superior y que se corresponde con la Fm. Freites o La Pica. Contornos c/500'.

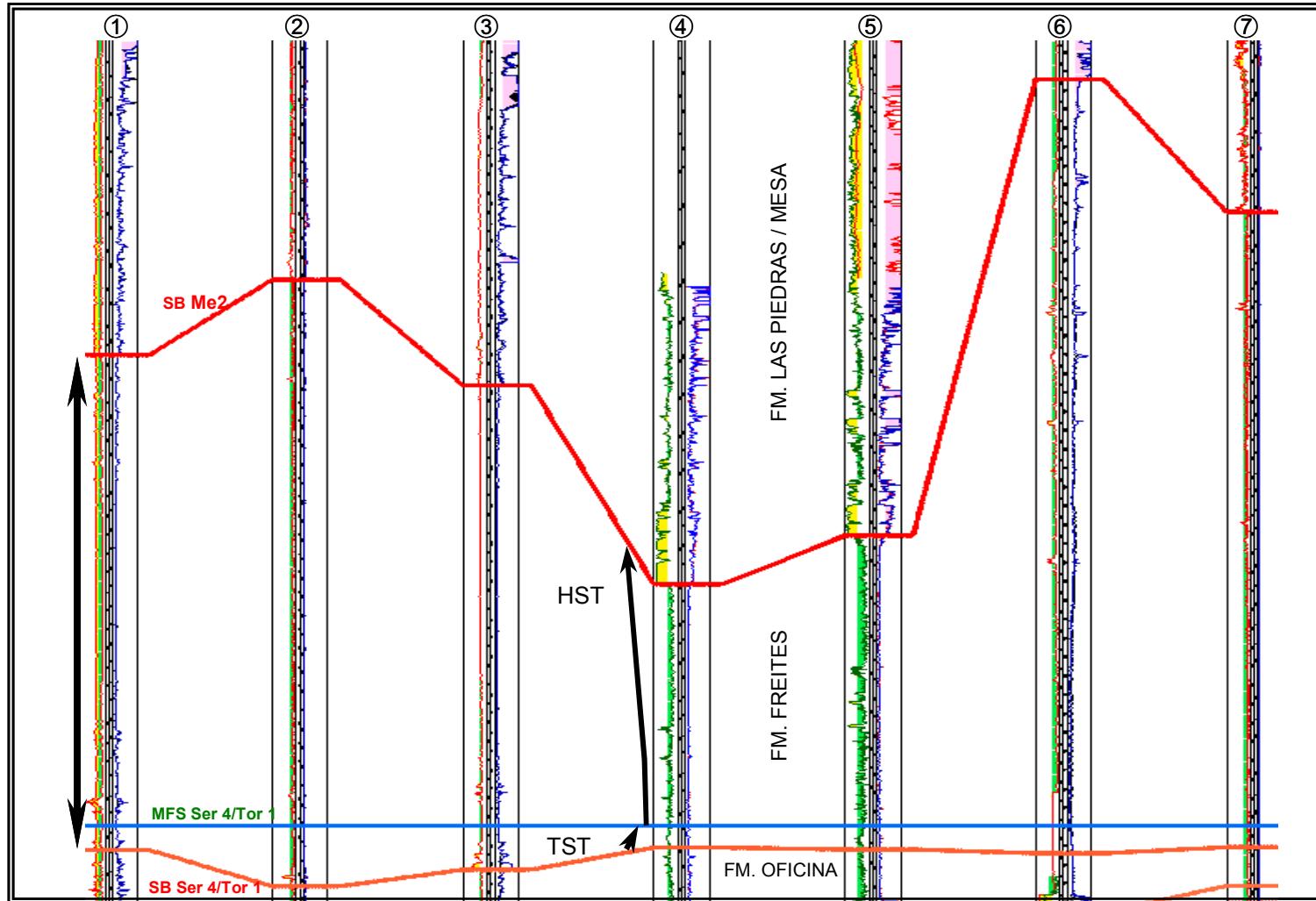


Figura 93. Sección estratigráfica de la secuencia de tercer orden Ser 4. Nótese el gran espesor alcanzado por la secuencia hacia el noreste del área. Su equivalente litológico se asocia a la Fm. Freites y/o La Pica en este sector.

El sistema de *highstand* es de mayor amplitud que el sistema transgresivo. Es de estricto carácter lutítico y muestra un muy sutil patrón regresivo hacia su parte superior (fig. 93).

Los espesores de los sistemas transgresivo y de alto nivel se muestran en la figura 94.

La secuencia Ser 4/Tor 1 se encuentra truncada al tope por los sedimentos arenosos de la Fm. Las Piedras.

Plioceno-Reciente: En la unidad del Plioceno-Reciente han sido definidas hasta cinco secuencias de tercer orden (fig. 49); sin embargo, la carencia de datos bioestratigráficos impide establecer algún tipo de división cronológica. La descripción de cada una de las secuencias de tercer orden identificadas escapa además de los objetivos de este estudio.

3.3.7. Secuencias de Cuarto y Quinto Orden (Parasecuencias y Set de parasecuencias)

Las secuencias de cuarto orden son las componentes de las secuencias de tercer orden identificadas en el área. Están compuestas por parasecuencias de quinto orden organizadas o agrupadas en “sets” de parasecuencias, de patrones de apilamientos característicos, las cuales conforman los sistemas encadenados (figs. 95 y 96). Los “sets” de parasecuencias están limitados por distintivas superficies de inundación de carácter sub-regional que pueden ser trazadas sobre considerables distancias, aunque menores que las superficies de máxima inundación de tercer orden, y que coinciden generalmente con los límites de paquetes litológicos o unidades de flujo. En algunos casos, sus límites llegan a coincidir con límites de secuencias que en el área han sido identificados en la base de sistemas de bajo nivel, asociados a incisión fluvial y mareal menor, en zonas interfluviales o en depósitos de línea de costa.

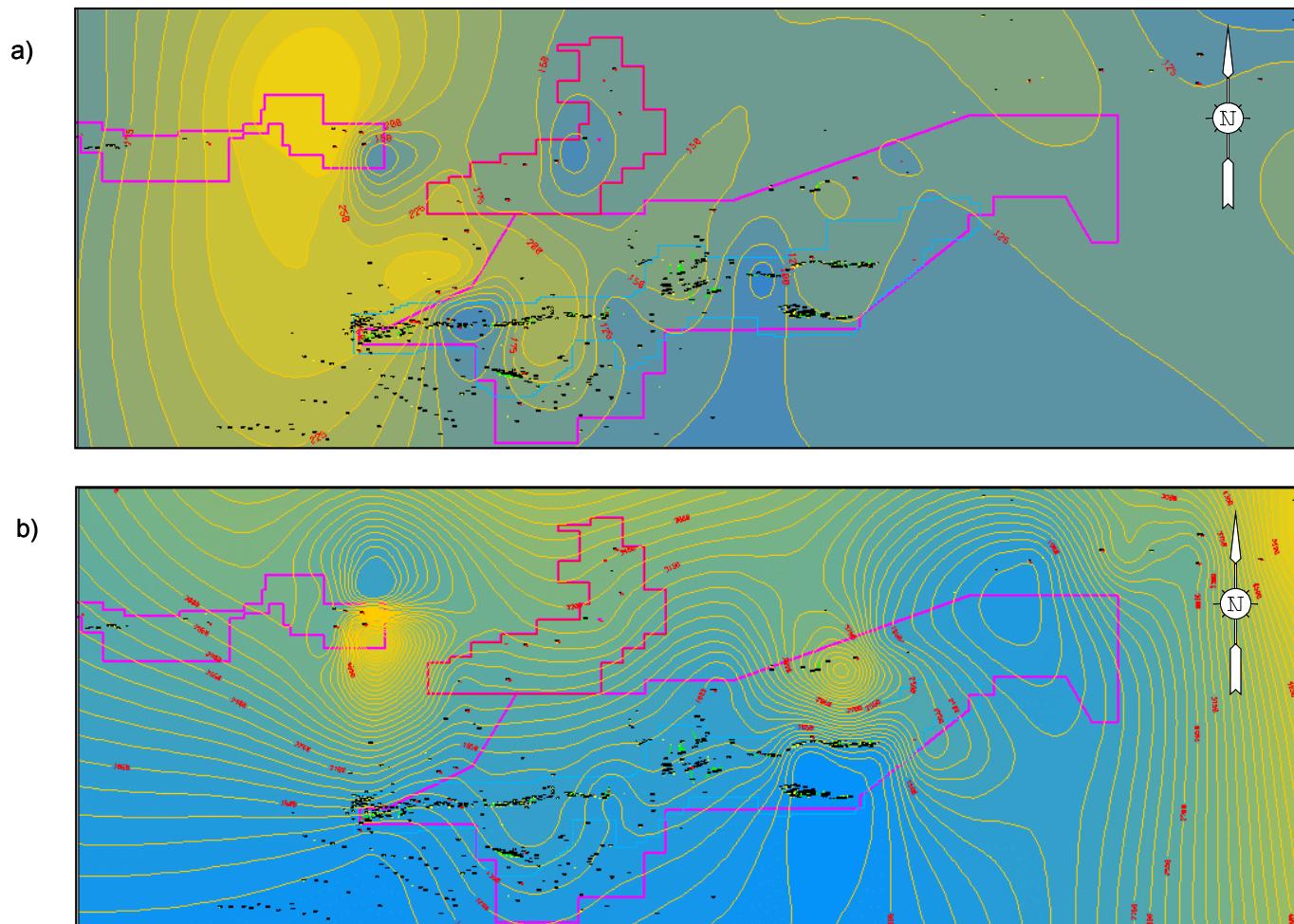


Figura 94. Secuencia Ser 4 / Tor 1. a) Mapa de espesores del sistema transgresivo. b) Mapa de espesores del sistema de alto nivel.

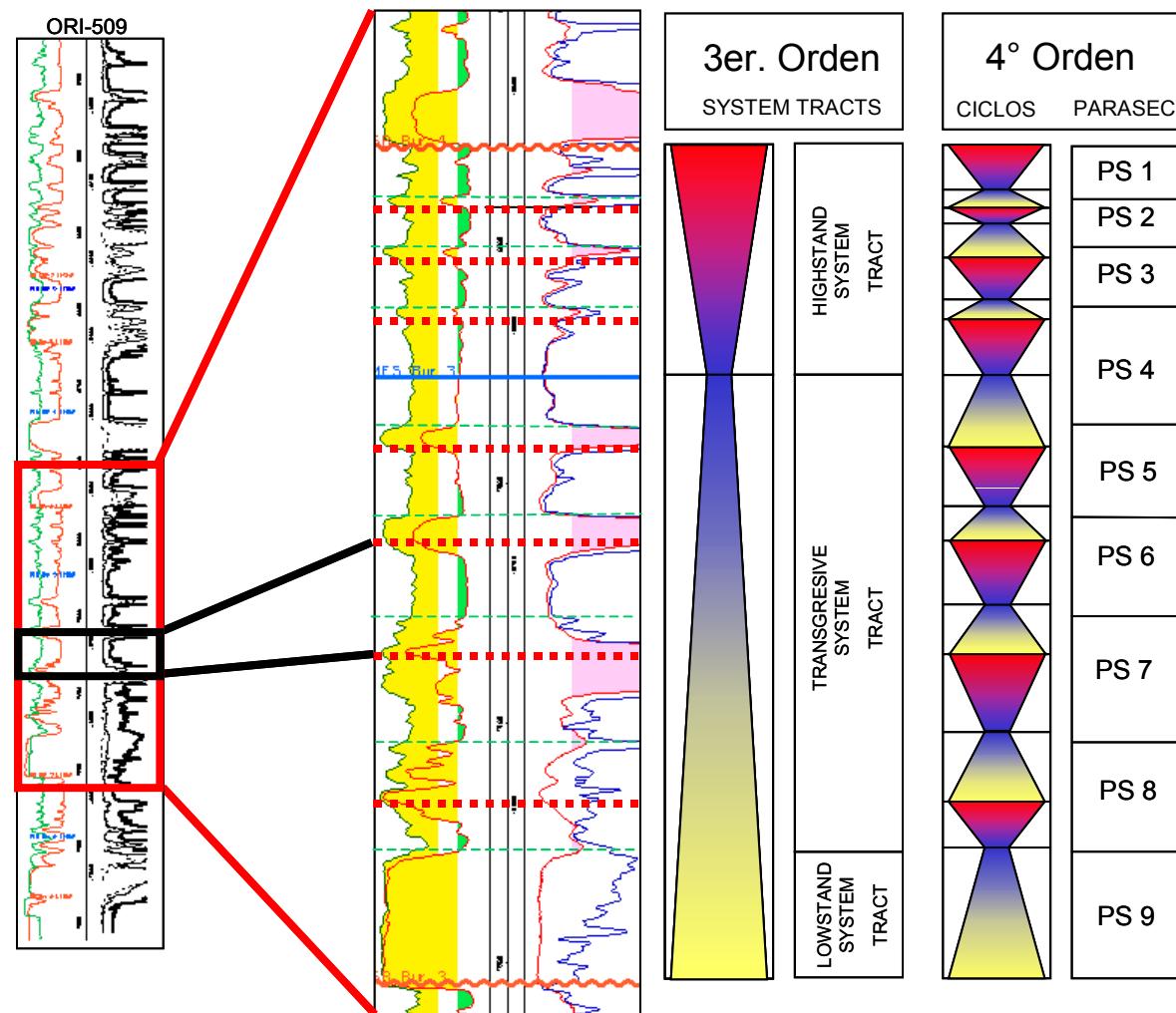


Figura 95. Estratigrafía secuencial de Tercer y Cuarto Orden. Se indican patrones de apilamiento y sistemas encadenados, así como ciclos de cuarto orden y parasecuencias.

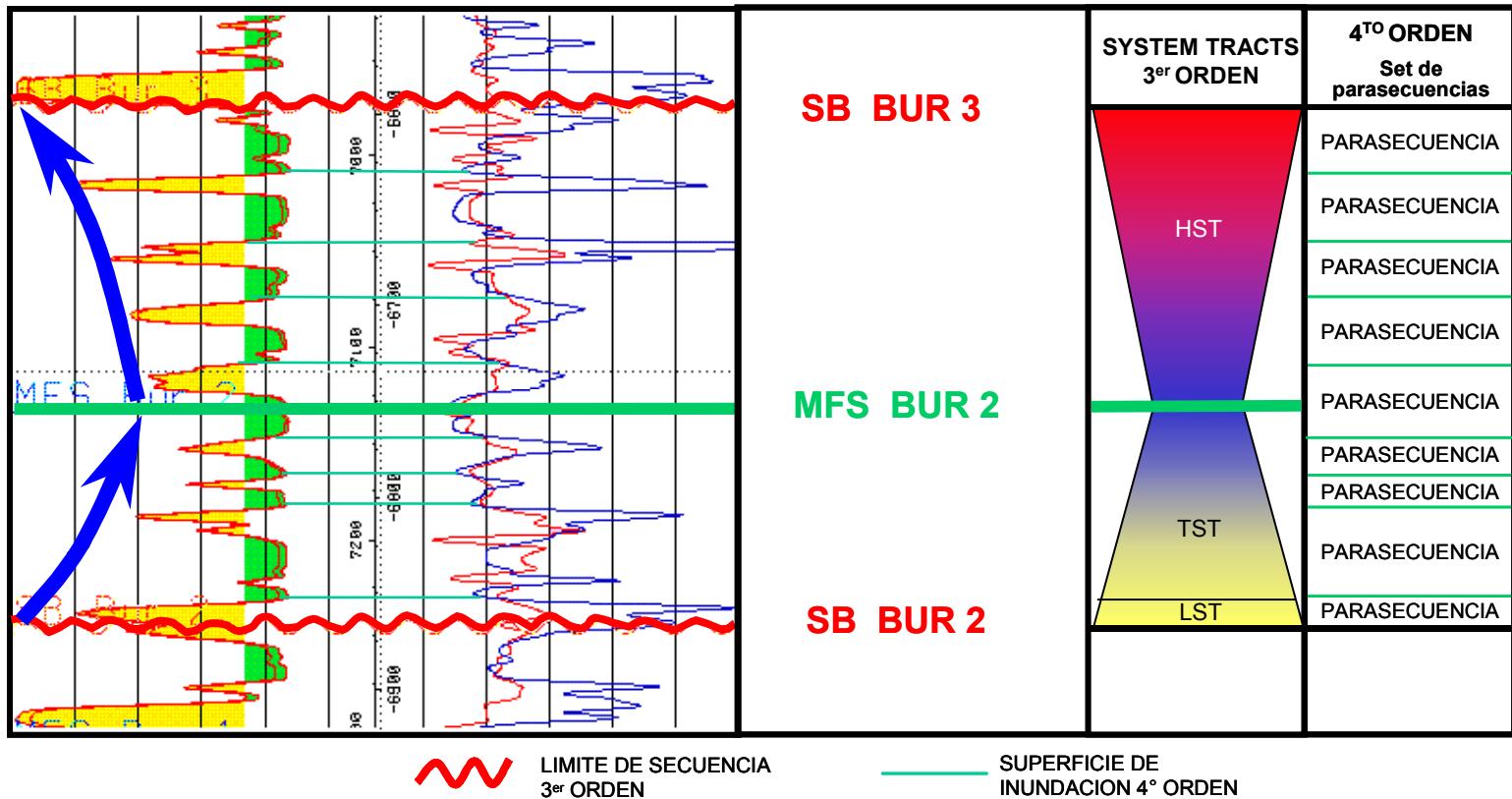


Figura 96. Arquitectura de Tercer y Cuarto Orden. Observe patrones de apilamiento y arreglo de parasecuencias de cuarto orden definiendo los sistemas encadenados en la secuencia de tercer orden Bur 2.

Las parasecuencias, de quinto orden, registran la evolución estratigráfica de un ambiente marino somero influenciado por olas y mareas. Se limitan por discontinuas superficies de inundación, muy localizadas, que favorecen la comunicación vertical entre las arenas o yacimientos y que representan ascensos en el nivel del mar. Constituyen los yacimientos individuales (arenas) identificados en correlaciones lito-estratigráficas (fig. 97).

El reconocimiento de secuencias de alta frecuencia en pozos del área, proporciona un marco de muy alta resolución en la identificación de yacimientos y unidades de flujo. Correlaciones de pozos como las presentadas en las figuras 97 y 98 ilustran el grado de refinamiento al que se llega con un análisis detallado de facies, obtenidas de núcleos, y de patrones de apilamiento, definidos en pozos.

La estratigrafía de cuarto y quinto orden en el área está controlada por variaciones locales en el espacio de acomodación, sedimentación y paleo-topografía. En dominios de rampas como es el caso, mínimas fluctuaciones del nivel del mar favorecen el desarrollo de múltiples secuencias depositacionales de alta frecuencia. Pequeños ascensos del nivel del mar se reflejan en amplias invasiones continentales adentro. Al contrario, pequeños descensos del nivel del mar, implican progradaciones en el orden de varios kilómetros de la línea de costa y extensiva exposición subaérea. El desarrollo de las secuencias se sucede principalmente durante las etapas tardías del lowstand y en la fase transgresiva. Los depósitos de lowstand se corresponden con canales erosivos cuyas incisiones son más evidentes en la sección del Mioceno Inferior.

Picarelli *et al.* (2001) refiere que los principales yacimientos del campo de Mata fueron depositados durante sistemas de *lowstand* y transgresivos de quinto orden representados por sedimentos estuarinos y de plataforma. Menciona que superficies erosivas de alta frecuencia permiten la comunicación vertical entre reservorios.

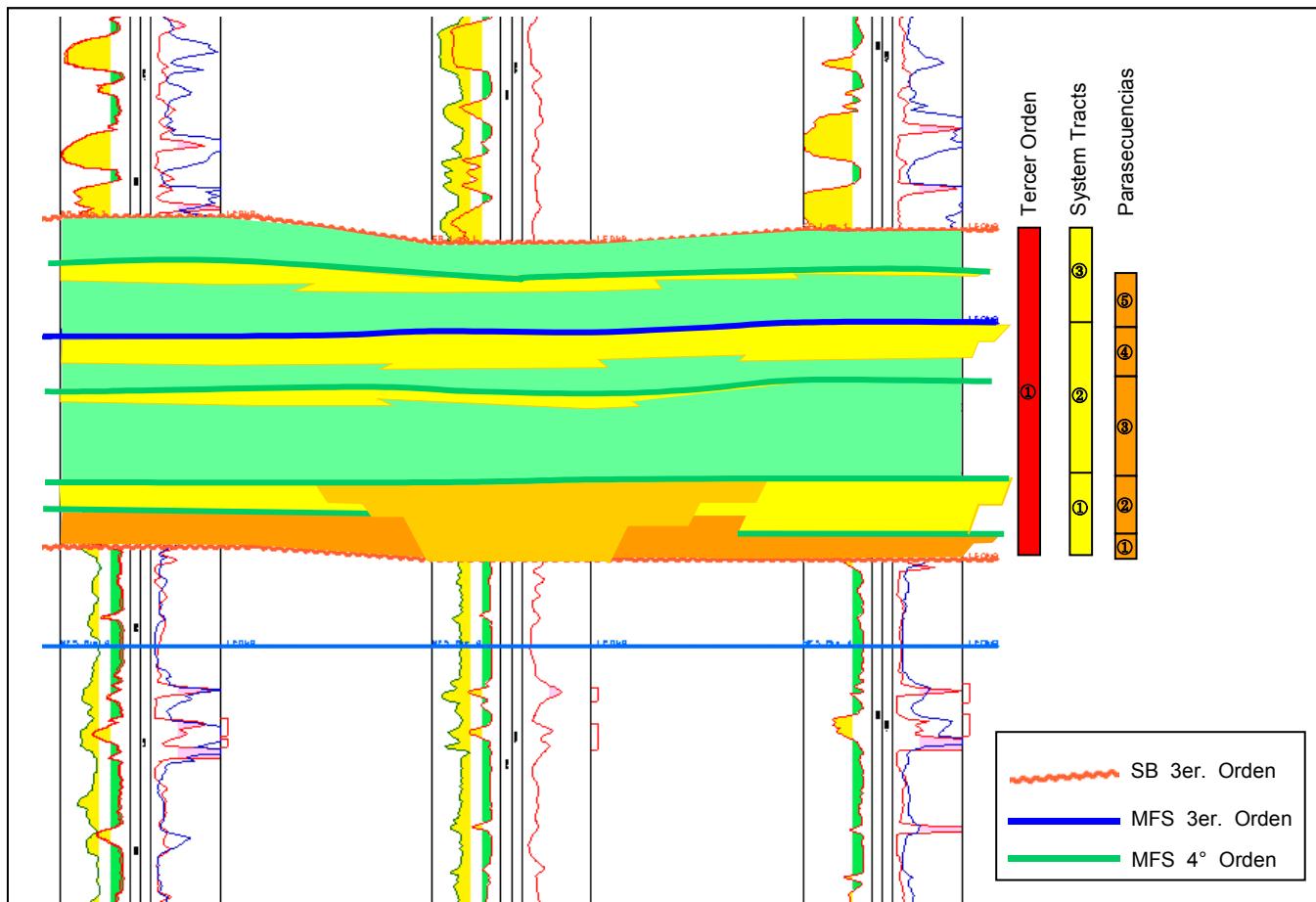


Figura 97. Modelo esquemático de correlación donde se distinguen secuencias de Tercer Orden, system tracts y parasecuencias de cuarto orden. Este tipo de correlación ofrece un marco estratigráfico de muy alta resolución.

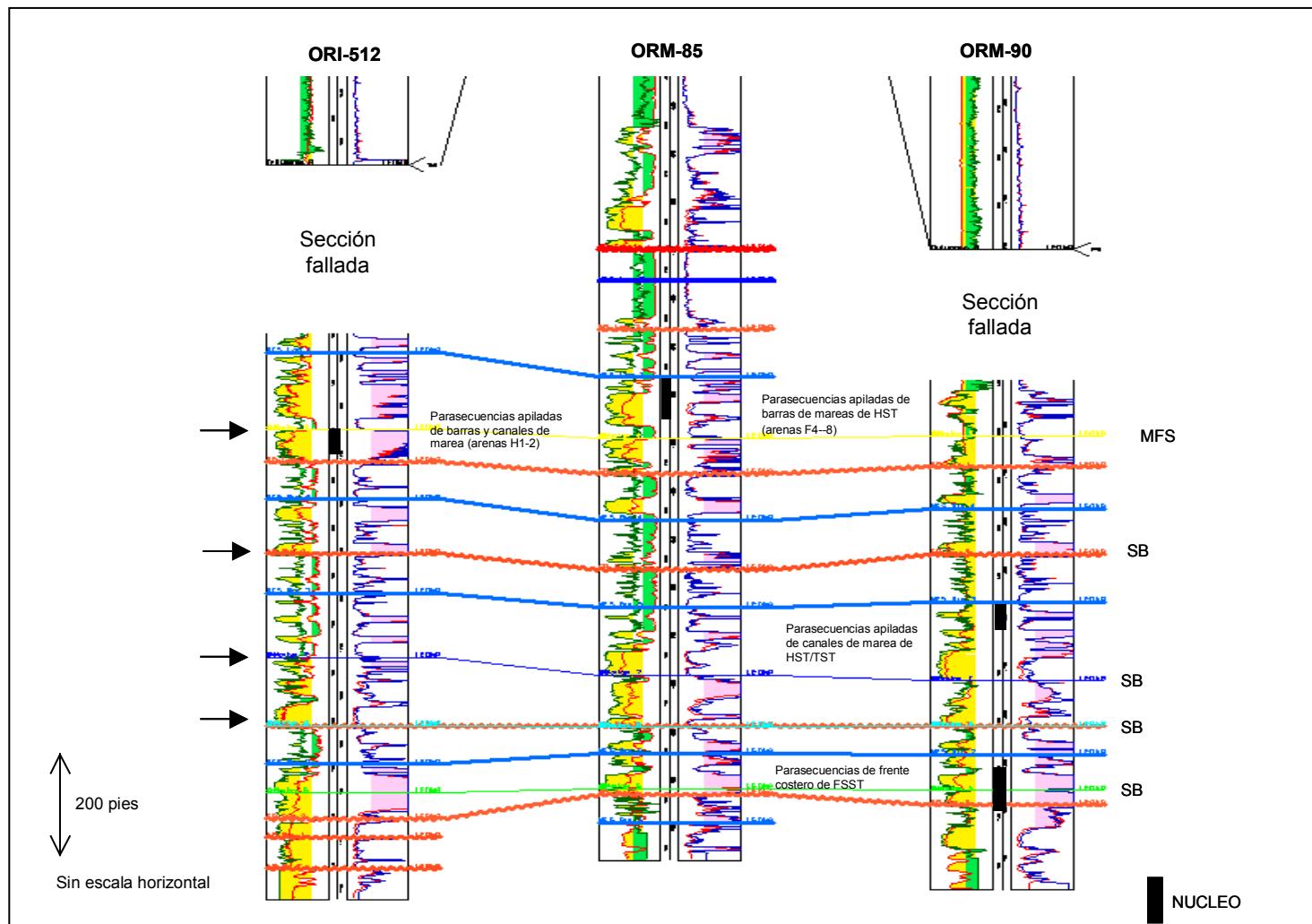


Figura 98. Modelo de correlación estratigráfica de alta resolución realizada a partir de análisis de núcleos e interpretación de perfiles. Con flechas se indica las superficies coincidentes entre ambas interpretaciones.

3.3.8. Ambientes Depositacionales y Facies Sedimentarias

La definición y entendimiento del marco cronoestratigráfico del área de estudio ha sido posible mediante la reconstrucción del dominio paleogeográfico regional, a través del reconocimiento de diferentes facies sedimentarias y ambientes depositacionales en núcleos de 15 pozos. La influencia de la paleogeografía en el tipo de ambientes sedimentarios desarrollados, en el estilo y arquitectura estratigráfica, así como su respuesta ante variaciones en el nivel eustático y del espacio de acomodación, ha sido determinante en el establecimiento del patrón general de sedimentación y en el desarrollo de un modelo estratigráfico secuencial.

La geometría y arquitectura estratigráfica de los depósitos sedimentarios de la secuencia del Mioceno Inferior-Medio del área de estudio, fueron determinadas de acuerdo al análisis de núcleos, ambientes depositacionales, patrones de apilamiento y relación arena/lutita. Los depósitos sedimentarios se presentan en tres principales tipos: (a) como mantos de arena amalgamadas, de incisiones amplias y profundas y patrón grano-decreciente, típicos de sistemas de *lowstand* (b) como depósitos de pobre a moderada continuidad lateral y vertical, incisión moderada, patrón grano-decreciente, compuestos por sucesiones alternadas de clásticos, pertenecientes a sistemas transgresivos y (c) como barras y depósitos no acanalados, de sistemas transgresivos tardíos y de *highstand*. Los dos primeros son comunes en la sección basal del Mioceno Inferior, mientras que el tercero se localiza hacia la sección media-superior de la secuencia. Sólo en el Bloque Oritupano-Leona se distinguen depósitos amalgamados en la sección superior del Mioceno Medio (fig. 99).

Del análisis de núcleos (Epoca, 1999; IGIS, 2001), se ha establecido que la deposición general de los sedimentos del área ocurrió en una planicie costera-aluvial, adyacente a una plataforma marina somera dominada por olas y mareas, donde se distinguen todos los subambientes relacionados a ella (fig. 100).

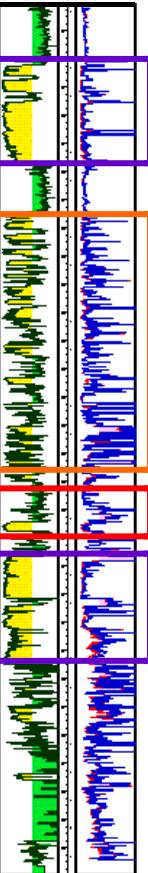
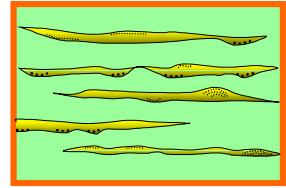
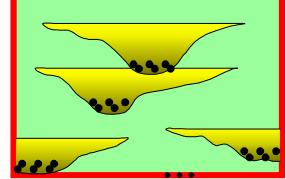
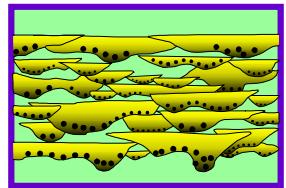
PERFIL TIPO	GEOMETRÍA ESTRATIGRAFICA	SECUENCIAS	CARACTERISTICAS	
③		①  ②  ③ 	Bur 3, Bur 4, Bur 5, Lan 1, Lan 2	Arenas no canalizadas y barras litorales. Comunes de sistemas transgresivos tardíos y de highstand.
①		Bur 1, Bur 2	Depósitos de pobre a moderada continuidad vertical y pobre continuidad lateral. Compuestos por una sucesión sencilla de capas de patrón grano decreciente hacia arriba. Característicos de sistemas transgresivos.	
②				
③		Ch 4 / Aq1, Aq 2 Ser 1-2	Mantos de arenas con amplios y profundos valles incisos. Patrón de afinamiento hacia arriba. Apilamiento de arenas. Comunicación vertical.Típicos de sistemas de LST	

Figura 99. Características generales y geometría de depósitos sedimentarios en la secuencia del Mioceno Inferior-Medio.

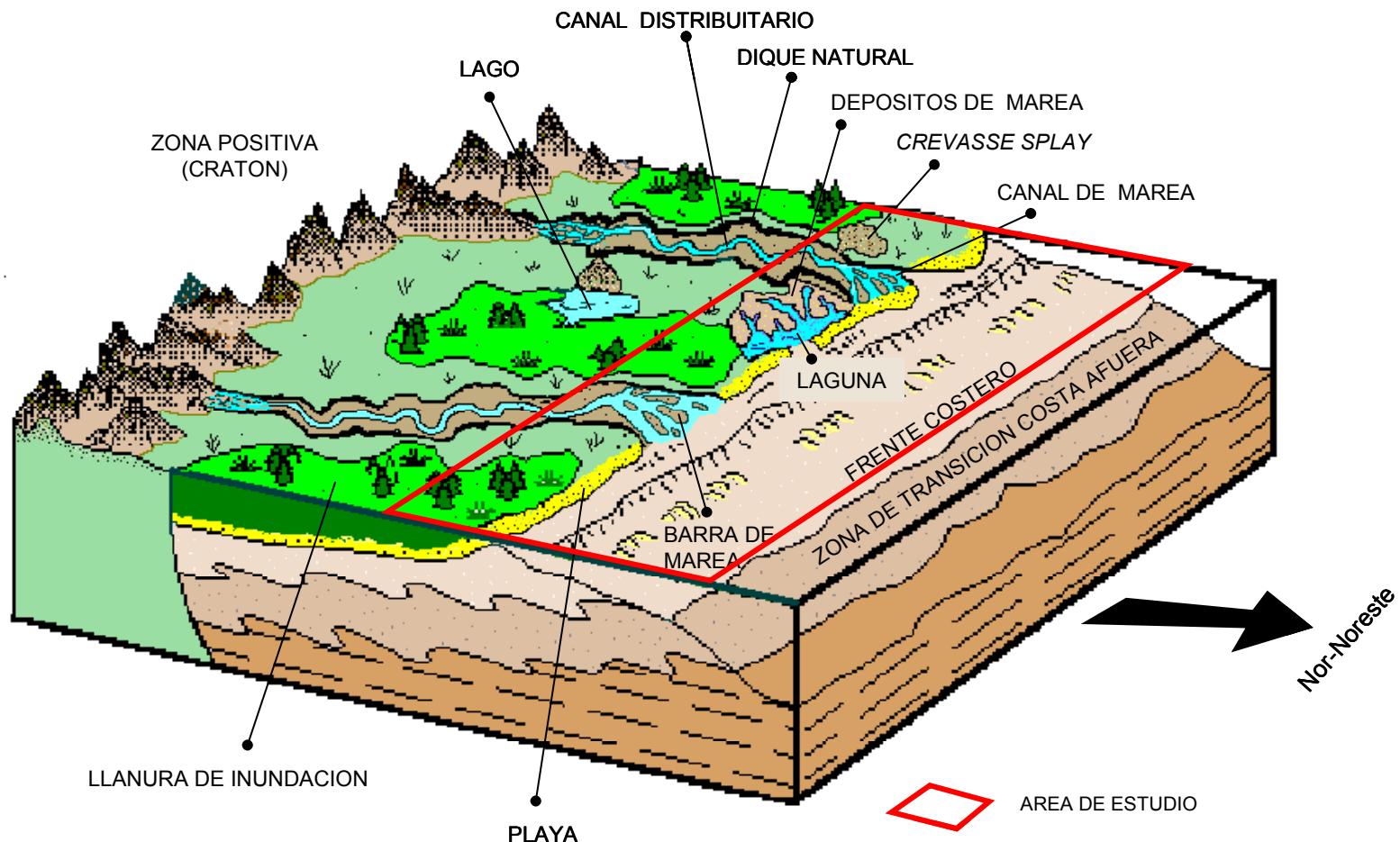


Figura 100. Modelo paleogeográfico para el Oligoceno Superior-Mioceno Medio, donde se muestran los ambientes depositacionales de un complejo sistema costero-fluvial dominado por olas y mareas (Modificado de www.science.ubc.ca/~eoswr/clastic/clastic.html)

Dentro de este entorno se pueden distinguir tres sub-ambientes depositacionales mayores: marino somero, terrestre y mixto. La sedimentación marina somera corresponde a depósitos dominados por olas y tormentas de ambiente de frente costero y costa afuera. Los depósitos terrestres se asocian a marismas, perfiles pedogénicos y a canales distributarios fluviales, de *crevasse splay* y lacustrinos. Los ambientes mixtos, terrestres y de influencia marina, comprenden barras y canales de marea, depósitos de abandono de canales y canales distributarios de influencia mareal, cuyo rango varía entre micro-mareal y meso-mareal.

Un total de 13 facies depositacionales han sido reconocidas en sedimentos del área. Su identificación y clasificación están basadas en el tamaño de grano, estructuras sedimentarias, espesor de capas, icnofacies y posición estratigráfica dentro de un contexto cronoestratigráfico. Todas se asocian a los sub-ambientes depositacionales formados como respuesta a variaciones del nivel del mar y comprenden depósitos: (a) transgresivos, (b) de costa afuera, (c) de costa afuera-transicionales, (d) de frente costero inferior, (e) de barras de marea, (f) de abandono de canales, (g) de canales de marea, (h) de canales distributarios de influencia mareal, (i) perfiles pedogénicos, (j) de marisma, (k) lacustrinos, (l) de *crevasse splay* y (m) de canales distributarios. Las tablas 1-A, 1-B y 1-C, muestran las características sedimentológicas de cada una de la facies. Se indican además las estructuras sedimentarias e icnofacies asociadas a cada una de ellas.

Superficies de significación estratigráfica secuencial han sido reconocidas en los núcleos y corresponden a límites de secuencias, superficies transgresivas y de inundación y superficies regresivas. Su identificación ha permitido establecer un marco crono-estratigráfico de muy alta resolución.

Los límites de secuencias se desarrollan en la base de los sistemas de bajo nivel y representan un marcado cambio de facies, donde facies someras descansan erosiva y abruptamente sobre depósitos de aguas más profundas. Se asocian a incisión de

Litofacies	Estructuras Sedimentarias	Características	Iconofósiles
Depósitos Transgresivos	Laminaciones de bajo ángulo y ondulada, bioturbación	Dominio de arenas gruesas, material retrabajado, concreciones de siderita, superficies de ravinamiento, restos de conchas, flujo unidireccional con influencia de tormentas y mareas	<i>Thallasinoides isp.</i> , <i>Lithophaga isp.</i> , <i>Trypanites isp.</i>
Costa Afuera	Laminaciones de bajo ángulo, bioturbación, interestratificación	Dominio de arcillas y lodos, arcillitas ricas en materia orgánica, oscuras, sedimentación de finos, débil flujo unidireccional, intercalaciones con limos y arenas	<i>Thallasinoides isp.</i> , <i>Planolites isp.</i> , <i>Zoophycus isp.</i> , <i>Skolithos isp.</i> , <i>Teichichnus isp.</i> , <i>Chondrites isp.</i> , <i>Palaeophycus isp.</i>
Costa Afuera-Transición	Arcillitas y limolitas laminadas, laminaciones en rizaduras y ondas, mud drapes y bioturbación	Dominio de arcillas y lodos, mayor contenido de arenas y limos, deposición en ambiente marino somero (tormentas), mayor oxigenación, pirita	<i>Planolites isp.</i> , <i>Teichichnus isp.</i> , <i>Chondrites isp.</i> , <i>Palaeophycus isp.</i> , <i>Cruziana isp.</i>
Frente Costero Inferior	Arenas laminadas, laminaciones paralelas, en rizaduras y ondas, cruzada y de bajo ángulo, mud drapes y bioturbación	Dominio de arenas bioturbadas y limos, estructuras bien preservadas, deposición sobre la línea de tormentas, ocasionales etapas de bajo flujo, bases erosivas a gradacionales.	<i>Planolites isp.</i> , <i>Teichichnus isp.</i> , <i>Chondrites isp.</i> , <i>Palaeophycus isp.</i> , <i>Cruziana isp.</i>
Barras de Marea	Laminaciones de bajo ángulo y cruzada, planar, raramente paralela, mud drapes y bioturbación	Litofacies arenosas, grano creciente hacia arriba, limpias, deposición bajo condiciones de régimen de flujo superior a inferior, alta frecuencia de mud drapes	<i>Planolites isp.</i> , <i>Teichichnus isp.</i> , <i>Chondrites isp.</i> , <i>Rosselia isp.</i> , <i>Thallasinoides isp.</i> , <i>Palaeophycus isp.</i> , <i>Skolithos isp.</i> , <i>Ophiomorpha isp.</i>

Tabla N° 1-A. Ambientes sedimentarios y facies depositacionales reconocidas en el área de estudio.

Litofacies	Estructuras Sedimentarias	Características	Icnofósiles
Depósitos de abandono de canal	Arenas y arcillitas laminadas y bioturbadas, mud drapes	Bajo régimen de flujo, intercaladas entre arenas de canales de marea, sedimentación de finos por cese del flujo por avulsión o migración del canal, bioturbación indica presencia de aguas marinas	<i>Planolites isp.</i> , <i>Ophiomorpha isp.</i>
Canales de Marea	Arenas con laminación de bajo ángulo, planar y cruzada, estructuras de derrumbe, masivas o no estructuradas, bioturbación.	Litofacies arenosas, espesor entre 0.5 y 30 pies, bases erosivas, lags indicativos de incisión, depositación bajo condiciones de régimen de flujo inferior, ambiente salobre, presencia de mud drapes	<i>Planolites isp.</i> , <i>Ophiomorpha isp.</i> , <i>Trypanites isp.</i>
Canales Distribuidorios de Influencia Mareas	Arenas con laminación subparalela, estratificación planar y cruzada, masivas o no estructuradas, menor bioturbación, estructuras de derrumbe y deformación.	Litofacies arenosas de grano grueso, espesor entre 9 y 56 pies, bases erosivas, perfil de afinamiento hacia arriba, ausencia de finos, depositación bajo condiciones de régimen de flujo inferior, ambiente salobre, pocos mud drapes	<i>Planolites isp.</i> , <i>Ophiomorpha isp.</i> , raros <i>Skolithos isp.</i>
Perfiles Pedogénicos	Arcillitas y areniscas moteadas con restos de raíces, laminación de bajo ángulo, mud drapes, estructuras pedogénicas, algo de bioturbación	Restos de raíces carbonáceas, espesor máximo de 5 pies, moldes y pellets de siderita, procesos pedogénicos, presencia de arcillas expansivas	Restos de raíces de plantas
Depósitos Paludales	Carbón laminado bioturbado, arcillitas laminadas y areniscas con laminación de bajo ángulo.	Carbón como litofacies predominante, horadaciones llenas de arenas, espesor entre 0.1 y 2.3 pies, exposición subaérea y desarrollo a nivel del mar durante progradación de parasecuencias, bioturbación indica invasión marina.	<i>Teredolites isp.</i> , <i>Tallasinoides isp.</i>

Tabla N° 1-B. Ambientes sedimentarios y facies depositacionales reconocidas en el área de estudio.

Litofacies	Estructuras Sedimentarias	Características	Icnofósiles
Depósitos Lacustres	Bien definida laminación paralela a subparalela en limolitas y arcillitas	Raros y esporádicos, predominan litofacies de grano fino sin bioturbación, espesor entre 1 y 15 pies, concreciones sideríticas paralelas, color oscuro, ricas en materia orgánica	<i>Muy poca a ninguna bioturbación</i>
<i>Crevasse Splays</i>	Arenas y arcillitas laminadas, estratificación ondulada, localmente de bajo ángulo, bioturbación, mud drapes	Litofacies arenosa y fina, perfil grano creciente o decreciente de barras y canales a pequeña escala, espesor entre 2.4 y 4.2 pies, sedimentación de bajo régimen de flujo e influencia marina, siderita	<i>Bioturbación</i>
<i>Canales Distributarios</i>	Estratificación planar y cruzada de alto ángulo, intraclastos, estructuras de derrumbe y colapso	Predominio de litofacies arenosas gruesas, espesor entre 2.4 y 13 pies, incisión y espesor mayor que canales de influencia mareal, ninguna influencia marina, sin bioturbación ni mud drapes, sedimentación fluvial	<i>No Bioturbación</i>

Tabla N° 1-C. Ambientes sedimentarios y facies depositacionales reconocidas en el área de estudio.

canales fluviales y de marea, como resultado de un descenso del nivel del mar. Pueden desarrollarse en zonas inter-fluviales, donde perfiles pedogénicos y lignitos facilitan su identificación.

Las superficies transgresivas marcan el inicio del ascenso del nivel del mar. Representan profundización de las facies sedimentarias. Los depósitos asociados son de bases erosivas, con evidencias de retrabajo y bioturbación. Las superficies de inundación se asocian a intervalos pelíticos marinos de grano muy fino, poseen alto contenido de materia orgánica e intensa bioturbación. Constituyen la base de los sistemas de alto nivel. Las superficies regresivas representan el inicio de una caída relativa del nivel del mar. Se identifican en depósitos de marea y de frente costero por sus bases abruptas o por moldes acanalados. Los depósitos son los asociados a cuñas regresivas de sistemas de la fase de inicio del descenso relativo del nivel del mar (*falling stage system tract* o *lowstand temprano*).

3.3.9. Discusión y Comentarios Generales

La estratigrafía del área se corresponde a la desarrollada en un dominio de plataforma o rampa, 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 y estuarina, tal como se refleja en el modelo estratigráfico-secuencial de la figura 101.

Las secuencias de tercer orden y órdenes mayores dominan la estratigrafía y reflejan una deposición desarrollada mayormente durante eventos transgresivos y de bajo nivel. Las parasecuencias y juegos de parasecuencias son los componentes

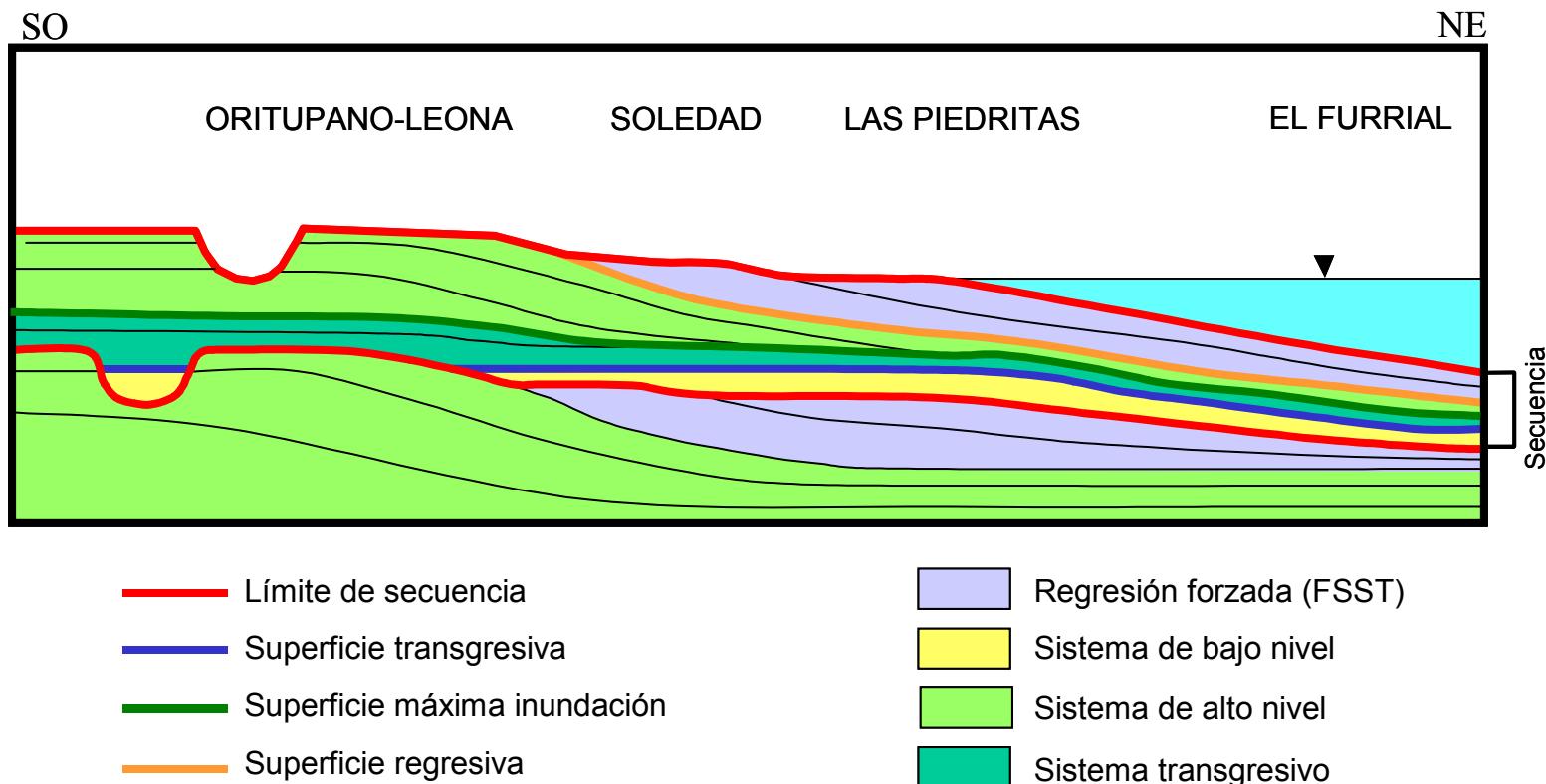


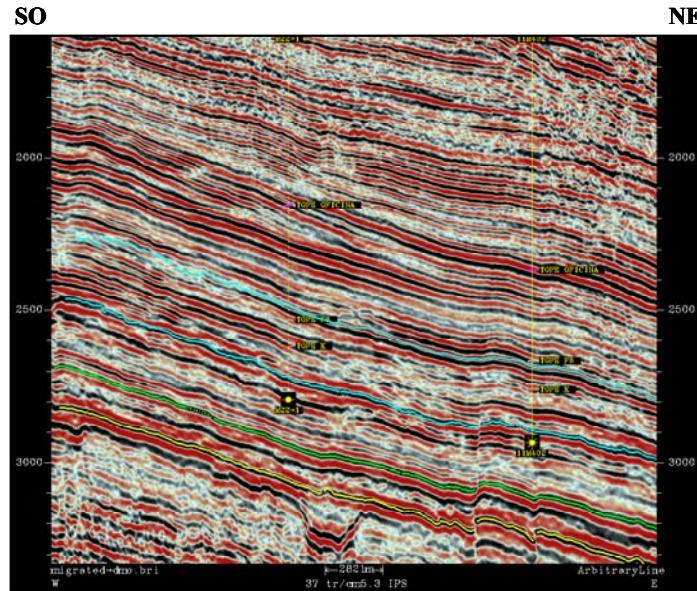
Figura 101. Modelo estratigráfico secuencial para la zona centro-este del área de estudio, como corresponde a un dominio de plataforma. A medida que se progresó hacia el noreste, el dominio cambia a ambientes marinos más profundos. El sistema de bajo nivel temprano o FSST (*falling stage system tract*) está representado en el área por las bases abruptas y moldes acanalados de intervalos de frente costero y de barra de marea. Marca el inicio de una caída relativa del nivel del mar.

fundamentales de las secuencias estratigráficas definidas en el estudio y definen los patrones de apilamiento.

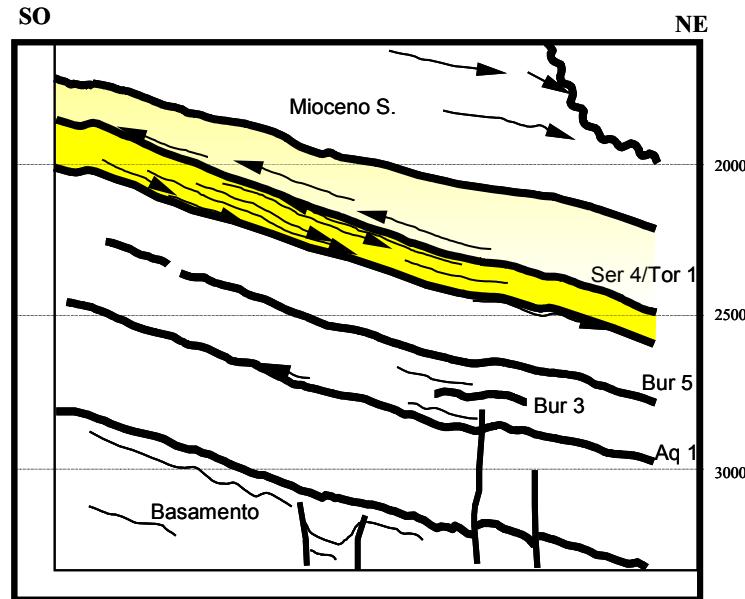
Los límites de secuencias reconocidos representan interrupciones en la continuidad y sucesión de facies y se asocian a descensos del nivel del mar, “bypass” sedimentario e incisión de valles muy localizada, especialmente hacia la base de la columna estratigráfica. Depósitos fluviales e incisión de canales fluviales se encuentran poco preservados, así como depósitos de *lowstand* de aguas profundas. 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. En Oritupano-Leona, la secuencia miocénica presenta un notable desarrollo de arenas siendo su posición más próxima al depocentro de la cuenca para ese período. En el campo Mata, por el contrario, la secuencia miocénica se incrementa en espesor pero posee menor porcentaje de cuerpos arenosos, como consecuencia de la morfología de la cuenca durante el Mioceno.

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, a excepción de la zona norte de los campos de Mata y Acema y noreste de Oritupano, donde en la secuencia del Plioceno-Reciente pudieran diferenciarse reflexiones inclinadas y caóticas de sistemas de taludes y aún de aguas más profundas (figs. 102 y 103).



a)



b)

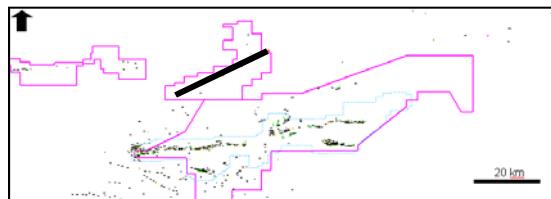


Figura 102. Línea Sísmica SO-NE del Campo Acema.

a) Sin interpretar b) Interpretada. Se muestran: terminaciones: en *downlap* en unidad del Mioceno Medio, en *onlap* en la unidad del Mioceno Superior, a nivel del Ser 4/Tor 1 y truncamientos en el límite Mioceno-Plioceno.

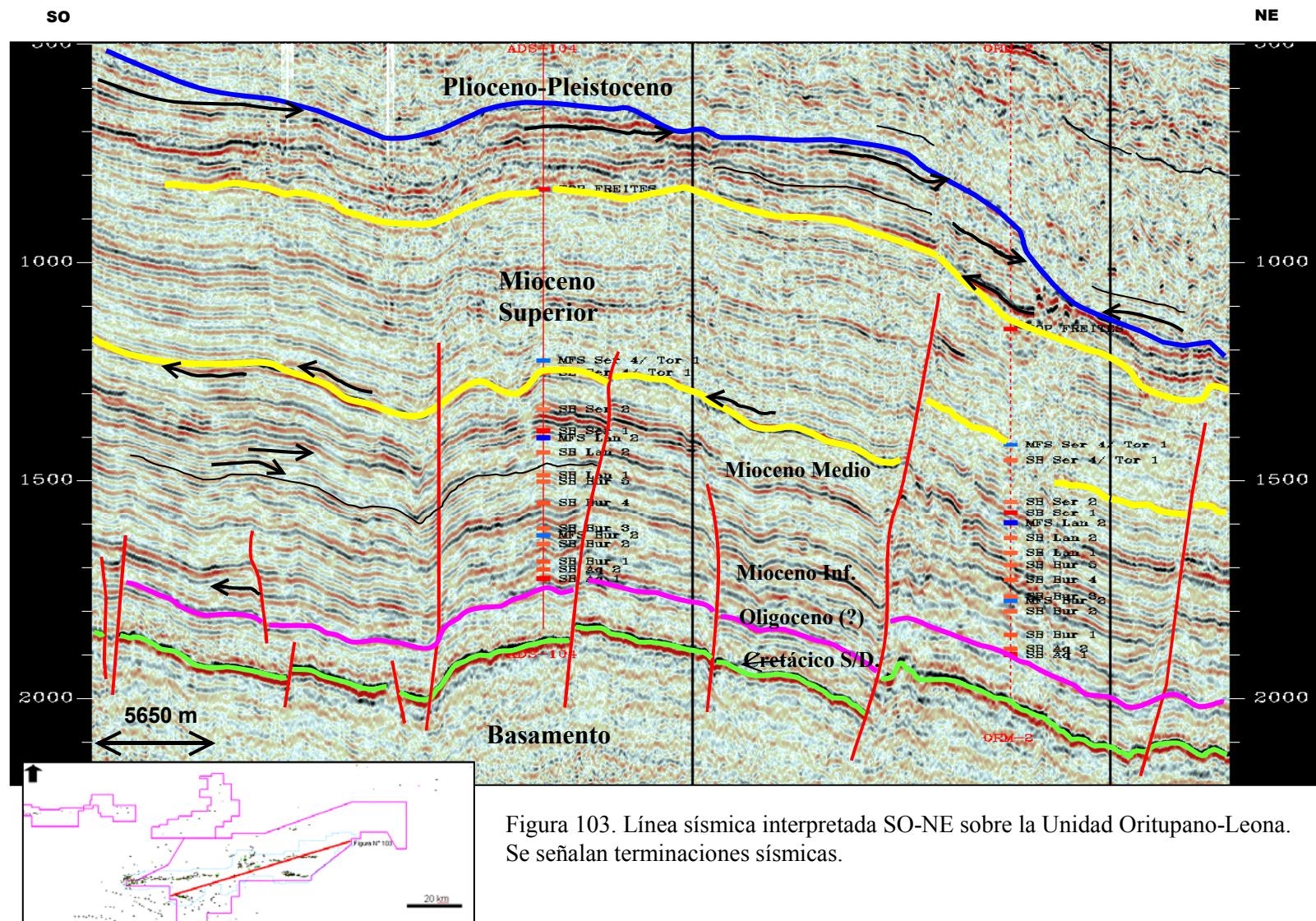


Figura 103. Línea sísmica interpretada SO-NE sobre la Unidad Oritupano-Leona. Se señalan terminaciones sísmicas.

CAPÍTULO IV

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

4.1. Conclusiones

1. La sección del Oligoceno-Mioceno 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 al foredeep, de edad Oligoceno Tardío al Reciente. En este último intervalo se distingue una fase transgresiva, que comprende las formaciones Merecure, Oficina y Freites (Oligoceno Tardío-Mioceno Superior) y otra regresiva que agrupa las formaciones Las Piedras y Mesa (Pleistoceno-Reciente).
3. La secuencia de margen pasivo es posible dividirla en ciclos transgresivos-regresivos de segundo orden y en, por lo menos, tres ciclos de tercer orden.
4. La secuencia del *foredeep* puede dividirse en tres secuencias o ciclos de segundo orden: una que abarca el Oligoceno-Mioceno Inferior hasta el Mioceno Medio, una intermedia transgresiva que cubre el Mioceno Medio-Superior y una superior progradante e inconclusa asignada al Pleistoceno-Reciente.
5. Dentro del *foredeep* se definieron cuatro sistemas encadenados: un sistema de bajo nivel o *lowstand*, representado por la secuencia masiva y arenosa de la Fm. Merecure; un sistema transgresivo, el cual comprende principalmente sedimentos de la Fm. Oficina; y un sistema de alto nivel o *highstand*, representado por la Fm.

Freites. Las formaciones Las Piedras y Mesa conforman el *lowstand* de otro ciclo inconcluso.

6. La base de la secuencia del foredeep, la representa la discordancia basal de antepaís (SB Cha4/Aq 1), la cual es una superficie erosional claramente distinguida en sísmica y perfiles de pozos coincidente con la base de la Fm. Merecure.

7. En el ciclo correspondiente al Oligoceno-Mioceno se han logrado reconocer trece límites de secuencias y doce secuencias depositacionales de Tercer Orden, que se corresponden con las secuencias definidas por Hardenbol (1998).

8. Una nueva secuencia de Tercer Orden ha sido introducida en el Burdigaliense y se ha denominado secuencia Bur 5. Su identificación se basa en el reconocimiento de una superficie de inundación de carácter regional.

9. En el Plioceno-Pleistoceno pudieran diferenciarse por lo menos cinco secuencias de Tercer Orden, las cuales muestran, en general, patrones de apilamiento progradacionales. Su división ha sido basada en perfiles de pozos ya que no se disponen de datos paleontológicos.

10. Es posible reconocer la migración que sufrió la cuenca durante el Mioceno Tardío-Plioceno. Se nota en mapas por un desplazamiento abrupto del depocentro hacia el este, asociado al movimiento transcurrente-dextral de las Placas del Caribe y Sudamérica.

4.2. 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-estratigráfico 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. Realizar estudios estratigráficos similares, a detalle, para las secuencias correspondientes al margen pasivo y al Plio-Pleistoceno. La primera, de interés exploratorio en el área y la segunda, por contener los principales acuíferos de la cuenca.
4. Plantear la necesidad de adquisición de información bioestratigráfica en las unidades del Oligoceno y Cretácico, a fin de calibrar la interpretación en toda la extensión del área de estudio.
5. Elaborar mapas de espesor neto de arena en cada uno de los sistemas encadenados reconocidos. Esto permitirá delinear los cuerpos arenosos contenidos en ellos.
6. Considerar como prospectos de interés exploratorio las estructuras observadas a nivel del basamento.

4.3. Aportes del proyecto

El presente proyecto permitió la integración de áreas distantes, tratadas individualmente hasta la fecha. Su uso contribuirá a mejorar el conocimiento de los yacimientos contenidos en cada secuencia: distribución de facies, espesor y calidad de arena, a la identificación de unidades de flujo, así como permitirá comprender el comportamiento hidráulico de ciertos yacimientos.

Servirá de base para la evaluación de reservas, diseño de planes explotación y eventualmente, reducirá los riesgos de perforación asociados.

Permitirá la identificación de zonas de *bypass* petrolífero y el descubrimiento de nuevos *plays*, donde se incluye la identificación de trampas estratigráficas, comunes en sistemas depositacionales de este tipo.

REFERENCIAS

- Abreu V, Savini R.R., Azalgara C., Picarelli A., Gross S. and Vallejo E. (2001). Sequence stratigraphic evolution of the Miocene of Eastern Venezuela Basin: Interplay of Eustatic Cycles and Foredeep Tectonics, 2001 AAPG Annual Meeting Abstracts, Denver, Colorado, AAPG Bulletin, (V. 85, No. 13).
- Allen G.P., Coadou A. y Mercier D. (1999). Clastic Reservoir Sedimentology, a practical course on log-based sedimentological analysis of fluvial, deltaic, and coastal clastic reservoirs. Clastic Sedimentology Section. Total Exploration Laboratory. Course text, 81 p.
- Arminio J.F., Serrano I. y Audemard F. (2001). The Espino-San Fernando Rift Basin, AAPG Hedberg Research Conference Abstracts, Mendoza, Argentina, p.14.
- Aymard R., Pimentel L., Eitz P., López P., Chaouch A., Navarro J., Mijares J. y Pereira J.G. (1990). Geological integration and evaluation of Northern Monagas, Eastern Venezuelan Basin, in Brooks (ed), Classic Petroleum Provinces, Geological Society Special Publication No. 50, (37-53).
- Azálgora C., Salas D., Ibáñez G. y De Almeida H. (2000). Trampas de tipo pliegue de arrastre asociado a falla normal en la Fm. Oficina, área Oritupano-Leona, Cuenca Oriental de Venezuela, Memorias X Congreso Venezolano de Geofísica.
- Bachman R. (2001). The Caribbean Plate and the questions of its formation. Institute of Geology, University and Mining Freiberg. Department of Tectonophysics. (Artículo en línea). Disponible: www.geo.tu-freiberg.de/~merkel/vorlesung/OS2001/bachmann_raik.pdf (Consulta: 2002, Noviembre 25).

Blanco B., Giraldo C. y Chigne N. (2000). Marco tectono-estratigráfico de la parte norte de los estados Guárico y Anzoátegui: implicaciones para la evaluación petrolífera. Memorias VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas, 161-181.

Carbón J. y Colmenares O. (1997). Estudio de los Paleoambientes de Sedimentación del Mioceno de la Cuenca Oriental: Caracterización de los Conjuntos de Palinomorfos y Palinofacies, Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos, Tomo I, 147-154.

Caudri C.M.B. (1952). The Paleontology of the Drilled Section of Mata Well No. 3, District of Freites, State of Anzoátegui, Venezuela, Report N° V-372.

Caudri C.M.B. (1953). The Paleontology of the Cored Section of Mata Well No. 3, District of Freites, State of Anzoátegui, Venezuela, Supplemental “A”, Report N° V-372.

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.

Dallmus K.F. (1965). The geology and oil accumulations of the Eastern Venezuela Basins, Boletín Informativo Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo,(V. 8), 5-32.

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

Di Croce J., Bally A. y Vail P. (1999). Sequence Stratigraphy of the Eastern Venezuela Basin, in Mann P. (ed), Sedimentary Basins of the World, No. 4, Caribbean Basins, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 419-473.

Di Croce J., De Toni B., Navarro A., Ysaccis R., Alvarez E., Gosh S., Duerto L., Porras L. y Violino R. (2000). Key Petroleum System Elements of the Venezuelan Basins in an Improved Chronostratigraphic Framework, 2000 AAPG Annual Meeting Abstracts, AAPG Bulletin, (V. 84, No. 13).

Duerto L. & Mac Clay K. (2002). Three-dimensional geometry and evolution of shale diapirs in the Eastern Venezuela Basin, AAPG Annual Convention Abstracts & Poster Sessions, Houston, Texas.

Emery D. and Myers K.J. (1996), Sequence Stratigraphy, Blackwell Science Ltd., p. 134-177.

Epoca (1999). A Biostratigraphic Appraisal of Selected Sections from Four Wells in the Oritupano-Leona Area: LG-113, ADS-104, ORI-75 and ORI-347, Reporte Interno Perez Compac, 29 p.

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 Jr. F.D., Aboud N. y Di Giacomo E. (1984). Basement and Paleozoic Rocks of the Venezuelan Llanos basins, en Bonini W. E., Hargraves R.B. y Shagam R. (eds), The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics, Geological Society of America, Memoir 162, (175-187).

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 Área de Monagas Central, Cuenca de Maturín, Venezuela, Memorias del VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, (52-72).

Giffuni G., Somoza D. y Furrer M. (1998). Estudios Bioestratigráficos del Pozo ORM-2X para el intervalo 2000' a 8749', PDVSA, Informe Interno.

González de Juana C., Iturrealde de Arozena J.M. y Picard Cadillat X. (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas, Ediciones Fonives, 1001 p.

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.

Hedberg H.D. y Pyre A. (1944). Stratigraphy of Northeastern Anzoátegui, Venezuela, AAPG Bulletin, (V. 28, No. 1), 28 p.

Hedberg H.D., Sass L.C. & Funkhouser H.J.. (1947). Oil Fields of Greater Oficina Area Central Anzoátegui, Venezuela, AAPG Bulletin, (V. 31, No. 12), 2089-2169.

Hung E. (1997). Foredeep and thrust belt interpretation of the Maturín Sub-Basin, Eastern Venezuela Basin, MA Thesis, Rice University, 125 p.

IGIS, International Geologic Integrated Solutions C.A. (2001). A Sedimentological and Sequence Stratigraphic Assesment of the Oficina Formation cored in 13 wells from the Oritupano-Leona area, Eastern Venezuela, Reporte Interno Perez Companc, 52 p., 27 tablas y figuras.

James K. H. (1990). The Venezuelan hydrocarbon habitat, in Brooks J., Classic Petroleum Provinces, Geological Society Special Publication, (No. 50), 9-35.

James K. H. (2000). The Venezuelan Hydrocarbon Habitat, Part 1: tectonics, structure, palaeogeography and source rocks, Abstracts of papers, JPG, (V. 23, No. 1).

Krause F. (1996). Caracterización Geológica de la Estratigrafía por Secuencias. II AAPG/SVG Curso No. 4, 133 p.

Ladd J.W., Holcombe T.L., Westbrook G.K. and Edgar N.T. (1990). Caribbean Marine Geology; Active Margins of the Plate Boundary, in Dengo G. and Case J.E. (eds), The Caribbean Region, Geological Society of America, The Geology Of North America, (Volume H), 261-290.

Larue D.K. & Warner A.J. (1991). Sedimentary Basins of the Caribbean Plate Boundary Zone and their Petroleum Potential, Journal of Petroleum Geology, (V. 14, No. 3), 275-290.

Laubscher H. P. (1956). Structural and seismic deformations along normal faults in the Eastern Venezuelan Basin, *Geophysics*, (V. 21), 368-387.

Mann P., Schubert C. and Kurke K. (1990). Review of Caribbean Neotectonics, in Dengo G. and Case J.E. (eds), *The Caribbean Region*, Geological Society of America, *The Geology Of North America*, (Volume H), 307-338.

Mann P. (1999). Caribbean Sedimentary Basins: Classification and Tectonic Setting from Jurassic to Present, in Mann P. (ed), *Sedimentary Basins of the World*, No. 4, *Caribbean Basins*, Elsevier Science B.V., Amsterdam, 3-31.

Marchal D., Porras J.S., Selva C., Dalas D. & Alvear M. (2003). Linking normal fault propagation processes with oil-bearing reverse-drag folds. A case study from Leona Field, Eastern Venezuela Basin, AAPG Annual Convention Poster Sessions, Utah, USA.

Mencher E. (1963). Tectonic History of Venezuela, in AAPG Memoir 2: Backbone of the Americas: Tectonic History from Pole to Pole, 73-87.

Mencher E., Fichter H.J., Renz H.H., Wallis W.E., Renz H.H., Patterson J.M. and Robie R.H. (1953). Geology of Venezuela and its oil fields, *AAPG Bulletin*, (V. 37, No. 4), 690-777.

Meschede M. (1998). The absolute plate motion of the Caribbean Plate: constraints for a near-American origin, *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium*, Bayreuth, Germany, Poster Abstract.

Meschede M. & Frish W. (1998). A plate tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate, *Tectonophysics*, (V. 296), 269-291.

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.

Mitchum R.M. & Van Wagoner J.C. (1991). High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence for high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, (V. 70), 131-160.

Morris A.E.L., Taner I., Meyerhoff H.A. and Meyerhoff A.A. (1990). Tectonic Evolution of the Caribbean Region: Alternative Hypothesis, in Dengo G. and Case J.E. (eds), *The Caribbean Region*, Geological Society of America, The Geology Of North America, Volume H, 433-457.

Munro S. A. (1982). Geophysical report on the reinterpretation and integration of seismic data in Corpoven acreage in Eastern Venezuela from Anaco thrust to Temblador. *Reporte Interno*, 25 p.

Parnaud F., Pascual J.C., Truskowsky I., Gallango O., Pasalacqua H. y Roure F. (1995). Petroleum geology of the central part of the Eastern Venezuelan Basin, in Tankard *et al.* (eds), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62, 741-756.

Pasalacqua H., Fernández F., Gou Y. and Roure F. (1995). Crustal architecture and strain partitioning in the Eastern Venezuelan Range, in Tankard *et al.* (eds), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir 62, 667-679.

Picarelli A. T., Argüello J. and Abreu V. (2001). High-Resolution Sequence Stratigraphy and Reservoir Characterization Applied to Mature Fields: Example

from the Eastern Venezuela Basin (Mata-Araibel Field), AAPG Annual Convention Abstracts, Denver, Colorado, AAPG Bulletin, (V. 85, No.13).

Picarelli, A.T., Savini, R.R., and Selva, C. (2000). Tectonic and eustatic controls on reservoir architecture on the distal zone of foreland basins: shallow-marine Cenozoic sediments in eastern and western Venezuela, 2000 AAPG/SEPM Meeting Abstracts, New Orleans, (V. 84, No.13).

Pindell J.L. (1991). Geologic Rationale for Hydrocarbon Exploration in the Caribbean and Adjacent Regions, Journal of Petroleum Geology, (V. 14, No. 3), 237-257.

Pindell J.L. (1994). Evolution of the Gulf of Mexico and the Caribbean, in Donovan S.K. & Jackson T.A. (eds), Caribbean Geology: An Introduction, UWI Publishers Association, Cap. 2, 13-39.

Pindell J.L. & Barrett S.F. (1990). Geological Evolution of the Caribbean Region: A Plate-Tectonic Perspective, in Dengo G. and Case J.E. (eds), The Caribbean Region, Geological Society of America, The Geology Of North America, (Volume H), 405-432.

Pindell J.L. & Dewey J.F. (1982). Permo-Triassic Reconstruction Of Western Pangea and the Evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean Region, Tectonics,(Vol. 1, No. 2), 179-211.

Porras J.S., Selva C. y Díaz M. (2001). Reverse-drag Folds: New Structural Traps in a Mature Oil Field. Leona Field Case Study, 2001 AAPG Hedberg Research Conference Abstracts, Mendoza, Argentina, 60-61.

Porras J.S., Vallejo E., Marchal D. y Selva C. (2002). Extensional Folding in the Eastern Venezuela Basin: Examples from Fields of Oritupano-Leona Block, 2002 AAPG Annual Convention Abstracts, Houston, USA.

Posamentier H.W. & Allen G.P. (2000) Siliciclastic Sequence Stratigraphy-Concepts and Applications in SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology Series 7, Society for Sedimentary Geology, 1741 E. 71st. Street, Tulsa Oklahoma, 74136-5108, 204 p.

Posamentier H.W., Jervey M.T. and Vail P.R. (1988). Eustatic Controls on Clastic Deposition I - Conceptual Framework, in Wilgus et al. (eds), Sea-Level Changes: An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. 42, 109-124.

Posamentier H.W. and Vail P.R. (1988). Eustatic Controls on Clastic Deposition II - Sequence and Systems Tract Model, in Wilgus et al. (eds), Sea-Level Changes: An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. 42, 125-154.

Renz H.H., Alberding H., Dallmus K.F., Patterson J.M. Robie R.H. Weisbord N.E. y MasVall J. (1958). The Eastern Venezuelan Basin: South America, in AAPG Special Publication No. 18: Habitat of Oil, 551-600.

Sánchez M.A. (2001), Sequence Stratigraphy and Structural Framework of the Southeast Caribbean Margin: Offshore Orinoco Delta, Venezuela, Msc. Thesis, University of Texas at Austin, 98 p.

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.

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.

Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg J.F., Loutit T. S. and Hardenbol J. (1988). An Overview of the Fundamentals of Sequence Stratigraphy and Key Definitions, in Wilgus et al. (eds), Sea-Level Changes: An Integrated Approach, SEPM Special Publication No. 42, p. 39-45.

Weimer P., Posamentier H.W. (1993). Siliciclastic Sequence Stratigraphy, Recent Developments and Applications, AAPG Memoir 58, 492 p.

Wood L.J. (2000). Chronostratigraphy and Tectonostratigraphy of the Columbus Basin, Eastern Offshore Trinidad, AAPG Bulletin, (V. 84, No. 12), 1905-1928.

APÉNDICE GLOSARIO DE TÉRMINOS

Uno de los aspectos que presenta mayor dificultad en el análisis estratigráfico secuencial es el manejo de terminología. Muchos y nuevos términos, creados y dirigidos esencialmente para la interpretación de las rocas sedimentarias, fueron introducidos en la década de los 80 y desde esa fecha han permanecido relativamente inalterados y estables. Debido a que la estratigrafía secuencial está colmada de términos, y el entendimiento de éstos es esencial para una comunicación y comprensión efectiva, un glosario de términos se incluye entre los tópicos de este trabajo.

A

ACOMODACION (Accommodation): espacio disponible para la acumulación de sedimentos. El espacio de que se dispone es resultado de la interacción entre las siguientes variables: las oscilaciones del nivel eustático del mar; el régimen tectónico de la cuenca; el aporte de sedimentos a la cuenca; el transporte y dispersión de sedimentos en la cuenca; la compactación del sedimento; y la naturaleza del sedimento (terrígeno, carbonático, evaporítico y el tamaño del grano).

APILAMIENTO (Stacking): proceso de acumulación de sedimentos donde el vector de crecimiento vertical por superposición predomina durante el desarrollo del paquete sedimentario.

APILAMIENTO COSTERO (Coastal aggradation): es el componente vertical del solapamiento costero. Es una medida vertical en metros de la elevación relativa del nivel del mar usada en la tabla de los ciclos globales.

AGRADACIÓN (Aggradation): crecimiento o acumulación vertical de sedimentos como resultado de tasas iguales de aumento del nivel del mar y aporte de sedimentos y/o subsidencia. Representa un balance entre la acomodación y el aporte de sedimentos.

B

BISELAMIENTO BASAL (Downlap): relación geométrica en bisel en la base de un cuerpo sedimentario o unidad sísmica donde capas o reflectores sísmicos, orientados en forma oblicua avanzan progresivamente hacia el centro de la cuenca, sobre una superficie de biselamiento u horizonte de condensación.

BISELAMIENTO SOMITAL (toplac): relación geométrica en bisel en el techo de un cuerpo sedimentario o unidad sísmica donde capas o reflectores sísmicos, orientados de forma oblicua y avanzando hacia el centro de la cuenca, se tornan hacia la horizontal en el techo. No debe confundirse con solapamiento retractivo (offlap).

C

CONCORDANCIA (Concordance): superficie donde los estratos son paralelos con los límites de la secuencia depositacional y no hay solapamiento.

CORTEJO DE NIVEL BAJO, SISTEMA ENCADENADO DE BAJO NIVEL, (Lowstand System Tract LST): es el cortejo de sistema geométrico que se desarrolla durante la caída en el nivel eustático del mar. El cortejo de nivel bajo consiste de dos elementos arquitectónicos mayores: el cortejo de abanico submarino y el cortejo de cuña de talud continental. El abanico submarino se forma cuando el nivel eustático del mar cae por debajo del margen de la plataforma y la tasa de cambio pasa por el punto de inflexión de la curva eustática. Durante este período la plataforma queda expuesta a la intemperie y los ríos que la atraviesan hacen incisión de manera que los

sedimentos que estos ríos transportan son circunvalados a los cañones submarinos que cortan al talud continental. Los sedimentos son acarreados por corrientes de turbidez a las partes profundas de la cuenca y eventualmente terminan por acumularse en el abanico submarino. En contraste, la cuña de talud continental se desarrolla después de que el nivel eustático del mar pasa por el punto de inflexión de la curva eustática y la caída se dirige hacia el ápice de la curva. La tasa de cambio disminuye bajo estas condiciones, la subsidencia tectónica nuevamente empieza a ejercer control en el cambio relativo del nivel del mar, los ríos comienzan a llenar los valles que habían excavado con anterioridad, depósitos marinos someros y deltaicos se acumulan en las cabeceras de los cañones submarinos. Las pendientes de los deltas bajo estas condiciones son altas, con el resultado de que esta configuración es inestable y los sedimentos son desplazados y resedimentados en el talud continental por corrientes de turbidez, avalanchas submarinas y flujos de lodo.

CORTEJO DE NIVEL ALTO, SISTEMA ENCADENADO DE NIVEL ALTO (*Highstand System Tract*): es el cortejo geométrico que se desarrolla durante el intervalo de elevación máxima del nivel eustático del mar, cuando este nivel alcanza y pasa por el ápice de la curva eustática. La tasa de cambio de la curva eustática es baja durante la deposición de este cortejo ya que el cambio ocurre después de haber pasado el punto de inflexión de subida. Las parasecuencias y los sets de parasecuencias que constituyen este cortejo son progradantes y avanzan sobre los depósitos de cortejos depositados con anterioridad. Durante la deposición tardía del cortejo, la plataforma contiene extensos depósitos fluvio-deltaicos. El cortejo de nivel alto termina cuando el nivel del mar vuelve a caer y se produce una discordancia.

CORTEJO DE SISTEMAS DEPOSITACIONALES, SISTEMA ENCADENADO DEPOSITACIONAL (*Depositional Systems Tract*): asociación tridimensional de ambientes depositacionales ordenados predominantemente en el plano horizontal que se desarrollan durante un período estable en el nivel relativo del mar.

CORTEJO TRANGRESIVO (Transgressive System Tract TST): es el cortejo geométrico que se desarrolla durante subidas rápidas en el nivel eustático del mar. Durante la acumulación de este cortejo, la tasa de cambio en la curva eustática es alta ya que el nivel del mar intercepta el punto de inflexión de la curva. El cortejo transgresivo consiste de una serie de parasecuencias retrogradantes como resultado de la transgresión e inundación rápida de la plataforma. En las partes distales de la plataforma es común tener horizontes de condensación e inanición sedimentaria a causa de la reducción en el aporte de sedimentos por la transgresión.

D

DISCORDANCIA (Unconformity): superficie erosional donde la interrupción sedimentaria es substancial y donde la continuidad del registro geológico se rompe por un intervalo de tiempo “considerable”. En la “Escuela Vail o Exxon” es una superficie erosional que ha sido expuesta a la intemperie. Bajo esta clasificación discordancias submarinas no se pueden identificar como discordancias ya que no muestran modificación subaérea. En la “Escuela Vail o Exxon” se reconocen dos tipos de discordancias, Tipo 1 y 2. La discordancia Tipo 1 se desarrolla cuando el nivel del mar cae por debajo del borde o margen de la plataforma. La discordancia Tipo 2 solamente cubre parte de la plataforma ya que el nivel del mar no cae por debajo del borde de la plataforma. Se supone que las discordancias Tipo 1 y 2 tienen valor crono-estratigráfico y son globalmente sincrónicas cuando la edad es determinada precisamente en el punto donde la discordancia se convierte en una concordancia.

E

ESTADIO DE NIVEL ALTO (Highstand): etapa en la historia de una cuenca o secuencia estratigráfica donde el nivel relativo del mar está alto.

ESTADIO DE NIVEL BAJO (Lowstand): etapa en la historia de una cuenca o de una secuencia estratigráfica en la cual el nivel relativo del mar está bajo.

EUSTATISMO (Eustatism o eustasy): teoría que explica las fluctuaciones globales del nivel del mar como resultado de cambios en el clima planetario y en el régimen global de las placas tectónicas, respectivamente el glacio-eustatismo y el tectono-eustatismo.

F

FACIES (Facies): cuerpo rocoso caracterizado por una combinación particular de propiedades.

H

HIATO (Hiatus): intervalo cronoestratigráfico que representa específicamente un período de no depositación en una laguna estratigráfica. Un período sin depósito o sin depósito y erosión. Interrupción en la continuidad del registro estratigráfico de materiales que comúnmente deben estar presentes pero que faltan por no haberse depositado o por erosión antes de la acumulación del intervalo suprayacente.

HORIZONTE DE CONDENSACION (Condensed Horizon): horizontes de condensación representan capas estratigráficas de poco espesor, típicamente de unos centímetros hasta unos metros, con superficies erosionadas y mineralizadas, que son el resultado de tasas de depositación extremadamente lentas (< de 10 mm/ 10^3 años) o de inanición sedimentaria y remoción de sedimentos por corrientes submarinas. Horizontes de condensación marcan períodos considerables los cuales, en algunos casos, abarcan varios millones de años.

I

INANICIÓN SEDIMENTARIA (Starved sedimentation, starved deposition, starved horizon): depósitos que son resultado de tasas de sedimentación muy bajas y que comúnmente están asociados con horizontes o niveles de condensación.

ISOCRONA (Isochrone): plano temporal donde todos los puntos en la superficie son de igual edad.

ISOSTACIA (Isostacy): equilibrio dinámico de las unidades de la litósfera sobre la astenosfera de acuerdo a su espesor y a su densidad.

L

LÍMITE DE SECUENCIA (Sequence Boundary): es una discordancia y su conformidad relativa, la cual separa secuencias o estratos de edades diferentes. Es de amplia extensión y continuidad lateral. Es una superficie individual, extensa, que separa todas las rocas situadas por encima del límite, de todas aquellas situadas por debajo de él.

M

MARGEN ACTIVO (Active margin): margen continental convergente localizado en el borde de un continente.

MARGEN PASIVO (Passive margin): margen continental divergente localizado en un margen continental y dentro de una placa terrestre.

N

NIVEL DE BASE (base level): superficie hipotética en la cual los procesos sedimentarios externos se equilibraran de manera que no hay erosión ni depositación. El nivel o límite inferior teórico en la superficie de la tierra hacia el cual los agentes de erosión progresivamente se desplazan pero que en realidad nunca alcanzan. El último nivel o nivel fundamental para la superficie de la tierra es el nivel del mar. También hay niveles bases temporales.

P

PARASECUENCIA (Parasequence): sucesión relativamente conformable de capas o conjuntos de capas genéticamente relacionadas, limitadas por superficies de inundación marina y sus superficies correlativas.

R

RAVINAMIENTO (Ravinement): proceso de recorte de sedimentos del frente de costa durante períodos iniciales en la elevación del nivel relativo del mar o como resultado de la inanición sedimentaria y falta de aporte de sedimentos.

RETROGRADACION (Backstepping): desplazamiento hacia el continente de la pendiente costera en los conjuntos sedimentarios a medida que sube relativamente el nivel del mar.

S

SECCIÓN CONDENSADA (Condensed section): facies consistente en delgadas capas marinas de sedimentos pelágicos o hemipelágicos depositadas a muy bajas tasas.

Delgado intervalo estratigráfico caracterizado por muy bajas tasas de depositación. Consiste de sedimentos pelágicos a hemipelágicos, con muy poca influencia terrestre, depositados en la plataforma media a externa, talud y fondo de la cuenca durante un período de aumento máximo del nivel relativo del mar y máxima transgresión de la línea de costa. Suelen ser identificados por su abundancia de fósiles pelágicos, minerales autigénicos y grado de cementación.

SECUENCIA (Sequence): una relativa sucesión conformable de estratos genéticamente relacionados limitados en su tope y base por discordancias o sus relativas conformidades.

SISTEMA DEPOSITACIONAL (Depositional System): arreglo tridimensional de litofacies, genéticamente vinculadas por procesos activos modernos o inferidos antiguos y ambientes (deltas, ríos, barras, islas, etc.)

SOLAPAMIENTO COSTERO (Coastal Onlap): representa la translación de litofacies marinas y continentales en dirección del margen de la cuenca. El solapamiento costero tiene dos componentes, uno horizontal, la invasión costera, y el otro vertical, el apilamiento costero.

SOLAPAMIENTO EXPANSIVO (Onlap): inter-relación entre una discordancia basal y estratos suprayacentes, donde los estratos se acuñan progresivamente contra la discordancia siguiendo el orden de superposición. Los estratos avanzan progresivamente hacia el margen de la cuenca.

SOLAPAMIENTO RETROACTIVO (Offlap): relación estratigráfica en la cual los estratos se desplazan progresivamente en dirección hacia el centro de la cuenca pero donde los estratos suprayacentes se acuñan contra estratos subyacentes dejando estos últimos parcialmente expuestos.

SUPERFICIE DE BISELAMIENTO (*Downlap surface*): superficie de biselamiento basal que se establece a lo largo de la base de una secuencia depositacional durante la progradación en bisel de un set de parasecuencias.

SUPERFICIE DE INUNDACIÓN MARINA (*Marine flooding surface*): superficie que típicamente se encuentra en la base y en el techo de una parasecuencia y que está caracterizada por el desplazamiento de litofacies de tal manera que litofacies someras o continentales están cubiertas abruptamente por litofacies de ambientes más profundos.

SUPERFICIE DE MAXIMA INUNDACION (*Maximum flooding surface*): superficie de máxima inundación. Una superficie que separa un sistema depositacional transgresivo infrayacente de un sistema depositacional de nivel alto suprayacente. Se caracteriza por una deposición muy lenta la cual origina una sección condensada.

SUPERFICIE DE RAVINAMIENTO (*Ravinament surface*): discordancia que se forma como resultado del ravinamiento y la cual se puede identificar por el desplazamiento de litofacies someras a litofacies más profundas.

SUPERFICIE TRANSGRESIVA (*Transgressive surface*): primera superficie mayor de inundación a través de la plataforma dentro de una secuencia. Define el tope del sistema de bajo nivel o low system tract. La superficie usualmente es un límite de parasecuencias que separa parasecuencias retrogradantes suprayacentes de parasecuencias progradantes o agradiacionales infrayacentes.

T

TRUNCACIÓN (*Truncation*): terminación de estratos o reflectores sísmicos en el techo de una secuencia estratigráfica por procesos postdepositacionales como, por ejemplo, la erosión.

RESUMEN CURRICULAR

Jesús S. Porras M. se graduó de Ingeniero Geólogo en la Universidad de Oriente en el año 1983 y desde esa fecha comenzó su carrera en la industria petrolera nacional. Se ha desempeñado como geólogo de operaciones y mayormente como geólogo de producción, en diferentes compañías operadoras en el oriente del país.

Actualmente participa como geólogo senior dentro de un equipo multidisciplinario de trabajo de Petrobras Energía Venezuela, siendo su principal función caracterizar y desarrollar modelos estáticos de yacimientos a través de la integración de diferentes disciplinas que incluyen la estratigrafía secuencial, geología estructural y geología de producción.

Como parte de su desarrollo y mejoramiento profesional, ha asistido a más de cuarenta cursos especializados en diversas ramas de la geología, así como en tópicos tales como computación y aplicaciones geológicas, gerencia y administración.

Es autor o coautor de siete trabajos técnicos, presentados en diversos congresos o conferencias internacionales, entre los que se destacan: las convenciones anuales de la AAPG (2002, 2003), la Hedberg Research Conference (2001) y los encuentros internacionales de simulación de yacimientos (2001, 2002).

Es miembro activo de varias sociedades profesionales, entre ellas: AAPG, SVG, CIV y HGS.