

**UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERIA
TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

**INTERPRETACIÓN DE SISTEMAS DEPOSITACIONALES EN LA
SECCIÓN CRETÁCICO – PALEÓGENO EN EL ÁREA DE
MANTECAL, SUBCUENCA DE APURE.**

**TUTOR ACADÉMICO: Prof. Crelia Padrón
TUTOR INDUSTRIAL: Msc. Nubia Santiago**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Geólogo Marcano L, José A.

Para optar al Título:
Magíster en Ciencias de la Tierra

Caracas, Junio 2015

© Marcano Longa José A., 2015
Hecho el Depósito Ley.
Depósito legal lft48720156201034



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



Comisión de
Estudios de
Postgrado

VEREDICTO

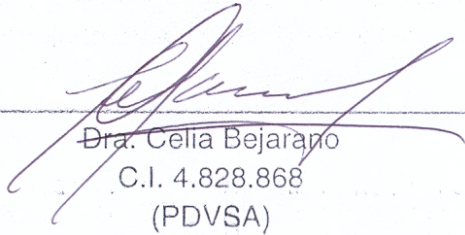
Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo Especial de Grado** presentado por el **GEOLOGO. JOSE MARCANO**, portador de la Cédula de Identidad No 14.288.762, bajo el título "**INTERPRETACIÓN DE SISTEMAS DEPOSITACIONALES EN LA SECCIÓN CRETÁCICO-PALEÓGENO EN EL ÁREA DE MANTECAL, SUBCUENCA DE APURE**", a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister en Ciencias Geológicas; dejan constancia de lo siguiente:

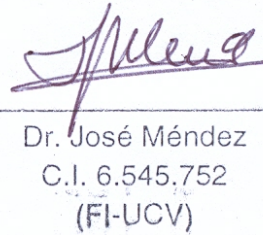
1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 9 de junio de 2015, a las 11:00 a.m., para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que esta hizo en el salón Zuloaga de la Escuela de Geología, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

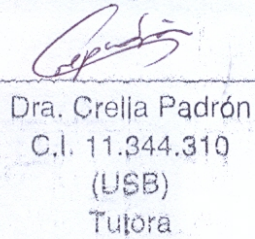
2.- Finalizada la defensa del trabajo, el jurado decidió aprobarlo, por considerar, sin hacerse solidario con la ideas expuestas por el autor, que se ajusta a lo dispuesto y exigido en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

Para este veredicto, el Jurado, los profesores Dra. Crelia Padrón, Dr. José Méndez, y la Dra. Celia Bejarano estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante. Esta investigación presenta un enfoque novedoso dentro del área de explotación de hidrocarburos con una aplicación de alto impacto en la industria petrolera.

En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los NUEVE (9) días del mes de junio del año 2015, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinadora del Jurado la Dra. Crelia Padrón


Dra. Celia Bejarano
C.I. 4.828.868
(PDVSA)


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


Dra. Crella Padrón
C.I. 11.344.310
(USB)
Tutora

Dra. Celia Bejarano
C.I. 4.828.868
(PDVSA)

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

Dra. Crella Padrón
C.I. 11.344.310
(USB)
Tutora

AGRADECIMIENTO

Ante todo a Dios, por darme salud para alcanzar mis metas.

A mi maravillosa esposa Lauren por el amor, sabiduría y aliento de sus palabras que me impulsan y orientan a seguir adelante.

A mis padres que sembraron los valores que definen la persona que soy.

A mis tutores Nubia y Crelia que con su ejemplo de amor, compromiso, trabajo, ética y perseverancia me enseñan a lograr mis metas y me guían hacia la excelencia.

A la Universidad Central de Venezuela y la Gerencia General de Exploración, por brindarme todo el apoyo necesario para poder realizar mis estudios de maestría.

A mis compañeros de trabajos (Yanitza, Kaolú, Zorifrand, Mellisa, Yasmín, Louise, Miguel y José) que me dieron su apoyo y compartieron disertaciones geológicas y experiencias personales que me ayudaron a crecer como profesional y ser humano.

Gracias Señor....

Marcano Longa., José Adrián

INTERPRETACIÓN DE SISTEMAS DEPOSITACIONALES EN LA SECCIÓN CRETÁCICO – PALEÓGENO EN EL ÁREA DE MANTECAL, SUBCUENCA DE APURE.

Tutor Académico: Prof. Creliá Padrón. Tutor Industrial: Msc. Nubia Santiago. Tesis. Ciudad, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2014, 149 Pág.

Palabras Claves: Estratigrafía Secuencial, Tectonoestratigráfico, Controles Tectónicos, Unidad Depositacional, Biocronoestratigráfico.

Resumen.

El área de estudio se ubica en el noreste de la subcuenca de Apure, con una extensión aproximada de 14.250 Km², geográficamente denominada área de Mantecal. Debido al interés exploratorio en el área, este trabajo propone la integración de la información sísmica y estratigráfica a partir de un estudio simoestratigráfico que propicie la generación de un marco tectonoestratigráfico que sirva como base para definición de los elementos del sistema petrolífero, asociadas a futuras oportunidades exploratorias.

En este sentido, el estudio se realizó en cuatro etapas: estudio de los datos, análisis de cuencas, definición de los elementos del sistema petrolífero y definición de oportunidades exploratorias tipo *plays*, necesarios para el mejor entendimiento de la génesis y el hábitat de hidrocarburos. La base de datos consta de 17 pozos con registros de potencial espontáneo y resistividad principalmente, cinco pozos con estudios bioestratigráficos, tres pozos con información sedimentológica de núcleo y 1428 kilómetros de líneas sísmica 2D. El análisis de cuenca fue la segunda etapa investigativa, la cual comenzó con la interpretación y definición del marco biocronoestratigráfico, estableciendo cinco (5) rangos y límites de edades, como son: Cretácico, Eoceno medio, Oligoceno, Mioceno temprano y Mioceno medio – tardío. El marco tectonoestratigráfico partió del análisis secuencial, en donde se identificaron cinco (5) eventos tectónicos calibrados en pozo y sísmica, cuyos depósitos fueron clasificados como unidades depositacionales, y considerados como ciclos

depositacionales de orden mayor, con controles en la sedimentación de tipo tectónico y limitados por discordancias importantes, con expresión sísmica. Las cinco unidades identificadas fueron asociadas a tres fases tectónicas Apertura Continental, Margen Pasivo y Margen Activo. Definiendo de esta manera una Tectonosecuencia denominada TS-MC, referida al último ciclo de Wilson Mesozoico – Cenozoico. La fase tectónica de Apertura Continental ó Unidad Depositacional de Apertura (UDA), descrita por Santiago y otros (2014) como Unidad Depositacional UDI, ubicada en el occidente de la cuenca, de edad Triásico - Cretácico Temprano. La fase de margen pasivo que se denominó Unidad Depositacional de Margen Pasivo (UDMP) de edad Cretácico, presenta depósitos sedimentarios con poca variación lateral y vertical de las litologías, reflejando la calma de la fase tectónica, lo cual favorecería al desarrollo de superficies de máxima inundación continuas y regionales en la cuenca, de fácil reconocimiento y cartografiado, que a su vez favorecería la preservación y espesor del sello regional. La fase de margen activo fue denominada Unidad Depositacional de Margen Activo (UDMA), la cual en el área de estudio se inició en el Eoceno medio observado por los cambios abruptos en los patrones de apilamientos. En esta fase tectónica que finaliza en el Cuaternario, se observaron diferentes pulsos tectónicos producidos por diferentes levantamientos que controlaron la sedimentación y que generaron tres unidades depositacionales (UDMA-EM, UDMA-OMT y UDMA-MMP). La tercera etapa investigativa, estuvo referida al análisis de los elementos del sistema petrolífero. La roca madre fue definida al final de la secuencia transgresiva de la unidad UDMP, sin embargo la existencia de la misma, se encuentra a más de 250 kilómetros al norte del área de estudio, debajo de los Andes de Mérida. La roca reservorio fue considerada la sucesión transgresiva de las unidades UDMP y UDMA-OMT, y la roca sello se ubica en las facies arcillosas asociadas a la superficies de máxima inundación de estas dos unidades. El elemento trampa, fue reconocido como un grupo de estructuras con geometría de horst-graben, asociados a sistema de fallas sub-verticales con componente transtensivo-transpresivo, denominadas familia de fallas 1. Finalmente, se propusieron dos oportunidades exploratorias tipo play y en la jerarquización de estas oportunidades, se consideró el play UDMP como el más propicio y atractivo en el Cretácico dentro del graben de San Fernando, ya que en el caso de ser favorable abriría una nueva ventana exploratoria en el área.

INDICE GENERAL

CAPITULO I.....	1
INTRODUCCIÓN.....	1
I.1 Ubicación del área de estudio.....	2
I.2 Planteamiento del problema.....	4
I.3 Objetivo general:.....	5
I.4 Objetivos específicos:.....	5
CAPITULO II.....	6
FUNDAMENTOS DE LA INVESTIGACIÓN.....	6
II.1 Antecedentes.....	6
II.1.1 Trabajos regionales previos.....	6
II.2 MARCO GEOLOGICO regional.....	12
II.2.1 Marco Tectónico.....	12
II.2.2 Marco estratigráfico regional.....	18
II.2.2.1 Ciclo mayor Paleozoico.....	18
II.2.2.2 Ciclo mayor Mesozoico – Cenozoico.....	20
ii.3 Fundamentos teóricos.....	25
II.3.1 Estratigrafía secuencial.....	25
II.3.1.1 Orden jerárquicos de las secuencias estratigráficas.....	26
II.3.1.2 Modelos de secuencias estratigráficas.....	31

II.3.1.3 Fundamento de la sismoestratigrafía	35
II.3.1.4 Facies sísmica	37
II.3.1.5 Superficies estratigráficas	39
II.3.2 Elementos del sistema petrolífero.....	45
II.3.3 Oportunidades exploratorias	46
CAPITULO III	47
METODOLOGIA.....	47
III.1. Datos.....	47
III.1.1. Compilación y análisis trabajos previos regionales.....	47
III.1.2 Búsqueda, análisis y carga de datos de pozos.	48
III.1.3 Compilación, validación y calidad del dato sísmico	51
III.2 Análisis de cuenca	53
III.2.1 Marco biocronoestratigráfico - definición de limite de edad	53
III.2.2. Marco tectonoestratigráfico.....	54
III.2.2.1. Análisis estratigráfico secuencial de pozo.....	55
III.2.2.1 Reconocimientos de superficies estratigráficas en pozo	56
III.2.3. Análisis sismoestratigráfico.....	57
III.2.3.1. Identificación de terminaciones de patrones de las reflexiones sísmicas	58
III.2.3.2. Calibración sísmica -pozo	59
III.2.4. Definición del modelo secuencial y secuencias estratigráficas	60

III.2.5 Reconocimiento de sistemas encadenados	62
III.2.6 Análisis de facies sísmica	63
III.3. Definición de los elementos del sistema petrolífero.....	64
III.3.1 Distribución y geometría de los elementos del sistema petrolífero (roca madre, reservorio, sello, y trampa).....	64
III.4. Definición de oportunidad exploratoria tipo <i>Plays</i>	65
III.5. Elaboración de conclusiones, recomendaciones y redacción del informe.....	66
CAPITULO IV	67
ANALISIS DE RESULTADOS.....	67
IV.1 MARCO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO	67
IV.1.1 Revisión y discusión del dato bioestratigráfico.....	67
IV.1.1.1 Pozo A1	67
IV.1.1.2 Pozo A2	69
IV.1.1.3 Pozo A3	69
IV.1.1.4 Pozo C4	72
IV.1.2 Cronoestratigrafía del área de estudio	76
IV.1.2.1 Paleozoico	80
IV.1.2.2 Cretácico.....	80
IV.1.2.3. Eoceno medio	81
IV.1.2.4. Oligoceno	82
IV.1.2.5. Mioceno temprano.....	82
IV.1.2.6. Mioceno medio - tardío	82
IV.2 MARCO TECTONOESTRATIGRÁFICO.....	83

IV.2.1	Identificación de estructuras y fallas principales en el área de estudio.....	83
IV.2.2	Reconocimientos de superficies estratigráficas.....	86
IV.2.2.1.	Datación de superficies estratigráficas.....	89
IV.2.3	Modelo secuencial y definición de secuencias estratigráficas	89
IV.2.4	Fase de expansión oceánica (<i>rifting</i>).....	91
IV.2.4.1.	Unidad Depositacional de Apertura (UDA).....	91
IV.2.5	Fase de Margen Pasivo.....	93
IV.2.5.1.	Unidad Depositacional de Margen Pasivo Cretácico (UDMP).....	93
IV.2.5.1.1	Caracterización de la facies sísmica de la Unidad Depositacional UDMP en el área de Mantecal.....	101
IV.2.6	Fase de Margen Activo	105
IV.2.6.1	Unidad Depositacional del Margen Activo del Eoceno Medio (UDMA-EM)	105
IV.2.6.2	Unidad Depositacional del Margen Activo Oligoceno - Mioceno temprano (UDMA-OMT).....	110
IV.2.6.2.1	Caracterización de la facies sísmica de la Unidad Depositacional UDMA-OMT del área de Mantecal.....	117
IV.2.6.3	Unidad Depositacional del Margen Activo Mioceno Medio - Pleistoceno (UDMA-MMP).....	118
IV.2.6.3.1	Caracterización de la facies sísmica de la Unidad Depositacional UDMA-MMP del área de Mantecal.....	120
IV.2.7	Evolución geológica del área	121
IV.3.	Definición de los elementos del sistema petrolífero en el área de Mantecal. ..	124
IV.3.1.	Distribución y geometría de los elementos del sistema petrolífero en el área de Mantecal	124
IV.3.1.1	Roca Madre	124

IV.3.1.2 Roca Reservorio	127
IV.3.1.3 Roca sello	130
IV.3.1.4 Trampa	133
IV.4. Potencialidad del área de Mantecal	134
CAPITULO V	138
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	138
V.1 CONCLUSIONES	138
V.2 RECOMENDACIONES	139
CAPITULO VI BIBLIOGRAFÍA	140

INDICE DE FIGURAS

CAPITULO I

Figura I.1. Ubicación geográfica del área de estudio.3

Figura I.2. Mapa de las Cuencas petrolíferas de Venezuela. (L.E.B) Lineamiento de El Baúl (Tomado de Yoris y Osto, 1997). El cuadro rojo indica la localización del área de estudio (CBA) objeto de este trabajo.3

CAPITULO II

Figura N° II.1. Cuadro resumen donde se muestra el marco tectono-estratigráfico de Venezuela (Tomado de Valdés y otros, 1992).7

Figura N° II.2. Cuadro estratigráfico desde los Andes de Mérida – Cuenca de Barinas Apure, dirección Noroeste – sureste (Modificado de Parnaud y otros, 1994).....9

Figura N° II.3. Cuadro cronoestratigráfico de la Cuenca Barinas Apure (Modificado de Audemard y otros, 2002).10

Figura N° II.4. Marco tectonoestratigráfica de la Cuenca Barinas Apure (Tomado de Santiago y otros, 2014).12

Figura N° II.5. Mapa de límite de placas y fallas mayores del área del Caribe, mostrando la interacción entre la placa oceánica Caribe y la placa continental Sudamérica (Tomado de Pindell y otros, 1998). El cuadro rojo indica la localización del área de estudio (CBA) objeto de este trabajo.13

Figura N° II.6. Esquema geotectónico para el Campaniano al Ypresiano en el norte de Sudamérica y el Caribe. En el oeste se reconocen la Placa Caribe, comenzando su migración hacia el este (Tomado de Pindell y otros, 1998). El cuadro rojo indica ubicación de la CBA.15

Figura N° II.7. Mapa tectónico del norte de Suramérica para aproximadamente 60 Ma (Paleoceno superior). Obsérvese los efectos de la colisión oblicua de la Placa Caribe con la Suramericana (Tomado de Escalona y Mann, 2011).....	16
Figura N° II.8. Esquema geotectónico para el Eoceno medio en el norte de Sudamérica y el Caribe. Se observa el emplazamiento de las Napas de Laras en el occidente de Venezuela (Tomado de Pindell y otros, 1998). El cuadro rojo indica la localización del área de estudio (CBA) objeto de este trabajo.	17
Figura N° II.9. Representación esquemática del concepto de jerarquización de las secuencias estratigráficas (Tomado de Catuneanu, 2006).....	27
Figura N° II.10. a) Sistema de jerarquización basado en la magnitud de los cambios del nivel de base estratigráfico que resulta en la formación de límites de superficies. b) Jerarquización de los órdenes de secuencia, el cual muestra que una secuencia de orden menor debe estar contenida dentro de otra de mayor orden (Tomado de Catuneanu, 2006).	29
Figura N° II.11. Existen tres familias o modelos de secuencias estratigráficas en la literatura derivadas del trabajo presentado por Vail y otros (1977) y Michum y otros (1977a), que son las Secuencias Depositacionales, Secuencia Genética y Secuencia T-R (Tomado de Catuneanu, 2006).....	32
Figura N° II.12. Cuadro comparativo de sincronización de los sistemas de encadenados y límites de secuencia para los diferentes modelos comúnmente usados (Tomado en Catuneanu, 2006).....	32
Figura N° II.13. Reflexiones de una sección sísmo-estratigráfica dentro de una secuencia sísmica idealizada (Tomado de Mitchum, Vail y Sangree 1977).....	36
Figura N° II.14. Tipo de perfiles de clinoformos (Mitchum, Vail y Sangree, 1977; en: Emery y Myers, 1996).....	38
Figura N° II.15. Diferentes superficies estratigráficas formadas de acuerdo al tipo de movimiento de la trayectoria de la línea de costa, ejemplo de línea sísmica (Plioceno –	

Pleistoceno, Golfo de México): Obsérvese las terminaciones en *offlap* marcados con las fechas de color verde, las terminaciones en *downlap* se encuentran indicadas con fechas de color amarillo (Tomado de Posamentier y Kolla, 2003; en: Catuneanu y otros, 2011).40

Figura N° II.16. Sección esquemática en la cual muestra la relación espacial de seis (6) superficies de la secuencia estratigráfica (Tomado de Embry, 2002).42

CAPITULO III

Figura III.1. Mapa de distribución de los pozos del área de estudio.49

Figura N° III.2. Inventario de perfiles en los pozos del área de estudio.....50

Figura N° III.3. Información sísmica disponible en el área de estudio. Se presentan en color azul la sísmica 2D disponible de 16 a 32 bits, en color verde sísmica 2D disponible de 8 bits y en color rojo las líneas sísmicas no disponibles.52

Figura N° III.4. Transectos de pozos seleccionados para el área de estudio.55

Figura III.5. Estudio estratigráfico secuencial a partir del análisis de electrofacies. ..56

Figura N° III.6. Transectos sísmicos seleccionados para el área de estudio. Obsérvese en color verde los transectos sísmicos regionales con dirección SO-NE y en color morado con dirección NO-SE.....58

Figura N° III.7. Sismograma sintético generado para el pozo O3.....59

Figura N° III. 8. Jerarquización de las secuencias estratigráficas (Modificado de Allen y Allen, 2005, Embry, 2002, Santiago y otros, 2014).61

Figura N° III. 9. Reconocimientos de superficies estratigráficas, sistemas encadenados y sistemas depositacionales en unidades depositacionales y secuencias estratigráficas (Tomado de Valdés y otros, 1992).....63

CAPITULO IV

FIGURA N° IV.1. Interpretaciones bioestratigráficas previas realizada por diferentes autores en la muestras del pozo A1	68
Figura N° IV.2. Interpretaciones bioestratigráficas previas realizada por diferentes autores en la muestras del pozo A2 (Santiago y otros., 2014).	70
Figura N° IV.3. Interpretaciones bioestratigráficas previas realizada por diferentes autores en la muestras del pozo A3.....	71
Figura N° IV.4. Interpretaciones bioestratigráficas previas realizada por diferentes autores en la muestras del pozo C4.	73
Figura N° IV.5. Interpretaciones palinológica realizada en la muestras del pozo M1 (Tomada de Discepola y otros., 2013).....	75
Figura N° IV.6. Registro tipo del oeste del área de estudio. Nótese los biomarcadores usados para determinar las edades consenso en el pozo A1.....	77
Figura N° IV.7. Registro tipo de la parte central del área de estudio. Nótese los biomarcadores usados para determinar las edades consenso en el pozo A3.	78
Figura N° IV.8. Registro tipo del noreste de la zona de estudio, depresión del área conso. Nótese los biomarcadores usados para determinar las edades consenso en el pozo C4.	79
Figura N° IV.9. Mapa base de sísmica disponible donde se muestran las principales fallas interpretadas del área de estudio.....	84
Figura N° IV.10. Interpretación sísmica estructural para la identificación de fallas en el área. Ejemplo tomado del Transecto NS1.	85
Figura N° IV.11. Identificación de terminaciones en la línea sísmica 2D, transecto sísmico NS-1.....	87
Figura N° IV.12. Identificación de terminaciones en la línea sísmica 2D.....	87
Figura N° IV.13. Definición de superficies estratigráficas a partir del análisis de electrofacies. Ejemplo tomado del pozo A2.....	88

Figura N° IV.14. 1) Posible extensión del graben de Arauca (Colombia) hacia el área de Mantecal en Venezuela. 2) Esquema general de subafloramientos contra la base del Cretácico (Tomado de Quijada, 2012).	92
Figura N° IV.15. Mapa estructural a la base de la unidad UDMP.	94
Figura N° IV.16. Definición de superficies estratigráficas y secuencias a partir del análisis sísmico. Ejemplo tomado de la línea sísmica 2D, cercana al pozo A3.	95
Figura N° IV.17. Mapa paleobatimétrico de la unidad UDMP.	96
Figura N° IV.18. Mapa de espesor de la unidad UDMP.	96
Figura N° IV.19. Imagen de la interpretación sísmo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA cercano a la zona de influencia del pozo Z901.	97
Figura N° IV.20. Imagen de la interpretación sísmo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA cercano al pozo de influencia de M1.....	97
Figura N° IV.21. Análisis estratigráfico secuencial para la determinación de unidades depositacionales y secuencias genéticas en la fase de margen pasivo (Cretácico). Ejemplo tomado del pozo A1.....	99
Figura N° IV.22. A. Interpretación sísmo-estratigráfica del transecto sísmico 2 en la zona de Mantecal. B. Imagen ampliada, donde los círculos de colores muestran los diferentes agrupaciones de paquetes de reflexiones sísmicas con características similares.	102
Figura N° IV.23. Muestras de pared tomadas en el pozo M1. A. muestra de pared a 5144 pies profundidad que demuestra las características de metamorfismo de bajo grado que presenta el basamento en el área de Mantecal. B. muestra de roca sedimentaria de arenisca tomada en la unidad UDMP (Tomado de Dicepola y otros, 2013).....	103
Figura N° IV.24. Descripción sedimentológica del núcleo del pozo M1.	104
Figura N° IV.25. Imagen de la interpretación sísmo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA-EM cercano al pozo de influencia de Z901. Nótese dentro del círculo de color rojo la familia de fallas 2 y el plegamiento de edad Eoceno medio.....	106
Figura N° IV.26. Imagen de la interpretación sísmo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA-EM cercano al pozo de influencia de Sabaneta.....	107

Figura N° IV.27. Análisis estratigráfico secuencial para la determinación de unidad UDMA-EM y secuencias transgresivas y regresivas, en la fase de margen activo (Cenozoico).	109
Figura N° IV.28. Interpretación sismo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA-EM.	109
Figura N° IV.29. Mapa estructural a la base de la UDMA-OMT.	111
Figura N° IV.30. Interpretación sismo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA-OMT.	113
Figura N° IV.31. Interpretación sismo-estratigráfica de las unidades UDMP, UDMA-EM y UDMA-OMT.....	113
Figura N° IV.32. Mapa de espesor de la Unidad Depositacional UDMA-OMT.....	114
Figura N° IV.33. Mapa paleobatimétrico de la secuencia STRIII_MA realizada en la superficie MFS_STRIV.....	116
Figura N° IV.34. Mapa paleobatimétrico de la secuencia STRIV_MA realizada en la superficie MFS_STRIV.....	117
Figura N° IV.35. A. Interpretación sismo-estratigráfica del transecto sísmico 1 en la zona de Mantecal. B. Imagen ampliada de la sección sísmica interpretada al sur de la falla de Mantecal.	118
Figura N° IV.36. A. Interpretación sismo-estratigráfica del transecto sísmico 1 en la zona de Mantecal. B. Imagen ampliada de la sección sísmica interpretada al sur de la falla de Mantecal	120
Figura N° IV.37. Modelo evolutivo del área de Mantecal.....	122
Figura N° IV.38. Cuadro cronoestratigráfico de dirección NO-SE. Obsérvese las relaciones estratigráficas verticales y horizontales de las unidades depositacionales definidas (UDMP, UDMA-EM, UDMA-OMT y UDMA_MMP), así como sus equivalentes litoestratigráficos.	123
Figura N° 39. Mapa de COT original en la secuencia SG IV-MP de la Cuenca Barinas Apure (Tomado de Santiago y otros, 2014).	125

Figura N° 40. Mapa de área de generación actual en la Cuenca Barinas Apure (Tomado de Santiago y otros, 2014).....	125
Figura N° IV.41. Mapa de distribución litológica de las facies transgresivas de la unidad depositacional UDMP. Dicho mapa demuestra el potencial y distribución de la roca yacimiento en el área.	127
Figura N° IV.42. Mapa de distribución de arena neta del sistema transgresivo la Unidad Depositacional UDMP (Tomado de Santiago y otros, 2014).....	128
Figura N° IV.43. Mapa de distribución litológica de las facies transgresivas de la secuencia STRIII de la unidad UDMA-OMT.....	129
Figura N° IV.44. Mapa de distribución de la arena neta del sistema transgresivo de la unidad depositacional UDMA-OMT (Tomado de Santiago y otros, 2014).	130
Figura N° IV.45. Mapa de distribución de la roca sello de la unidad UDMP (Tomado de Santiago y otros, 2014).....	131
Figura N° IV.46. Mapa de distribución de la roca sello de la unidad UDMA-OMT (Tomado de Santiago y otros, 2014).	132
Figura N° IV.47. Sistema de entrampamiento relacionado a la familia de Falla 1 observado a los niveles estratigráficos de las unidades depositacionales UDMP y UDMA-OMT.	133
Figura N° IV.48. Oportunidad exploratoria tipo <i>play</i> correspondiente a la unidad UDMP.	135
Figura N° IV.49. Oportunidad exploratoria tipo <i>play</i> correspondiente a la unidad UDMA-OMT.	136

INDICE DE TABLAS

CAPITULO II

Tabla N° II.1. Características diagnóstica de las principales superficies estratigráficas (Tomado de Catuneanu, 2006).....	41
--	----

CAPITULO III

Tabla III.1. Información de datos básicos e información disponibles de los pozos en el área de estudio.....	50
---	----

Tabla III.2. Levantamientos sísmicos disponibles en el área. Se resalta en letras de color azul los levantamientos que están dentro del área del proyecto.....	52
--	----

CAPITULO IV

Tabla N° IV.1. Cuadro de datación de superficies estratigráficas de orden mayor y menor.	89
---	----

Tabla N° IV.2. División del análisis secuencial en el área de estudio.....	91
--	----

Tabla N° IV.3. Oportunidades tipo <i>plays</i> identificadas en el área de Mantecal.	137
---	-----

INDICE DE ANEXOS

ANEXO 1. TRANSECTO SÍSMICO NO-SE 1

ANEXO 2. SECCIÓN ESTRUCTURAL NO-SE 1

ANEXO 3. TRANSECTO SÍSMICO NO-SE 2

ANEXO 4. SECCIÓN ESTRUCTURAL NO-SE 2

ANEXO 5 TRANSECTO SÍSMICO SO-NE 3

ANEXO 6. SECCIÓN ESTRUCTURAL SO-NE 1

ANEXO 7 TRANSECTO SÍSMICO SO-NE 1

ANEXO 8 TRANSECTO SÍSMICO NO-SE 3

ANEXO 9 TRANSECTO SÍSMICO SO-NE 2

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

La Cuenca Barinas Apure (CBA) presenta un potencial hidrocarburífero, que viene dado por la existencia de crudos con gravedad registrada en el orden entre 22 y 28°API en los campos petroleros del estado Barinas, mientras que en los campos de Guafita y La Victoria, del estado Apure, se han encontrado crudos entre 30 y 36°API (Yoris y Ostos, 1997). Desde el punto de vista de migración y generación de hidrocarburos, la cuenca puede ser dividida en dos sub-cuencas independientes, estas son: sub-cuenca de Barinas y subcuenca de Apure. La primera subcuenca contiene una roca madre por excelencia que es la Formación Navay de edad Coniaciense-Maastrichtiense y la subcuenca de Apure representan prácticamente la extensión septentrional de la Cuenca de los Llanos Orientales de Colombia, la cual contiene una roca madre de edad Cretácica Tardío representada por la Formación Gacheta (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997) y esta presentaría una posible migración lateral del hidrocarburo hacia Venezuela (Olivares, 2006). Estas características impulsan el interés exploratorio y futuras adquisiciones de datos en el área, por parte de PDVSA.

Debido al interés exploratorio en el área, el propósito de este trabajo es generar un marco tectonoestratigráfico en el área de Mantecal al noreste de la subcuenca de Apure que forma parte de la Cuenca Barinas Apure (CBA), con el fin de establecer los elementos del sistema petrolífero (roca reservorio y roca sello), que ayudará al entendimiento y definición de posibles oportunidades exploratorias en el área.

Este trabajo de tesis se propone como el primer estudio simoestratigráfico en el área de Mantecal el cual está enmarcado dentro del proyecto de Evaluación del Sistema Petrolífero ESP Apure-Portuguesa de PDVSA Exploración. El mismo está comprendido por seis (06) capítulos, comenzando por el marco introductorio donde se reseña la temática del estudio, otro de los fundamentos de la investigación, marco geológico regional resaltando la tectónica y estratigrafía del área de estudio. Luego un

marco teórico y metodológico donde se describen los métodos y procedimientos, la misma sección contendrá la base de datos. Posteriormente análisis y discusión de resultados el cual estará subdividido en el marco biocronoestratigráfico, marco tectonoestratigráfico (determinación de superficies estratigráficas, análisis de facies sísmica y determinación de secuencias estratigráficas y sistemas depositacionales), Definición de los elementos del sistema Petrolífero (roca madre, sello, reservorio y trampa) y la potencialidad exploratoria del área. Finalmente conclusiones y recomendaciones.

I.1 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se ubica en la Cuenca Barinas Apure (CBA), específicamente en la parte central y este de la subcuenca de Apure, con una extensión aproximada de 14.250 Km², geográficamente situada en el área de Mantecal. Las coordenadas del polígono de estudio son: N: 422.810,87 m – E: 751.606,65 m; N: 367.295,13 m - E: 891.069,77 m; N: 518.930,92 m – E: 951.430,98 m; 574.446,55 m – E: 811.967,82 m Coordenadas UTM según el Datum Sirgas-Regven, Huso 19 (UTM 19N WGS84).

Geológicamente, el área de estudio esta enmarcada dentro de la CBA, la cual se extiende desde el pie del sistema de montaña de Los Andes al norte, la plataforma del cratón de Guayana en el sureste, y está conectada con los llanos Colombianos al suroeste y al este - noreste con el arco de El Baúl (Figura I.2). La CBA está caracterizada por fallas regionales relevantes, asociadas a una importante debilidad tectónica pre-Cretácica tipo *rift* abortada posteriormente y reactivada durante la activación tectónica del noreste de Sudamérica. La roca madre por excelencia en la CBA es la Formación Navay (Kehrer, 1938; en: Audemard, 1991), y de la Cuenca de los Llanos Orientales en Colombia es la Formación Gacheta, ambas de una época del Cretácico Tardío (Kiser, 1989 en: Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997). Las principales rocas yacimientos clásticas son Formación Escandalosa de edad Cenomaniense – Turoniense, Formación Burgüita de edad Santoniense – Maastrichtiense y las formaciones Mirador y Guafita del Eoceno-Oligoceno.

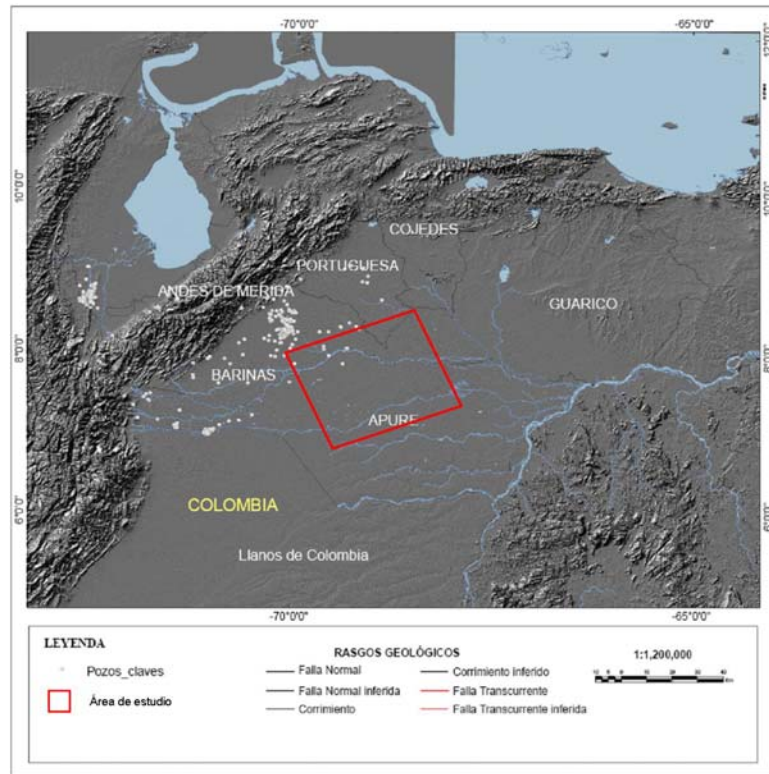


Figura I.1. Ubicación geográfica del área de estudio.



Figura I.2. Mapa de las Cuencas petrolíferas de Venezuela. (L.E.B) Lineamiento de El Baúl (Tomado de Yoris y Osto, 1997). El cuadro rojo indica la localización del área de estudio (CBA) objeto de este trabajo.

I.2 Planteamiento del problema

Aunque se han realizado varios estudios exploratorios en la CBA, como el de Portilla (1991 y 1993), Valdés y otros (1992), Parnaud y otros (1994 y 1995), Chigné y otros (1996), y Audemard y otros (2002) todavía existe incertidumbre desde el punto de vista tectonoestratigráfico y sedimentológico, que pueden ser disminuidas aplicando técnicas de estratigrafía sísmica, más aun en el área de estudio donde hay pocos pozos exploratorios perforados.

Con la aplicación de estas técnicas, en la sísmica 2D adquirida recientemente en el área de Mantecal, se podría interpretar ciclos o secuencias depositacionales, que mediante el uso y análisis de las facies sísmicas permitirían interpretar la distribución lateral y vertical de la facies, tanto clásticas como carbonáticas. Es por ello que este trabajo hará énfasis en la búsqueda de las evidencias sísmicas de secuencias, para establecer las relaciones de estas con los principales eventos tectónicos regionales ocurridos en el área y validar la edad de los límites de las mismas a partir de los análisis bioestratigráficos disponibles.

Por lo tanto, esta investigación permitirá definir sistemas depositacionales a partir del establecimiento de un marco estratigráfico secuencial desde el Cretácico Temprano al Neógeno mediante un estudio sismoestratigráfico de líneas sísmica 2D, y así entender las relaciones y límites estratigráficos para una mejor definición de los elementos del sistema petrolífero. Esto proporcionará a su vez un mayor entendimiento de las relaciones estratigráficas en la documentación de futuras oportunidades exploratorias, especialmente aquellas que tengan componente estratigráfico de interés. De esta manera abrir o expandir la ventana exploratoria hacia los llanos de Apure, al sur del área de estudio.

I.3 Objetivo general:

Interpretar sistemas depositacionales de la sección Cretácico – Paleógeno a partir de un análisis sismoestratigráfico que permita la predicción de reservorios en el área de Mantecal, en la parte noreste de la subcuenca de Apure.

I.4 Objetivos específicos:

- Establecer un marco biocronoestratigráfico del área de Mantecal.
- Determinar las secuencias estratigráficas a partir de los datos de pozos y sísmica.
- Generar un marco tectonoestratigráfico del área de Mantecal.
- Definir los elementos del sistema petrolífero en el área de estudio
- Determinar la distribución de posibles oportunidades exploratorias.

CAPITULO II

FUNDAMENTOS DE LA INVESTIGACIÓN

II.1 ANTECEDENTES

II.1.1 Trabajos regionales previos

A continuación se presenta un resumen de los principales trabajos publicados o realizados de escala regional o semi-regional en la Cuenca de Barinas Apure, que sirvieron de referencia para la formulación de los objetivos y en la elaboración de este trabajo.

La publicación presentada por González de Juana y otros (1980) fue la primera gran recopilación de la Geología de Venezuela. En ella describen los principales rasgos fisiográficos, geomorfológicos, de las provincias geológicas venezolanas, así como el desarrollo de las cuencas sedimentarias en Venezuela, destacando sus características distintivas de las unidades litológicas, ambientes sedimentarios, dataciones paleontológicas y radio-métricas. Al mismo tiempo realizó consideraciones evolutivas de la tectónica acontecida en estas cuencas.

Luego en la década de los 90, las filiales de petróleos de Venezuela, en búsqueda de nuevos campos petrolíferos y de un mejor entendimiento del sistema petrolífero de las cuencas sedimentarias en Venezuela, especialmente en la CBA, se realizaron los siguientes trabajos regionales y semi-regionales en el área:

En el trabajo de Valdés y otros (1992) el objetivo principal fue establecer el marco tectono-estratigráfico del margen norte de Suramérica. Para la CBA establecieron 4 eventos tectónicos principales: cuenca Paleozoica, *rift* Triásico-Jurásico, margen pasivo (Cretácico) y margen activo (Cretácico Tardío – Holoceno). Dentro de estas identificaron 9 tectonosecuencias y 16 unidades depositacionales correspondientes a la era Mesozoica y Cenozoica. Adicionalmente los autores usaron la terminología de *foodeep* para separar cada evento tectónico en el área dentro del margen activo

(Figura N° II.1), los cuales son: *Foredeep* Cretácico Tardío – Paleoceno, *Foredeep* Eoceno temprano, *Foredeep* de Perijá (Eoceno tardío a Mioceno medio), *Foredeep* de los Andes (Mioceno tardío al reciente). Se resalta el hecho que este trabajo fue el primero en realizar un marco tectonoestratigráfico de las cuencas petrolíferas venezolanas.

EDAD	MARCO TECTÓNICO	TECNOSECUENCIAS			INTERVALOS ISOPACOS	UNIDAD DEPOSITACIONAL		
		OESTE	ESTE	NORTE		SB		
Pleistoceno	MARGEN ACTIVO	<i>Foredee</i> Andes Mérida	<i>Foredee</i> Amacuro	<i>Rift</i> Mioceno - Plioceno	Mioceno Tardío a Reciente	SB 3,5	I	
Plioceno						SB 5,5	II	
						SB 10,5	III	
Mioceno		<i>Foredeep</i> Perijá	<i>Foredeep</i> Monagas	<i>Foredeep</i> Falcon	Mioceno Medio	SB 15,5	IV	
Oligoceno						SB 25	V	
					Mioceno Medio a Eoceno Tardío	SB 27	VI	
						SB 39	VII	
Eoceno			<i>Rift</i> Eoceno Medio			Eoceno Medio	SB 45	VIII
			<i>Foredeep</i> Eoceno Temprano			Eoceno Medio a Paleoceno tardío	SB 50	IX
							SB 58	X
Paleoceno			<i>Foredeep</i> Paleoceno - Cretácico Tardío			Paleoceno a Cretácico Tardío	SB 66	XI
							SB 74	XII
Cretácico	MARGEN PASIVO	Margen Pasivo - Cretácico			Cretácico	SB 98	XIII	
						SB 111	XIV	
						SB 132	XV	
Jurásico	RIFT	Jurásico a Triásico <i>Rift</i>			Jurásico a Triásico tardío	XVI		
Triásico								
Paleozoico	PRE-RIFT	Cuencas Paleozoicas			Paleozoico	XVII		

Figura N° II.1. Cuadro resumen donde se muestra el marco tectono-estratigráfico de Venezuela (Tomado de Valdés y otros, 1992).

En el año 1993, Portilla presento un informe técnico semi-regional, de la sismoestratigrafía de la subcuenca de apure, con el objetivo de evaluar las características estructurales del área y establecer las relaciones estratigráficas en el subsuelo del área en base a la correlación de las secuencias sismoestratigráficas para demarcar las área de interés exploratorios, usando el modelo de interpretación secuencial definido por Mitchum y otros (1977) quienes definieron la secuencia sísmica como una unidad compuesta de una sucesión relativamente conforme de reflexiones limitadas en su base y en su tope por discordancias o sus correlativas conformidades. De dicha interpretación, Portilla (1993) logró definir un total de cuatro (4) secuencias sísmicas correspondientes al Cretácico, Eoceno medio, Eoceno tardío- Mioceno temprano y

Mioceno tardío-Pleistoceno. Adicionalmente Portilla (1993) describe la sucesión estratigráfica de la CBA, conformada por las rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de la era Paleozoica, sedimentarias y volcánicas del período Jurásico y sedimentarias de los períodos Cretácico, Paleógeno, Neógeno y Cuaternario.

Luego, Parnaud y otros (1994 y 1995) elaboraron un modelo geológico integrado de las Cuencas Occidentales de Venezuela, y establecieron un modelo del sistema petrolífero y definieron posibles prospectos en el área. Este modelo está basado en secuencias genéticas, en la cual presentaron seis (06) Supersecuencias de 2^{do} Orden, denominadas: “A” (Jurásico), “B” (Neocomiense – Campaniense), “C” (Maastrichtiense – Paleoceno Tardío), “D” (Paleoceno tardío – Eoceno medio) relacionada a la colisión de las placas Caribe con Suramérica y el emplazamiento de las Napas de Lara, “E” (Eoceno tardío – Mioceno temprano) y “F” (Mioceno temprano – Pleistoceno), estas dos últimas super-secuencias están asociadas al período de la orogénesis andina, que separó la CBA de CM. Al igual que el trabajo anterior, en este modelo presentaron 16 secuencias aunque fueron clasificadas como secuencias de 3^{er} Orden (Figura II.2), sin especificar el criterio de las mismas.

Chigné y otros (1996) realizaron un trabajo con el objetivo de reconstruir la evaluación geológica de los procesos de generación y migración de los hidrocarburos con el fin de estimar el potencial petrolífero de Barinas y Apure. Desde el punto de vista del modelo estratigráfico presentaron una reconstrucción tectonosecucional, identificando siete (7) mega-secuencias, cuatro (4) en la era Mesozoica y tres (3) en el Cenozoico.

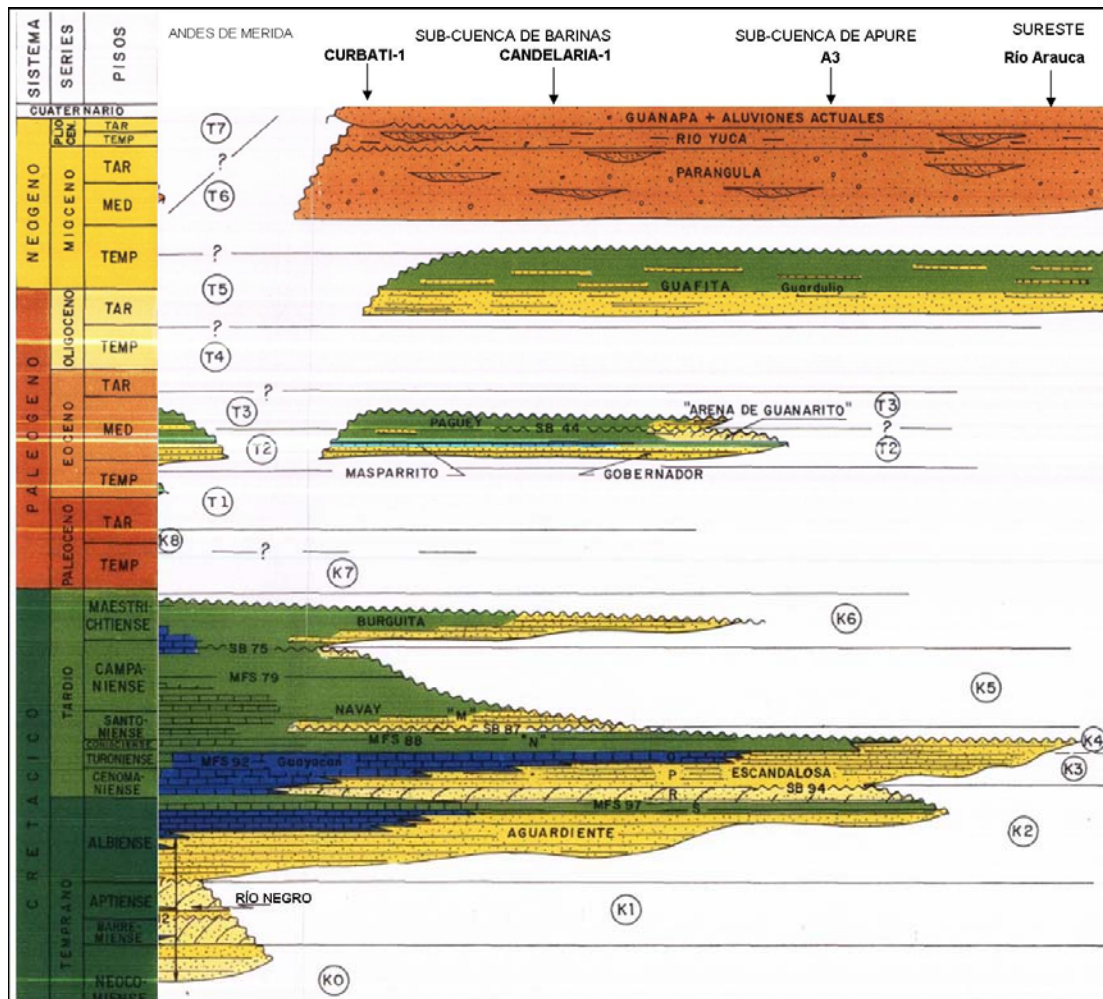


Figura N° II.2. Cuadro estratigráfico desde los Andes de Mérida – Cuenca de Barinas Apure, dirección Noroeste – sureste (Modificado de Parnaud y otros, 1994).

Audemard y otros (2002), presentaron el trabajo final del esfuerzo multidisciplinario denominado Visión País Exploración (VIPA), cuyo objetivo fue revisar el potencial hidrocarburífero de Venezuela. El cual desde el punto de vista de la estratigrafía genética, los autores determinaron dos (2) megaciclos sedimentarios (Figura N° II.3): Paleozoico y Mesozoico – Cenozoico. En el segundo megaciclo han sido reconocidos 3 fases tectónicas importantes en la historia de la evolución de la CBA, 1) fase de apertura continental (*rifting*) ocurrida durante el Jurásico, 2) fase de margen pasivo o subsidencia termal, formada durante el Cretácico Temprano (Barremiense) y Cretácico Tardío (Campaniense), y 3) fase de margen activo, que abarca desde el Cretácico Tardío hasta el Plio-Pleistoceno. Dentro de estas fases se han reconocidos

nueve (9) tectono-secuencias. Cada una de estas, posiblemente ha sido relacionada a los principales eventos tectónicos, cambios relativos del nivel del mar y climáticos ocurridos en Venezuela.

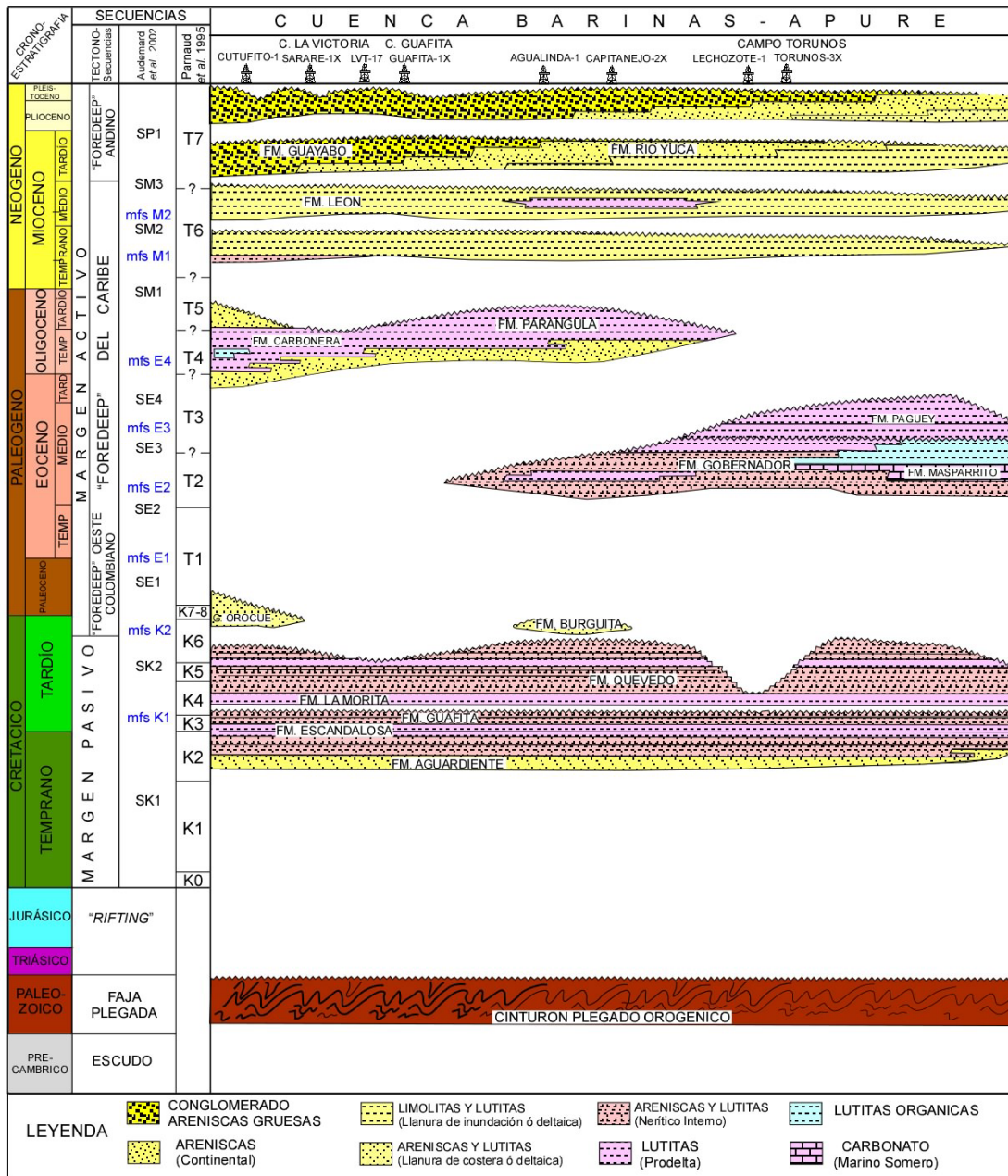


Figura N° II.3. Cuadro cronoestratigráfico de la Cuenca Barinas Apure (Modificado de Audemard y otros, 2002).

En resumen, estos trabajos coinciden en los eventos tectónicos regionales que participaron en la formación de las cuencas petrolíferas del país pero con diferencias en los límites o duración de estos eventos. Sin embargo, en la Cuenca Barinas Apure estos trabajos presentan limitaciones en cuanto a la resolución del dato, bajo número de pozos usados para la calibración y muestran pocas evidencias que sustenten las secuencias interpretadas, motivado posiblemente a que sus esfuerzos estuvieron concentrados en las principales cuencas productoras del país como son la Cuenca de Maracaibo y la Oriental de Venezuela. También podemos tomar en consideración que el modelo secuencial usado en estos trabajos regionales está basado en Mitchum, M., Vail, P. y Thompson, S. (1977), dejando aún lado otros modelos secuenciales que serán explicados y trabajados en esta tesis.

Finalmente, el trabajo de Santiago y otros (2014), que tuvo como objetivo incorporar nuevas oportunidades exploratorias en la Base de Recursos de Exploración, partiendo de el análisis de cuenca a través de los controles que ejercen la tectónica y los cambios eustáticos del nivel del mar sobre la sedimentación, permitiendo establecer un marco tectonoestratigráfico para la Cuenca Barinas Apure que redujera la incertidumbre geológica en el área. Este marco tectonoestratigráfico estuvo compuesto por tres (3) eventos tectónicos formadores de cuencas sedimentarias: Apertura Continental, Margen Pasivo y Margen Convergente o Activo, que juntos definieron una tectonosecuencia dentro de la cuenca. Dentro de estos eventos se identificaron y analizaron siete (7) eventos tectónicos, cuyos depósitos fueron clasificados en Unidades Depositacionales, que fueron consideradas como ciclos depositacionales de segundo orden denominados de orden mayor, limitados por discordancias, y estas a su vez, subdividido en 12 secuencias de tercer orden denominados de orden menor, controlados por tectónica-eustacia y clasificadas de acuerdo al modelo estratigráfico secuencial (Vail, 1987; Galloway, 1989 y/o Embry y Johannessen (1992), tomando en cuenta las superficies estratigráficas reconocidas en cada fase tectónica (Figura N° II.4). Se destaca el hecho que dentro del marco de este proyecto se desarrollo este trabajo de tesis.

TECTONOSECUENCIA	FASE TECTÓNICA	PERIODO /ÉPOCA	ÉPOCA/ EDAD	UNIDAD DEPOSITACIONAL	Modelo Secuencial	SECUENCIA	SUPERFICIE ESTRATIGRÁFICA	EVIDENCIA	EXPRESIÓN SÍSMICA
	MARGEN ACTIVO	Neógeno	Reciente Mioceno Medio	UDVII	Dalle et al. (1997)	SDIII	SB_SDI	Levantamiento Cordillera Oriental de los Andes de Mérida/Cordillera Oriental de Colombia ⁸	Muestra variaciones abruptas del patrón de reflexión interno, pasando de reflectores continuos y paralelos con alto contenido de energía, a reflectores caóticos, opacos y de poca energía sísmica
						SDII			
MARGEN ACTIVO	Paleógeno	Oligoceno	UDVI	Embry y Johannesen (1952)	STRV	MFS_STRV	Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia ⁷	Las reflectores varían de continuos y paralelos, de alta energía, a la base del paquete, a reflectores de menor energía, opacos, y de menor continuidad al tope. Se observan terminaciones tipo Truncamiento al tope y Onlap a la base de la secuencia.	
					STRIV	MFS_STRIV			
					STRIII	MFS_STRIII			
		Eoceno Tardío	UDV	Val (1987)	MFS_UDV	MFS_STRII			
					SB_UDV	MFS_STRII			
	Eoceno Medio	UDIV	Embry y Johannesen (1952)	STRII	MFS_STRII	Emplazamiento de las Napas de Lara ⁶	Muestra paquetes de reflectores sísmicos con poca continuidad y de bajo contenido de energía de reflexión, con terminaciones tipo Truncamiento hacia el tope.		
				STR I	MFS_STR I				
				SB_UDIV	MFS_STR I				
	Paleoceno	UDIII	Val (1987)	MFS_UDIII	Exhumación de la Cordillera Central de Colombia ⁹	Reflector con buen contenido de energía, poco continuo; hacia la base. Terminaciones tipo Onlap a la base y tipo Truncamiento hacia el tope.			
				SB_UDIII					
MARGEN PASIVO	Cretácico Temprano - Tardío	Maastrichtiense Aptiense	UDII	Galloway (1989)	SGV	MFS_SGV	La parte basal muestra un paquete con reflexiones paralelos, continuos y con un fuerte contenido de energía de reflexión. Se reconoce por tener Truncamiento al tope de la secuencia.		
					SGIV	MFS_SGIV			
					SGIII	MFS_SGIII			
					SGII	MFS_SGII			
					SGI	MFS_SGI			
					SB_UDII				
					SB_UDII				
APERTURA CONTINENTAL	Cretácico Temprano - Triásico	Barremiense ² Triásico ¹	UDI	Val (1987)	SI ³	Grabén de Magdalena, Angaraveca, San Lázaro, Urdaneta, El Totumo, Machiques, Urbante y Cocuy ⁴			
					SI ²				

Figura N° II.4. Marco tectonoestratigráfica de la Cuenca Barinas Apure (Tomado de Santiago y otros, 2014).

II.2 MARCO GEOLOGICO REGIONAL

II.2.1 Marco Tectónico

La Cuenca Barinas Apure (CBA), se localiza en el extremo septentrional de la Placa Sudamericana, en las inmediaciones de la zona de colisión con la Placa Caribe (Figura N° II.5). Debido a la interacción entre las placas Caribe y Nazca contra Sudamérica se registró una compleja historia tectónica evolutiva, con eventos de extensión y repetitivos de compresión, compresión oblicua y transcurrencia, produciendo distintas fases de deformación, ocurridos desde el Jurásico al Cuaternario. Estos eventos le imprimieron a las cuencas sedimentarias venezolanas diferentes eventos geológicos, resultando en cuencas poligenéticas y de difícil clasificación. Aunque existen una historia previa, divido por la apertura de Gondwana

y referida al ciclo Paleozoico, en este capítulo el marco tectónico regional estará enfocado al ciclo Mesozoico – Cenozoico.

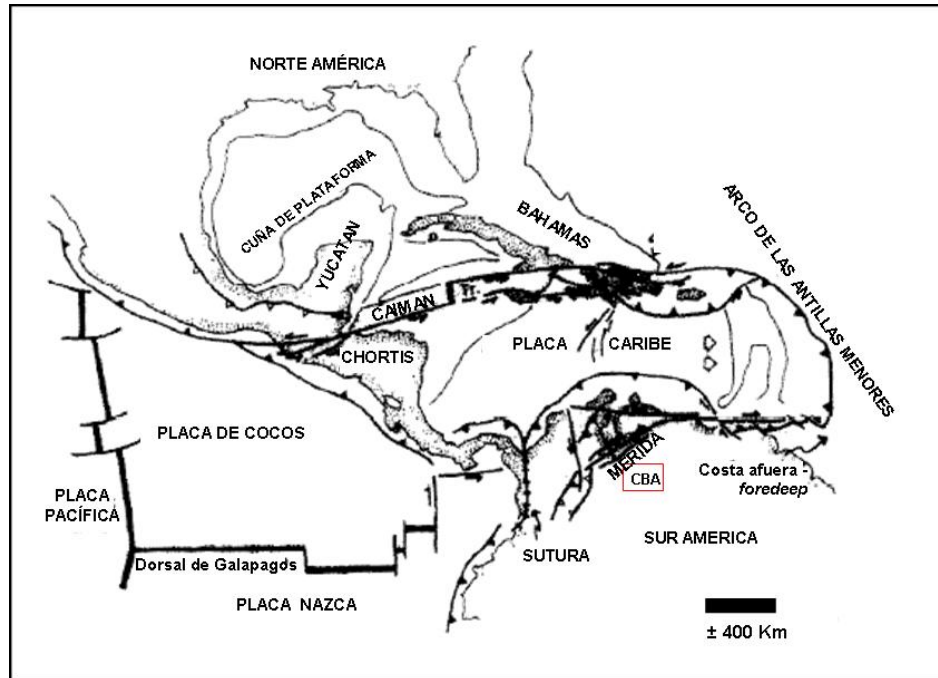


Figura N° II.5. Mapa de límite de placas y fallas mayores del área del Caribe, mostrando la interacción entre la placa oceánica Caribe y la placa continental Sudamérica (Tomado de Pindell y otros, 1998). El cuadro rojo indica la localización del área de estudio (CBA) objeto de este trabajo.

Diversos autores (Pindell y otros, 1998 y 2001; Parnud y otros, 1994 y 1995; Jácome y otros, 2003 y 2008; en Escalona y Mann, 2011) efectuaron una revisión y estudio de la evolución geológica del norte de Venezuela durante el Jurásico – Cuaternario, generando una descripción de los principales hechos geotectónicos:

La historia tectónica del ciclo Mesozoico – Cenozoico se inicia en el Jurásico Tardío – Cretácico Temprano con la apertura oceánica entre sur y norte América y el bloque de Yucatán, el cual fue seguido por una prolongada subsidencia Cretácica en un margen pasivo (Bartok, 1993; Pindell y Kennan, 2001; Mann, 1999; Mann y otros, 2006; en: Escalona y Mann, 2011). La fase de margen pasivo fue interrumpida por una progresiva colisión en sentido oeste-este del arco Caribe con el margen pasivo en el Cretácico Tardío en Colombia (Cooper y otros, 1995), en el Paleoceno tardío al Eoceno temprano en la Cuenca de Maracaibo (Pindell y Barrett, 1990; Lugo y Mann,

1955; Mann y otros, 2006; Escalona y Mann, 2006 a,b) y durante el Neógeno en el área este de Venezuela y Trinidad (Erlich y Barrett, 1992; Babb y Mann, 1999; Di Croce y otros, 1999; Pindell y Kennan, 2001). Como un resultado de la convergencia diacrónica entre las placas de sudamericana y Caribe, se generó una amplia zona de deformación transtesimal y tranpresional (Pindell y Barrett, 1990; Lugo y Mann, 1995; Mann, 1999; Audemard y Serrano, 2001; en: Escalona y Mann, 2011).

De lo anterior se deduce que existen por lo menos 6 etapas o fases evolutivas al oeste de Venezuela, específicamente en la Cuenca de Maracaibo (CM) y Cuenca Barinas Apure (CBA), las cuales se describen a continuación:

1) Adelgazamiento térmico - Subsistencia mecánica y generación de *Rift*: a principios del Mesozoico empezó la fase de apertura continental o “*rifting*” producto del adelgazamiento térmico de la corteza ocurrido en el Triásico-Jurásico en diferentes partes de la Tierra, logrando la apertura de Pangea, Laurasia al norte y Gondwana al sur. Esta última relacionada con la separación de Suramérica y África. La separación continental de Suramérica de África se inició de sur a norte de manera diacrónica a partir del Triásico. En el norte de Suramérica esta separación o *rifting* tuvo lugar para el Jurásico Medio a Tardío. Estos eventos distensivos responsables de la configuración temprana de la cuenca generaron distintos grábenes como el de Mantecal y Espino con orientación SO-NE al norte de la Placa suramericana, los cuales fueron rellenados por depósitos continentales acumulados en sistemas de abanicos aluviales, fluviales a fluvio lacustres (Yoris y Ostos, 1997).

2) Enfriamiento térmico - Generación de un margen pasivo: durante esta etapa se produjo la expansión del mar del Tethys durante el Barremiense al Campaniense inferior al oeste y Maastrichtiense al este de la placa Sudamericana, mediante la generación de corteza oceánica en el Proto-Caribe. Originándose depósitos sedimentarios asociados a un margen pasivo y al desarrollo de un océano caracterizado por una circulación restringida, lo que reporta Parnaud y otros (1995) como la acumulación de las diferentes rocas con alto contenido de COT (formaciones

La Luna, Capacho y Querecual) asociado a la gran trasgresión marina mundial del Cenomaniense hasta el Campaniense que causo en el área una inundación de la plataforma de Guayana.

3) Colisión del Arco Volcánico Pacífico con la Placa Sudamericana y la subsidencia flexural de la cuenca antepaís: en el Cretácico Tardío al Paleoceno temprano, marca una nueva fase en la evolución tectónica del área de estudio. Comienza la transición del margen pasivo a un margen activo debido al inicio del avance de la Placa Caribe desde el Pacífico sobre el Proto-Caribe, resultando en la configuración de un sistema de arco-fosa el cual ha avanzado rápidamente de oeste a este (Figura N° II.6).

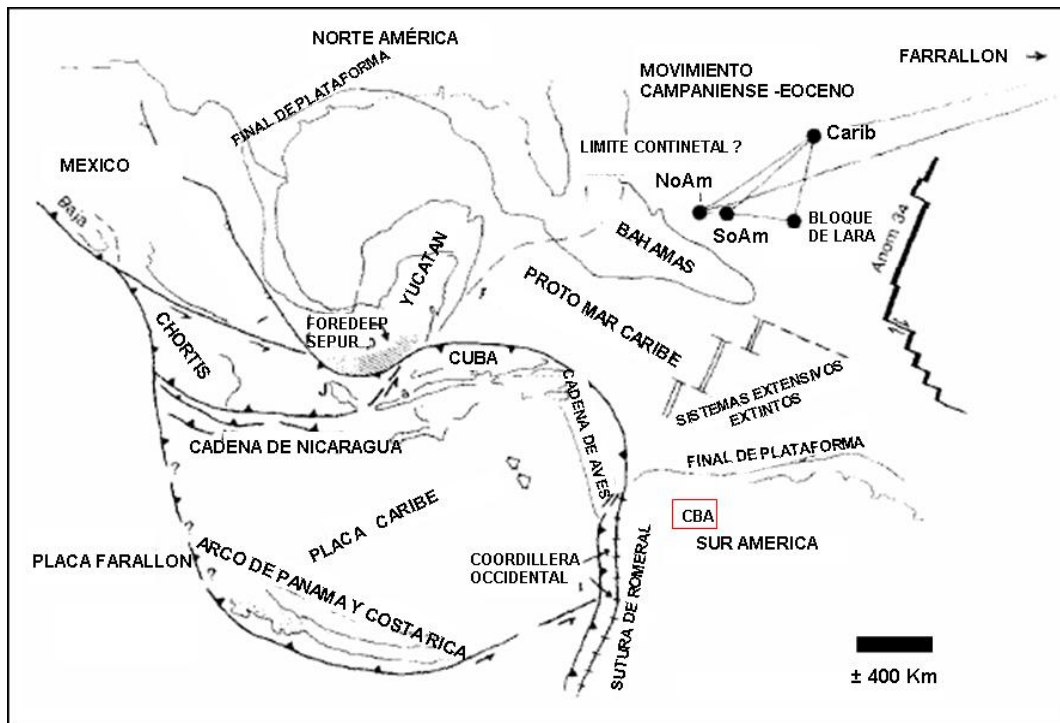


Figura N° II.6. Esquema geotectónico para el Campaniano al Ypresiano en el norte de Sudamérica y el Caribe. En el oeste se reconocen la Placa Caribe, comenzando su migración hacia el este (Tomado de Pindell y otros, 1998). El cuadro rojo indica ubicación de la CBA.

Por consiguiente, producto de este avance, en esta fase se encuentra marcada por la colisión del arco volcánico Pacífico con la Placa de Sur América. De este modo la carga litosférica producto del apilamiento y avance del frente de deformación en

Colombia durante el Cretácico Tardío al Paleoceno (Figura N° II.7) habría generado una cuenca antepaís en el área de Perijá y el desplazamiento del alto periférico de Maracaibo hasta la CBA (Parnaud y otros, 1995).

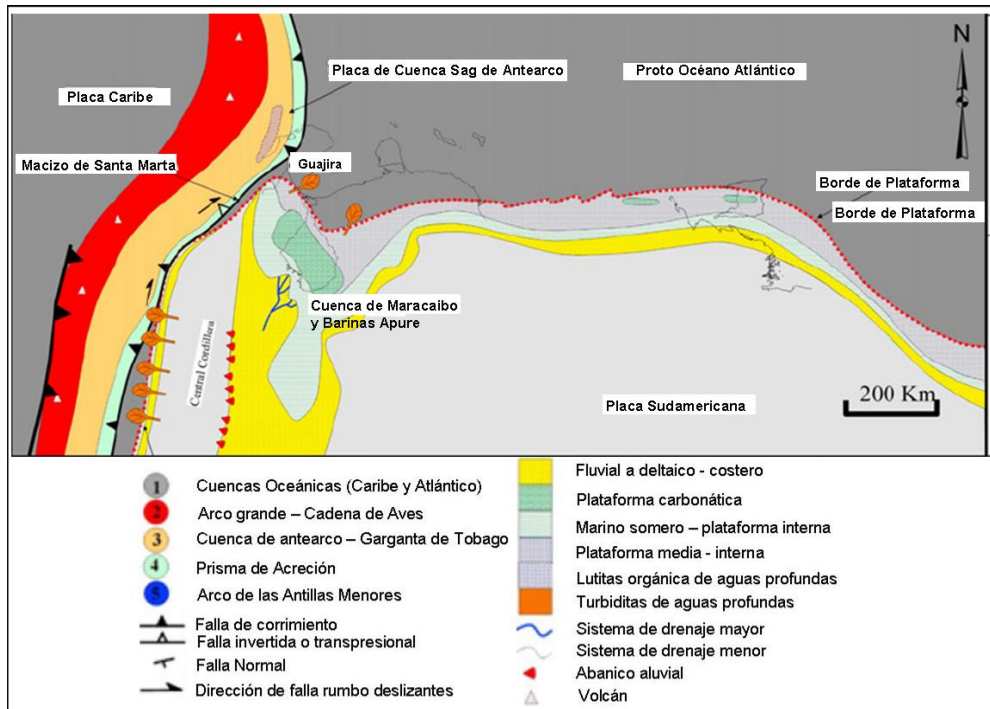


Figura N° II.7. Mapa tectónico del norte de Suramérica para aproximadamente 60 Ma (Paleoceno superior). Obsérvese los efectos de la colisión oblicua de la Placa Caribe con la Suramericana (Tomado de Escalona y Mann, 2011).

4) Colisión y emplazamiento de las Napas de Lara: durante el Paleoceno superior al Eoceno medio se había producido la colisión de un arco de islas (Pindell y otros, 1998, Gorney y otros, 2007; en Escalona y Mann, 2011) con el consecuente emplazamiento de las Napas de Lara y la obducción de la corteza oceánica. Este evento tectónico inicia con una deformación flexural producto del emplazamiento de las Napas de Lara que causó la subsidencia de la CBA y luego, la carga de las Napas de Lara originó una flexura de la plataforma (Figuras II.8).

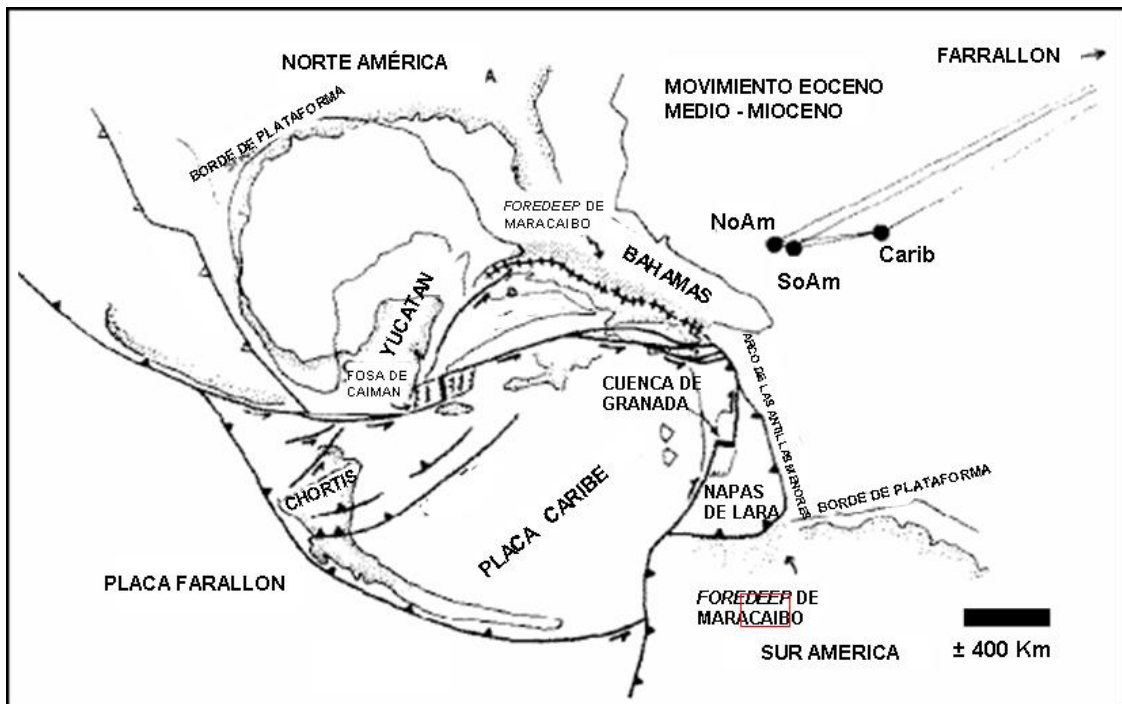


Figura N° II.8. Esquema geotectónico para el Eoceno medio en el norte de Sudamérica y el Caribe. Se observa el emplazamiento de las Napas de Laras en el occidente de Venezuela (Tomado de Pindell y otros, 1998). El cuadro rojo indica la localización del área de estudio (CBA) objeto de este trabajo.

5) Colisión Placa Caribe con la Placa Sudamericana y la subsidencia flexural de la cuenca antepaís en el Eoceno Tardío – Mioceno Temprano: la continua migración de placa del Caribe fue generando un choque diacrónico con el norte de la placa sudamericana, produciendo varios *foredeep* o cuencas sedimentarias a lo largo de Venezuela en dirección oeste – este (Audemard y Serrano, 2001). En este sentido la continuación de la colisión de la Placa Caribe con el oeste de Colombia produjo una carga flexural adicional que generó subsidencia compresional de la CM y un alto periférico que separó esta cuenca de la Cuenca de Falcón (Yoris y Osto, 1997). La zona de la CBA fue sometida a procesos de erosión representadas por el *hiatus* entre las épocas del Paleoceno superior – Eoceno inferior y Eoceno superior – Oligoceno (Campos y Boesi, 1993; en: Henriques, 2004). Destacando durante el Oligoceno tardío el levantamiento tectónico de la CM, la cual es inferida a partir de la repuesta del rebote isostático debido a la cesación de los corrimientos por el movimiento hacia el este de la placa Caribe y la zona de corrimientos activa (Parnaud y otros, 1995; Escalona y Mann, 2006; en: Escalona y Mann, 2011).

6) Colisión del arco de Panamá con la Placa Sudamericana y levantamiento de la cadena andina en el Mioceno Medio – Pleistoceno: para este tiempo empezó la separación de la CM de la CBA, como resultado del tectonismo compresional que generó el levantamiento del Macizo de Santander, Serranía de Perijá y la cadena de los Andes de Mérida. Este último levantamiento tuvo un impulso un mayor producto de la colisión del Arco de Panamá con el borde noroeste de Suramérica a partir del Mioceno Superior hasta el Plioceno-Cuaternario (Audemard, y Audemard, 2002). El rápido elevamiento de los Andes de Mérida fue acompañado por potentes espesores de sedimentos molásicos a lo largo de la cadena, culminando con el fin de la orogénesis en el Plio-pleistoceno (Parnaud y otros, 1995).

II.2.2 Marco estratigráfico regional

El subsuelo de Barinas Apure está conformado por rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias de la era Paleozoica, sedimentarias y volcánicas de los periodos Triásico- Jurásico y sedimentarias de los periodos Cretácico, Paleógeno y Neógeno (González de Juana y otros, 1980, Portilla, 1993).

De acuerdo al marco tectónico regional, este conjunto de rocas y depósitos sedimentarios de la CBA estuvieron controlados por dos ciclos tectónicos mayores ocurridos durante su historia geológica. El primero referido al Paleozoico y el segundo al Mesozoico y Cenozoico, ambos divididos por la apertura de Gondwana en Suramérica en el Triásico-Jurásico.

II.2.2.1 Ciclo mayor Paleozoico

El Paleozoico en la Cuenca Barinas Apure se caracteriza por una fase compresiva evidenciada por un cinturón de pliegues y corrimientos imbricados de edad Pensilvaniense con transporte hacia el sur – sureste fosilizada (Audemard, 1992; en: Henriques, 2004) que agrupa geológicamente a terrenos alóctonos asociada a la acreción de los terrenos autóctonos de Gondwana.

El autóctono se encuentra en la CBA, al sur de la falla de Apure, suprayaciendo a rocas Precámbricas, adosada a la masa cratónica de Suramérica, producto de las diversas colisiones y orogénesis que ocurrieron entre los 570 - 385 Ma (Orogénesis Caledoniana), 385-245 Ma (Orogénesis Herciniana) (Yoris y Ostos, 1997) y las orogénesis del Permo-Triásico y peniplanadas durante el Jurásico (González de Juana y otros, 1980).

Para el Paleozoico inferior los terrenos alóctonos que se suturaron al norte de la falla de Apure, son reconocidos como parte del basamento de los andes y de la Cuenca de Maracaibo. En la región del Baúl el Paleozoico inferior esta comprendido por el Grupo El Barbasco, que comprende las formaciones Míreles, Cerrajón y Cañaote, y consta de un conjunto de rocas metasedimentarias (González de Juana y otros, 1980). Esta edad del Grupo El Barbasco correlaciona muy bien con las rocas gnéicas y esquistas a travesadas por la perforación de los pozos Agua Linda-11, SZW-3, Ticoporo-1 en la CBA, cuyas edades radiométricas según método K/AR y Rb/Sr la sitúa en el Silurico temprano con una isocrona de 433 Ma (Escalona, 1987).

Como parte de la historia de acreción del alóctono del Paleozoico superior contra el inferior (previamente suturado), se reconocen rocas graníticas productos de la subducción por debajo del borde norte de la placa Suramericana, destacando el granito porfídico de la región del Baúl de edad K/Ar de 297 +/- 10 Ma (Feo Codecido, 1972) y las rocas del período Carbonífero en las cuencas Barinas-Apure, Maracaibo y Oriental.

Finalmente debe destacarse la intensa deformación que sufrieron los sedimentos y rocas paleozoicas por las orogénesis pre-mesozoicas produciendo pliegues apretados, fallas y planos de corrimientos perfectamente visible en rocas del Pérmico (Shagam, 1975; en: González de Juana y otros, 1980). Estas colisiones generaron disrupciones en la corteza continental que favorecieron al *rifting* posterior, y altos y depresiones topográficas que controlaron la sedimentación para el segundo ciclo tectono-sedimentario.

De estas elevaciones se destaca la elevación del borde septentrional del cratón de Guayana y consecuentemente, la elevación topográfica del arco de Mérida con dirección NNO-SE y al arco del Baúl, que posteriormente controlaron la sedimentación continental de los períodos Triásico y Jurásico y el avance de la trasgresión marina cretácica (González de Juana y otros, 1980).

II.2.2.2 Ciclo mayor Mesozoico – Cenozoico

Este segundo ciclo tectónico que abarca desde el período Triásico hasta el presente, en el Occidente de Venezuela, diversos autores concluyen que existieron cuatro eventos tectónicos de segundo orden en el occidente de Venezuela: una fase de *rift*, luego margen pasivo, pasando a un margen activo diferenciado por pre-andino y andino. De acuerdo a Valdez y otros (1992), Parnaud y otros (1994 y 1995) y Audemard y otros (2002) (Figura N° II.3), estos eventos se pueden diferenciar y clasificar por tectonosecuencias en todas las cuencas de Venezuela.

a). Fase de apertura oceánica (Triásico – Barremiense):

A partir del Triásico – Jurásico empieza la primera tectonosecuencia de *rifting* o apertura oceánica. En Venezuela continental, esta rotura o fase *rift* se tradujo en una apertura del Proto-Caribe, que provocó el desarrollo de grábenes con una tendencia noreste, a partir de debilidades preexistentes de la corteza continental. Este proceso generó sistemas de grábenes y semigráben en los que incluyen los de Perijá, San Fernando o Mantecal y Espino que favorecieron a la depositación de rocas volcánicas y sedimentarias. Así como en Venezuela, en el lado colombiano se generaron los grábenes de Magdalena, Angaraveca y San Lazaro (Audemar, 1991), Urdaneta y Totumo. Todos estos grábenes fueron rellenados durante el Jurásico por sedimentos continentales tipo “capas rojas”, volcánicas de diversa índole y eventualmente clásticos y calizas de invasiones marinas (Yoris y Ostos, 1997).

Para Parnaud y otros (1994) define esta tectonosecuencia como Supersecuencia A, referida a la sedimentación continental asociada a la creación de los grábenes,

representado por los afloramientos de Perijá del Grupo La Ge y los Andes de Mérida con la Formación La Quinta. Estas unidades tienen una continuidad en el subsuelo de la CM, mientras que en el subsuelo de la CBA están identificadas en líneas sísmicas, aunque en el campo Guafita encontraron algunos sedimentos rojos que se interpretan de la Formación La Quinta pero sin dataciones bioestratigráficas (Portilla, 1993).

b). Fase de Margen Pasivo (Cretácico Inferior – Superior)

Las tectonosecuencias pre-cretácicas están solapadas por las tectonosecuencias del margen pasivo del Cretácico. Caracterizadas por un periodo de subsidencia termal pasiva y se disponen en *onlap* hacia el sur del cratón guayanés. En esta fase de margen pasivo, Audemard y otros (2002) reconocieron una secuencia denominada SK1 (Figura N° II.3), desde la base del Barremiense (127 Ma) hasta la parte inferior del Maastrichtiense (más joven que 71,3 Ma), finalizando con la colisión del Arco del Pacífico y la Placa Sudamérica y la subsidencia flexural de las cuencas antepaís, iniciando el margen activo y *foredeep* del lado Colombiano.

En el Cretácico Inferior en el occidente de Venezuela, la sedimentación fue controlada en su inicio por un sistema de fallas heredado de los grábenes formados en el Jurásico, evidenciado por los espesores clásticos de la Formación Río Negro, los cuales varían desde más de dos kilómetros en el Surco de Machiques hasta unos pocos metros en algunas localidades del flanco Norandino (Figura N° II.2). Luego la subsidencia se estabilizó generando un extenso mar epicontinental transgresivo sobre el occidente de Venezuela generando las condiciones ideales para la formación de depósitos carbonáticos del Grupo Cogollo, y su equivalente lateral la Formación Aguardiente con facies clásticas hacia el Cratón de Guayana (Yoris y Ostos, 1997).

Al final del Albiense, se inicia desde el este de Venezuela y de manera diacrónica hacia el oeste una transgresión marina que cubrió extensas áreas expuestas anteriormente a la erosión, inundando hasta el Cratón de Guayana. Esta transgresión marina coincide con el pulso o cambio del nivel eustático a nivel mundial en el Cenomaniense – Campaniense (Parnaud y otros, 1995; Yoris y Ostos, 1997).

Para Parnaud y otros (1995) esta fase es definida en un régimen tectónico de margen pasivo, denominado Súpersecuencia B, subdividido en seis secuencia depositacionales (K0 – K5). La secuencia K0, de edad Neocomiense?- Barremiense?, representa una espesa serie continental constituidas por las areniscas de la Formación Río Negro, que está ausente en la CBA (Figura N° II.2). Las secuencias K1 y K2, de edad Apítense - Cenomaniense temprano, son el resultado de la depositación de ambientes de plataforma interna a media producto de la transgresión marina con depósitos de calizas (formaciones Apón, Lisure y Maraca) y litoral hacia el este con depósitos de areniscas (formaciones Peñas Altas y Aguardiente). Las secuencias K3 a K5, de edad Cenomaniense tardío – Campaniense temprano, representan los sedimentos asociados a la máxima invasión marina. Al oeste y en el centro se desarrolla un ambiente de plataforma media a externa con depósitos de calizas y lutitas muy ricas en materia orgánica (formaciones La Luna y Capacho) mientras que en el este se desarrolla un ambiente litoral con depósitos de arenas litorales de la Formación Escandalosa alternando con niveles de calizas de Guayacán y de lutitas del Miembro La Morita.

c). Fase de Margen Activo

Foredeep Oeste Colombia (Maastrichtiano - Paleoceno): Hacia finales del Cretácico y comienzos del Paleoceno, Venezuela occidental sufrió finalmente el efecto de la colisión entre la Placa de Nazca y el occidente colombiano al igual que la Placa Caribe contra la Suramérica, transformándose en un margen activo, creando una cuenca de antepaís con una antifosa en el área de Perijá y un alto de antepaís que va migrando desde el Lago de Maracaibo hasta Barinas.

A partir de este evento tectónico, Audemard y otros (2002) identifican la tectonosecuencia SK2 (Figura N° II.3), desde la base del Maastrichtiense (71,3 Ma.) hasta el tope del Paleoceno (55,5 Ma), comenzando con el margen activo al Oeste de Venezuela formando el *foredeep* colombiano y de Maracaibo. La sedimentación del Paleoceno al Eoceno inferior ocurre en un ciclo transgresivo acompañado por

deformación tectónica en el Caribe, lo que produjo un desplazamiento en la plataforma Cretácica al norte de Venezuela. Esto originó surcos profundos que son rellenados por sedimentos turbidíticos tipo fliish (González de Juana y otros, 1980).

Por otro lado, Parnaud y otros (1994) definen para el Maastrichtiano al Paleoceno la Supersecuencia C, proponiendo tres secuencias (K6 a K8), en donde la secuencia K6 se depositó en un ambiente de plataforma externa a batial con unas facies lutítica de la Formación Colón en el sector del Lago, mientras hacia la CBA se sitúa un dominio litoral con sedimentación de facies arenosas de la Formación Burguita (Figura N° II.2). El depósito de esta secuencia se termina con la depositación de un sistema encadenado de alto nivel con aporte de sedimentos desde una zona positiva al oeste que genera depósitos clásticos de la Formación Mito Juan. Las secuencias K7 y K8 representan la fase regresiva de la supersecuencia C con la ubicación de un sistema y un cambio en la dirección de sedimentación de sureste-noroeste a suroeste –noreste. La zona suroeste es principalmente un área de sedimentación detrítica conformado por el Grupo Orocué y la Formación Marcelina, controlada por los frentes de deformación de las mencionadas colisiones, mientras que en el noreste se encuentra depósitos calcáreos de plataforma de la Formación Guasare y lutíticos de la Formación Trujillo.

***Foredeep* del Caribe (Eoceno – Mioceno medio) relacionado con el emplazamiento de las Napas de Lara:** En esta fase de creación del *foredeep* del Caribe, Audemard y otros (2002) definieron 7 tectonosecuencias que van desde SE1-E4 correspondientes al Eoceno-Oligoceno y SM1 – M3 a Mioceno temprano – medio (Figura N° II.3).

Las secuencias del Eoceno temprano – medio (E1 – E3) están caracterizadas por el emplazamiento al norte de las Napas de Lara generando nuevas antefosas, una en el frente de deformación con un eje aproximado este-oeste y progresando hacia la CBA de norte a sur, y otra a lo largo de la rampa lateral ubicada en el borde actual noreste del Lago de Maracaibo. Desde el Eoceno tardío hasta el Mioceno medio, las

secuencias E4, M1 y M2 están caracterizadas por el emplazamiento de una zona positiva en Zulia Oriental, que separa la CM de las cuencas marinas de Falcón y Apure. Producto del cambio en la dirección de la compresión a lo extenso del borde norte de la Placa Suramericana se generó el levantamiento de los Andes de Mérida y el Macizo de Santander (Audermard y otros, 2002).

Parnaud y otros (1994) para el Paleoceno tardío – Eoceno medio proponen la supersecuencia D, durante la cual se depositaron tres secuencias de depósitos T1 a T3 (Figura N° II.2). Cada una de estas secuencias tiene un sistema transgresivo y uno regresivo. Se individualizan tres dominios sedimentarios con aportes desde el sureste y sur, uno al sureste con una sedimentación continental detrítica correspondiente a la Formación Mirador, uno en el centro, en el Lago y en Barinas, con una sedimentación de plataforma marina arenosa-lutítica de las formaciones Misoa, Gobernador y Cobre, y otra calcárea de la Formación Masparrito, y el último asociado al talud y después a la antefosa con una sedimentación marina profunda lutítica y escasas turbiditas de la secuencia T1 de la Formación Trujillo, y de las secuencias T2 y T3 correspondientes a las formaciones Paují y Paguey respectivamente.

Durante el Eoceno tardío – Mioceno temprano, Parnaud y otros (1994) define la Supersecuencia E, con dos secuencias de depósitos T4 y T5 (Figura N° II.2). La secuencia T4 corresponde a una sedimentación continental a deltaica correspondiente a la Formación Carbonera en el sector del Lago de Maracaibo, mientras en el área de Apure el ambiente es más marino, representado por el Miembro Arauca de la Formación Guafita. La Secuencia T5 representa una invasión marina en toda la zona, con una sedimentación principalmente lutítica de la Formación León en el Lago de Maracaibo y del Miembro Guardulio de la Formación Guafita en Barinas – Apure.

***Foredeep* Andino (Mioceno tardío - Pleistoceno):** La supersecuencia del *foredeep* andino interpretada por Audemard y otros (2002) en el occidente venezolano a principio del Mioceno tardío hasta Pleistoceno, estuvo caracterizado por fuertes levantamientos de la Serranía de Perijá, del Macizo de Santander y de Los Andes de

Mérida y por consecuencia, la separación de la CM de la CBA, generando a su vez, la sedimentación de importantes espesores molásicos, los cuales llegan alcanzar hasta 5000 metros en algunas localidades tanto en el flanco norandino como surandino (Yoris y Osto, 1997).

Durante el Mioceno medio – Holoceno, Parnaud y otros (1994) identificaron la Supersecuencia F, en donde se depositaron dos secuencias T6 y T7 dentro de un ambiente marino correspondiente a la Formación La Rosa, que pasa progresivamente hacia aguas más someras de la Formación Lagunillas, mientras a lo largo de Los Andes se depositan espesas series molásicas de la Formación Betijoque en el flanco norandino y conglomerados y areniscas de ambientes continentales de las formaciones Parángula y Río Yuca en la CBA (Léxico Estratigráfico de Venezuela, 1997).

II.3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS

II.3.1 Estratigrafía secuencial

El término “secuencia” fue introducido por Sloss y otros (1949) para designar a una unidad estratigráfica limitada por discordancias sub-áreas. Sin embargo la aplicación del termino en estratigrafía secuencial fue introducido y ampliado por Mitchum en el año 1977 como “una unidad estratigráfica compuesta de una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados, limitados al tope y la base por discordancias y/o su concordancia correlativa”. Además introdujo el concepto de concordancias correlativas, como extensiones de las discordancias que ocurren en el margen de la cuenca hacia el centro de la misma.

La secuencia es la unidad fundamental de la estratigrafía secuencial y corresponde al producto depositacional generado por la interrelación de la sedimentación, erosión y oscilaciones del nivel base (Embry, 2002).

En consecuencia, la estratigrafía secuencial, nacida de la sismoestratigrafía, destaca el rol de los controles alogéneticos en los patrones de depositación, en contraste con los

controles autigénicos que operan dentro de la cuenca. Es decir, la estratigrafía secuencial toma en cuenta el arreglo de las facies y la arquitectura de los depósitos dentro de un contexto temporal para poder analizar la evolución del relleno de la cuenca y los eventos de erosión (Catuneanu y otros 2009).

Un arreglo estratigráfico secuencial abarca unidades genéticamente relacionadas, cuya evolución esta determinada por la interacción de dos variables fundamentales, el espacio de acomodación y la sedimentación. Es decir, la relación entre el patrón apilamientos de sedimentos y los cambios cíclicos del nivel de base, es uno de los pilares de la estratigrafía secuencial. El nivel de base es una superficie potenciométrica, dinámica y horizontal, que refiere al potencial de acumulación o de erosión de los sedimentos, el cual será el principal control del espacio de acomodación, y de los procesos de erosión o depositación y puede estar representado por: el nivel del mar, lago o por el perfil de equilibrio de un río (Barredo, 2011).

El concepto de acomodación esta referido a la cantidad de espacio que esta disponible para el relleno sedimentario, el cual es medido por la distancia entre el nivel de base estratigráfico y la superficie depositacional (Jersey, 1988). Esta acomodación puede ser modificada por la interrelación entre varios controles (tectónicos, eutáticos y climáticos), y pueden operar en un amplio rango de escala de tiempo (Catuneanu y otros, 2011).

II.3.1.1 Orden jerárquicos de las secuencias estratigráficas

En la estratigrafía secuencial existen jerarquías de las secuencias estratigráficas con diferentes escalas temporales de tiempo y espacio, el cual necesita ser racionalizado en términos de su relativa importancia. Dentro de un sistema jerárquico la secuencia de mayor orden es reconocida como el primer orden y puede ser sub-dividido en secuencia de segundo orden, a su vez en secuencia de tercer orden. Las secuencias más importantes son designadas como orden mayor y generalmente son de baja ocurrencia de frecuencia en el registro estratigráfico. Las secuencias menos importantes son las de menor orden y son más frecuentes en el registro de roca.

La terminología de orden mayor o menor marca referencia de la posición de la secuencia dentro de la pirámide (Figura N° II. 9). De modo que lo mas importante es el hecho que las secuencias mayores comúnmente consiste de varias secuencias más pequeña y de mayor frecuencia en el registro estratigráfico, por consiguiente, muestra marco de la arquitectura estratigráfica, la cual describe toda la tendencia depositacional, y generalmente es mas complicada y detallada en la escala de observación con respecto a las secuencias de menor ciclicidad o frecuencia.

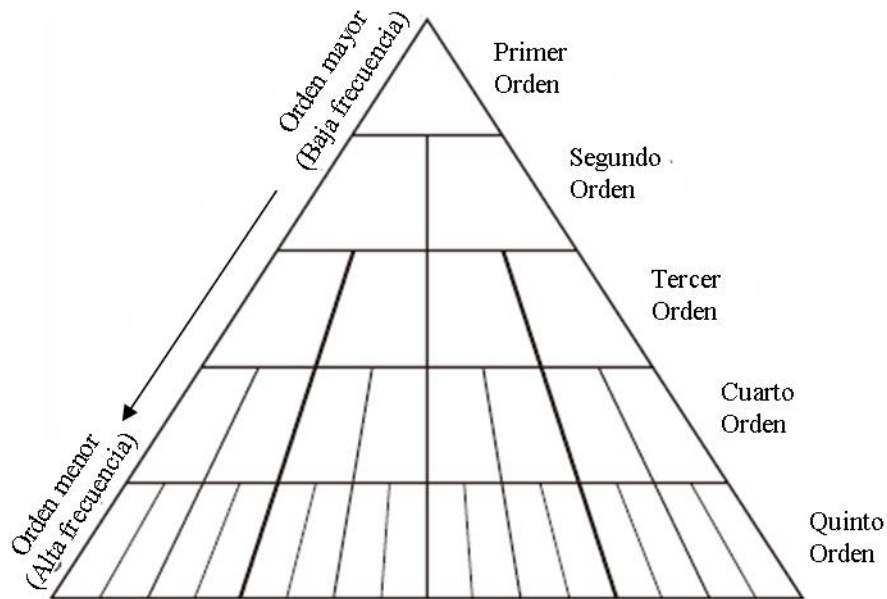


Figura N° II.9. Representación esquemática del concepto de jerarquización de las secuencias estratigráficas (Tomado de Catuneanu, 2006).

Los elemento de criterios para el desarrollando un sistema de jerarquización de secuencia están en enfocados en dos sistemas, el primero basado en el limite de la frecuencia (duración del ciclo) y el segundo en la magnitud del cambio del nivel base el cual es el resultado de la formación del limite de secuencia (independiente del ciclo de duración).

El sistema jerárquico basado en la duración del ciclo (Vail y otros, 1977; Mitchum y Van Wagoner, 1991; Vail y otros, 1991 en Catuneanu, 2006) considera la eustasia

como el principal conductor detrás de la generación de la secuencia en cualquier orden de ciclicidad estratigráfica, debido a que la eustasia es un fenómeno global. Es decir, cada orden de ciclicidad es asignado en un mecanismo dominante controlado por los cambios eustáticos sobre la escala del tiempo bien definida., a pesar del tectonismo regional local de un área en específica.

En otras palabras, una simple carta de ciclos globales (Haq y otros, 1987, 1988 en Catuneanu, 2006) podría ser representativo para describir la ciclicidad estratigráfica observada en el registro de las rocas de cualquier cuenca del mundo. Esta carta global es registrada como unidades geocronológicas definida por un simple criterio del cambio global en la posición relativa del nivel del mar a través del tiempo (Vail y otros, 1977). Aunque esta teoría no toma en cuenta que las cuencas sedimentarias son el resultados de procesos tectónicos que operan en la regional a escala continental (Miall, 2000 en Catuneanu, 2006).

Por otro lado, el orden jerárquico basado en la magnitud de los cambios del nivel base provee una clasificación en la cual el orden de la secuencia depende de los atributos físicos de sus límites de superficies y es independiente de los ciclos de duración (Figura N° II.10; Embry, 1995 en Catuneanu, 2006). De acuerdo a este autor existen seis atributos que han sido seleccionados para establecer el límite de clasificación, los cuáles son: 1) el extensión sub aérea del límite; 2) la extensión areal de la porción discordante; 3) el grado de deformación de los estratos influyente de la porción discordante; la magnitud de profundización del mar y las inundaciones del margen de cuenca, representado por la naturaleza y extensión del límite de los estratos transgresivos suprayacentes; 5) el grado de cambio del régimen sedimentario a través de los límites; y 6) el grado de cambio del marco tectónico de la cuenca alrededor de las áreas cercanas al límite. Este sistema de clasificación también tiene problemas, por ejemplo las secuencias generadas por glaciaciones y eustasia en esta clasificación podría ser considerada de primer orden usando el criterio de distribución areal en la cuenca, pero esta misma secuencia podría ser interpretada de bajo orden por la

naturaleza de sus límites. Un segundo problema es la dificultad de preservación de la secuencia en los márgenes de cuenca (Miall, 1997 en Catuneanu, 2006).

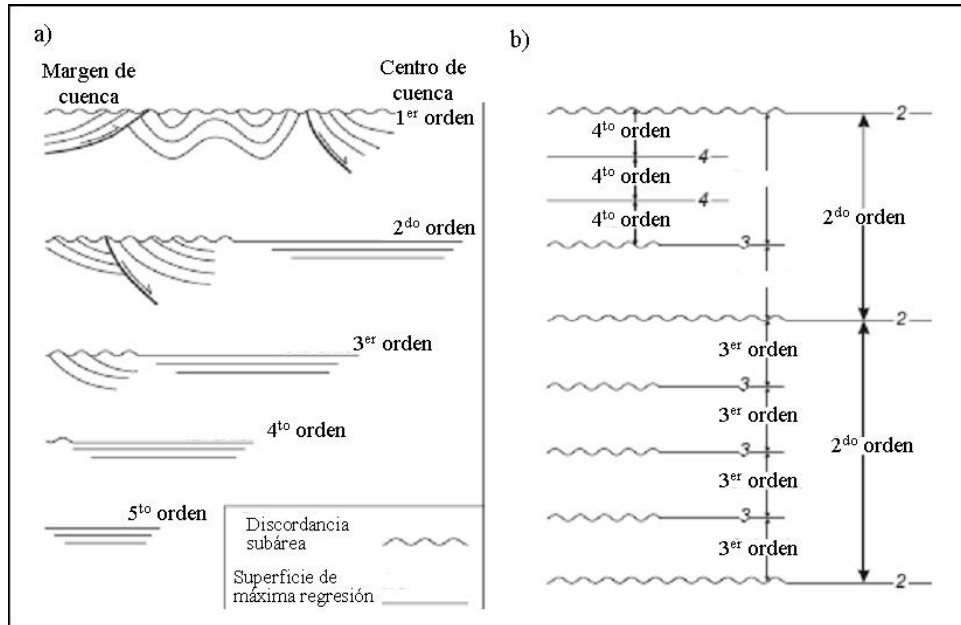


Figura N° II.10. a) Sistema de jerarquización basado en la magnitud de los cambios del nivel de base estratigráfico que resulta en la formación de límites de superficies. b) Jerarquización de los órdenes de secuencia, el cual muestra que una secuencia de orden menor debe estar contenida dentro de otra de mayor orden (Tomado de Catuneanu, 2006).

Es por ello que, el orden de jerarquías para cada secuencia y límite de superficies deben ser aplicadas basado en su importancia relativa dentro de cada cuenca individual. Este enfoque requiere la partición del primer orden del registro estratigráfico dentro de sucesiones que son el producto de sedimentación en cuencas sedimentarias discretas. En este contexto, el más importante límite de secuencia en el registro estratigráfico es designado como el primer orden y son genéticamente relacionados al cambio del marco tectónico que permite modificaciones en el tipo de cuencas sedimentarias. La ciclicidad estratigráfica en el nivel del primer orden, hace énfasis en la naturaleza del marco tectónico y el cual es universalmente aplicable, porque la formación y clasificación de todos los tipos de cuencas sedimentarias esta atados al criterio tectónico.

Por consiguiente, las secuencias de primer orden corresponden al entero relleno de la cuenca sedimentaria, independientemente del origen y espacio de vida de cada cuenca particular. Dentro de este marco, el ciclo de segundo orden provee la subdivisión básica de la secuencia de primer orden dentro del paquete que refleja el mayor de cambio total en el balance entre la acomodación y la sedimentación.

Es por ello, que la discriminación entre la secuencia de diferentes órdenes de jerarquización es basado en la magnitud relativa del cambio de facies a través de los límites de superficies y/o la magnitud de los ciclos transgresivos y regresivos registrados hacia el mar. Este enfoque de la secuencia primariamente en la cuenca lleva a la generación de límites de secuencia a partir de la observación de las facies, y no de la interpretación de los controles alogénéticos, necesario para separar entre diferentes rangos de secuencias. Tal como, los ciclos de orden menor que describen la arquitectura interna de alguna gran secuencia puede ser controlado por algún mecanismo de formación de secuencia, a partir de tectonismo o glacio- eustasia. Este flexible enfoque puede ser aplicado para cualquiera cuenca sedimentaria, independientemente de la edad estratigráfica, disponibilidad del control de tiempo, o el grado de preservación de los márgenes de cuenca (Catuneanu, 2006).

Finalmente, el concepto que mejor aplica en la jerarquización estratigráfica es el que utiliza ciclos como resultados de las variaciones de la acomodación con el aporte de sedimentos, ya que son independientes de las escalas de tiempo y espacio. La jerarquía refiere a distintos órdenes de ciclicidad, que marca cambios en la tendencia depositacional en función de la escala de observación (Catuneanu, 2009 en Barredo, 2011).

En resumen, los ciclos de primer orden resultan de procesos tectónicos y el segundo orden a partir de controles en la sedimentación de tipo tectónicos y/o eustáticos, ambos órdenes son considerados de orden mayor y de baja ciclicidad en el registro estratigráfico. En este trabajo se les denominaran tectonosecuencias y unidad depositacional respectivamente. A diferencia de los de tercer orden son generalmente

por controles en la sedimentación de tipo eustáticos o/u climáticos aunque también pueden estar afectados por algo de tectónica. Este último orden es de mayor ciclicidad en el registro estratigráfico y considerado de orden menor

II.3.1.2 Modelos de secuencias estratigráficas

Varios modelos de secuencia son usados de acuerdo a la calidad y cantidad de los datos disponibles y a cada estilo y concepción del patrón del registro estratigráfico, utilizando la sincronización de los sistemas encadenados y los límites de secuencia en relación a los cambios del nivel de base.

Los modelos más dominante dentro de la literatura de la estratigráfica secuencial se encuentran los propuesto por la escuela Exxon (Mitchum, Vail, y Thompson, 1977; Posamentier y Vail, 1988; Van Wagoner y otros, 1990 y Posamentier y Allen, 1999; en Catuneanu, 2006) denominado secuencia depositacional, que usa las discordancias sub-aéreas y sus conformidades correlativas como límite de secuencia. Este modelo es la base de la sismoestratigrafía y será explicado en el punto II.3.2.

Por último y no menos importante están el modelo de Secuencia Genética plateado por Galloway (1989) y el modelo de Secuencia Transgresiva y Regresiva (T-R) propuesto por Embry y Johannessen en el año 1992. Cada modelo de secuencia estratigráfica puede funcionar mejor bajo circunstancias particulares, y no un modelo es universal o aplicable en todos los casos de estudios (Catuneanu, 2006; Figuras N° II.11 y II.12).

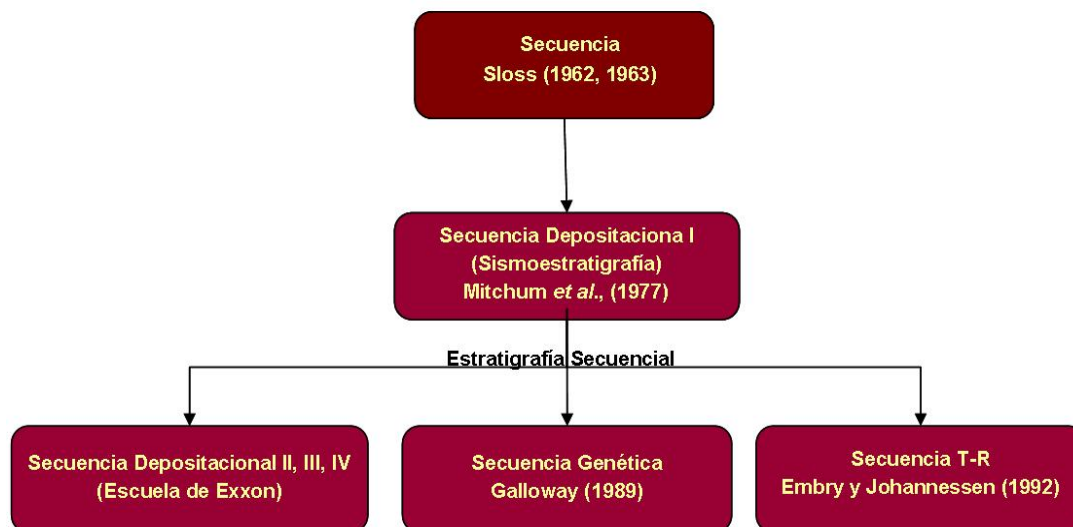


Figura N° II.11. Existen tres familias o modelos de secuencias estratigráficas en la literatura derivadas del trabajo presentado por Vail y otros (1977) y Michum y otros (1977a), que son las Secuencias Deposicionales, Secuencia Genética y Secuencia T-R (Tomado de Catuneanu, 2006).

Modelo secuencial	Secuencia Deposicional II (Hag et al. 1987, Posamentier et al., 1988)	Secuencia Deposicional III (Van Wagoner et al. 1987, Christie-Blick, 1991)	Secuencia Deposicional IV (Hurt y Tucker, 1992, 1995, Plint y Nummedal, 2000)	Secuencia Genética (Galloway 1989)	Secuencia T-R (Embry y Johannessen, 1992)
fin de la transgresión	HST	HST temprano	HST	HST	RST
fin de la regresión	TST	TST	TST	TST	TST
final de la caída del nivel base	LST tardío (cuña)	LST	LST	LST tardío (cuña)	RST
inicio de la caída del nivel base	LST temprano (abanico)	HST tardío (abanico)	FSST	LST temprano (abanico)	
	HST	HST temprano (cuña)	HST	HST	

— Limite de secuencia

— Limite de sistemas encadenados

----- Superficies dentro del sistema encadenados

HST: Sistema de alto nivel

TST: Sistema trasgresivo

RST: Sistema de regresivo

FSST: Sistema de regresión Forzada

T-R: Transgresivo - Regresivo

Figura N° II.12. Cuadro comparativo de sincronización de los sistemas de encadenados y limites de secuencia para los diferentes modelos comúnmente usados (Tomado en Catuneanu, 2006).

Modelo de secuencia estratigráfica genética

La secuencia estratigráfica genética (Galloway, 1989) considera la superficie de máxima inundación (MFS) como límite de secuencias. Entre los principales argumentos para el uso de esta superficie como límite de secuencia es su fácil

reconocimiento, ya que ocurre en ambientes marinos y puede ser cartografiada a través de toda la cuenca. Otro argumento es que los principales cambios en la distribución paleogeográfica de los sistemas depositacionales y el depocentro ocurren durante el tiempo de máxima transgresión de la línea de costa.

Este modelo supera el problema relacionado para el reconocimiento de la concordancia correlativa como límite de secuencia depositacional en sucesiones marino someras. Por otro lado, este modelo puede ser aplicado en cuencas marinas caracterizadas por continuos aumentos del nivel base, donde la ausencia de discordancias sub-aéreas, ciclicidades estratigráficas están controladas enteramente por la interrelación entre la tasa de aumento del nivel base y la sedimentación (Catuneanu, 2006).

Existen dos desventajas importante con este modelo, primero la secuencia estratigráfica genética incluye las discordancias subaéreas dentro de la secuencia, permitiendo la probabilidad que estratos genéticamente no relacionados pueden ser juntados dentro del mismo paquete genético. Segundo, la sincronización de la máxima superficie de inundación dependerá la interacción de los cambios del nivel base y la sedimentación y por lo tanto estas superficies pueden ser diacrónicas, aunque esta última consideración dependerá de las fluctuaciones del influjo de los sedimentos terrígenos dentro de la cuenca.

Modelo de secuencia transgresiva y regresiva (T-R)

Embry y Johannessen (1992) introdujeron el modelo de secuencia T-R, la cual es limitada por superficies compuestas que incluyen las discordancias subáreas en el margen cuenca y la superficie de máxima regresión en la parte marina de la cuenca, y usa la superficie de máxima inundación (MFS) para subdividir la secuencia T-R en sistema transgresivo y regresivo.

Este modelo reconoce el valor de las discordancias subaéreas como límite de secuencia, porque corresponden al quiebre más importante en la sedimentación y por

consiguiente no debería ser incluido dentro de la secuencia, manteniendo así el enfoque de la escuela pionera de la secuencia depositacional pero eliminando las conformidades correlativas como parte del límite de secuencia debido a los problemas de reconocimiento que estas presentan en sucesiones marino someras, particularmente donde el dato sísmico no está disponible para el análisis (Catuneanu, 2006).

La conformidad correlativa del modelo de secuencia T-R es representada por la superficie de máxima regresión en la parte marina (MRS). Esta superficie tiene la ventaja de ser reconocible en marco de aguas someras pero con dificultad en aguas profundas, en el que existen desarrollo de facies de turbíditas de baja densidad.

Una desventaja del modelo de secuencia T-R es que el límite de secuencia en la porción marina y no marina son temporalmente desplazados durante la regresión normal del sistema de bajo nivel. También podemos resaltar al igual que el modelo de Secuencia Estratigráfica Genética, que el modelo T-R esta intrínsecamente relacionado al cambio de la línea de costa y por lo tanto, este no puede ser aplicado en cuencas sobre alimentadas o en sucesiones fluviales que acumularon independientemente de los cambios del nivel de base marino. En estos casos, la secuencia depositacional subdividido en sistema de alta y baja de acomodación es una opción viable en el análisis estratigráfico secuencial (Catuneanu, 2006).

Modelo para secuencias en sistemas fluviales de baja y alta acomodación

En sistemas fluviales que están bajo fuerte influencia de los controles aguas arriba, registra fluctuaciones en la manera del régimen de descarga y aporte de sedimentos que son independientes del cambio del nivel base y dependiente de la interacción del clima, áreas tectónica de aporte y subsidencia de la cuenca. En tales marcos la terminología de sistemas de bajo nivel, transgresivo y de alto nivel no pueden ser aplicados, ya que los procesos fluviales de agradación o incisión son independientes del cambio de la línea de costa (Catuneanu y Elango, 2001 en Catuneanu, 2006). Y en lugar de usar discordancias como límites, las secuencias fluviales pueden ser

subdivididas dentro de baja y alta acomodación, basada en la relativa abundancia de los elementos de la arquitectura fluvial. No obstante la aplicación de estos modelos fueron al principio altamente cuestionado por Blum (1990, 1994) Miall (1991), Schumm (1993), Shanley y McCabe (1994) hasta que el debate culminó con la definición del cortejo del sistema de baja y alta acomodación por Olsen y otros (1995) y Dahle y otros (1997) en Catuneanu (2006).

Aunque los sistemas de baja y alta acomodación pueden estar o coexistir con los sistemas de bajo nivel, transgresivo y de alto nivel y a su vez correlacionados entre ellos. Este modelo de secuencias estratigráficas fluviales se centró en la característica del marco tectónico del relleno natural de la cuenca, es decir si son infrasaturados o suprasaturados de sedimentos en relación al espacio de acomodación.

Por lo tanto, irrespectivamente la presencia o ausencia de la influencia marina durante la acumulación de los depósitos fluviales, los patrones de subsidencia sin-depositacional tiene una influencia en la arquitectura y discordancias de los elementos depositacionales dentro de la sucesión fluvial. Es por ello que la diferencia de la arquitectura fluvial observada entre la lenta y rápida subsidencia de la cuenca, permite la distinción entre el marco de baja y alta acomodación en estos tipos de sistemas (Boyd y otros, 1999, 2000; Zaitlin y otros, 2000, 2002; Arnott y otros, 2002; Wadsworth y otros, 2003, 2003; Leckie y Boyd, 2003; y Leckie y otros, 2004 en Catuneanu, 2006).

II.3.1.3 Fundamento de la sismoestratigrafía – modelo de secuencia depositacional

La estratigrafía sísmica es el estudio de la estratigrafía y facies depositacionales interpretadas a partir del dato sísmico y de su análisis en secuencia sísmica (Mitchum, Vail y Sangree, 1977).

El análisis de secuencia sísmica es basado en la identificación de unidades estratigráficas compuesta de la sucesión concordantes de estratos genéticamente relacionados denominado por Mitchum (1977) secuencia depositacional, delimitado

por discordancias subaéreas o sus conformidades correlativas, teniendo la secuencia un significado cronoestratigráfico ideal para el análisis estratigráfico.

Este análisis de secuencia sísmica subdivide la sección sísmica dentro de paquetes de reflexiones concordantes, las cuales están separadas por superficies discordantes definidas por terminación de reflexión sistemática. Por consiguiente una secuencia estratigráfica estará determinada por las relaciones internas de sus terminaciones. Las cuales están relacionados con las terminaciones estratigráficas que se definen por la relación geométrica entre los estratos y la superficie estratigráfica contra las cuales terminan y se observan mejor a grandes escalas, particularmente en las líneas sísmicas 2D y en afloramientos a gran escala (Catuneanu, 2006).

Es por ello que las terminaciones de reflexión sísmica son el principal criterio para el reconocimiento de límites de secuencia sísmica. Los límites de una secuencia son reconocidos en el dato sísmico por la identificación de sus reflexiones causada por estas terminación de los estratos denominados *onlap*, *downlap*, *toptap* y truncación (Figura N° II.13), las cuales están definidas por la relación geométrica o el ángulo existente entre un plano (en este caso el límite de la secuencia) y los reflectores considerados como líneas de tiempo (Vail y otros 1977). El reconocimiento de estas terminaciones estratigráficas es la clave del método secuencial (Padrón, 2002).

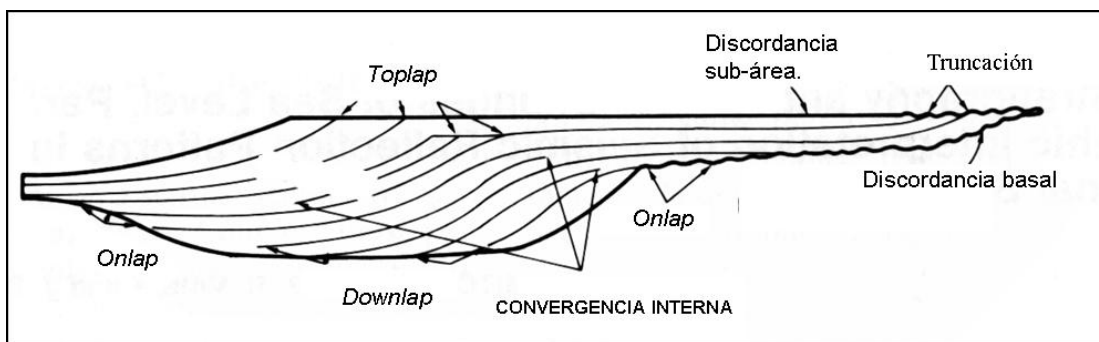


Figura N° II.13. Reflexiones de una sección sismo-estratigráfica dentro de una secuencia sísmica idealizada (Tomado de Mitchum, Vail y Sangree 1977).

A continuación se define las terminaciones según Mitchum, Vail y Sangree, (1977):

Onlap es definido en relación a una base discordante en el cual los estratos inicialmente horizontales terminan o se acuñan progresivamente en contra de una superficie inicialmente inclinada o también los estratos inicialmente inclinados terminan o se acuñan progresivamente buzamiento arriba en contra de una superficie de mayor inclinación inicial (Figura N° II.13).

Dowlap es definido en relación a una base discordante en donde estratos inicialmente inclinados terminan buzamiento abajo en contra de una superficie inicialmente horizontal (Figura N° II.13).

Toplap definido como la terminación de estratos en contra de una superficie suprayacente, principalmente del resultado de la no depositación o tal vez de una erosión menor (Figura N° II.13).

Truncación definido en la terminación de estratos o reflexiones sísmicas, e interpretados como estratos a lo largo una superficie discordante debido al efecto erosional pos-depositación o efecto estructural (Figura N° II.13).

II.3.1.4 Facies sísmica

Es el conjunto de reflexiones tridimensionalmente definibles como una unidad, cuyas características de configuración de reflexiones, amplitud, continuidad, frecuencia y velocidad interválica, difieren de los elementos de las unidades infra y suprayacentes (Brown y otros, 1995).

La interpretación de las facies sísmicas dependerá en gran parte al conocimiento geológico del arreglo espacial de las facies sedimentarias que constituyen un sistema depositacional. A escala de líneas sísmicas, las facies sísmicas representan componentes de sistemas depositacionales que pueden ser cartografiados en forma de terminación de reflexiones, solapamientos, forma externa, configuración de las reflexiones, amplitudes, espesor en tiempo, continuidad de las reflexiones etc. (Mitchum, Vail y Sangree, 1977).

El análisis de facies sísmica interpreta ambientes y litofacies a partir de la data sísmica. Obteniendo unidades de facies sísmica que son el grupo de reflexiones sísmicas, en donde sus parámetros (configuración, amplitud, continuidad, frecuencia y velocidad intervalica) difieren de un grupo adyacente (Mitchum, Vail y Sangree, 1977).

El grupo de reflexiones sísmica pueden presentar diferentes configuraciones, estas incluyen paralelo, subparalelo, divergente, progradante, caótico y patrones libre de reflexiones (Mitchum, Vail y Sangree, 1977; Emery y Myers, 1996).

En el caso de la configuración progradante debemos reconocer los tipos de clinoformos que forman estas unidades de progradación en los márgenes de cuenca y comúnmente se observan en el dato sísmico como *topset* y clinoformos. Esta configuración progradante puede ser subdividida dentro sigmoidal, oblicua, oblicua sigmoidal compleja, *shingled*, y de clinoformos tipo *hummocky* (Mitchum, Vail y Sangree, 1977; Figura N° II.14).

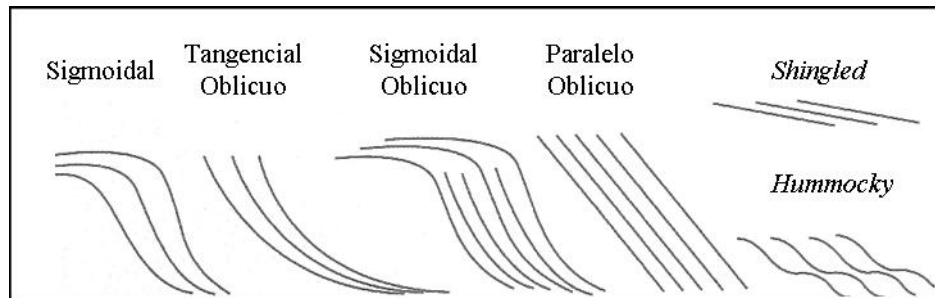


Figura N° II.14. Tipo de perfiles de clinoformos (Mitchum, Vail y Sangree, 1977; en: Emery y Myers, 1996).

Otras unidades sedimentarias de progradación tales como los lóbulos de abanicos submarinos, tienen una forma similar de apilamiento en dirección hacia la cuenca. La clave para el reconocimiento verdadero de los paquetes de los clinoformos de *topset* consiste en reconocer un claro quiebre en *offlap* y en el caso de las reflexiones con terminaciones en *topset* estas son concordante y paralelas (Emery y Myers, 1996).

En resumen, estos parámetros o patrones deben ser descritos en cada análisis sísmico para entender la relación geométrica y por ende los sistemas depositacionales de las diferentes facies sedimentarias envueltas en las unidades. Ya que, las unidades de facies sísmicas son interpretadas en términos de ambientes depositacionales, energía del medio de depositación y del potencial contenido litológico en la generación de estratos de patrones de reflexiones de facies sísmica.

II.3.1.5 Superficies estratigráficas

Las superficies estratigráficas son creadas por la interacción de los cambios del nivel base y la sedimentación, marcando el cambio del régimen depositacional a través del tiempo. Estos cambios de régimen ocurren en el ambiente depositacional, en la carga de sedimentos y/o flujo de la energía del ambiente. Además los cambios en el régimen depositacional puede o no corresponder a: modificaciones en la tendencia depositacional, asociado con *hiatus* estratigráficos y/o contrastando facies en contacto con otra superficies en particular (Catuneanu, 2006).

Las superficies estratigráficas suministran el marco fundamental para la interpretación genética de alguna sucesión sedimentaria, irrespectivamente de cómo se escoja el nombre del paquete de estratos entre ellos. Por esta razón, las superficies estratigráficas en conjunto con la trayectoria de la línea de costa son el concepto base independiente del modelo estratigráfico que se elija (Catuneanu, 2006).

Estas superficies puede ser identificadas basado en: el número de contactos (concordante o discordante), naturaleza de las facies, características ignológicas de las facies, tendencia depositacional registrada por los estratos debajo y arriba del contacto (regresión forzada, regresión normal o transgresivo) y la terminación de los estratos asociados con cada superficie en particular (Catuneanu, 2006).

Además estas superficies pueden ser generalmente clasificadas en superficies dependientes del ambiente, superficies dependiente de la geometría (definida por el

patrón de apilamiento y la terminación de los estratos, como por ejemplo superficie en *onlap* y *downlap*) y superficies conceptuales.

Las superficies conceptuales son superficies dependiente del ambiente y/o superficies geométricas que llevan un significado específico (cortejo depositacional o límite de secuencia) dentro del modelo estratigráfico secuencial. Las superficies que puede servir, al menos en parte, en sistema encadenado o límites de secuencia, son superficie con un significado estratigráfico. Estas superficies pueden ser discordancias subaéreas, conformidad correlativa, superficie máxima inundación o regresión (Galloway, 2004; en Catuneanu, 2006).

Por otro lado, las superficies estratigráficas y las secuencias estratigráficas son definidas a partir de dos curvas, una describe el cambio del nivel base en la línea de costa y la otra el movimiento asociado a la línea de costa (Figura N° II.15). Adicionalmente, de la interrelación entre la fluctuación de la línea de costa y sedimentación para la formación de superficies estratigráficas, se derivan cuatro eventos asociados con los cambios en la tendencia depositacional y registrados durante un ciclo completo de movimiento del nivel base, como son: (a) inicio de la regresión forzada, (b) final de la regresión forzada, (c) final de la regresión, (d) Final de la transgresión

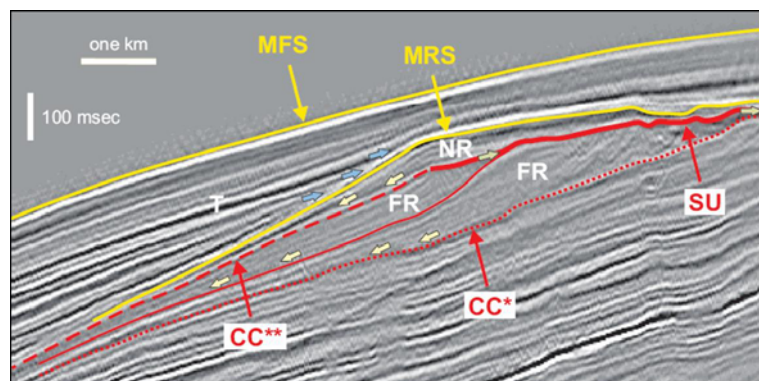


Figura N° II.15. Diferentes superficies estratigráficas formadas de acuerdo al tipo de movimiento de la trayectoria de la línea de costa, ejemplo de línea sísmica (Plioceno – Pleistoceno, Golfo de México): Obsérvese las terminaciones en *offlap* marcados con las flechas de color verde, las terminaciones en *downlap* se encuentran indicadas con flechas de color amarillo (Tomado de Posamentier y Kolla, 2003; en: Catuneanu y otros, 2011).

Estos cuatro eventos controlan la formación de todas las superficies de las secuencias estratigráficas. En la tabla N° II.1 se establece las características para el diagnóstico de estas superficies.

Tabla N° II.1. Características diagnóstica de las principales superficies estratigráficas (Tomado de Catuneanu, 2006).

Superficies estratigráficas	Naturaleza del contacto	FACIES		Tendencias deposicionales		Substrato controlado de ignofacies	Terminación estratal	Atributo temporal
		Infrayacente	suprayacente	Infrayacente	suprayacente			
Discordancias Subáreas	<i>Scoured o bypass</i>	Variable (marino, tendencia creciente)	No marino	NR, FR	NR, T	N/A	Superior: <i>onlap</i> fluvial Superficie: <i>offlap</i> Abajo: Truncación, <i>toplap</i>	Variable hiatus
Concordancia correlativa	Concordante	Marino, tendencia creciente	Marino, tendencia creciente en la plataforma	FR	NR	N/A	Superior: <i>downlap</i> Superficie: <i>downlap</i> Abajo: N/A	Bajo diacronismo
Ravinamiento de ola regresiva	<i>Scoured</i>	Plataforma, tendencia creciente	Frete de playa, tendencia creciente	NR, FR	NR, FR	Glossifungites	Superior: <i>downlap</i> Superficie: N/A Abajo: Truncación	Bajo diacronismo
Superficie de Máxima regresión	Concordante	Variable	Variable (Marino, tendencia decreciente)	NR	T	N/A	Superior: <i>onlap</i> marino Superficie: <i>onlap, downlap</i> Abajo: N/A	Alto diacronismo
Superficie de Máxima inundación	Concordante o <i>Scoure</i>	Variable (Marino, tendencia decreciente)	Variable (marino, tendencia creciente)	T	NR	Glossifungites, <i>Trypanites, Teredolites</i>	Superior: <i>downlap</i> Superficie: <i>onlap, downlap</i> Abajo: N/A, truncación	Bajo diacronismo
Ravinamiento de ola Transgresiva	<i>Scoure</i>	Variable (marino, tendencia creciente)	Marino, tendencia creciente	NR, T	T	Glossifungites, <i>Trypanites, Teredolites</i>	Superior: <i>onlap</i> costero Superficie: N/A Abajo: truncación	Alto diacronismo
Ravinamiento de marea transgresiva	<i>Scoure</i>	Variable (marino, tendencia creciente)	Desembocadura de estuarios	NR, T	T	Glossifungites, <i>Trypanites, Teredolites</i>	Superior: <i>onlap</i> costero Superficie: N/A Abajo: truncación	Alto diacronismo
Superficie NR	Concordante	Frente deltaico o playa	Llanura deltaica o fluvial	NR	NR	N/A	N/A	Alto diacronismo
Superficie FR	Concordante	Prodelta	Frente deltaico	FR	FR	N/A	Superior: <i>downlap</i> Superficie: N/A Abajo: N/A	Alto diacronismo
Superficie de inundación	Concordante o <i>Scoure</i>	Variable	Marino tendencia creciente o decreciente	T, NR	T, NR	Glossifungites, <i>Trypanites, Teredolites</i>	Superior: <i>onlap, downlap</i> Superficie: <i>onlap, downlap</i> Abajo: truncación	Baja o alto diacronismo

De acuerdo a Embry (2002), existen seis (6) superficies estratigráficas que sirven para definir y caracterizar secuencias estratigráficas (Figura N° II.16), las cuales se describen a continuación:

Discordancia subárea.

Las discordancias subáreas de acuerdo a su nombre ingles se abrevia “SU” (Figuras N° II.15 y II.16). Esta superficie se forma cuando el nivel base cae y la superficie de la tierra queda expuesta a procesos de erosión tales como acción del agua y vientos. Así las discordancias subáreas son superficies erosivas o horizontes de suelo que sobre yacen a sedimentos no marinos y estratos infrayacentes truncados. Es decir, durante el subsecuente aumento del nivel base, las discordancias subáreas son cubiertas por sedimentos marinos y preservados como una superficie discreta.

Por otro lado, los estratos infrayacente pueden ser altamente variable y algunas veces marcado por efectos diagenéticos de desarrollo de suelo. Estas discordancias ya que

están ligadas al tiempo de desarrollo de la caída del nivel base, pueden ser consideradas como superficies diacrónicas.

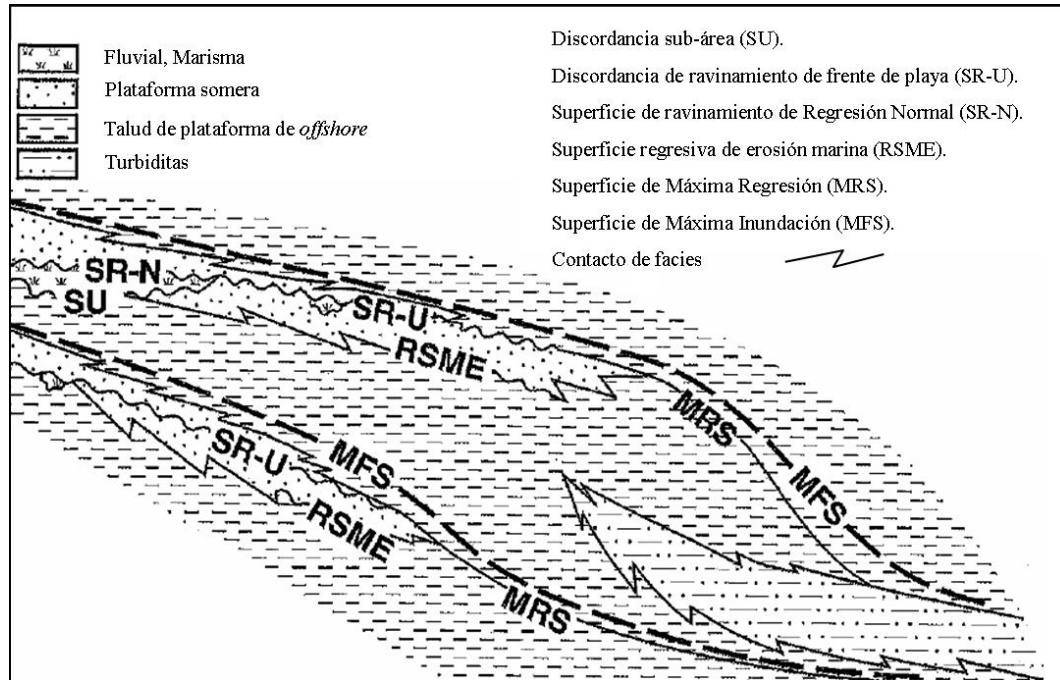


Figura N° II.16. Sección esquemática en la cual muestra la relación espacial de seis (6) superficies de la secuencia estratigráfica (Tomado de Embry, 2002).

Superficie regresiva de erosión marina

Las superficies regresivas de erosión marinas son superficies de erosión altamente diacrónicas que se desarrollan sobre una plataforma interna durante la caída del nivel base. Los sedimentos que se depositan al mismo tiempo son removidos por esta superficie de erosión en el frente de playa con progradación en dirección al mar. Eventualmente estos sedimentos pueden ser tapados por una discordancia sub-área. La nomenclatura normalmente usada para esta superficie de acuerdo a su nombre en inglés es “RSME” (Figura N° II.16). Esta superficie de erosión sobreyacen a estratos marinos someros y de frente de playa con patrón de apilamiento de engrosamiento hacia arriba, progradante.

Superficie de ravinamiento del frente de playa discordante

La superficie de ravinamiento de frente de playa es discordante y generadas durante un aumento en nivel base, que da lugar a la transgresión (Figura N° II.16). Es decir cuando la transgresión comienza y la línea de costa empieza a moverse hacia el continente, la superficie de ravinamiento del frente de playa es cortada por la acción del oleaje que remueve los sedimentos y los transporta principalmente hacia el mar. Resultando una amplia superficie de erosión que separa los sedimentos infrayacentes de frente de playa por debajo de los de costa afuera. La nomenclatura normalmente usada para esta superficie de acuerdo a su nombre en inglés es “SR-U”. Este tipo de superficie ocurre por debajo de estratos marinos que muestran una tendencia transgresiva, caracterizada por tener un contacto brusco y erosivo.

II.3.3.4 Superficie de ravinamiento de regresión normal

Contaría a la superficie anterior, la superficie de ravinamiento de regresión normal no es erosiva pero si presenta una base brusca e infrayacente a estratos marinos transgresivos. Otra característica diagnóstica de esta superficie, los estratos infrayacentes están suprayaciendo a una discordancia subárea y consiste de sedimentos depositados hacia el continente de la línea de costa. La nomenclatura normalmente usada para esta superficie de acuerdo a su nombre en inglés es “SR-N” (Figura N° II.16).

Superficie de Máxima Regresión

La superficie de máxima regresión marca el comienzo de la transgresión y al mismo tiempo el aporte de sedimentos decrece adyacente a la plataforma marina y la profundidad de agua cercana a la costa comienza aumentar (Figura N° II.16). Es decir, tan pronto después del comienzo del aumento del nivel base, la velocidad de aumento de la misma comienza exceder a la tasa de sedimentación en la línea de costa y esta empieza a moverse hacia el continente.

Esta superficie marca un cambio significativo en el tren depositacional y refiere como la máxima superficie de regresión. La nomenclatura normalmente usada para esta superficie de acuerdo a su nombre en inglés es “MRS” y la superficie es utilizada como límite de secuencia en el modelo de secuencia T-R (Embry, 2002). Esta superficie también ha sido llamada con una variedad de nombres como por ejemplo: superficie transgresivas, superficie transgresivas concordante, superficie de progradación máxima o por en términos generales como superficie de inundación.

En resumen, una MRS está caracterizada por los cambios de estratos marinos progradantes por debajo de estratos marinos transgresivos por arriba, sin evidencias de erosión. Esta superficie no es reconocida en estratos no marinos porque en la mayoría de los casos, toma lugar por su superficie de discordancia sub-área o por una superficie de ravinamiento de frente de playa discordante.

Superficie de Máxima Inundación

La superficie de máxima inundación es básicamente la opuesta a la MRS. Esta superficie se genera en el tiempo cuando un tren transgresivo es remplazado por uno progradante. Este cambio inicia en la línea de costa en el momento que finaliza la transgresión y empieza la regresión, toma lugar una fase disminución del aumento del nivel base y cuando la tasa de aporte sedimentos comienza a exceder a la tasa de aumento del nivel base. Al mismo tiempo, la línea de costa emprende un movimiento hacia la cuenca (regresión) y consecuentemente las áreas marinas reciben un alto aporte de sedimentos.

La nomenclatura normalmente usada para esta superficie de acuerdo a su nombre en inglés es “MFS” (Figuras N° II.15 y II.16). Esta superficie es rápidamente reconocible en estratos clásticos marinos donde esta marca el límite entre una sucesión grano decreciente (transgresiva) y una sucesión grano creciente (progradante) por encima.

La MFS es ampliamente usada por en el análisis de estratigrafía secuencial por el bajo diacronismo que esta presenta. Se puede reconocer en sísmica en donde los clinoformos muestran *downlap* (Emery y Myers, 1996), y de acuerdo con Vail y otros (1977), los indicadores de subida o bajada del nivel de mar se agrupan en tres evidencias: a) costal *onlap* o terminaciones de estratos en bajo ángulo sobre el plano costero, indicando un ascenso del nivel del mar, b) *toplap* costero evidenciando una permanencia relativa del nivel del mar, y c) un salto hacia la cuenca del solapamiento costero mostrando una caída rápida del nivel del mar.

II.3.2 Elementos del sistema petrolífero

Un sistema petrolífero es definido como un sistema natural que abarca una roca madre activa y todo lo relacionado con petróleo y gas, la cual incluye todos los elementos geológicos y procesos que son esenciales si una acumulación de hidrocarburo existe (Magoon y Dow, 1994).

Los elementos esenciales son la roca madre, roca reservorio, roca sello y roca de sobrecarga: Los procesos para que ocurra una acumulación de hidrocarburo incluye la formación de la trampa y la generación – migración y acumulación de petróleo. Todos los elementos esenciales deber ser en lugar, tiempo y espacio tal como los procesos requieran para que la acumulación de hidrocarburo pueda suceder. Aunque fue Magoon en el año 1987, el primero en usar el termino de estos elemento y explicar la sincronización de los mismos para que pueda haber una acumulación de hidrocarburo. Todos estos elementos esenciales del sistema petrolífero son definidos a continuación por Magoon y Dow (1994):

La roca madre es definida como una unidad de roca con suficiente materia orgánica de composición química adecuada para generar y expulsar biogénicamente y termalmente petróleo.

La roca reservorio es un volumen de roca del subsuelo que tiene suficiente porosidad y permeabilidad para permitir la migración y acumulación de petróleo bajo condiciones de trampa adecuada.

Una roca sello es definida como una arcilla o roca impermeable que actúa como barrera para el paso de la migración del hidrocarburo en el subsuelo. Este sobreyace la roca reservorio para formar una trampa.

Por ultimo la roca de sobrecarga es aquella roca sedimentaria encima de la cual comprime y consolida el material debajo. En el sistema petrolífero, esta roca sobreyace la roca madre y contribuye para alcanzar la madurez termal necesaria para la generación de hidrocarburo.

II.3.3 Oportunidades exploratorias

El concepto de *plays*, ha evolucionado desde lo más sencillo como “recursos de hidrocarburos” que comparten características tectóno-sedimentarias similares en un área determinada. (Allen y Allen 1992) hasta lo mas elaborado y aceptado como “Es la percepción o el modelo de cómo un reservorio produce, un sistema petrolero carga, un sello regional y una trampa se pueden combinar para producir acumulaciones en un especifico nivel estratigráfico (Santiago y otros, 2014).

CAPITULO III

METODOLOGIA

Para la determinación de la metodología empleada en esta tesis, debemos recordar que la misma estuvo enmarcada dentro de un proyecto de evaluación del sistema petrolífero de la Cuenca Barinas Apure de PDVSA Exploración. En este sentido, de acuerdo a los pasos de la evaluación del sistema petrolífero en un proyecto exploratorio se definió una metodología basada en dos, de los cuatro niveles de la investigación exploratoria, como son: análisis de cuenca y evaluación del sistema petrolero (Magoon y Dow, 1994) necesarios para el mejor entendimiento de la génesis y el hábitat de hidrocarburos.

En vista de lo expuesto anteriormente citado, de la escala de trabajo y de los objetivos de la tesis, la metodología se expresara en tres fases a saber: estudio de los datos, análisis de cuencas y definición de los elementos del sistema petrolífero.

A continuación se describe en orden secuencial, los aspectos contemplados para la elaboración de este proyecto de tesis de maestría.

III.1. Datos

III.1.1. Compilación y análisis trabajos previos regionales

Esta primera etapa fue el punto de partida de la investigación, permitiendo conocer el área de estudio y trabajos previos (estratigrafía secuencial, bioestratigrafía, sedimentología y análisis de los elementos del sistema petrolífero). Guiando a la formulación del planteamiento del problema y de los objetivos del estudio y ayudando a orientar la investigación de una manera eficiente y ordenada.

Entre los trabajos regionales previos que definieron secuencias estratigráficas en la Cuenca Barinas Apure están Portilla (1991), Valdés y otros (1992), Parnaud y otros (1994 y 1995), Chigné y otros (1996) y Audemard y otros (2002). A partir de estos

trabajos se analizaron las secuencias estratigráficas definidas y las edades que estas comprendieron.

Igualmente se recopiló la información de trabajos bioestratigráficos previos entre los cuales tenemos: De Monroy y Van Erve (1987), carpeta del pozo C4, informe interno del Intevep (1997), Carmona (2011) y Discepola y otros (2013). Tomando en cuenta las morfoespecies o biomarcadores descritos en estos estudios se definieron los límites de edades del área (marco biocronoestratigráfico, ver Capítulo IV).

Finalmente, en conjunto con el dato sísmico y pozo recopilado, información bioestratigráfica y la revisión de trabajos previos regionales se realizaron análisis de las similitudes y diferencias entre estos trabajos, que sirvió de base para planteamiento del problema y de los objetivos de este trabajo según las necesidades encontradas.

III.1.2 Búsqueda, análisis y carga de datos de pozos.

Esta fase investigativa consistió en generar una base de datos confiable y que represente la mejor densidad de datos posible para realizar un estudio regional.

Para ello, se concentró en la búsqueda y validación de toda la información de pozo relacionada al área de estudio tanto a nivel local como regional, la cual sirvió para la generación de la base de datos de pozo y sísmica de este proyecto de tesis.

En dicha búsqueda se encontraron un total de 63 pozos exploratorios y 645 de pozos de producción (tomados de la base corporativa de PDVSA) ubicados en la cuenca Barinas Apure, principalmente hacia los campos tradicionales de Barinas, Guafita y la Victoria. De los cuales en el área de estudio, parte este de la subcuenca de Apure, se localizaron un total de 17 pozos (Figura N° III.1), pertenecientes a las áreas de Apure, Nutrias, San Vicente, Conso, Mantecal, Masparro, Montereno, Zamoá, Ticoporo, Calzada, Ichazú y Paguey, todos ellos exploratorios, abandonados secos y perforados entre década de los años 40 al 60, exceptuando el pozo M1, perforado en el año 2013 (Tabla N° III.1).

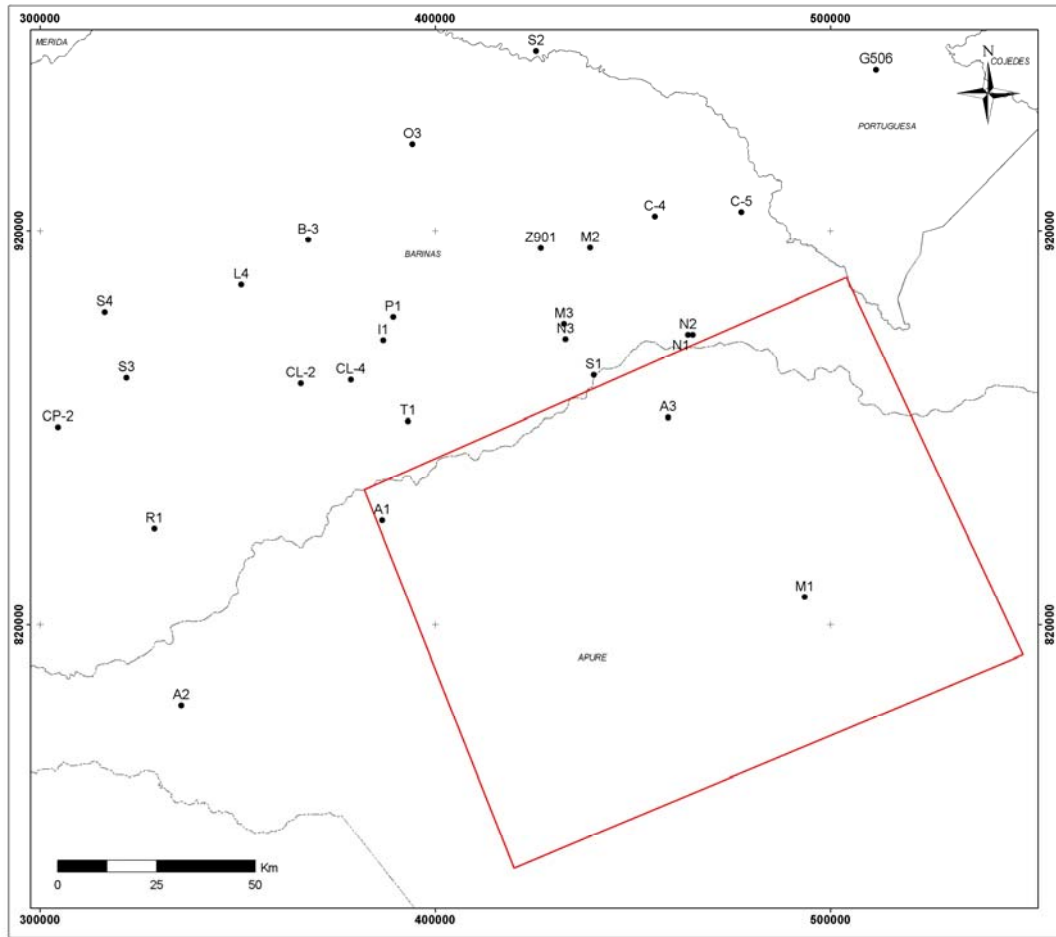



Figura III.1. Mapa de distribución de los pozos del área de estudio.

A partir de estos 17 pozos ubicados en el área de estudio, se seleccionaron 6 pozos claves y 11 pozos complementarios (Tabla N° III.1), sustentado por el contenido de datos bioestratigráficos, sedimentológicos y en función de la cercanía (menor a 5 km) de los transectos sísmicos interpretados.

Estos pozos claves y complementarios presentaron los siguientes datos: registros de potencial espontáneo (SP) y resistividad (Figura N° III.2). Desde el punto de vista sedimentológico se ubicaron dos (2) pozos con muestras de núcleo (Tabla N° III.1).

Tabla III.1. Información de datos básicos e información disponibles de los pozos en el área de estudio.

CAMPO	POZO	COORD. X	COORD. Y	Año/ Perforación	KB (Pies)	TD (Pies)	SET DE REGISTROS					CLASE		NUCLEO (Pies)	RIPIOS	BIO
							GR	SP	ILD	ILM	DT	INICIAL	FINAL			
APURE	A1	386824.76	846856.16	1947	286	9080		X	X	X		A3	C3	1000	x	x
	A2	335706.62	799675.92	1948	390	7842		X	X	X		A3	C3	200	x	x
	A3	459196.28	872950.15	1948	218	6423		X	X	X		A3	C3	x	x	x
CALZADA	C6	378655.98	882078.71	1958	290	9491		X	X	X						
CONSO	C1	456102.91	922732.03	1958	242	7221		X		X		A3	C3		x	
	C2	467493.26	928690.16	1958	210							A3	C3			
	C3	481145.26	920686.27	1959	217	7175						A3	C3			
	C4	455814.81	923983.95	1959	244	7663		X	X	X		A3	C3			x
	C5	477515.16	924789.97	1959	221	6602		X	X	X		A3	C3			
ICHAZU	I1	388882.45	892149.66	1956	305	8870						A3	C3			
MANTECAL	M1	276698.52	796533.18	2013	383	5270	X		X	X	X			210	x	x
MASPARRO	M2	439434.30	915951.11	1955	264	7656		X	X	X		A3	C3	x		
MONTERENO	M3	432832.10	896372.62	1961	241	7148		X	X	X		A3	C3	x	x	x
OBISPO	O3	394238.91	941852.08	2005	507	11455	X		X	X	X				x	x
PAGUEY	P1	389389.72	898140.02	2005		8948									x	x
NUTRIAS	N1	465222.84	893540.29	1956	211	7079		X	X	X		A3	C3			
	N2	463975.78	893530.19	1960	198	5843		X	X	X		A3	C3			
S VICENTE	S1	440128.62	883252.81	1944	229	7082		X		x		A3	C3			x
	N3	433018.08	892428.66	1958	238	6876		X	X	X		A3	C3	x	x	
SABANETA	S2	425562.76	965480.08	2005	530	9125	X		X	X					x	x
TICOPORO	T	393294.97	872048.91	1961	275	8969						A3	C3		x	
ZAMOA	Z901	426041.69	915924.87	1963	339	8444		X	X	X		A3	C3			



POZOS CLAVES
POZO COMPLEMENTARIO
POZOS CLAVES EN ÁREA DE INFLUENCIA
POZO NO USADO EN ESTE ESTUDIO

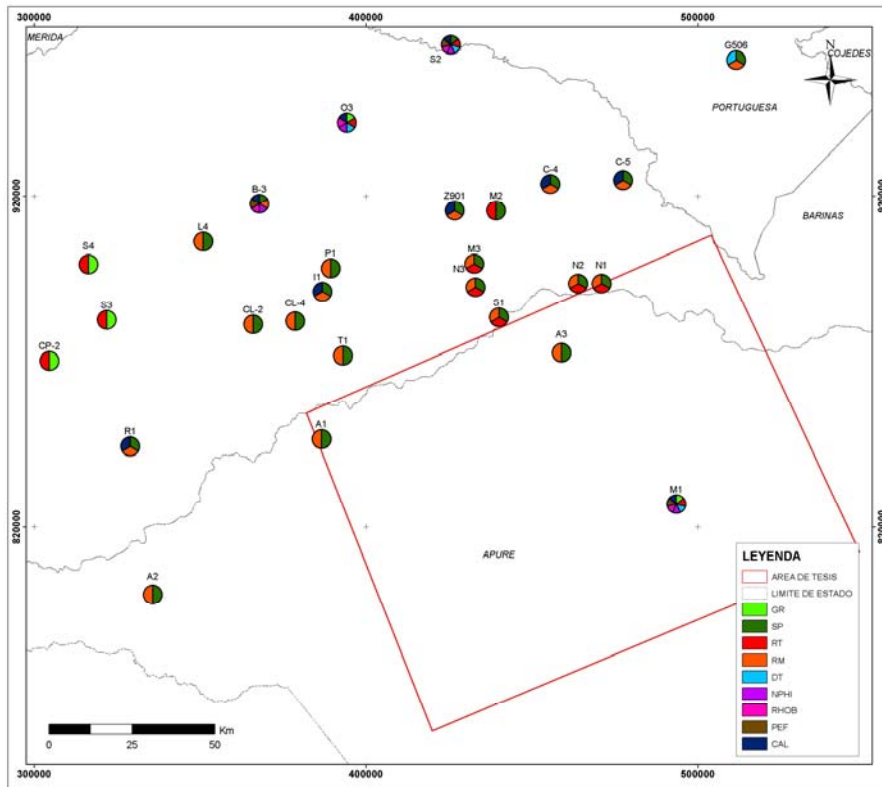


Figura N° III.2. Inventario de perfiles en los pozos del área de estudio.

Con respecto a la información bioestratigráfica se encontraron cuatro pozos que presentaban análisis con resolución en palinología (A1, A3 y C4 y M1) proveniente de los trabajos De Monroy y Van Erve (1987), Carmona (2011) y carpeta del pozo C4 (Apéndice X.1) y Discepolo y otros (2013). Igualmente se contaba con el estudio de Mata (2012), realizado en los pozos M3, P1 y S1, pero sin resolución bioestratigráfica.

Adicionalmente se eligieron tres (3) pozos cercanos al área, denominados pozos de influencia, para la calibración y correlación del resto de la cuenca hacia el área de estudio. Dos de estos pozos (O3 y S2) están ubicados al norte del área (campos Obispo y Sabaneta respectivamente) y poseen información de registros de pozos bastantes confiables (rayos gamma, resistividad y sónico; Figura N° III.2) e información bioestratigráfica con resolución en palinológica. El otro pozo (A2) se encuentra al oeste del área, con información de registros eléctricos (potencial espontáneo y resistividad), muestras de núcleo e información palinológica (Tabla N° III.1 y Figura N° III.1).

Luego la información disponibles de pozos claves, complementarios y de influencia se procedió a cargar en la base de datos de la plataforma Landmark bajo el sistema de proyección Sirgas Regven (WS84), los siguiente datos: coordenadas, topes cronoestratigráficos, registros de gamma ray (GR), potencial espontáneo (SP), sónico (DT), resistividad (ILM, ILD), historia de perforación, muestras de núcleos y ripios (Tabla N° III.1).

III.1.3 Compilación, validación y calidad del dato sísmico

En la región de Barinas Apure, se cuenta con 9423 kilómetros de líneas sísmica 2D en tiempo, pertenecientes a varias campañas de adquisición sísmica desde 1979 hasta 2007. Específicamente en el área de estudio se cuenta con 1428 kilómetros de líneas sísmica 2D (Tabla N° III.2 y Figura III.3), denominados Mantecal 07G, Apure – Barinas 93A y Bruzual-Nutrias 79A.

Tabla III.2. Levantamientos sísmicos disponibles en el área. Se resalta en letras de color azul los levantamientos que están dentro del área del proyecto.

Levantamiento Sísmico	Año	Compañía	Km	Líneas	Vel. Reem	Muestreo	Cobertura	Fuente	Frecuencia
Apure Norte 82A	1982	Western	694	AP-82	1800m/seg	4ms	1200%	vibrators	12-56Hz
Apure 85A	1985	Geo-Procesos	1700	85-AP	-	2ms	2400%	Dinamita	12-128Hz
Bruzual-Nutrias 79A	1982	Western	1846	B, B-EXT	-	4ms	600%	vibrators	12-48Hz
Apure Regional A 86A	1982	PGS Tensor	2210	AP-86A	1800m/seg	2ms	2400%	Dinamita	-
Apure Regional B 86B	1982	PGS Tensor	-	AP-86B	1800m/seg	2ms	2400%	Dinamita	12-128Hz
Apure Regional C 86C	1982	PGS Tensor	1545	AP-86C	-	2ms	2400%	Dinamita	-
Apure-Barinas 92A	1982	-	702	-	-	-	-	-	-
Mantecal 07G	1982	PDVSA	726.4	-	-	2ms	6000%	Dinamita	-

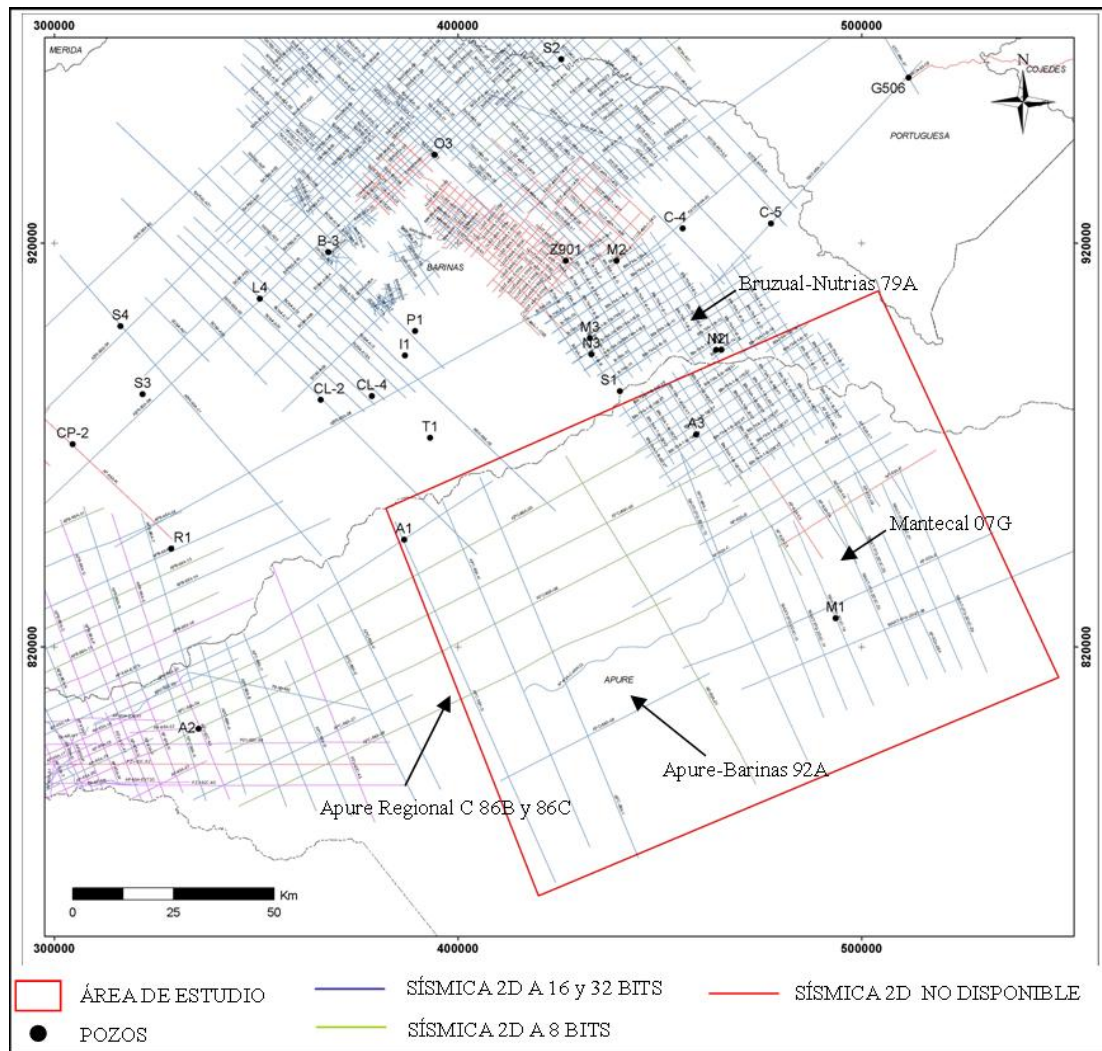


Figura N° III.3. Información sísmica disponible en el área de estudio. Se presentan en color azul la sísmica 2D disponible de 16 a 32 bits, en color verde sísmica 2D disponible de 8 bits y en color rojo las líneas sísmicas no disponibles.

Esta información de datos sísmicos 2D disponibles para la interpretación sísmica estratigráfica se cargó en la base de datos de la plataforma Landmark, así como los datos de pozos: desviaciones, registros de verificación y sismogramas sintéticos.

La resolución del método sísmico y de las reflexiones sísmicas, es lo primero que se debe hacer al asumir este tipo de trabajo, es decir, determinar las escalas mínimas de resolución de la sísmica tanto vertical como lateral para el análisis de elementos estratigráficos. Por lo tanto en una migración del dato sísmico, la resolución lateral es dependiente del ancho de banda de la sísmica, de la velocidad interna y del tiempo de viaje para los reflectores (Emery y Myers, 1996).

En el caso del levantamiento Apure – Barinas 93A, cuenta con 12 líneas regionales 2D con un procesamiento de ancho de banda de 0-50Hz y Mantecal 07G es un levantamiento sísmico 2D reciente con un procesamiento de ancho de banda de 0-70Hz. Concluyendo que existe una buena calidad y resolución sísmica de estos levantamientos, los cuales fueron usados para la interpretación sísmoestratigráfica del área de estudio.

III.2 Análisis de cuenca

La segunda fase investigativa corresponde al análisis de cuenca, la cual se fundamenta en la generación del marco biocronoestratigráfico y tectonoestratigráfico como base para la evaluación del potencial exploratorio de la cuenca.

III.2.1 Marco biocronoestratigráfico - definición de límite de edad

Para la determinación de las superficies y zonas biocronoestratigráficas se realizó la interpretación de los datos bioestratigráficos de cinco (5) pozos, homologando los trabajos previos bioestratigráficos, definiéndose los rango y límite de edades del marco biocronoestratigráfico, el cual sirvió de base del análisis estratigráfica secuencial.

De este modo se interpretaron los marcadores de edad de los trabajos generados por De Monroy y Van Erve (1987) Carmona (2011) de los pozos A1, AP2 y A3; carpeta

de pozo C4, Discepolo y otros (2013) del pozo M1, obteniéndose rangos de edad actualizados.

La interpretación bioestratigráfica de los pozos se presentó en el texto y figuras mostradas en el Capítulo IV. En donde se indicó los biomarcadores con sus rangos estratigráficos interpretados de acuerdo con las calibraciones reportadas en Gradstein y otros (2012). Este rango de edad reportado para un intervalo significó incertidumbre en cuanto a la edad exacta del intervalo. Sin embargo este nivel de incertidumbre indica que el intervalo en cuestión no puede ser ni más joven ni más antiguo que lo que se indica y los depósitos contenidos en el pudieron sedimentarse en algún intervalo de ese rango de tiempo.

En este caso, los análisis bioestratigráficos previos presentaron solo resolución en palinología, es por ello que la datación de las especies de palinomorfos continentales se usaron las cartas de Muller y otros (1987) y de Dinoflagelados se tomaron de Williams y otros (1985), Williams y otros (1993), Haq y otros (1988), Helby y otros (1987), Powell (1992) y Stover y Helby (1987).

Igualmente a partir de los datos bioestratigráfico de pozos claves y complementarios se elaboran mapas paleobatimétricos a nivel de la superficie de máxima inundación de las unidades depositacionales identificadas dentro de la sección de interés.

III.2.2. Marco tectonoestratigráfico

El análisis tectonoestratigráfico de una cuenca se denomina al estudio integral de una cuenca sedimentaria como entidades geodinámicas, el cual requiere de una gran cantidad de datos de pozos, sísmica y afloramientos que permiten un adecuado y completo entendimiento del origen y evolución de la misma (Mendoza, 2004, en Santiago y otros, 2014). Este análisis integra el marco biocronoestratigráfico con el estudio estratigráfico secuencial de pozo (integración de datos estratigráficos y sedimentológicos) y sismoestratigráfico.

III.2.2.1. Análisis estratigráfico secuencial de pozo

Para el análisis estratigráfico secuencial se seleccionaron tres (3) transectos de pozos, de los cuales uno (1) son de orientación SO-NE, paralelos al eje de la cuenca, y dos (2) son en sentido NO-SE, perpendiculares al eje de la cuenca (Figura N° III.4).

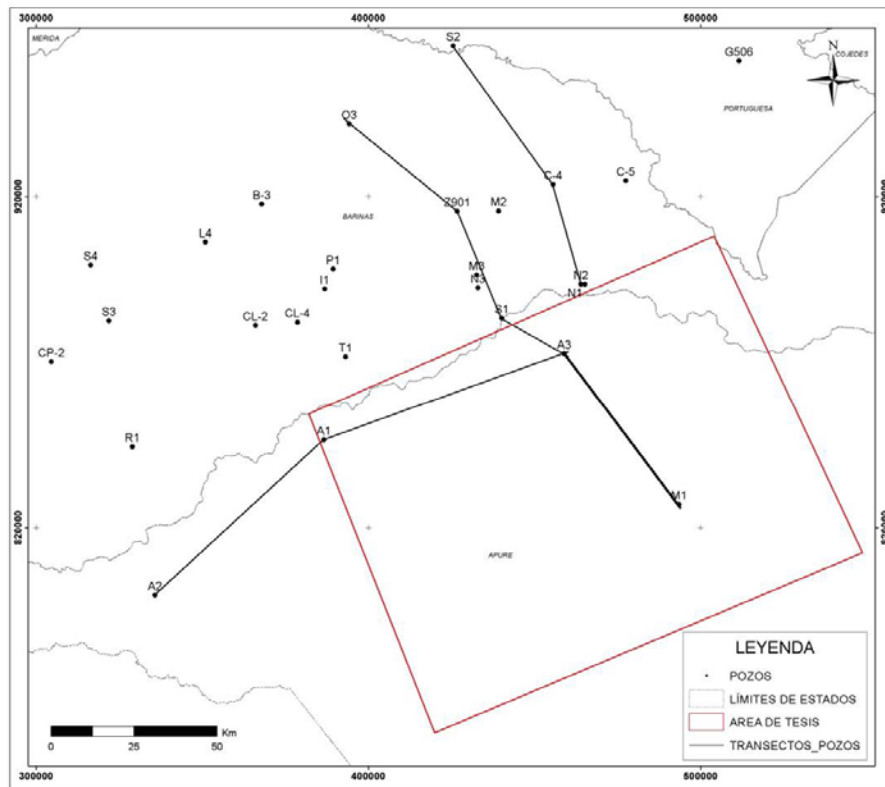


Figura N° III.4. Transectos de pozos seleccionados para el área de estudio.

Este análisis se basó en reconocer los ciclos de depositación grano decreciente (retrogradantes) o grano creciente (progradante) para establecer los eventos transgresivos y regresivos respectivamente a partir del estudio de la geometría de las electrofacies de los registros GR y SP. De este modo, se asoció estos eventos transgresivos y regresivos con las superficies estratigráficas características de cada uno de los casos. Los mismos fueron calibrados y correlacionados usando los transectos de pozos.

III.2.2.1 Reconocimientos de superficies estratigráficas en pozo

Del análisis estratigráfico secuencial de pozo se buscaron las superficies estratigráficas claves como: límites de secuencia (SB), superficie máxima de inundación (MFS), superficies transgresivas o superficies marinas de *onlap* y superficies de máxima regresión marina (MRS). Estas superficies fueron calibradas con la interpretación sismoestratigráfica realizada posteriormente.

Las superficies de máxima inundación (MFS) se determinaron a partir de la máxima lectura del registro de GR y SP, combinando con el análisis de electrofacies del patrón de apilamiento infrayacente (retrogradante) y suprayacente (progradante) a la superficie reconocida (Figura N° III.5). Debido a la falta de cartas de abundancia de foraminíferos (plantónicos principalmente) en el área de estudio no se pudo usar el dato bioestratigráfico.

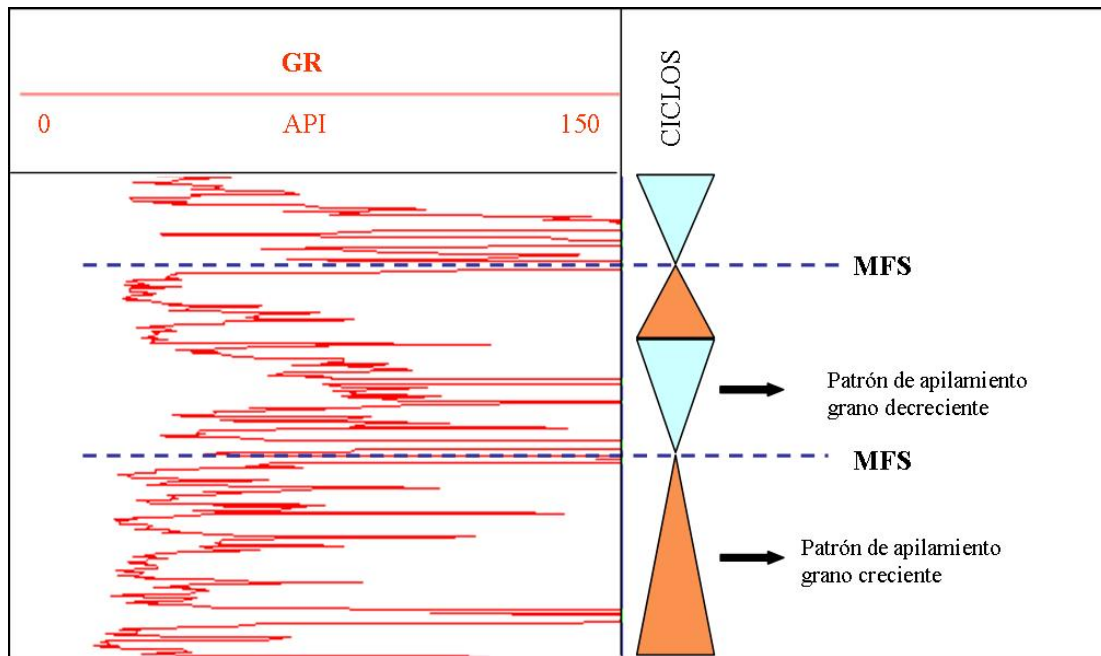


Figura III.5. Estudio estratigráfico secuencial a partir del análisis de electrofacies.

Al igual que la MFS, las superficies transgresivas y regresivas fueron determinadas a partir del análisis del patrón de apilamiento de las electrofacies, grano decreciente o

creciente, del registro de GR ó SP. En segundo lugar el registro de resistividad fue de gran ayuda, tanto para determinar las superficies como herramienta de correlación.

De acuerdo a este patrón de apilamiento grano creciente (carácter progradante) se establecieron las superficies de máximas regresión (MRS), determinadas al final de cada ciclo de progradación.

Dentro de este orden de ideas los límites de secuencia fueron reconocidos tanto en sísmica y pozo para la secuencia de orden mayor. Estas superficies o límites fueron reconocidas en la sísmica como consecuencia del desarrollo de superficie de truncaciones de alto relieve, particularmente se observaron erosiones tipo *topsets* de una unidad más vieja.

En el caso de las secuencias de menor orden los límites de las secuencias se establecieron a partir del análisis electrofacies de los registros de pozos y usando la interpretación e integración de las superficies (MFS y MRS) determinadas anteriormente.

III.2.3. Análisis sismoestratigráfico

Se realizó un análisis estratigráfico secuencial, a partir de la interpretación sismoestratigráfica de 6 transectos sísmicos 2D, de los cuales tres (3) son de orientación SO-NE, paralelos al eje de la cuenca, y tres (3) son en sentido NO-SE, perpendiculares al eje de la cuenca (Figura N° III.6), con el fin de identificar las terminaciones de reflectores sísmicos, superficies claves, definir secuencias sísmicas, analizar la geometría de los reflectores y describir las facies sísmicas.

Al mismo tiempo se identificaron las estructuras y fallas principales presentes en el área de estudio. Todo esto se realizó en la plataforma de Openwork de Landmark, específicamente con el uso de la aplicación Seisworks, y fue validado con el análisis estratigráfico de la información de pozo.

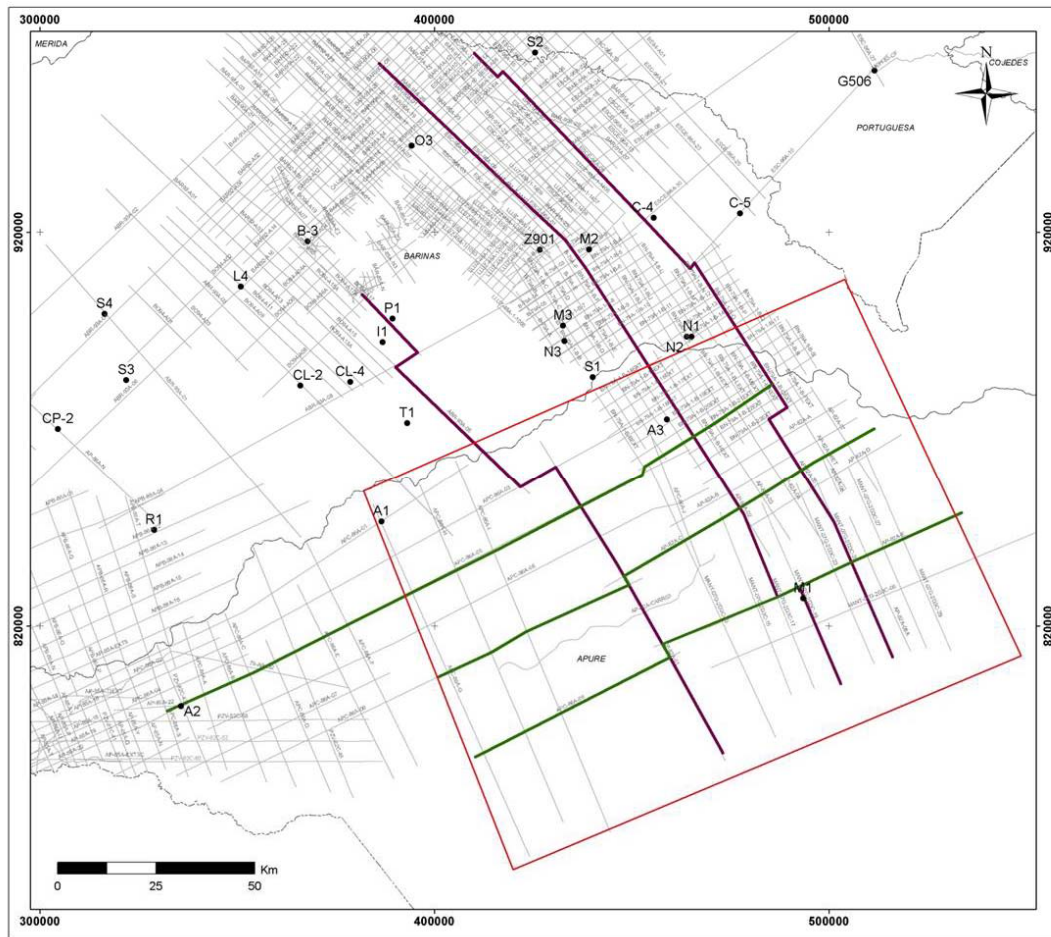


Figura N° III.6. Transectos sísmicos seleccionados para el área de estudio. Obsérvese en color verde los transectos sísmicos regionales con dirección SO-NE y en color morado con dirección NO-SE.

III.2.3.1. Identificación de terminaciones de patrones de las reflexiones sísmicas

En la interpretación sismoestratigráfica, se dividió el dato sísmico en paquetes estratigráficos naturales discretos que componen la sección, identificando las terminaciones de los patrones de reflexiones sísmicas. Estas terminaciones de estuvieron categorizadas por la interrelación de la geometría entre los reflectores y la superficie sísmica contra la cual terminan. Reconociendo de esta manera superficies sísmicas con carácter estratigráfico y obteniendo a su vez las secuencias sísmicas.

Para la identificación de superficies se marcó con una flecha de color rojo las terminaciones sísmicas. Por otro lado, como mejores prácticas, debemos reconocer

paquetes en la sísmica que induzcan dificultad en la identificación de las terminaciones sísmicas o que pudieran causar terminaciones confusas y no claras. Es por ello, que es recomendable comenzar ignorando estas zonas de reflexiones caóticas para concentrarnos en las áreas de mejor calidad de dato sísmico. Estas zonas caóticas pudieron ser interpretadas o inferidas más tarde a partir del dato de buena resolución.

III.2.3.2. Calibración sísmica -pozo

Se validó y certificó la información de velocidades y curvas de los registros eléctricos para la calibración de las secuencias estratigráficas definidas en pozos con las secuencias sísmicas identificadas, a partir de la elaboración de sismogramas sintéticos, utilizando la aplicación Syntool de la plataforma Landmark (Figura N° III.7).

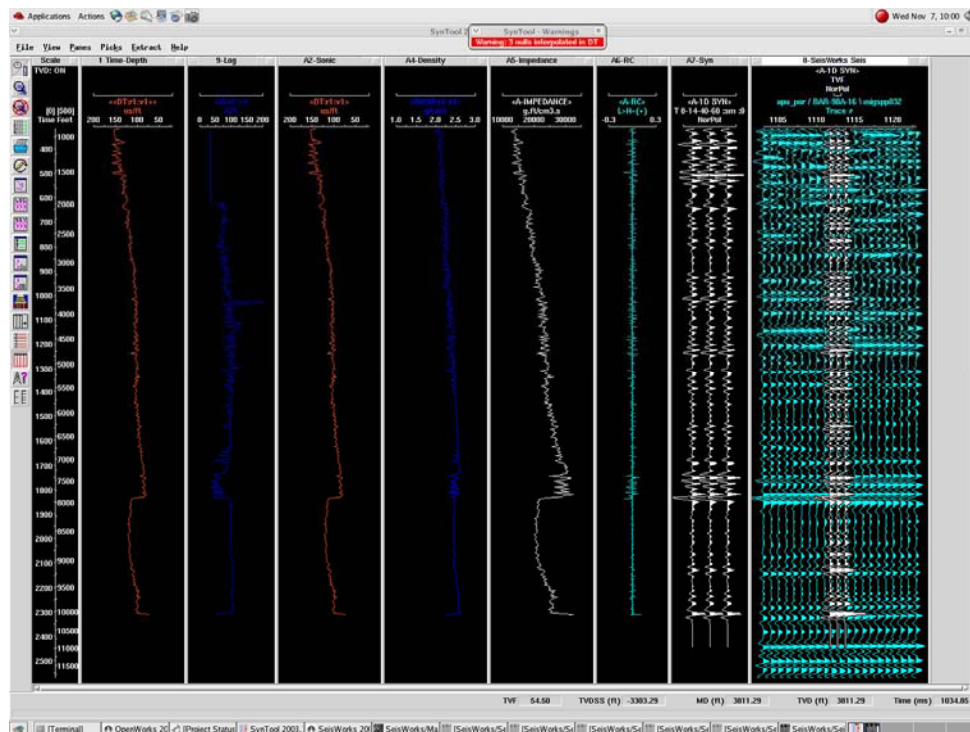


Figura N° III.7. Sismograma sintético generado para el pozo O3.

Para esta calibración sísmica-pozo se seleccionaron 7 pozos, de los cuales solo los pozos M1 y O3 (este último pozo de influencia) contaban con datos de *checkshot* o tiro de verificación y registró sónico. Cabe destacar que selección una ondícula

extraída de la sísmica cercana a cada pozo. Los otros cinco pozos se asignaron tabla de velocidades interválicas de pozos cercanos, generados en anteriores proyectos exploratorios.

Finalmente estos sismogramas permitieron la correlación de los datos sísmicos con las superficies y secuencias definidas mediante los datos bioestratigráficos y registros de pozos principalmente.

III.2.4. Definición del modelo secuencial y secuencias estratigráficas

El modelo secuencial fue definido por los principales controles que actuaron sobre la sedimentación de la cuenca (CBA), como son: tectónica y eustasia. El clima no se utilizó por estar fuera de la escala de trabajo. Estos controles generaron ciclos a partir de las variaciones de la acomodación con respecto al aporte de sedimentos. Estos son independientes de las escalas temporales y espaciales, por lo que la importancia relativa de la secuencia estratigráfica queda contemplada en jerarquías, dependiendo del control dominante.

De este modo se estableció una jerarquización de las secuencias estratigráficas, compuesta de mayor a menor orden jerárquico, por: Tectonosecuencia, Unidad Depositacional y Secuencia (Figura N° III.8).

La tectonosecuencia se consideró como un ciclo de orden mayor producto de un ciclo de evento tectónico completo denominado ciclo de Wilson (1965) en Burke (2011) generando así tres fases o ambientes tectónicos (apertura continental, margen pasivo y margen activo). A su vez esta tectonosecuencia se subdividió en unidades depositacionales, consideradas de control tectónico y de orden mayor. Estas unidades corresponden a una sucesión de sedimentos depositados bajo diferentes alteraciones de la cuenca, producto de pulsos tectónicos reconocibles dentro de una misma fase tectónica. Finalmente, las unidades depositacionales se subdividieron en secuencias de menor orden, controladas por factores generalmente eustáticos ya que la escala no permitió diferenciar controles climáticos.

Para las secuencias de orden menor dependiendo de la fase tectónica involucrada se determinaron tres (3) tipos: Secuencias Genético Estratigráficas según Galloway (1989), Secuencias Transgresivas-Regresivas (T-R) según Embry y Johannessen (1992) y Secuencia Depositacionales según Vail (1987).

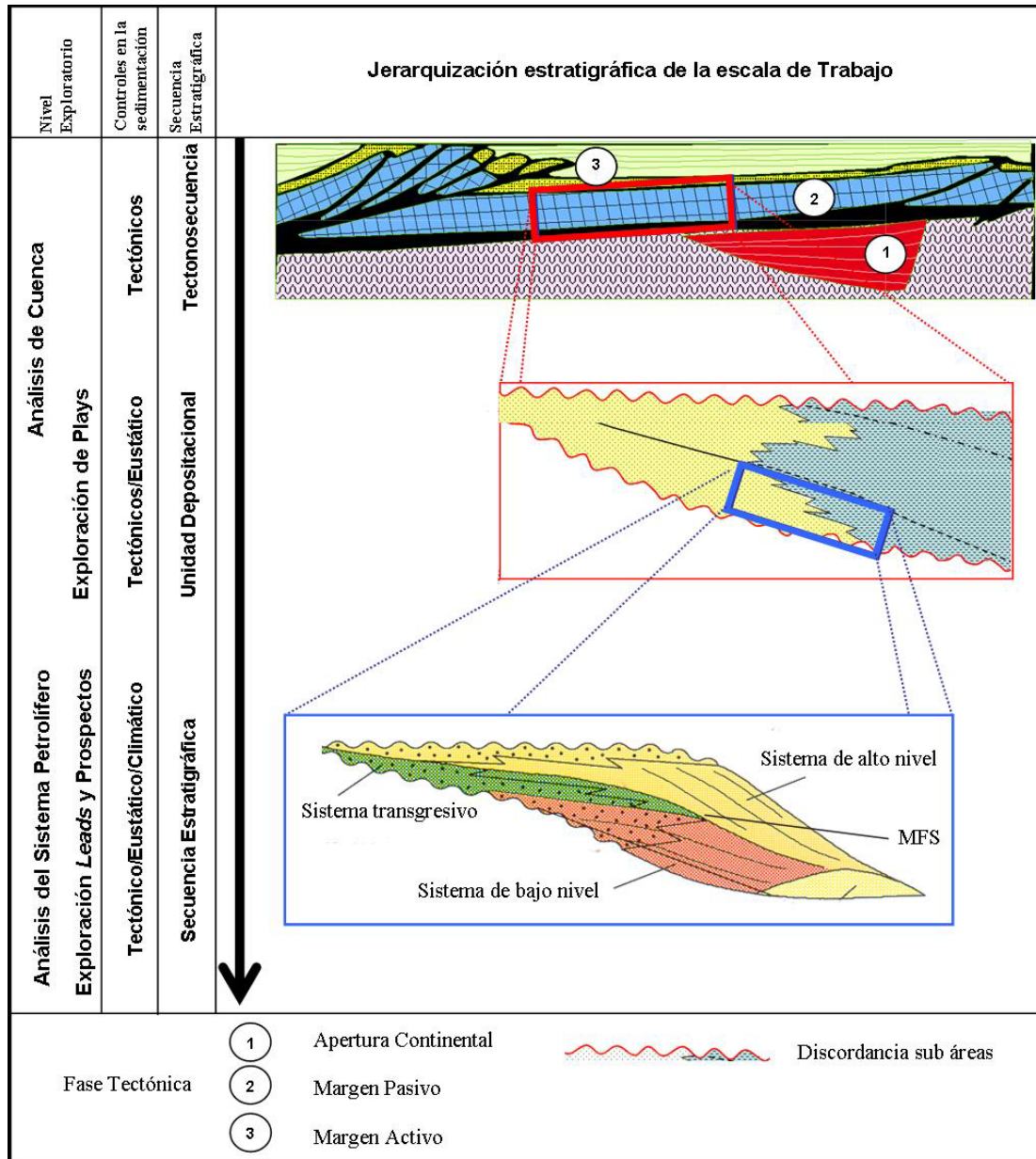


Figura N° III. 8. Jerarquización de las secuencias estratigráficas (Modificado de Allen y Allen, 2005, Embry, 2002, Santiago y otros, 2014).

Para las secuencias de orden menor dependiendo de la fase tectónica involucrada se determinaron tres (3) tipos: Secuencias Genético Estratigráficas según Galloway (1989), Secuencias Transgresivas-Regresivas (T-R) según Embry y Johannessen (1992) y Secuencia Depositacionales según Vail (1987).

Por su parte, para las Secuencias Genéticas, los límites estarán dados por las superficies de máxima inundación (MFS) al tope y a la base, es decir esta secuencia quedara limita por entre dos (2) superficies de MFS. En el caso de las Secuencias T-R estarán limitadas entre dos (2) superficies de máxima regresión (MRS). Con respecto a las secuencias depositacionales sus límites estarán dados por discordancias subaéreas.

III.2.5 Reconocimiento de sistemas encadenados

Los sistemas encadenados de cada unidad depositacional y secuencia fueron identificados por el reconocimiento de la naturaleza de sus límites y por los patrones de apilamiento de su estratigrafía interna. Es decir, a partir de los límites o superficies estratigráficas identificadas, se reconocieron los sistemas encadenados característicos de los ciclos transgresivos y regresivos de acuerdo al orden.

En consecuencia, en las secuencias reconocidas se identificaran sistemas depositacionales de origen transgresivo y regresivo, a partir de los límites de secuencias que los componen y el patrón estratigráfico de apilamiento interno. Este patrón fue interpretado tomando en cuenta los grupos de terminaciones reconocidas (Figura N° III.9).

Un paquete regresivo estuvo limitado por una superficie de máxima inundación en la base y una superficie de erosión al tope, exhibiendo un patrón progradacional. Un paquete transgresivo se reconoció por una superficie transgresiva en la base y una superficie de máxima inundación al tope, consistiendo en secuencias retrogradantes en registros de pozos (Figura N° III.9).

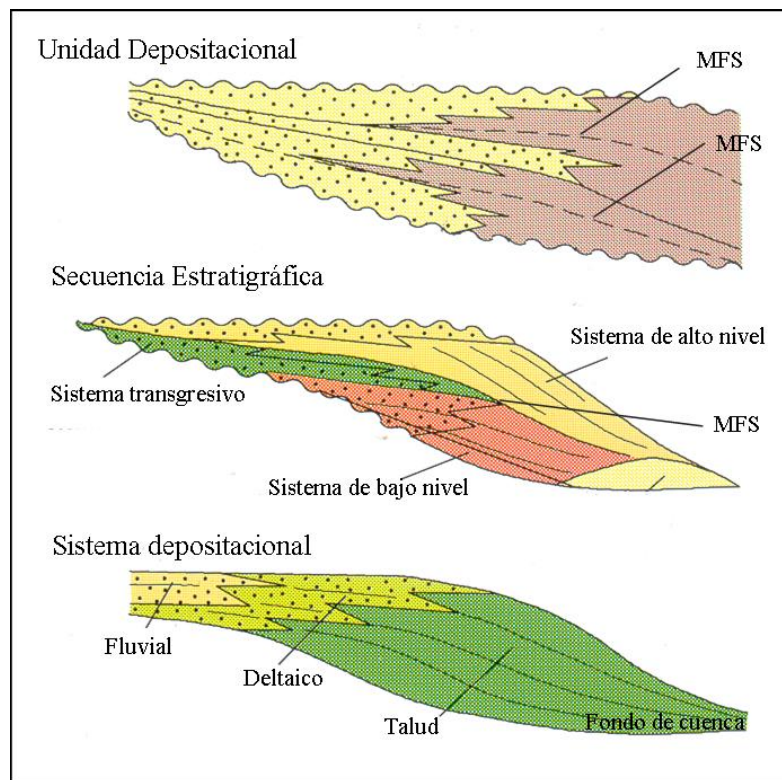


Figura N° III. 9. Reconocimientos de superficies estratigráficas, sistemas encadenados y sistemas deposicionales en unidades deposicionales y secuencias estratigráficas (Tomado de Valdés y otros, 1992).

III.2.6 Análisis de facies sísmica

Esta parte se inició con la descripción cualitativa de los parámetros o patrones de las facies sísmicas observadas en la línea sísmica 2D para cada secuencia definida, representando los componentes de los sistemas deposicionales y reconociendo la distribución de estos sistemas.

Por lo tanto, a partir del análisis cualitativo de las facies sísmicas se realizó la descripción de las agrupaciones de las diferentes configuraciones sísmicas en cada unidad deposicional y/o secuencia estratigráfica interpretada en la sección Cretácico – Oligoceno. Obteniendo paquetes o patrones de reflexiones sísmica en común y diferenciados de otro, el cual fue calibrado con el dato sedimentológico de pozo, con la finalidad predecir el tipo de ambiente sedimentario y litologías presentes en las unidades estratigráficas.

III.3. Definición de los elementos del sistema petrolífero

El tercer proceso investigativo correspondió a la definición de los elementos del sistema petrolífero, en donde los elementos esenciales del sistema deben incluir: una o varias rocas madres, rocas que actúan como vía de migración, rocas reservorio y rocas que actúen como sellos.

En este caso, a través de la definición de la arquitectura interna de las secuencias estratigráficas contenidas en las unidades depositacionales se determinaron la distribución de las rocas madres, reservorios, sellos y trampa, de manera de caracterizar y cartografiar en términos de presencia y de dichos elementos. Esto servirá a su vez a los proyectos exploratorios del área en la construcción de un modelo efectivo para documentar oportunidades exploratorias y evaluar recursos petrolíferos en la cuenca en estudio.

III.3.1 Distribución y geometría de los elementos del sistema petrolífero (roca madre, reservorio, sello, y trampa)

Los ambientes depositacionales en esos sistemas encadenados contenidos en las secuencias estratigráficas y unidades depositacionales, definen el tipo y distribución de reservorio, roca madre y sello. Es por ello, que el primer paso fue construir mapas de distribución de ambientes en el sistema transgresivo de las unidades depositacionales.

A partir de la identificación y distribución de los sistemas transgresivos definidos en cada unidad depositacional se caracterizó y cartografió la(s) roca(s) madre(s), reservorio(s) y sello(s).

Para la caracterización de las rocas reservorio es necesario conocer los volúmenes de arena neta contenidos en el sistema transgresivo de la unidad a partir del análisis de registros GR, SP y resistividad. Ello comienza con establecer los parámetros de corte de las propiedades petrofísicas de los sedimentos, en función de la determinación de saturación de agua a nivel de unidades depositacionales y secuencias estratigráficas

(Santiago y otros, 2014). Finalmente, para el cartografiado de la roca reservorio se realizó a partir del calculo espesor total de arena neta de la roca reservorio para de cada nivel estratigráfico o unidad depositacional identificada.

La definición de la roca sello es la extensión geográfica de un sistema petrolífero, está definido por las ocurrencias observadas de hidrocarburos genéticamente relacionados. Esta acumulación es producto de la presencia de barreras o confinamientos limitados por rocas sello; definidas como aquel tipo de roca que actúa como obstáculo al escape del petróleo dentro del reservorio o yacimiento. Estos sellos pueden ser una roca o en ocasiones una anomalía estructural o estratigráfica. La existencia de sello en la cuenca constituye un factor fundamental de los sistemas petrolíferos; entre otros su ausencia genera emanaciones en superficie (Santiago y otros, 2014). Para la distribución y geometría de la roca sello se cartografió el espesor total de arcilla contenido por arriba y por debajo de la superficie máxima de inundación de cada unidad depositacional hasta el próximo cuerpo de arena.

Los valores de arena neta y arcilla necesarios para la realización de cada mapa se obtuvieron del valores mínimos y máximos de los registros de pozo GR y SP.

La información de roca madre en el área de estudio se tomará del estudio geoquímico realizado en el proyecto ESP Apure Portuguesa en Santiago y otros (2014).

Dentro del sistema petrolífero, el elemento trampa lo entendemos como una estructura capaz de retener hidrocarburo (Santiago y otros, 2014). De acuerdo a la escala de trabajo, elemento trampa consistió en la definición de sistemas de entrapamientos, el cual se obtuvo del área que abarcaba cada familia de falla en particular identificadas en la interpretación sísmica estructural para cada nivel estratigráfico.

III.4. Definición de oportunidad exploratoria tipo *Plays*.

El último nivel de investigación en este estudio le corresponde al análisis de *plays*. El concepto adoptado para la definición de *plays* se conjuga con las ideas de Allen &

Allen (1992) quien propuso que la predicción de la roca madre, reservorio, sello y trampa requiere un entendimiento de una evolución estructural y estratigráfica de las secuencias depositacionales de una cuenca. El entendimiento puede ser alcanzado a través del análisis de cuenca, el cual facilita la evaluación de los *plays* exploratorios (Santiago y otros, 2014).

Para la definición de nuevos *plays* se superpuso las envolventes de las trampas con los mapas de reservorio (unidad que puede acumular hidrocarburo), sello (techo que permite al reservorio acumular hidrocarburo) y roca madre (capaz de producir hidrocarburo) para ver la combinación de factores geológicos que coincidan en la acumulación de hidrocarburo (Santiago y otros, 2014). Finalmente se generó mapas con los nuevos *plays* del área documentados por el marco tectonoestratigráfico.

III.5. Elaboración de conclusiones, recomendaciones y redacción del informe.

Del análisis de resultados se obtuvo una serie de conclusiones y recomendaciones que fueron plasmados en el Capítulo VI de este trabajo de tesis.

Finalmente, todo este análisis de cuenca, estudio de los elementos del sistema petrolífero para la definición del potencial exploratorio del área de Mantecal se realizará en varios pasos como se observó en la lectura de este capítulo, los cuales se agruparon en un tomo de seis capítulos con sus respectivos anexos.

CAPITULO IV

ANALISIS DE RESULTADOS

IV.1 MARCO BIOCRONOESTRATIGRÁFICO

IV.1.1 Revisión y discusión del dato bioestratigráfico

Se realizó una interpretación biocronoestratigráfica de cinco pozos (A1, A2, A3, C4 y M1) de interés para el área, los cuales serán discutidos a continuación:

IV.1.1.1 Pozo A1

El en pozo A1 (Figura N° IV.1), se resume la interpretación de edad de los autores previos. Monroy y Van Erve (1987) interpreta para el intervalo comprendido entre 6120 - 6267 pies y 6400 – 6663 pies el biomarcador *Cicatricosisporites dorogensis* que presenta un rango de edad Eoceno medio – Oligoceno, aunque los autores asignan para este intervalo una edad Oligoceno. Luego en el intervalo 6663 a 6683 pies se interpreta Cretácico sin diferenciar, pero no colocan los palinomorfos que lo sustenten, lo que dificulta su veracidad.

Carmona (2011) observa en el intervalo de 2030 -3550 pies la presencia de los palinomorfos *Bombacacidites ciriloensis*, *Jandufouria seamrogiformis*, *Grinsdalea magnaclavata*, *Kuylisporites waterbolki*, *Foveotriletes ornatus* y *Fusiformiesporites* sp. interpretando como Mioceno tardío y ambiente transicional dicho intervalo. Continuando en el mismo pozo, en el intervalo 4153 – 7804 pies se definió una edad de Oligoceno a Mioceno con ambiente continental a transicional a partir de los palinomorfos *Bombacacidites brevis* y *Perisyncolporites pokorny*, *Monoporites annulatus*, *Psilatricolporites maculosus*, *Mauritidites franciscoi*, *Crassietoapertites Columbianus*. Sin embargo la autora presenta una ambigüedad al escribir en la tabla consenso se interpreta como depositado durante el Mioceno sin diferenciar. En la profundidad de 8292 pies se interpreta Cretácico sin diferenciar y ambiente continental a transicional por los palinomorfos *Camarociesporites* sp., *Deltodoispora*

sp. *Polypodiaceoisorites* sp., *Proxapertites* sp. Finalmente la autora plantea el intervalo 4153 – 8292 pies como indeterminado en edad contradiciendo lo expuesto anteriormente.

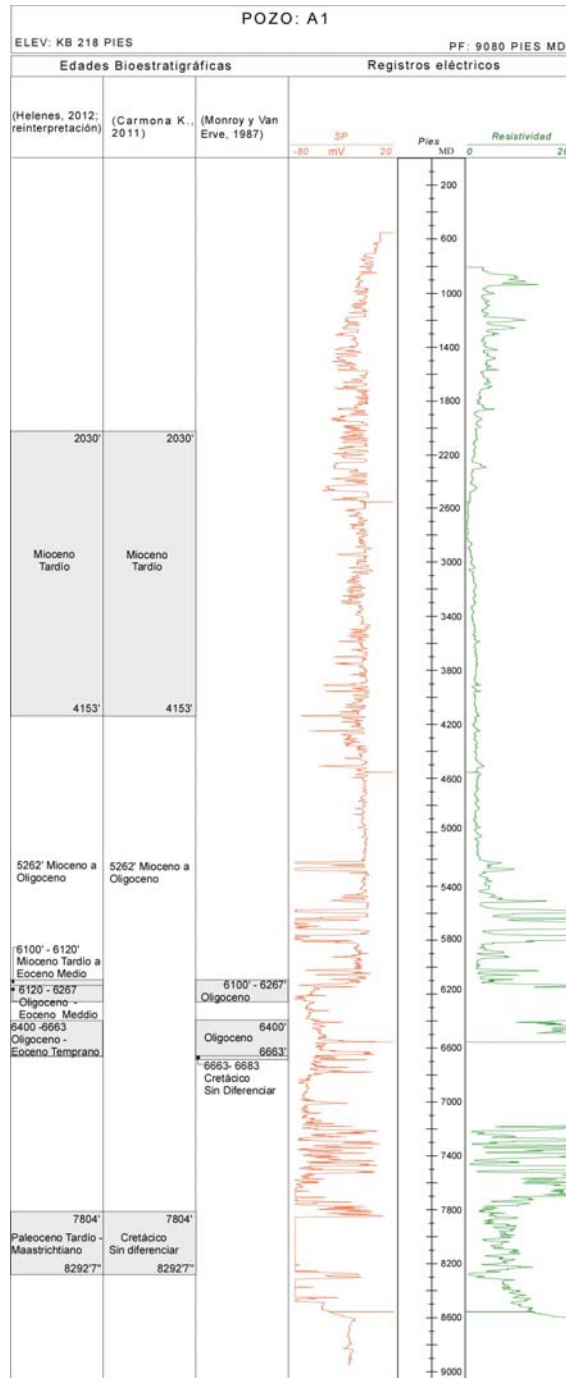


Figura N° IV.1. Interpretaciones bioestratigráficas previas realizada por diferentes autores en la muestras del pozo A1

IV.1.1.2 Pozo A2

El en pozo A2 (Figura N° IV.2), se resume la interpretación de edad de los autores previos. De Monroy y Van Erve (1987). Este análisis presenta para el intervalo 5603 – 5623 pies una datación mas joven que Eoceno pero a su vez no colocan la razón de esta información. A una profundidad de 5813 a 5833 pies determinan el Oligoceno por la presencia de *Cicatricosisporites dorogensis*. Sin embargo a la profundidad de 6000 – 6020 pies se coloca nuevamente una datación mas joven que Eoceno y en los intervalos 6429 - 6449 pies y 6645 – 6665 pies los autores interpretan Cretácico, pero en ambos casos no justifican esta información con la lista de especies identificadas.

Carmona (2011), en el intervalo 2632 -5968 pies interpretó Mioceno sin diferenciar por la presencia de los palinomorfos *Psilatricolporites maculosus*, *Mauritidites franciscoi*, *Bombacacidites ciriloensis*, *Jandufouria seamrogiformis*, *Grinsdalea magnaclavata*, *Kuylisporites waterbolki*, y *Fusiformiesporites* sp. Luego en la profundidad de 6002 pies se definió como Mioceno temprano por la presencia de *Jandufouria seamrogiformis* y *Kuylisporites waterbolki*. En el intervalo 6430 pies a 6550 pies se interpreta una edad de Cretácico (Maastrichtiense) de ambiente continental a transicional por la presencia de *Senegalinium bicavatum*, *Dinogymnium* sp., *Foveotrilletes margaritae*, *camarazonocolpites* sp., *Proxapertites maracaiboensis*, *Ephedripites* sp., *Camarazonocolpites* sp., *Droseridites senonicus* y moldes de foraminíferos. En el intervalo 6646 pies a 7416 pies a partir de los palinomorfos *Dinogymnium heterocostatus*, *Ephedripites* sp., *Rugulatisporites* sp., *Classopollis* sp., *Inaperturollenites* sp., *Cupaneidites* sp.

IV.1.1.3 Pozo A3

El en pozo A3 (Figura N° IV.3), se resume la interpretación de edad de los autores previos. De Monroy y Van Erve (1987), en la profundidad de 4135 pies observa una datación mas joven que Eoceno. Los intervalos de 4812 – 4825 pies; 4934 – 4954 y 5088 - 5108 pies se encuentra definido por el marcador *Cicatricosisporites dorogensis* que tiene un rango de edad Eoceno medio – Oligoceno, aunque los autores interpretaron el Oligoceno en estos intervalos. Se menciona que los

intervalos 4135 – 4145 pies y 5241 – 5261 pies resultaron estériles. Al igual que los intervalos 4290 - 4310 pies, 4669 - 4689 pies y 5394-5414 pies las muestras resultaron indeterminado en edad.

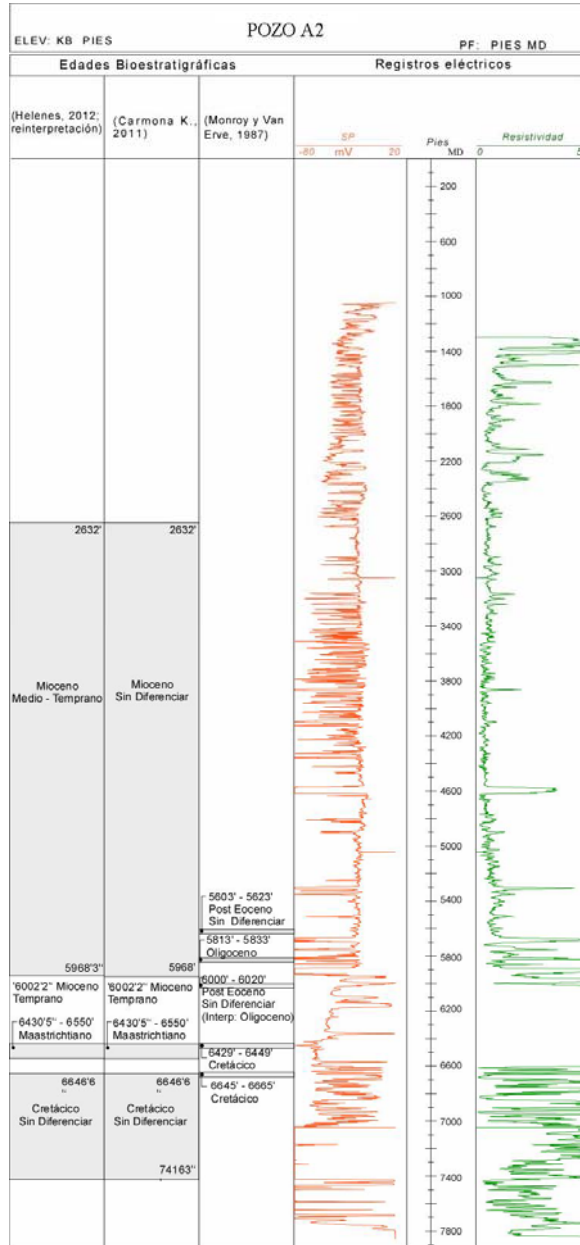


Figura N° IV.2. Interpretaciones bioestratigráficas previas realizada por diferentes autores en la muestras del pozo A2 (Santiago y otros., 2014).

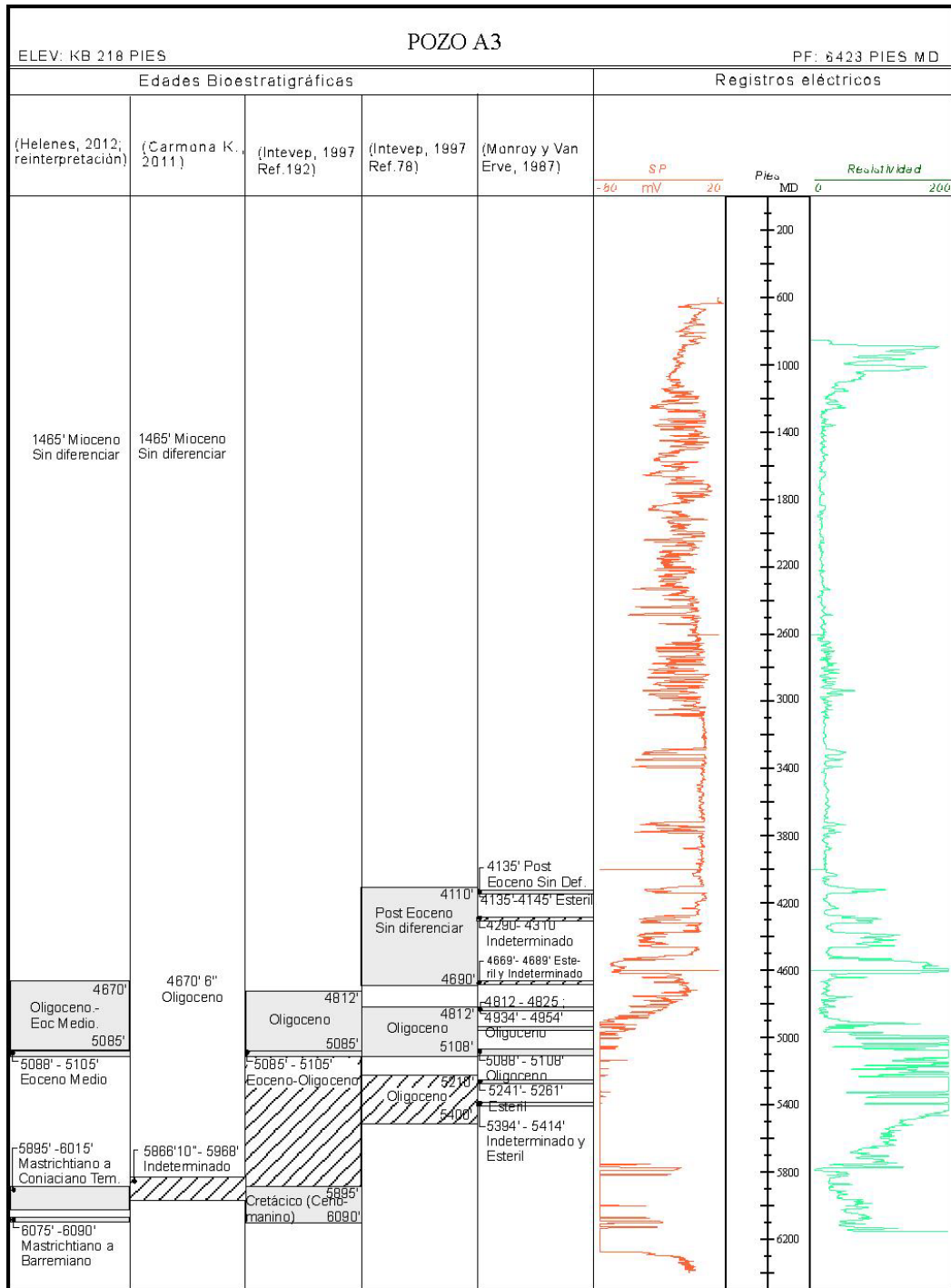


Figura N° IV.3. Interpretaciones bioestratigráficas previas realizada por diferentes autores en la muestras del pozo A3.

El estudio bioestratigráfico por palinología de Carmona (2011) en el pozo A3 (Figura N° IV.3), arrojó dato Mioceno sin diferenciar y ambiente transicional para una profundidad de 1456 pies, basado en la presencia de *Jandufouria minor*, *Cyclusphaera euribei*, *Psilatricolporites pachydermatus* y *Bombacacidites* sp. Pero a 4670 pies se describió como Oligoceno y ambiente continental – transicional a partir de los siguientes palinomorfos: *Mauritiidites franciscoi*, *Cicatricossisporites dorogensis*, *Magnastriatites grandiosus*, *Cyclusphaera* sp., *Bombacacidites* sp. Debe señalarse, en el intervalo de 5968 pies hasta 5866 pies se encontraron escasos palinomorfos y no hubo diagnóstico de edad, obteniendo un rango indeterminado en edad y ambiente.

IV.1.1.4 Pozo C4

En la búsqueda de información se consiguió en carpeta de pozo, el reporte de evaluación paleontológica del pozo C4, realizado en 1965, reportando un posible Cretácico en el intervalo 6725 – 7505 pies y Cretácico a Paleoceno a una profundidad de 6610 – 6635 pies. Luego una zona P-Q definida como Eoceno superior a (6230 – 6245 pies), suprayaciendo a ésta una zona P – R1 referida al Eoceno superior - Oligoceno temprano (5500 – 6185 pies) y por último, la zona R1 del Oligoceno temprano (Figura N° IV.4). En dicho estudio no menciona la tabla de zonaciones usada para la verificación de la misma. Sin embargo, continuando con la recopilación de información, se encontró el conteo de los palinomorfos de las muestras del pozo C4. Este conteo correspondía a 22 intervalos desde 5100 pies hasta 7490 pies, de los cuales se extrajo la siguiente microflora:

Para una profundidad de 5160 – 5175 pies se presentan *Striatricolpites catatumbus*, *Jandufouria* sp./ *Bombacacidites baumfalki*, *Verrucatosporites* cf. *Speciosus* (?), *Retitricolporites Irregularis*, *Psilatricolporites crassus*, *Retitricolporites hispidus*, *Jandufouria seamrogiformis*, *Perisyncolporites pokorny*, *Psilatricolporites maculosus*, *Psilatricolporites triangularis*, *Retibrevitricolporites catatumbus*, *Retistephanocolpites* cf. *angeli* (?), *Retitricolpites amapaensis*, *Proxapertites* sp./ *Longapertites* sp., *Proxapertites operculatus*, *Microestriatus/ Ephedripites* sp. (?),

Multiporopollenites sp. (Cretácico)/ *Psilaperiporites robustus*, *Psilatricolporites* sp. (?), *Cicatricosisporites dorogensis*, *Wilsonipites margocolpatus*.

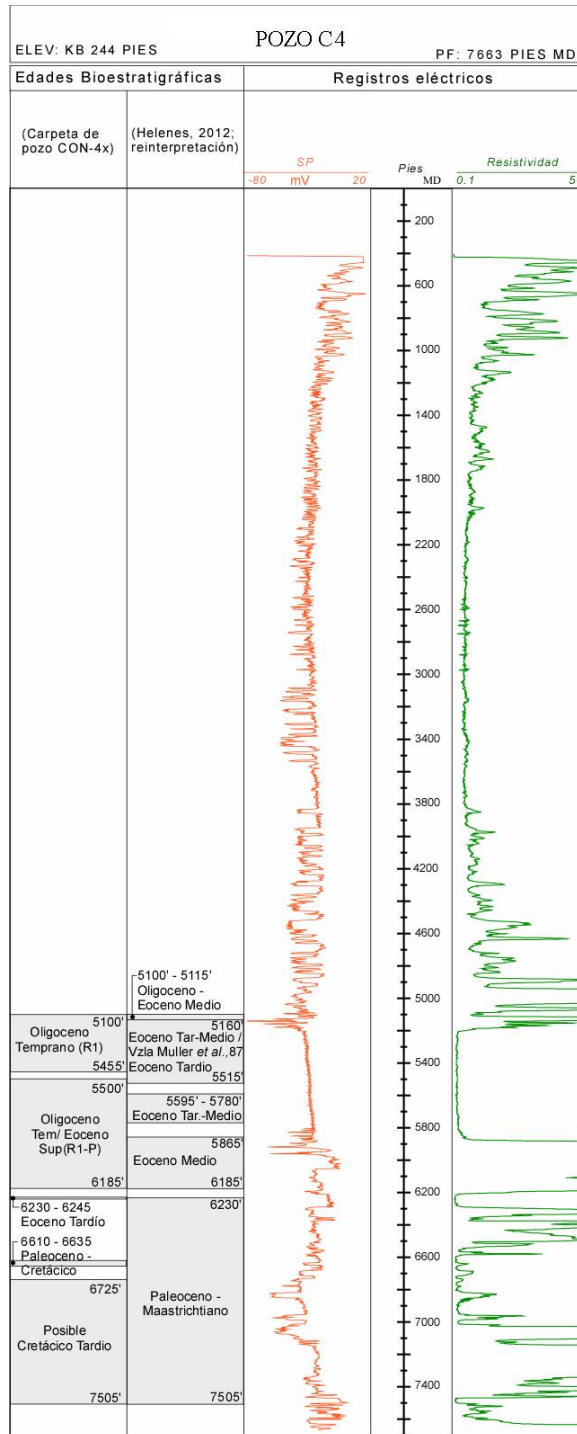


Figura N° IV.4. Interpretaciones bioestratigráficas previas realizada por diferentes autores en la muestras del pozo C4.

En el intervalo 5865 – 5870 pies del pozo C4, se encuentra *Striatricolpites catatumbus*, *Bombacacidites* sp., *Retitricolpites simplex*, *Jandufouria* sp./ *Bombacacidites baumfalki*, *Verrucatosporites* cf. *speciosus*, *Retitricolporites irregularis*, *Retitricolporites hispidus*, *Psilatricolporites crassus*, *Jandufouria seamrogiformis*, *Perisyncolporites pokornyi*, *Retibrevitricolpites triangulatus*, *Psilatricolporites maculosus*, *Gemmastephanoporites breviculus*, *Retistephanocolpites* cf. *angeli*, *Retitricolpites amapaensis*, *Reticuloidosporites* sp./ *Perimonoletes* sp., *Crototricolpites annemariae*, *Cicatricosisporites dorogensis*.

Para las profundidades desde 6230 hasta 6245 pies se observan los siguientes palinomorfos: *Striatricolpites catatumbus*, *Jandufouria* sp./ *Bombacacidites baumfalki*, *Verrucatosporites* cf. *Speciosus*, *Verrucatosporites usmensis*, *Retitricolporites Irregularis*, *Retitricolporites hispidus*, *Psilatricolporites crassus*, *Retitricolporites guianensis*, *Jandufouria seamrogiformis*, *Perisyncolporites pokornyi*, *Retibrevitricolpites triangulatus*, *Psilatricolporites maculosus*, *Psilatricolporites triangularis*, *Retistephanocolpites* cf. *angeli*, *Retitricolpites amapaensis*, *Spinizonocolpites echinatus*, *Proxapertites operculatus*, *Cingulatisporites* sp./ *Polypodiaceoisporites* sp., *Foveotriletes margaritae*, *Cicatricosisporites dorogensis*.

IV.1.1.5 Pozo M1

En el reporte de avance operacional de sedimentología y bioestratigrafía del pozo M1 Discepolo y otros (2013), se analizaron en la disciplina de Palinología un total de treinta (33) muestras (canal y núcleo), obteniendo una resolución biocronoestratigráfica a nivel de época en el intervalo 3512' – 4130' de Mioceno temprano y en el intervalo 4130'-4140' de Cretácico Tardío, mientras que en el resto de los intervalos seleccionados no se obtuvo resolución por esta disciplina. La identificación de palinomorfos está representada en la figura IV.5. Se menciona que en las disciplinas de foraminífero y nanoplancton calcáreo fue estéril.

N° Muestra	Intervalo	Palinología	Edad	
1	1150'-1200'	Estéril	Indeterminada	
2	2275'-2280'	<i>Verrucatosporites usmensis</i>		
3	2280' - 2300'			
4	2350' - 2400'			
5	2400' - 2450'			
6	2500' - 2550'			
7	2550' - 2600'			
8	2650' - 2700'			
9	2700' - 2750'			Estéril
10	2850' - 2900'	Retitricolporites santaisabelensis, Psilastephanocolporites matapiorum, Psilatricolporites costatus, Psilatricolporites maculosus, Laevigatosporites catajensis, Echitriletes muelleri, Psilastephanocolporites schneideri, Verrucatosporites usmensis, Retitricolporites crassopolaris, Psilabrevitricolpites sp., Retibrevitricolpites sp.		Mioceno temprano
11	2900' - 2950'			
12	2950' - 3000'			
13	3160'-3180'			
14	3220'-3230'			
15	3340'-3360'			
16	3400'-3410'			
17	3512'			
18	3551'	POR ANALIZAR		
19	3670' - 3690'	Estéril	Indt	
20	3770' - 3780'	POR ANALIZAR		
21	3830'			
22	3911'			
23	4090' - 4110'			Estéril
24	4110' - 4130'	Psilatricolporites exiguus, Psilatricolporites labiatus, Syntricolporites hunteri, Retitricolporites cf vetteri, Retitricolporites "brevicolpatus", Psilatriletes "waterbolkianus", Rhoipites "suarrosus", Retitricolporites "brevicolpatus", Psilatricolporites sp, Retitricolporites sp., Deltodoispora sp, Mauritiides franciscoi, Retitriporites sp., Vermuttriporites sp., Molde de Foraminífero.	Mioceno temprano	
25	4130' - 4140'	<i>Retistephanocolpites williamsi, Leiotriletes guanadensis, Gleicheniidites senonicus, Striatriletes "dendroides", Striatricolpites archagelskyi, Tricolporopollenites sp, Cyathidites australis, Cycadopites nitidus, Araliaceoipollenites sp. Echinatisporis sp., Foveotricolpites sp., Longapertites sp., Undulatisporites sp.</i>	Cretácico tardío	
26	4150'-4160'	<i>Elaterosporites sp.</i>	Indeterminada	
27	4320' - 4340'	Estéril	Indeterminada	
28	4460' - 4480'			
29	4860' - 4870'			
30	4950' - 4956'			
31	5055' - 5060'			
32	5160' - 5170'			
33	5260' - 5270'			

Figura N° IV.5. Interpretaciones palinológica realizada en las muestras del pozo M1 (Tomada de Discepola y otros., 2013).

Estos trabajos bioestratigráficos presentan limitaciones asociadas a las interpretaciones de diferentes rangos de edades que se interpretan para una especie o intervalo dependiendo del autor, ya que usaron diferentes tablas de zonación o se desconoce la tabla utilizada. También están otros casos donde solo se presenta una edad sin mostrar los biomarcadores o parte de este intervalo es interpretado como

indeterminado para otro autor. Por último, en el pozo C4 que presenta todas las especies con sus respectivas profundidades, no se tiene una idea de cual autor identificó las especies, en que año se realizó y cual fue la zonación de especie aplicada.

Es importante destacar que el Paleoceno solo esta presente en los pozos LCB-1X y MS-1 (La Ceiba) y existe un *hiatus* en el subsuelo de Apure entre la secuencia terciaria y cretácica. Debe señalarse que los pozos estudiados en el informe De Monroy y Van Erve (1987) no se encontraron evidencias positivas de la presencia del Eoceno, de acuerdo a las superzona palinológica VII del Eoceno (Muller y otros, 1985; en: De Monroy y Van Erve, 1987).

En resumen y en vista de las diferencias expuestas entre los diferentes autores, en cuanto a los rangos de edad de los estratos , se realizó una re-interpretación de edad a partir de las especies identificadas por estos autores, los cuales se describen a continuación en la re-interpretación y definición de la cronoestratigrafía del área..

IV.1.2 Cronoestratigrafía del área de estudio

Para la determinación de superficies y zonas biocronoestratigráficas se re-interpretaron los biomarcadores de los trabajos generados por De Monroy y Van Erve (1987) Carmona (2011) de los pozos A1 (Figura N° IV.6), A2 y A3 (Figura N° IV.7); además de Discepola y otros (2013) para el pozo M1 y la interpretación del pozo C4 (Figura N° IV.8). A partir de los biomarcadores definidos se establecieron cinco (5) rangos y límites de edades, como son: Cretácico, Eoceno medio, Oligoceno, Mioceno temprano y Mioceno medio – tardío, las cuales serán descritas a continuación, aunque se comenzará por el Paleozoico por estar presente en el área de estudio como basamento económico.

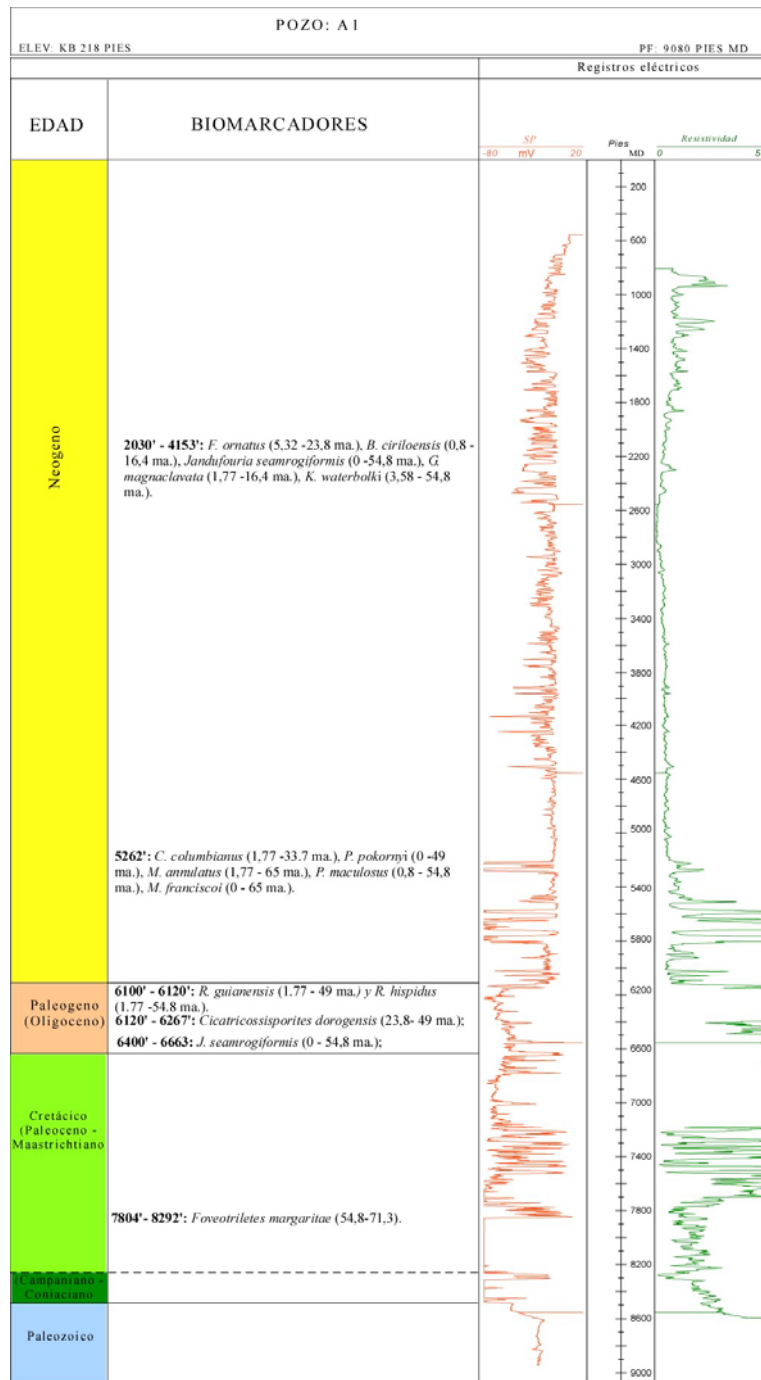


Figura N° IV.6. Registro tipo del oeste del área de estudio. Nótese los biomarcadores usados para determinar las edades consenso en el pozo A1.

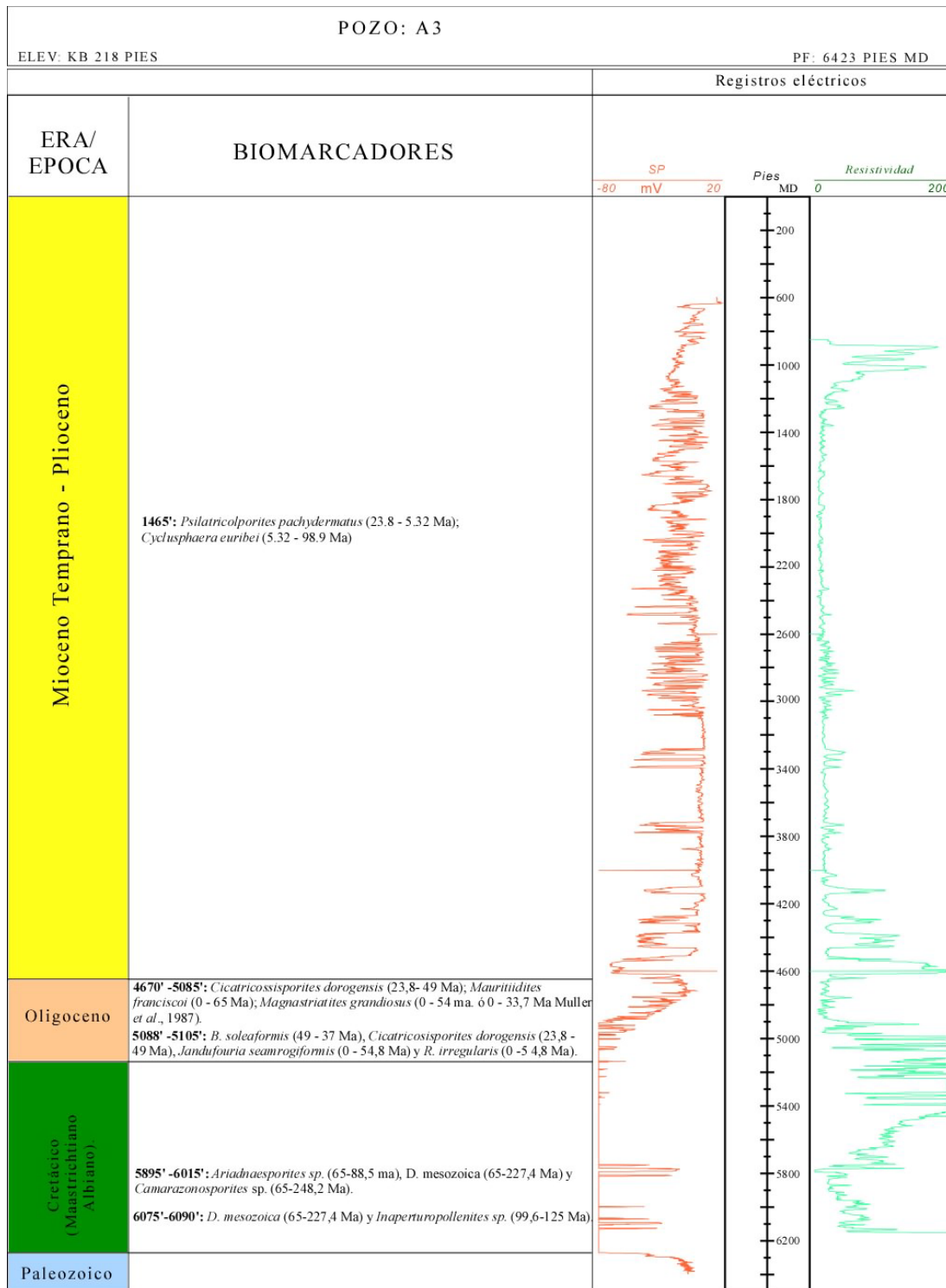


Figura N° IV.7. Registro tipo de la parte central del área de estudio. Nótese los biomarcadores usados para determinar las edades consenso en el pozo A3.

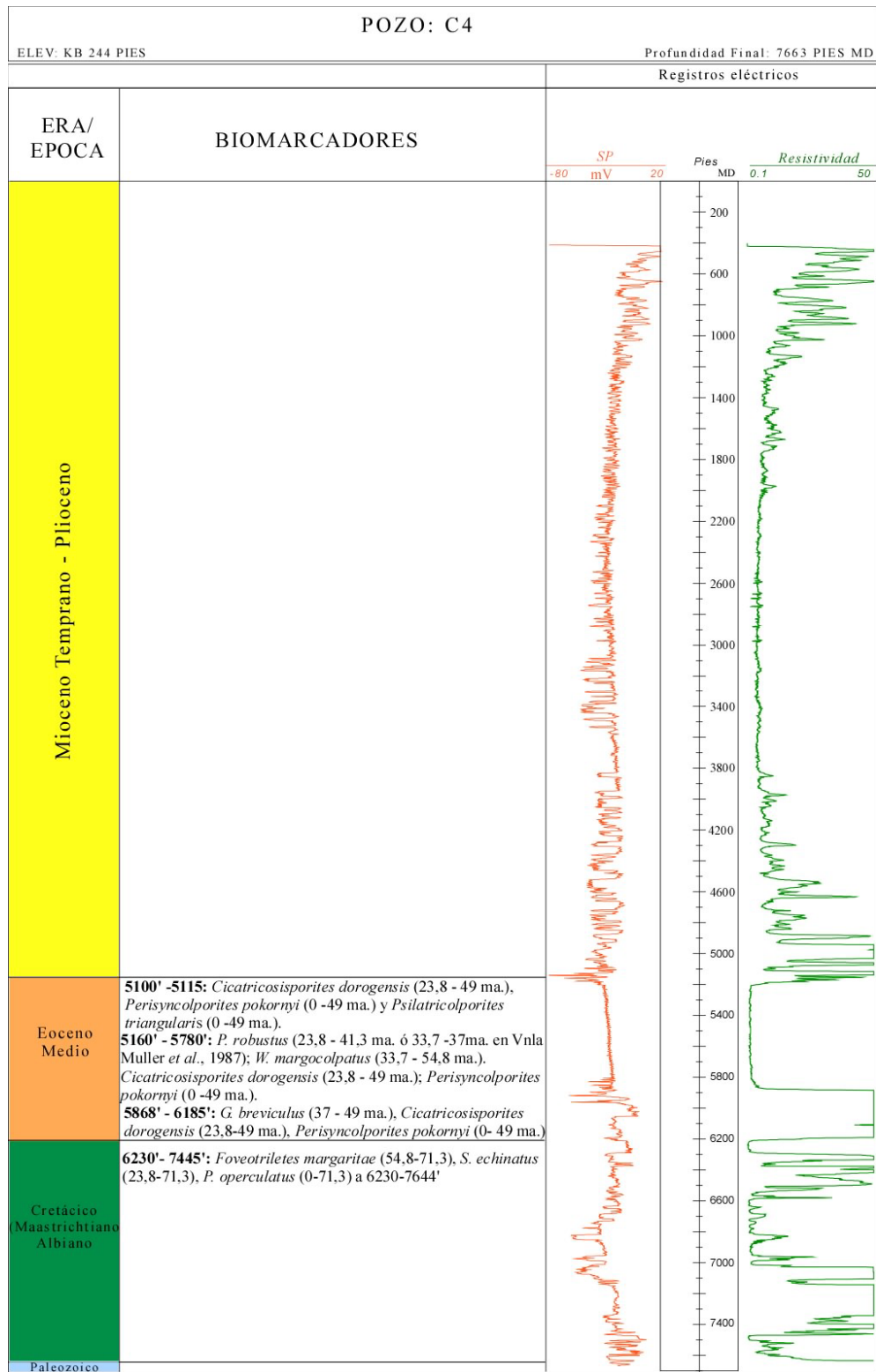


Figura N° IV.8. Registro tipo del noreste de la zona de estudio, depresión del área conso. Nótese los biomarcadores usados para determinar las edades consenso en el pozo C4.

IV.1.2.1 Paleozoico

El paleozoico en el área de estudio está determinado por rocas metamórficas (polimetamórficas, brechas de fallas y metasedimentarias) observables en los núcleos de los pozos A1, A2 y A3. En este último pozo Escalona (1987) propone el nombre de Esquistos de Apure como unidad litodémica. Así mismo estas rocas se correlaciona con las rocas gnéissicas y esquistosas de los pozos AGL-1X, SZW-3 y Ticoporo-1X, cuyas edades radiométricas según los métodos K/Ar y Rb/Sr la colocan en el Silurico temprano (isócrona de 433 Ma). Esta sección comúnmente en el área se le denomina basamento y se encuentra caracterizado por la ausencia de microflora. En el pozo M1 ubicado en el área de Mantecal, se perforaron 750 pies de esquistos y filitas de bajo metamorfismo posiblemente del Paleozoico.

IV.1.2.2 Cretácico

En el área de estudio se identifica el periodo Cretácico, diferenciado posiblemente en dos unidades cronoestratigráficas:

La primera unidad se ubica en Barremiense – Maastrichtiense de acuerdo con la microflora encontrada en el pozo A3 (Informe interno del Intevep, 1997), los cuales son: *Ariadnaesporites* sp., *Camarazonosporites* sp. *D. mesozoica* y *Inaperturopollenites* sp.. Aunque esta sección se puede ubicar en el Campaniano a Turoniano tardío si consideramos el biomarcador *D. heterocostatus* encontrado en el intervalo de 6646 pies con 6 pulgadas hasta 7416 pies con 3 pulgadas en el pozo A2.

En resumen, tomando en cuenta los trabajos regionales previos, correlación y posición estratigráfica, esta sección se interpreta en un pozo de edad del Albiense al Campaniense, asociado a la fase de margen pasivo que caracterizo a ese periodo en la cuenca. Los topes se definieron en los pozos A1 a 6785 pies, A3 a 5750 pies (Figuras N° IV.6 y IV.7). Estos topes fueron ajustados también por características sedimentológicas las cuales se correlacionan de acuerdo al Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) a las formaciones Aguardiente y Escandalosa en ambientes

continentales a transicionales y a la Formación Navay de ambientes transicionales a neríticos.

La segunda sección del Cretácico se establece del Paleoceno al Maastrichtiense definido por la ocurrencia de *Foveotriletes margaritae*, *S. echinatus*, *P. operculatus* a 6230 – 7644' observados en el pozo C4 (Figura N° IV.8). Para este intervalo se destaca en menor proporción la presencia de palinomorfos caídos los cuales no se usaron para la datación del intervalo ya que no pertenecen al Cretácico: *Psilatricolporites crassus*, *R. triangulatus*, *Cicatricosisporites dorogensis*, *P. usmensis*, *Psilatricolporites triangularis*, *R. guianensis*, *P. pokorny*, *R. amapaensis*, *P. maculosus*. No obstante se interpretó esta sección de edad Maastrichtiense.

Los topes se interpretaron en los pozos C4 a 6200 pies y A1 a 6630. Estos topes fueron ajustados también por características sedimentológicas las cuales se correlacionan de acuerdo al Léxico Estratigráfico de Venezuela (1997) a la Formación Burguita en ambientes continentales a transicionales. En los pozos A3 y M1 por análisis de espesores (geometría), electrofacies y descripción sedimentológica tienen esta sección posiblemente erosionada.

IV.1.2.3. Eoceno medio

El Eoceno medio, tuvo resolución de palinofmorfos en el estudio del pozo C4 (Figura N° IV.8). Caracterizada y restringida por la presencia del *Gemmastephanoporites breviculus* y por la primera ocurrencia de *Perisyncolporites pokorny* (0 – 49 Ma) *Psilatricolporites triangularis*. Considerando también el retrabajo (5990 – 6005 pies) del palinoformo *C. annemariae*.

En el pozo A3 se observa un delgado intervalo (5088 – 5105 pies) donde se reporta el biomarcador *B. soleaformis*, que restringe el intervalo al Eoceno medio. Sin embargo esto será verificado y calibrado con la interpretación sísmica y análisis estratigráfico secuencial, ya que esta sección en el área se encuentra presente en los bajos estructurales al norte de los pozos de Apure.

IV.1.2.4. Oligoceno

Para sección cronoestratigráfica existe dos posibles interpretaciones, una que coloca un intervalo Eoceno tardío – Oligoceno establecido por la ocurrencia de la microflora: *Cicatricosisporites dorogensis*, *M. franciscoi*, *M. grandiosus* *Jandufouria seamrogiformis*, *M. spinosus* y *Psilatricolporites maculosus* proveniente de los análisis de los pozos A3, A1 y C4. Sin embargo, la segunda interpretación muestra un periodo restringido al Oligoceno según Muller y otros (1987) en Venezuela, de acuerdo al palinomorfo *M. spinosus* y al rango de ocurrencia de la primera aparición de la microflora *M. grandiosus*. Este trabajo de investigación plantea que esta sección es de edad Oligoceno y se encuentra en contacto discordante suprayacente a las rocas de edad Cretácica en toda el área de estudio (Figuras N° IV.6 y IV.7).

IV.1.2.5. Mioceno temprano

El Mioceno temprano fue definido fuera del área de estudio, al suroeste en los pozos COT-1X (Bejarano y otros, 1992 en Santiago y otros, 2014), AGL-1X (De Monroy y otros, 1997 en Santiago y otros, 2014) y SNO-1X (en Santiago y otros, 2014), de los campos Cutufito, Agua Linda y Sarare respectivamente. Este intervalo de tiempo fue extrapolado hacia el área de estudio e interpretado a partir de la ocurrencia dada por la primera aparición del fósil +*P. pachydermatus* y la última aparición del fósil +*R. angelicus*. De esta manera se interpreta por registro de pozo el contacto Mioceno temprano – Oligoceno a una profundidad de 6115 pies en el pozo A1.

IV.1.2.6. Mioceno medio - tardío

El intervalo no se pudo diferenciar ya que esta sección esta constituida por sedimentos molásicos, carentes de microflora. Los estudios regionales y bioestratigráficos previos incluyen esta sección Mioceno medio-tardío, presentando intervalos con un amplio rango en las zonaciones, complicando así la determinación de rango preciso de edad.

Por ejemplo en el pozo A3 a una profundidad de 1465 pies Carmona (2011) interpreta un rango de Mioceno sin diferenciar a partir de: *P. pachydermatus* y *C. euribei*. No obstante, en el pozo A1, (2030 -4153 pies) se puede inferir una edad de Mioceno tardío a medios tomamos en cuenta la microflora: *F. ornatus*, *B. ciriloensis*, *Jandufouria seamrogiformis*, *G. magnaclavata*, *K. waterbolki*. Continuando el mismo pozo a una profundidad de 5262 pies se describieron *C. columbianus*, *P. pokorny*, *M. annulatus*, *P. maculosus*, *M. franciscoi*, interpretados como Mioceno tardío a Oligoceno (Carmona, 2011) pero por posición estratigráfica podría ser interpretado Mioceno, ya que se encuentra por encima del Oligoceno.

Por otro lado, en el pozo A2, se identificó la microflora *G. magnaclavata* pero si usamos Muller y otros (1987) en Venezuela se infiere una edad de 1,77 -11,2 Ma. Interpretando el intervalo como Pleistoceno a Mioceno medio.

Finalmente, si extrapolamos por correlación esta sección molásica del pozo A2 al resto de los pozos del área, se interpreta un rango de edad Pleistoceno al Mioceno medio en toda el área de estudio (al este de la subcuenca de Apure). Aunque las incertidumbres de esta sección al igual que otras interrogantes podrán ser aclaradas en el análisis estratigráfico secuencial.

IV.2 MARCO TECTONOESTRATIGRÁFICO

IV.2.1 Identificación de estructuras y fallas principales en el área de estudio

Se interpretaron dos familias de fallas con geometrías de horst graben.

La primera familia, son fallas planas heredadas del tiempo de aperturas que cortan basamento, a través de paleo estructuras de zonas de debilidad previas (caso graben de San Fernando) paralelo a los andes de Mérida y reactivadas en el Mioceno (Figura N° IV.9 y 10). Esta primera familia son fallas normales, con sus correspondientes fallas antitéticas, en principio buzaban hacia el sureste y presentan una reactivación y generación de algunas fallas secundarias y antitéticas para tiempos del Mioceno.

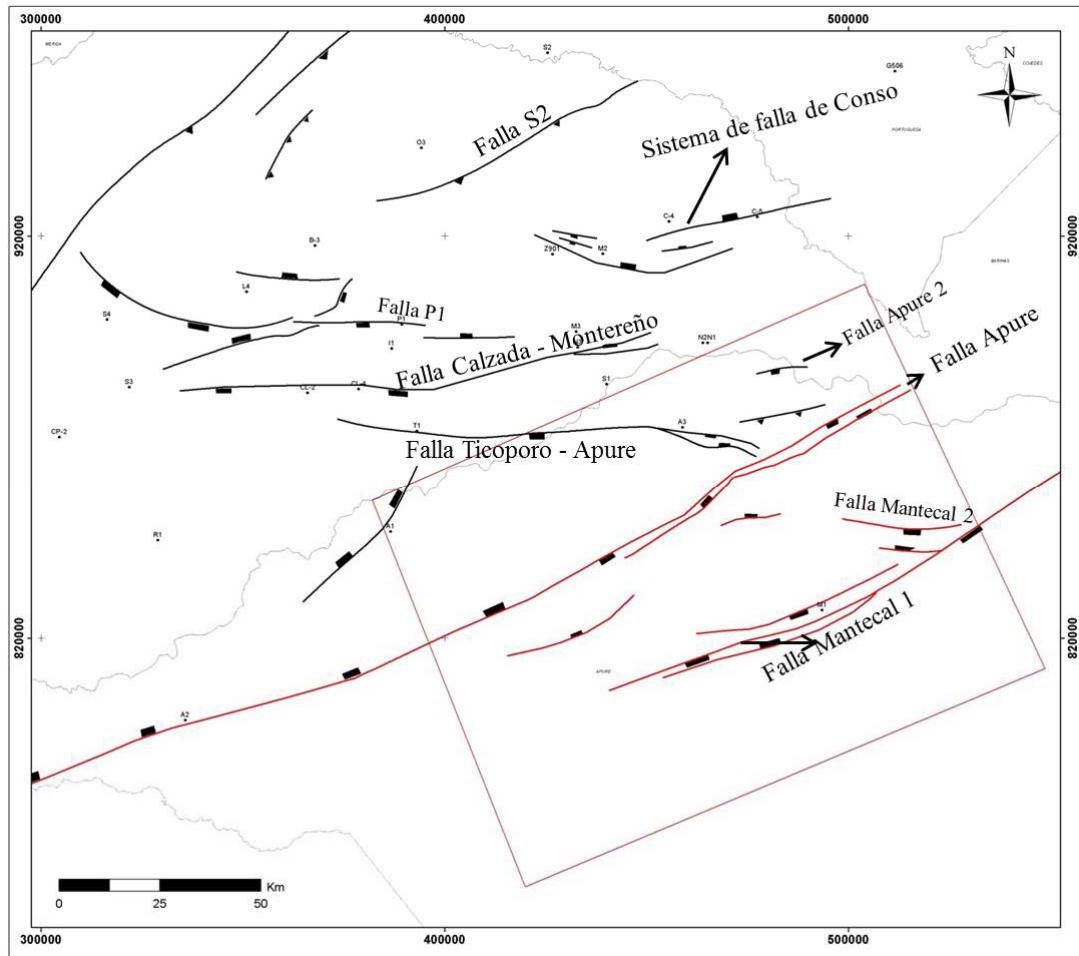


Figura N° IV.9. Mapa base de sismica disponible donde se muestran las principales fallas interpretadas del área de estudio. Nótese las fallas de color rojo que pertenecen a la primera familia de fallas y las fallas de color negro a la segunda familia de fallas.

La segunda familia, son fallas reactivadas o fallas inversas con pliegues asociados, de edad Eoceno medio, causado por la formación de las Napas de Lara.

En la figura N° IV.9 se observaron las dos familias de fallas descritas, la primera ubicada al sur, denominadas en este estudio sistema de fallas de Mantecal y sistema de fallas de Apure que presentan dirección suroeste-noreste, con componente normal de estructuras tipo graben de tiempos de fases de separación continental previa. La segunda familia ubicada al norte del área denominadas falla Calzada – Montereño, falla Ticoporo – Apure, falla P1, falla S2, falla Apure 2 y sistema de falla de Conso, tienen orientación noroeste-sureste con reactivaciones en el Eoceno medio.

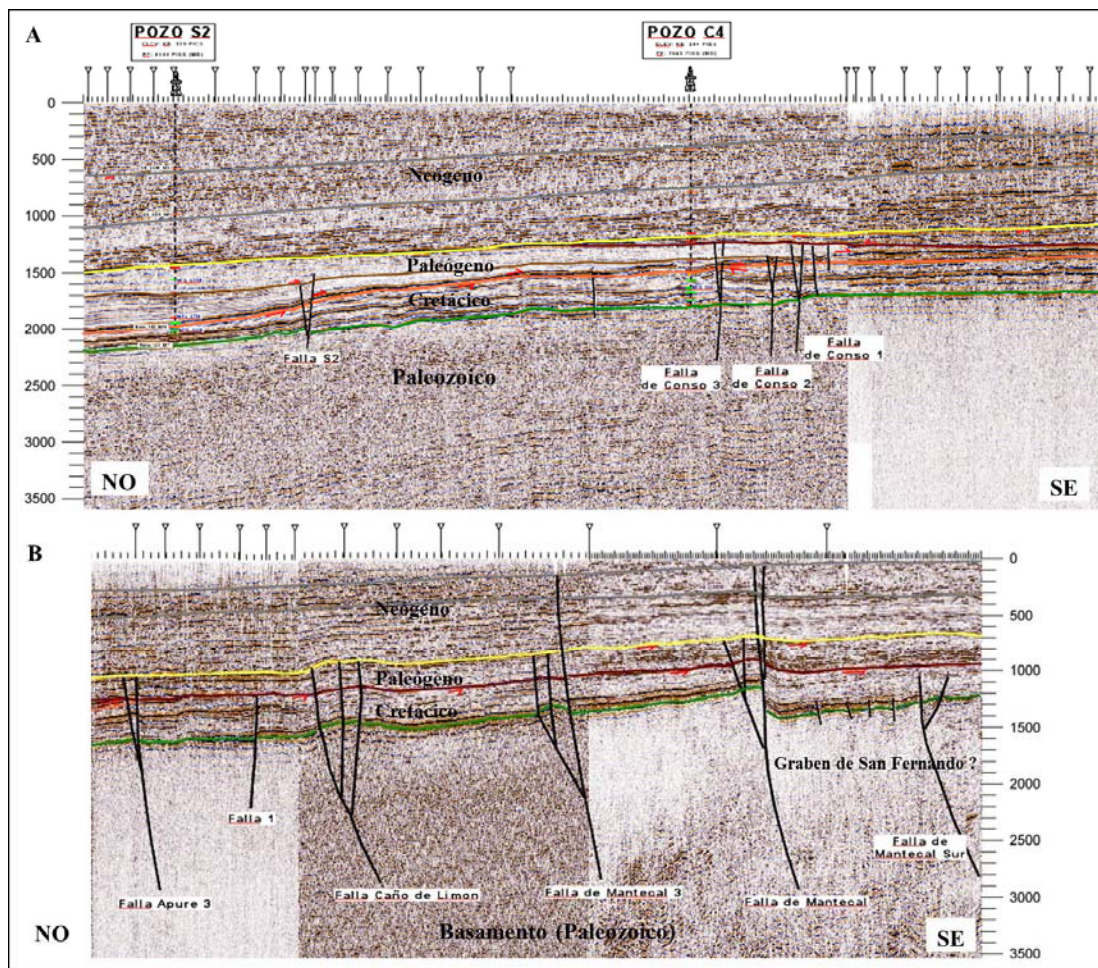


Figura N° IV.10. Interpretación sísmica estructural para la identificación de fallas en el área. Ejemplo tomado del Transecto NS1.

En la figura N° IV.10A (Anexo 1), en el norte del área se observa un sistema de corrimientos y fallas inversas con buzamiento al noreste referido al levantamiento de los Andes. En la figura N° IV.10B, en el sur del área se destaca la falla de Mantecal con salto normal y un teórico desplazamiento de transcurrencia, posiblemente esta falla es el límite norte del graben de San Fernando.

Estas familias de fallas pueden llegar a afectar toda la cobertura sedimentaria; el salto y buzamiento de éstas varía de una zona a la otra posiblemente asociado al componente transtensivo y transpresivo originado por el levantamiento de los Andes de Mérida a partir del Mioceno tardío.

IV.2.2 Reconocimientos de superficies estratigráficas

En la interpretación sísmo-estratigráfica, las terminaciones de reflexiones sísmicas estuvieron categorizadas por la interrelación de la geometría entre los reflectores y la superficie sísmica contra la cual terminan, entre ellas se identificaron terminaciones en *onlap* y truncaciones (Figuras N° IV.11 y IV.12). A su vez, estas terminaciones facilitaron la definición de las superficies estratigráficas para la definición de las secuencias de orden mayor en el área. En la integración de la interpretación sísmo-estratigráfica y secuencial de pozo, de la sección Cretácico – Neógeno se reconocieron las siguientes superficies claves: nueve (09) superficies máxima de inundación (MFS), dos (02) superficies de máxima regresión marina (MRS) y cuatro (04) discordancias.

A partir de las discordancias se determinaron los límites de secuencias de orden mayor tanto en pozo como en sísmica, asociando estos límites a ciclos mayores relacionados con eventos tectónicos, las cuales fueron evidenciadas por el desarrollo de superficies de truncaciones de alto relieve. Particularmente estas superficies se observaron cómo erosiones por truncaciones de una unidad más vieja (Figura N° IV.11.), hacia los altos de Apure (pozo A3), cercano a la falla de Apure y Mantecal (pozo M1), cercano a la falla de Mantecal.

Estas superficies discordantes fueron correlacionadas en intervalos de tiempo que coincidieron hacia el tope y base con los rangos de edad identificados en el marco biocronoestratigráfico (Cretácico, Eoceno medio, Oligoceno- Mioceno temprano, Mioceno medio – Pleistoceno; Figura N° IV.10), permitiendo la definición de secuencias de ciclos de orden mayor, las cuales serán descritas en la sección IV.2.3

En el área de estudio se determinaron superficies de máxima inundación (MFS) para ciclos de orden mayor correspondiente a los rangos cronoestratigráficos del Cretácico y Eoceno medio. Sin embargo, se definieron varias superficies de MFS para los ciclos de orden menor dentro de cada rango de edad definido, obteniendo cinco (5) superficies para el Cretácico, dos (2) para el Eoceno medio, una (1) superficies de inundación para el Oligoceno y otro para el Mioceno temprano.

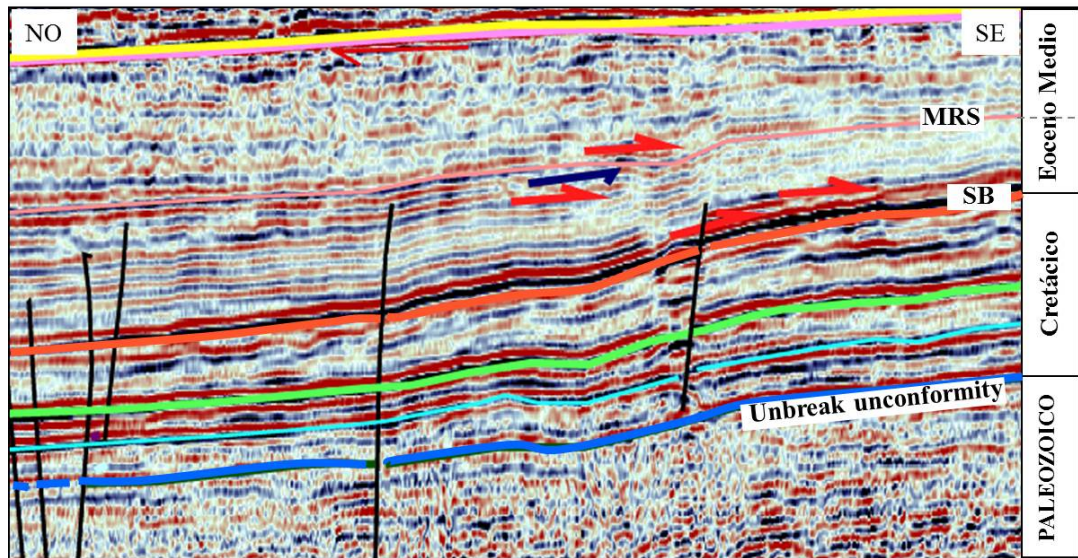


Figura N° IV.11. Identificación de terminaciones en la línea sísmica 2D, transecto sísmico NS-1. Se observa en flecha de color rojo las terminaciones en *onlap* y en flecha de color azul en truncación contra la superficie MRS y SB identificadas en el Eoceno medio.

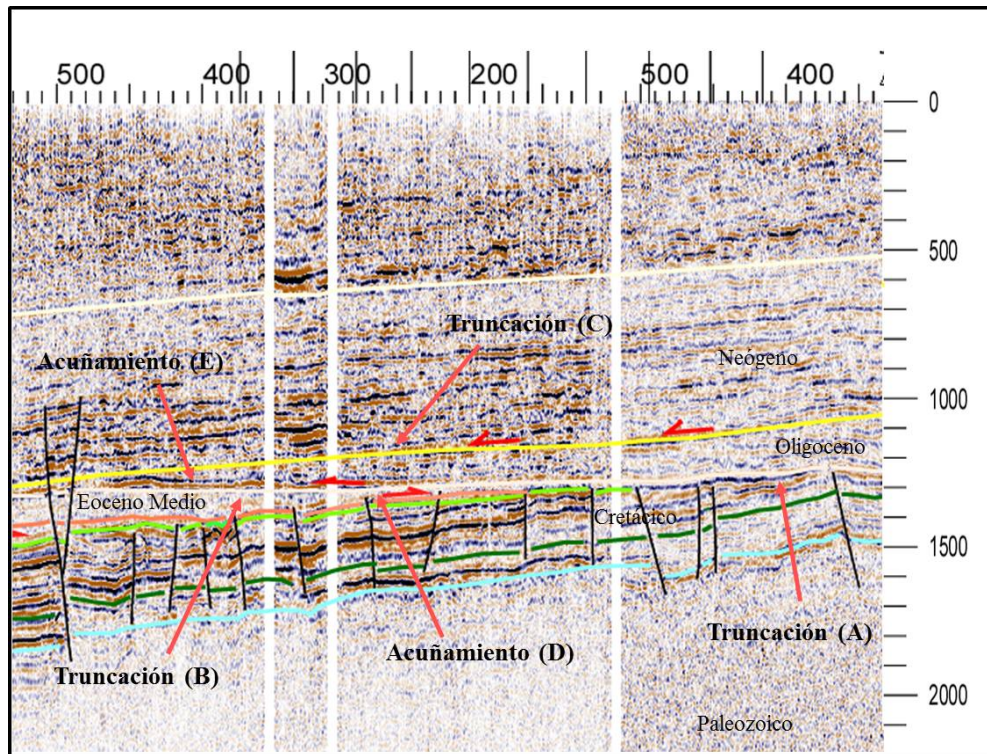


Figura N° IV.12. Identificación de terminaciones en la línea sísmica 2D. (A) Truncación al tope del Cretácico hacia el alto del apure. (B) Truncación al tope del Eoceno medio. (C) Truncación al tope del Oligoceno. (D) Acuñaamiento del Eoceno medio. (E) Acuñaamiento del Oligoceno causada por la base de erosiva del Mioceno medio.

Estas superficies MFS se lograron diferenciar usando el carácter electrográfico de los registros de potencial espontaneo y resistividad en la mayoría de los casos y GR en el pozo M1. También en algunas ocasiones fue calibrado con el dato sedimentológico cuando este lo permitía. Se destaca el hecho que debido a la no resolución o ausencia de foraminíferos en el área de estudio no se pudo usar el dato bioestratigráfico para ajustar estas superficies. Asimismo, en la sección del Eoceno medio y Mioceno temprano se determinaron dos superficies regresivas respectivamente, definidas como superficie de máxima regresión (MRS), determinadas del análisis de electrofacies de registro de pozo (GR o SP), a partir de un patrón de apilamiento grano creciente, delimitadas al final de un evento regresivo (Figura N° IV.13).

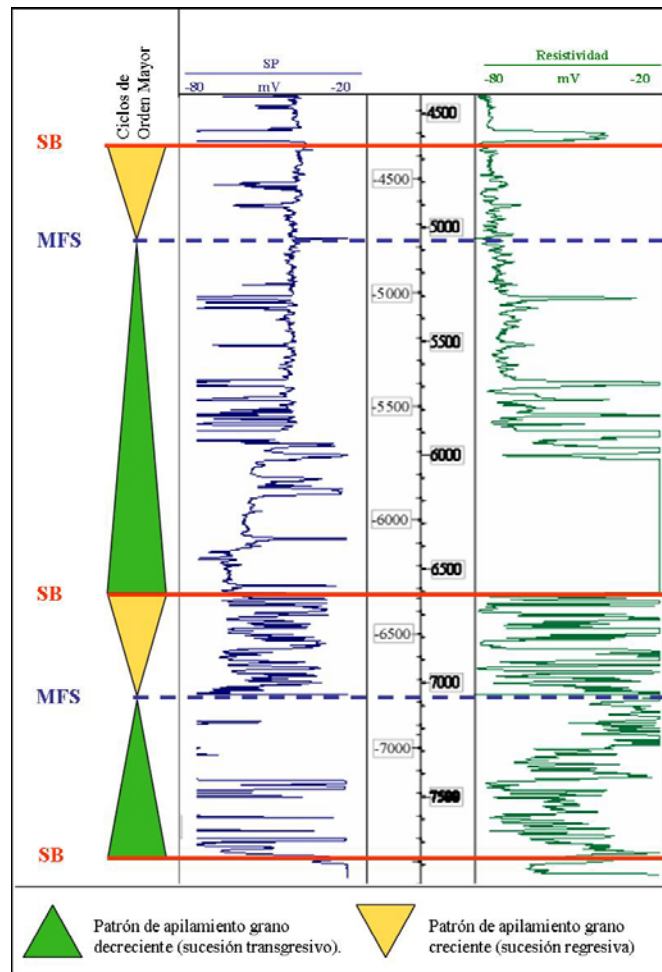


Figura N° IV.13. Definición de superficies estratigráficas a partir del análisis de electrofacies. Ejemplo tomado del pozo A2.

Estas superficies MRS fueron consideradas como ciclo de orden menor y fueron definidas, una a principios del Mioceno temprano en los pozos A1 y A2. La otra superficie fue identificada hacia la parte superior del Eoceno medio, pero está ausente en el área de estudio, sin embargo fue establecida en los pozos de Bejucal en Santiago y otros (2014) y correlacionada hacia los pozos de influencia de los campos Obispo y Sabaneta.

IV.2.2.1. Datación de superficies estratigráficas

A partir de las superficies cronoestratigráficas determinadas y calibrada con la escala del tiempo de Grandstein y otros (2012), se dataron las superficies estratigráficas identificadas (MFS, SB y MRS), representadas en la tabla N° IV.1.

Tabla N° IV.1. Cuadro de datación de superficies estratigráficas de orden mayor y menor.

Superficies Cronoestratigráficas	Superficies de Orden mayor	Superficies de Orden menor	A1	A2	A3	C4	C5	M1	I1	Z901	O3	S1
MIOCENO TEMPRANO OLIGOCENO	MFS (16.9 Ma)	MFS_4 (16.9 Ma)	SE	P	SE	SE	SE	SE	P	SE	SE	SE
		MRS_2 (21.4 Ma)	SE	P	SE	SE	SE	SE	P	SE	SE	SE
		MFS_3 (30.5 Ma)	P	P	P	P	P	P	P	P	SE	SE
	SB (32 Ma)	SB (32 Ma)	P	P	P	P	P	P	P	P	SE	SE
EOCENO MEDIO	MFS (40.4 Ma)	MFS_2 (40.4 Ma)	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	P	P
		MRS_1 (42.4 Ma)	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	SE	P	P
		MFS_1 (46.8 Ma)	SE	SE	SE	P	P	SE	SE	P	P	P
	SB (49 Ma)	SB (49 Ma)	SE	SE	SE	P	P	SE	P	P	P	P
CRETÁCICO	MFS (88.8 Ma)	SG_MFS-5 (69 Ma)	P	SE	SE	P	SE	SE	SE	SE	P	P
		SG_MFS-4 (83.6 Ma)	P	P	SE	P	P	SE	SE	P	P	P
		SG_MFS-3 (88.8 Ma)	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
		SG_MFS-2 (93.6 Ma)	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
		SG_MFS-1 (99.9 Ma)	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P
	SB (111.2 Ma)	SB (111.2 Ma)	P	P	P	P	P	P	P	P	P	P

P	Superficie Penetrada
SE	Superficie Erosiona

IV.2.3 Modelo secuencial y definición de secuencias estratigráficas

El modelo secuencial fue definido de acuerdo a los principales controles que actuaron sobre la sedimentación de la cuenca (CBA), como son: tectónica y eustasia principalmente. Estableciéndose una división tectonoestratigráfica compuesta, de mayor a menor orden jerárquico, por: Tectonosecuencia, Unidad Depositacional y Secuencia.

Basando en esta configuración y tomando en cuenta la historia geológica de la Cuenca Barinas Apure se definieron tres (3) fases tectónicas, empezando por la fase de apertura continental o *rifting*, correspondiente al período Jurásico, luego una fase de enfriamiento térmico relacionado a un margen pasivo de edad Aptiense – Maastrichtiense y finalmente varias fases o pulsos tectónicos del margen activo que abarcan el periodo Paleógeno y Neógeno.

Todas estas fases tectónicas definen Tectonosecuencia Mesozoico - Cenozoico (TS-MC), considerada como el ciclo jerárquico de orden mayor correspondiente a un ciclo de evento tectónico completo (apertura, enfriamiento termal, margen activo), y cada fase tectónica se caracterizó por un tipo de cuenca en particular, generando o subdividiendo la tectonosecuencia TS-MC en varias unidades depositacionales, y a su vez en secuencias de orden menor.

En otras palabras, en dicha tectonosecuencia se definieron cinco (5) Unidades Depositacionales, las cuales fueron denominadas: Unidad Depositacional de Apertura (UDA), Unidad Depositacional de Margen Pasivo (UDMP), Unidad Depositacional de Margen Actico del Eoceno medio (UDMA-EM), Unidad Depositacional de Margen Actico del Oligoceno – Mioceno Temprano (UDMA-OMT) y Unidad Depositacional de Margen Activo del Mioceno Medio – Pleistoceno (UDMA-MMP).

Estas unidades depositacionales son consideradas de segundo orden, con un control principalmente tectónico y corresponden a la sucesión de sedimentos depositadas bajo diferentes alteraciones de la cuenca, que representan unidades depositacionales limitadas por discordancias regionales importantes, presentando un cambio o quiebre importante en el registro sedimentario representado con un *hiatus*.

A continuación se describirán las unidades depositacionales y secuencias definidas en este estudio para la tectonosecuencia TS-MC por cada fase tectónica (Tabla N° IV.2):

Tabla N° IV.2. División del análisis secuencial en el área de estudio.

Tectonosecuencia / Fase Tectónica		Unidad Deposicional	Superficies de Orden mayor	Secuencias	Superficies de Orden menor	Cronoestratigrafía		
TS-MC	Margen Activo	UDMA-MMP	SB_UDMA-MMP	SDII_MA	SB_SDII	Mioceno Medio- Pleistoceno		
				SDI_MA	SB_UDMA-MMP			
		UDMA-OMT	SB_UDMA-OMT	STRIV_MA	MFS_STRIV MRS_STRIV	Mioceno Temprano		
				STRIII_MA	MRS_STRIV MFS_STRIII SB_UDMA-OMT			
	Margen Pasivo	UDMP	MFS_UDMP	SB_UDMP	SGV_MP	MFS_SGV	Cretácico	Maastrichtiano - Campaniano
					SGIV_MP	MFS_SGIV		Santoniano - Coniaciano
					SGIII_MP	MFS_SGIII		Coniaciano - Turoniano
					SGII_MP	MFS_SGII		Cenomaniano
					SGI_MP	MFS_SGI		Albiano - Aptiano
					SGI_MP	MFS_SGI SB_UDMP		
Apertura	UDA					Jurásico / Paleozoico?		

— Discordancia de secuencias de Orden mayor
— Superficies de máxima inundación

IV.2.4 Fase de expansión oceánica (*rifting*)

IV.2.4.1. Unidad Deposicional de Apertura (UDA)

Como resultado de la fase de apertura continental al inicio de la Tectonosecuencia TS-MC (Tabla N° IV.2), la UDA fue el relleno de los diferentes grábenes (surco de Uribante y graben de San Fernando) generados durante la fase de expansión oceánica ocurrida durante la era Mesozoica, denominados en este trabajo unidad depositacional UDA, cuyo rasgo estratigráfico predominante es la presencia de capas rojas con rocas volcanoclásticas y lavas (Chigné y otros, 1996).

Los rellenos de esta unidad, de acuerdo a Parnaud y otros (1994), están referidos al periodo Jurásico, sin embargo Valdez y otros (1992), Audemard y otros (2002) y Santiago y otros (2014) plantea que la fase de *rift* se inicia para el periodo del Triásico, el cual será adoptado en este trabajo, ya que no existe una buena datación del inicio de la unidad en la cuenca. Por otro lado, el límite superior de la unidad, autores como Renz (1957) y trabajos más recientes de Zavala y otros (2011) y Santiago y otros (2014) señala que el relleno final del surco de Uribante corresponde a la sedimentación de la Formación Río Negro, interpretando el fin de la Unidad de

Apertura en Barremiense. Debo resaltar que este surco se encuentra en el oeste de la subcuenca de Apure, por consiguiente ausente del área de estudio.

En el área de estudio, se encuentra el graben de San Fernando, ubicado al sur de la falla de Mantecal. Este graben si tomamos en cuenta el trabajo de Quijada (2012), quien propone una posible extensión del graben de Arauca hacia Venezuela, lo cual sugiere una conexión entre los grabenes de San Fernando y Arauca (Figura N° IV.14).

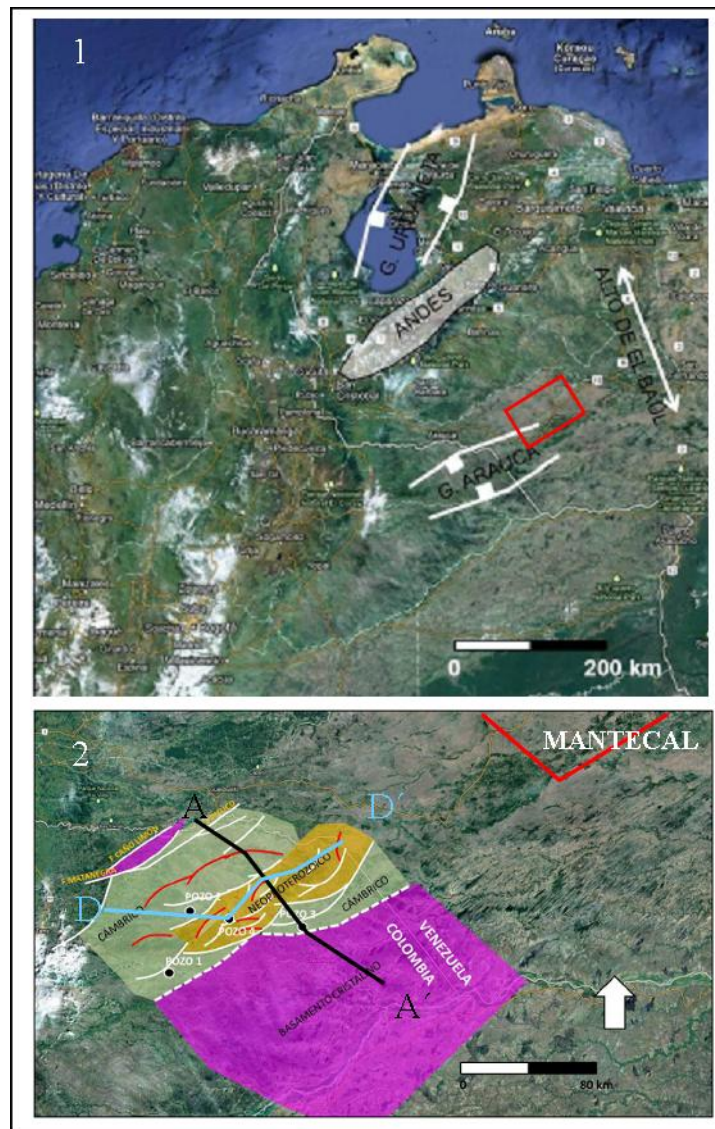


Figura N° IV.14. 1) Posible extensión del graben de Arauca (Colombia) hacia el área de Mantecal en Venezuela. 2) Esquema general de subafloramientos contra la base del Cretácico (Tomado de Quijada, 2012).

No obstante, usando los datos de Quijada (2012), se deduce que el graben de San Fernando podría ser de la era Paleozoica y/o Neo-proterozoico, y pertenecería a una tectonosecuencia previa de edad Neo-proterozoico- Paleozoico, tomando en cuenta la resolución bioestratigráfica obtenida de los cuatros pozos perforados en el graben de Arauca, que arrojaron edades del Cámbrico–Ediacaran. Estos pozos también aportaron datos sedimentológicos destacando interpretaciones de paleoambientes marino someros, muy cerca de la línea de costa.

IV.2.5 Fase de Margen Pasivo

IV.2.5.1. Unidad Depositacional de Margen Pasivo Cretácico (UDMP)

La unidad UDMP presenta un paquete de reflectores con geometría de espesores predominantemente paralela, tabular y fallas normales planas con rotación y buzamiento hacia el sureste, con sus correspondientes fallas antitéticas, denominado familia de falla 1 (Figuras N° IV.10 y N° IV.15). Esta familia de fallas fue reactivada en los diferentes pulsos tectónicos posteriores, generados por la tectónica andina en el Mioceno medio hasta el reciente. En el este de la subcuenca de Apure, esta unidad comenzó con depósitos agradantes de facies de areniscas a la base, de edad Albiense, en una secuencia transgresiva que progresivamente va pasando a facies lutíticas con intercalaciones de areniscas, alcanzando la mayor profundización a principios del Coniaciense, interpretándose la superficie de máxima inundación de la unidad, denominada MFS_UDII. Justo por encima de esta superficie empieza un evento regresivo que termina a finales del Maastrichtiense en ambientes que progresivamente pasaron a ambientes más someros. Desde el punto de vista sísmico la parte basal de la unidad muestra un paquete con reflexiones paralelas, continuas, con fuerte contenido de energía de reflexión y hacia el tope se observa una superficie discordante de erosión por truncación (Figuras N° IV.12 y IV.16).

En la figura N° IV.16, Nótese la truncación de la UDMP al igual que el contacto discordante entre UDMP (Cretácico) y basamento Paleozoico que correspondería a una Tectonosecuencia previa a la TS-MC.

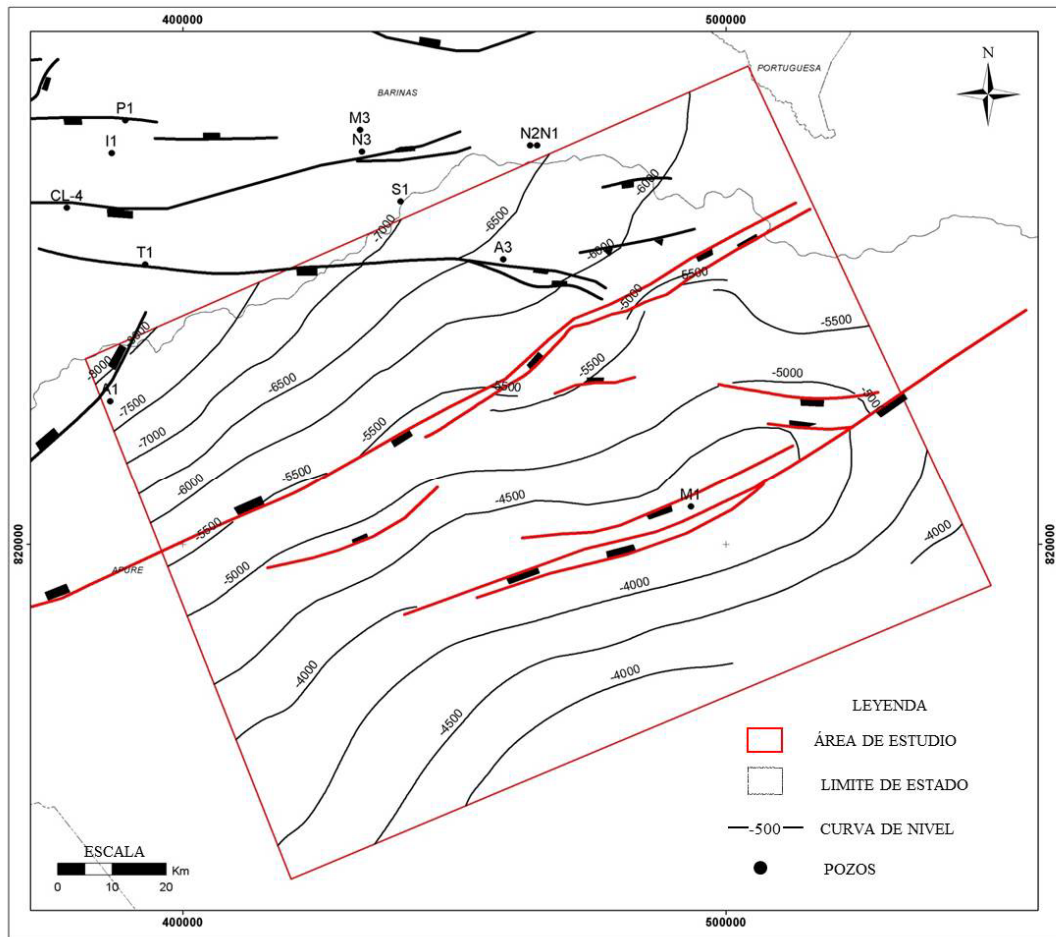


Figura N° IV.15. Mapa estructural a la base de la unidad UDMP.

La unidad UDMP está delimitada a la base por la discordancia (*break-unconformity*) Paleozoico - Cretácico Temprano (Albiense) determinada en los pozos del este de la subcuenca (A1, A2, A3 y M1) (Anexos 1, 2, 3, 4, 5 y 6). Ya que en estos pozos se reconoció hacia la base una sección de rocas metamórficas (esquitos) inyfraciendo en contacto discordante con los sedimentos del Cretácico. Con respecto al límite superior, al tope de la unidad se ubica una discordancia que habría truncado un importante espesor, reconocido en toda el área de estudio. Esta discordancia erosiona hasta el Campaniense al norte del área, llegando hasta el Coniaciense hacia el sur (Mantecal). Así mismo esta discordancia presenta un *hiatus* que se extiende hasta el Eoceno medio u Oligoceno (Figuras N° IV.10).

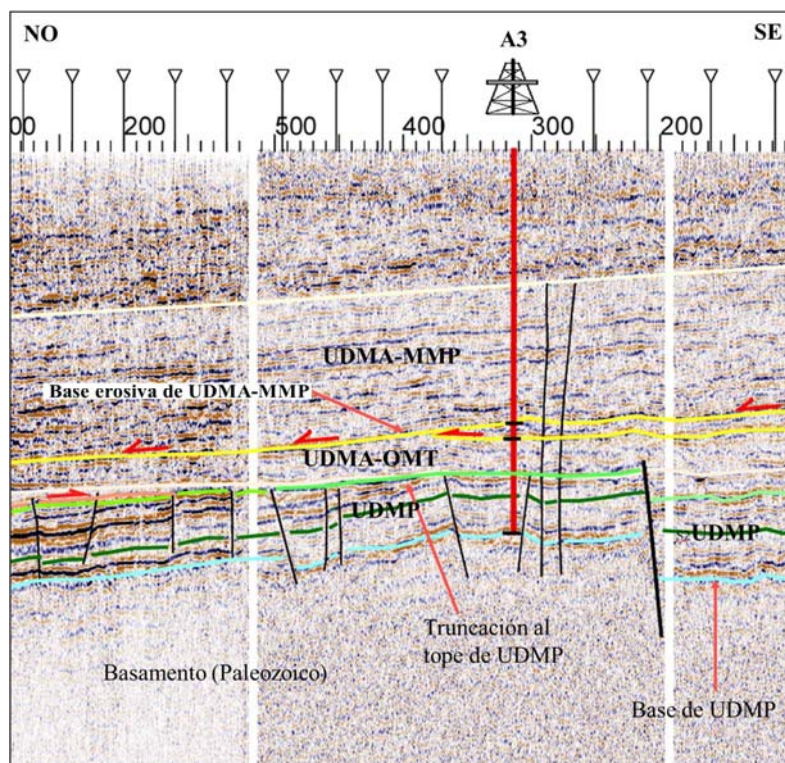


Figura N° IV.16. Definición de superficies estratigráficas y secuencias a partir del análisis sísmico. Ejemplo tomado de la línea sísmica 2D, cercana al pozo A3.

En el este de la subcuenca de Apure la unidad UDMP presenta una paleobatimetría transicional que profundiza hacia el norte, en la subcuenca de Barinas (Figura N° IV.17). Ahora bien, el espesor promedio que posee la unidad es de 1350 pies, que varía de 1000 pies en el sur del alto de Mérida (pozo A3), pasando a 1857 pies hacia el oeste del área de estudio en los bajos estructurales (pozo A1) y de más de 1400 pies en dirección este en los pozos de la zona de Conso, que rápidamente disminuye por erosión hacia el alto de El Baúl (Figura N° IV.18; Anexos 7 y 8).

Igualmente se aprecia un aumento de espesor al norte del pozo Z901 producido probablemente por la falla de Conso 4 que pudo generar espacio de acomodación a principios de la depositación del margen pasivo (Figura N° IV.19; Anexos 1 y 2). De igual forma ocurre al sur de la falla de Mantecal que existe mayor espacio de acomodación producto de cierta actividad de esta falla que para finales del tiempo de la depositación de la UDMP, que presentaba una componente normal (Figura N° IV.20; Anexo 3).

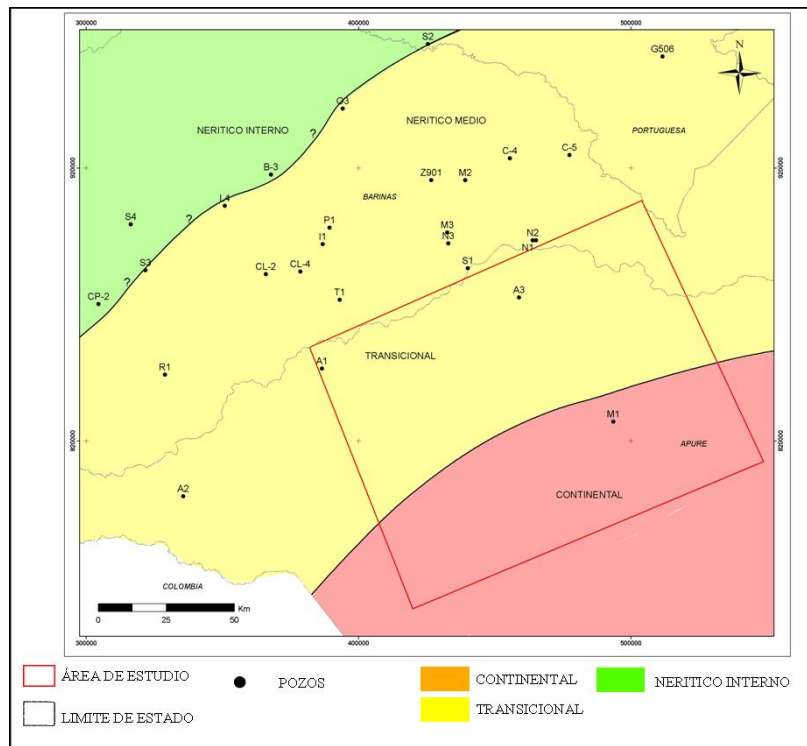


Figura N° IV.17. Mapa paleobatimétrico de la unidad UDMP.

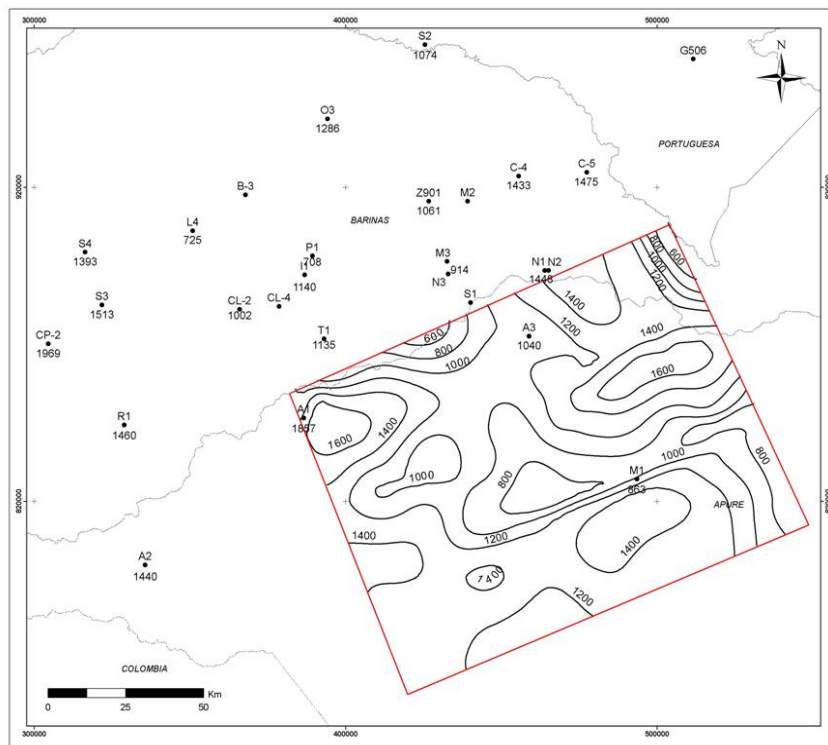


Figura N° IV.18. Mapa de espesor de la unidad UDMP.

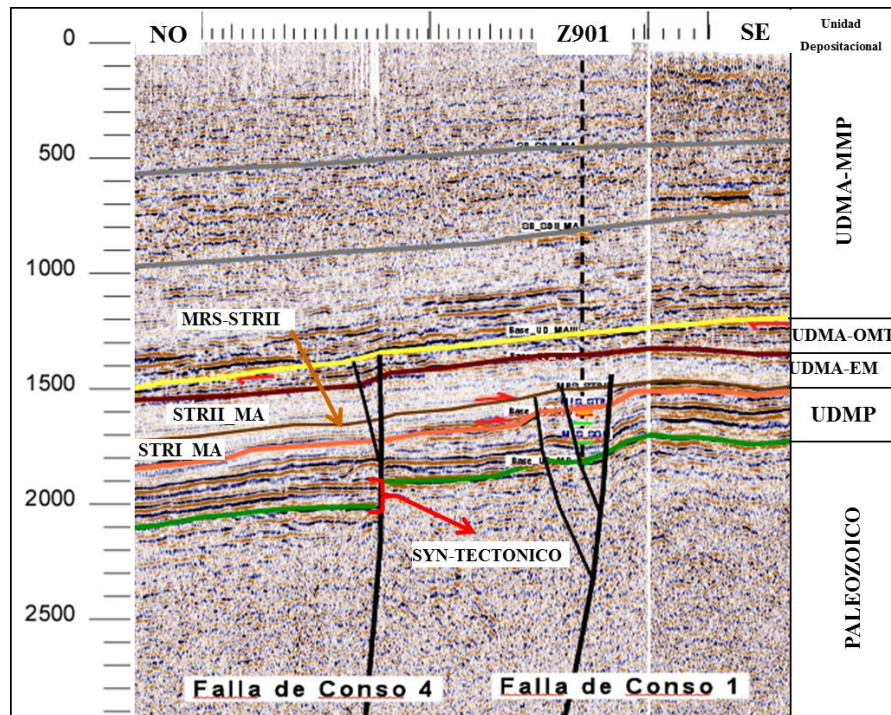


Figura N° IV.19. Imagen de la interpretación sismo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA cercano a la zona de influencia del pozo Z901. Obsérvese el aumento de espesor (150 ms) de la unidad UDMP al norte de la falla de Conso 4 denotado con un corchete de color rojo.

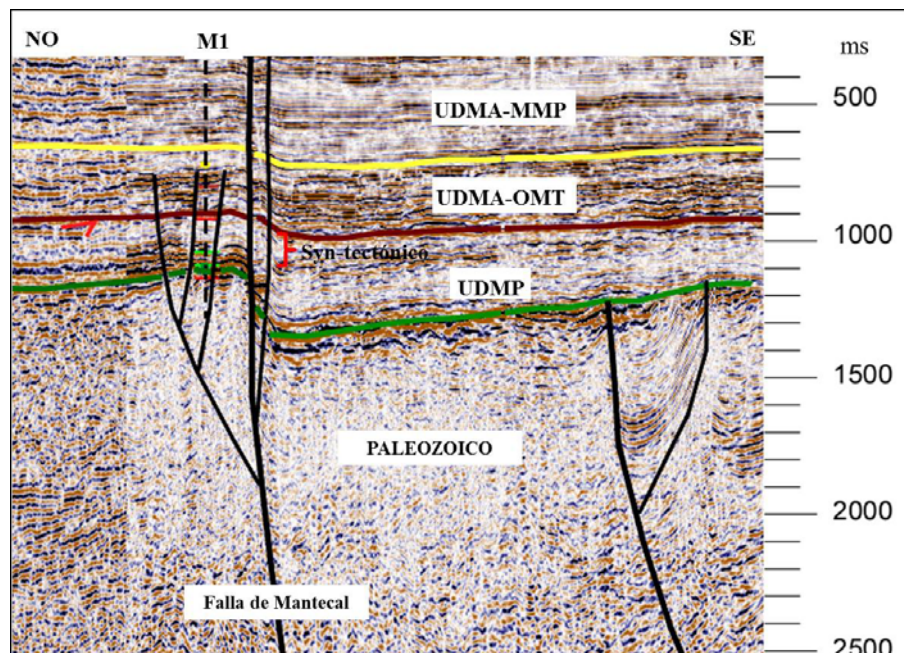


Figura N° IV.20. Imagen de la interpretación sismo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA cercano al pozo de influencia de M1. Obsérvese el aumento de espesor (>100 ms) de la unidad UDMP al sur de la falla de Mantecal denotado con un corchete de color rojo.

Esta fase de margen pasivo en comparación con los trabajos de Parnaud y otros (1994) quienes plantearon una Supersecuencia que finalizó en la base del Maastrichtiense y en Audemard y otros (2002), establecieron una secuencia depositacional finalizó al tope del Campaniense. A diferencia de Valdez y otros (1992) quienes establecieron tres (3) unidades depositacionales para esta fase tectónica, aunque coincidía con Audemard y otros con respecto al fin del margen pasivo. Sin embargo en la CBA no se observaron elementos que demostraran tal hecho. Finalmente la UDMP definida en este trabajo correspondería a la unidad depositacional UDII de Santiago y otros (2014), la cual finalizó a tope del Maastrichtiense.

En la unidad UDMP, la sedimentación fue producto del margen pasivo que prevaleció en el área durante el periodo Cretácico, y de acuerdo a este tipo de ambiente tectónico, los depósitos sedimentarios se engrosaron hacia el centro de la cuenca, no presentaron discordancias internas y el factor eustático fue predominante y estable, generando superficies de inundación cartografiables en toda la cuenca. Por lo tanto del análisis estratigráfico secuencial se diferenciaron ciclos de intervalos de profundización o de transgresión, interpretándose cinco (5) secuencias de orden menor basado en el modelo de secuencias genético de Galloway (1989), las cuales son: SGI_MP, SGII_MP, SGIII_MP, SGIV_MP y SGV_MP (Figura N° IV.21; Anexos 2, 4 y 6). Para estas secuencias genéticas los límites se establecieron por las superficies de máxima inundación (MFS) al tope y a la base, es decir quedando limitada entre dos MFS y la nomenclatura convenida para denominar a la superficie MFS fue “MFS_SG”.

A continuación se describirán las secuencias genéticas interpretadas:

Secuencia Genética I del Margen Pasivo (SGI_MP): Es una secuencia trasngresiva caracterizada por una alta radioactividad depositada en la parte basal de la UDI (Figura N° IV.21). Esta secuencia se encuentra limitada en la base por el basamento de la era Paleozoica, identificado en los pozos del área (A1, A2, A3 y M1) y hacia el

tope por la superficie de MFS_SGI, ubicando a la secuencia en una edad que abarca del Albiense hasta la base del Cenomaniense.

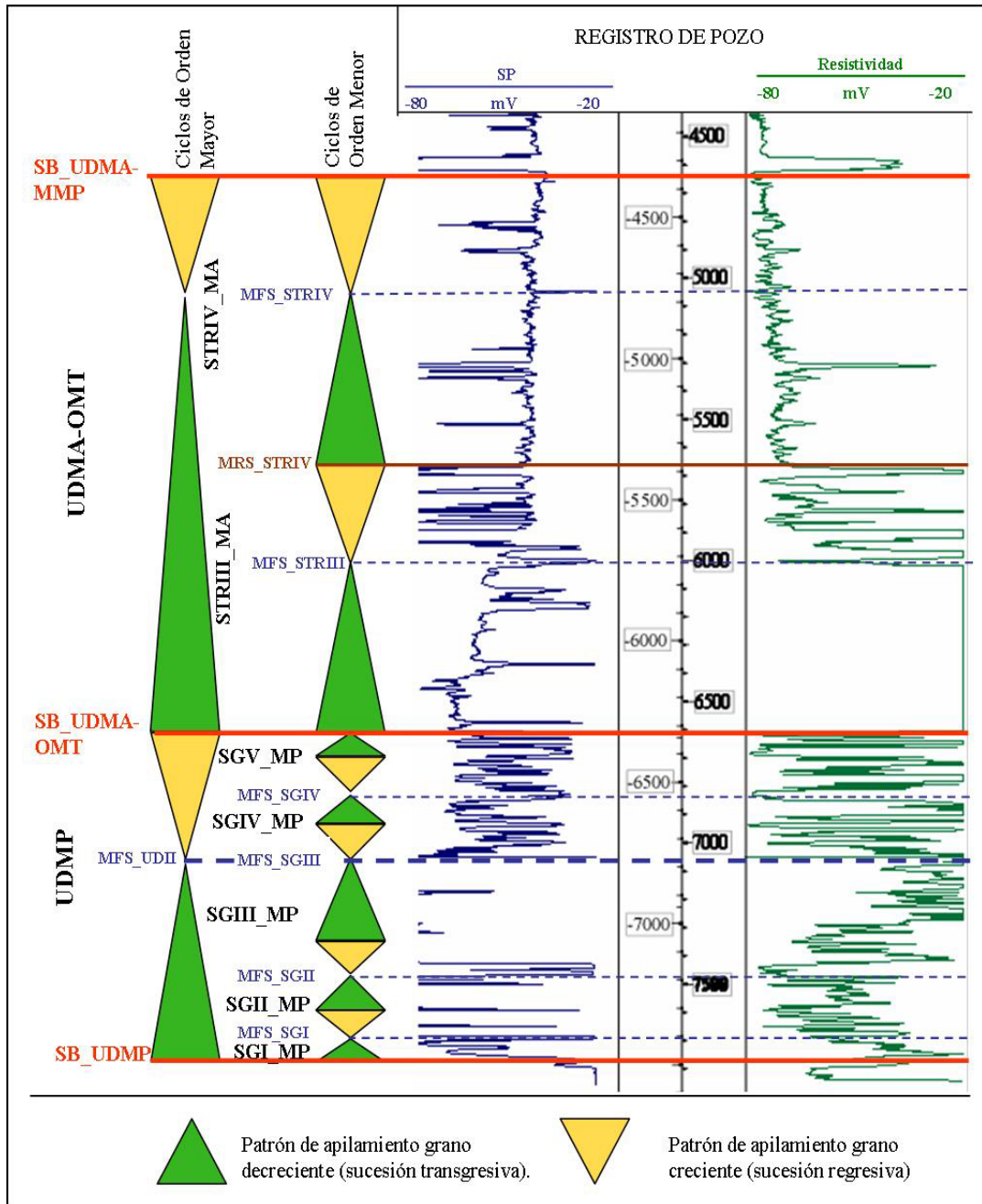


Figura N° IV.21. Análisis estratigráfico secuencial para la determinación de unidades depositacionales y secuencias genéticas en la fase de margen pasivo (Cretácico). Ejemplo tomado del pozo A1.

Secuencia Genética II del Margen Pasivo (SGII_MP): Esta es una secuencia agradante hacia la base de acuerdo al comportamiento cilíndrico de facies de areniscas observado en la electrofacies característica de la unidad que cambia abruptamente a un comportamiento transgresivo, retrogradante, más arcilloso, de mayor profundización hacia la parte central y sur del área de estudio, donde se ubicó la superficie MFS_SGII, justo por debajo de la caliza (Escandalosa O) hacia el norte, en los pozos del área de Conso. La SGII_MP se encuentra limitada entre la MFS_SGI (edad estimada de 99,9 Ma) a la base y MFS_SGII (edad estimada a 93,6 Ma) al tope, colocando la secuencia dentro del Cenomaniense (Figura N° IV.21).

Secuencia Genética III del Margen Pasivo (SGIII_MP): es una secuencia de eventos agradantes y apilados hacia el sur de área de estudio, específicamente del alto de Apure (cerca del pozo A3) y hacia Mantecal, característico de ambientes continentales a transicionales, donde existe un predominio de facies de areniscas. Aunque esta secuencia en la parte superior, tiene un comportamiento ligeramente diferente, más transgresivo a medida que avanzamos al norte, cuenca adentro, fuera del área de estudio, desde la zona de Conso hacia los campos de Sabaneta y Obispo, producto del episodio transgresivo que afectó la cuenca para la edad del Turoniense, alcanzando la mayor profundización ocurrida durante la fase de margen pasivo y depositándose las rocas madres por excelencia en norte de Suramérica. En el oeste del área de estudio (pozo A1; Anexo 6) la secuencia es más regresiva en la parte inferior y luego pasa a ser transgresiva hacia la parte superior. La secuencia SGII se encuentra limitada a la base por la superficie MFS_SGII, con una edad estimada a 93,6 Ma, y al tope por la superficie MFS_SGIII, con una edad estimada de 88,8 Ma, posicionando a la secuencia en una edad de Turoniense a Coniaciense basal.

Secuencia Genética IV del Margen Pasivo (SGIV_MP): es una secuencia que comienza con un evento regresivo en la parte basal, pasando hacia la parte media superior de la secuencia a una sucesión transgresiva con bajo aporte sedimentario produciendo una retrogradación, que alcanza el límite superior de la secuencia correspondiente a la superficie MFS_SGIV con una edad estimada de 83,6 Ma. A

diferencia hacia el sur, en el alto de Apure (pozo A3) la secuencia a la base es agradante posiblemente producto de la alta tasa de sedimentación, cercano a la fuente de aporte, en ambientes transicionales a continentales. La secuencia SGIV_MP tiene una edad de Coniaciense a Santoniense.

Secuencia Genética V del Margen Pasivo (SGV_MP): es una secuencia que comienza con una sucesión regresiva a la base pero con alto aporte de sedimentos la cual pasa a ser agrandante hacia la parte media y superior asociado a un evento transgresivo en la cuenca para ese tiempo, el cual finaliza con la superficie MFS_SGV (con una edad estimada de 66 Ma) que determina el límite superior de esta secuencia (Figura N° IV.21). La secuencia SGV_MP tiene una edad que va desde Campaniense hasta la base del Maastrichtiense (69-66,6 Ma de acuerdo con la escala de Grandstein y otros, 2012).

Finalmente, en el área de Mantecal estas dos últimas secuencias genéticas (SGIV_MP y SGV_MP) se encuentran ausentes por erosión (Anexos 3 y 4).

IV.2.5.1.1 Caracterización de la facies sísmica de la Unidad Depositacional UDMP en el área de Mantecal

En general, esta unidad presenta reflexiones ligeramente continuas con bajo contenido de energía (frecuencia), truncadas hacia el tope de la unidad por la erosión del Paleoceno – Eoceno tardío. Aunque aquí la parte basal de la unidad (secuencia SGI) muestra un par de reflexiones paralelas, continuas, con fuerte contenido de energía de reflexión producto del contraste de impedancia del contacto basal de rocas sedimentarias cretácicas y rocas meta-sedimentarias del Paleozoico (Figura N° IV.22). Este contacto fue detectado en el pozo M1 en el cual se observó en las descripciones realizadas de las muestras de ripios y pared (Figura N° IV.30).

En la figura N° IV.23, muestra parte de la interpretación sismoestratigráfica al sur de la falla de Mantecal, destacando en la unidad UDMP, el círculo de color azul oscuro fuertes reflexiones producto del contraste de impedancia del contacto basal de la unidad; el círculo azul claro presenta el reflector típico de las secuencias genéticas de

la parte media y basal de esta unidad; en el círculo amarillo se observa una sección con un aumento en la energía del reflector interpretado como la secuencia SGIV, solo preservada al sur de la falla de Mantecal.

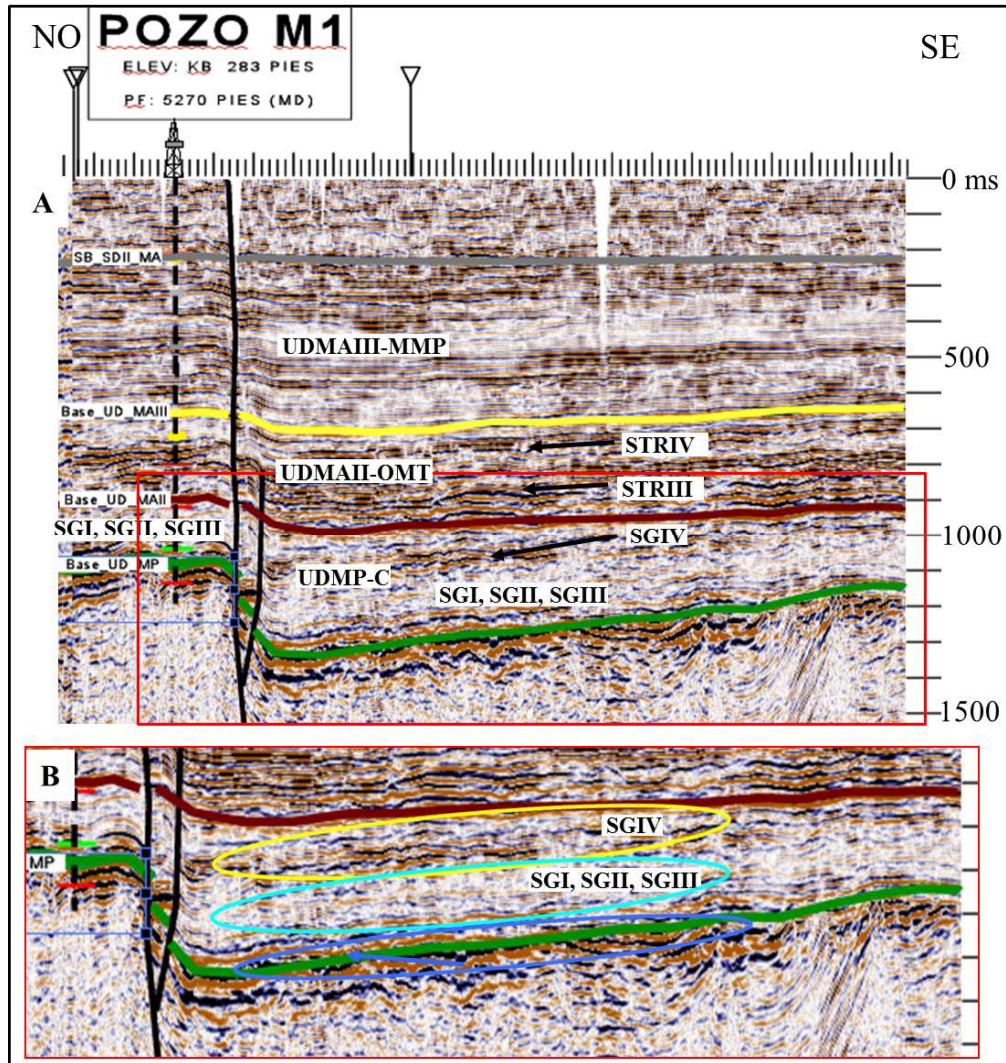


Figura N° IV.22. A. Interpretación sismo-estratigráfica del transecto sísmico 2 en la zona de Mantecal. Nótese las fechas de color negro que señalan el carácter de los reflectores sísmico para cada unidad. B. Imagen ampliada, donde los círculos de colores muestran los diferentes agrupaciones de paquetes de reflexiones sísmicas con características similares.

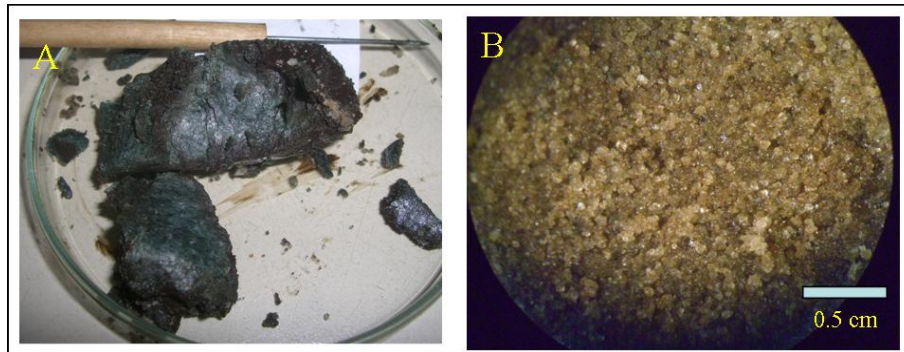


Figura N° IV.23. Muestras de pared tomadas en el pozo M1. A. muestra de pared a 5144 pies profundidad que demuestra las características de metamorfismo de bajo grado que presenta el basamento en el área de Mantecal. B. muestra de roca sedimentaria de arenisca tomada en la unidad UDMP (Tomado de Dicepola y otros, 2013).

De acuerdo con el análisis secuencial de sísmica, pozo y núcleo del pozo M1 (Figura N° IV.24) ubicado en el bloque levantado del lado norte de la falla de mantecal, se observaron espesos cuerpos apilados y homogéneos de arenisca gruesa a media, incluso hasta microconglomerado, depositados en ambientes continentales de sistemas fluviales, sin intercalaciones de otras litologías que logren un contraste de impedancia en la parte media y superior de la unidad (SGII-MP y SGIII-MP). Justificando posiblemente de esta manera, la baja energía que presenta los reflectores en esta zona, mas aún si lo comparamos con la parte norte de la subcuenca de Barinas donde los reflectores son continuos y con alta energía de reflexión producto de depósitos más finos de ambientes marinos someros (Anexos 1 y 3), en donde si existe una variación más importante de litologías.

Podemos destacar que en el bloque deprimido del lado sur de la falla de Mantecal hacia el tope de la unidad posiblemente se encuentra preservado parte de la Secuencia Genética IV (SGIV-MP) evidenciados por un grupo de reflectores sísmicos poco continuos pero con una mayor de energía en el reflector sísmico, interpretado como un sistema deltaico, comparado con las secuencias SGI-MP, SGII-MP y SGIII-MP (Figura IV.22B) interpretado como sistemas depositacionales fluviales (Figura N° IV.24).

Esta secuencia SGIV-MP que nunca ha sido perforada por ningún pozo en el área, debido al tipo de ambientes marinos someros, podría haber una mayor intercalación

de arenisca y lutitas, típico de la parte basal de la Formación Navay, lo cual favorecería a la roca sello del sistema petrolífero.

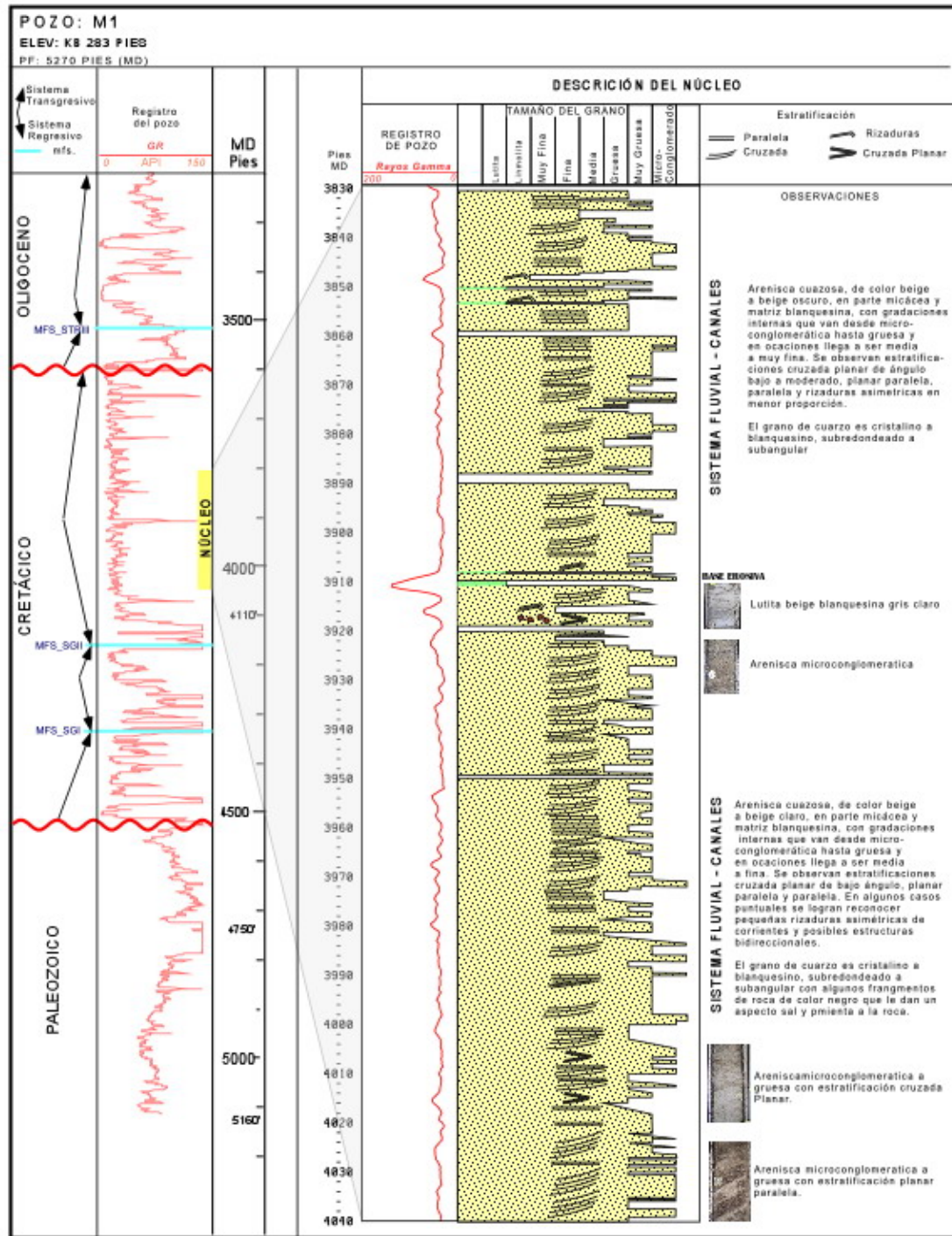


Figura N° IV.24. Descripción sedimentológica del núcleo del pozo M1.

IV.2.6 Fase de Margen Activo

En la de Cuenca Barinas Apure, la fase de margen activo se caracterizó por una cuenca de antepaís, en donde en el caso de Audemard y otros (2002) establecieron 6 tectonosecuencias y en este trabajo de tesis se determinaron tres (3) unidades depositacionales (UDMA-EM, UDMA-OMT y UDMAMMP).

La fase de margen activo, el trabajo de Valdez y otros (1992) establecieron 6 secuencias de orden mayor denominadas tectonosecuencias y el trabajo de Parnaud y otros (1994) establecieron cuatro (4) secuencias de primer orden pero se les denominó supersecuencias. En este último trabajo, los autores agruparon toda la sección del Paleoceno hasta el Eoceno medio en una supersecuencia denominada D. Sin embargo, para el área de estudio se evidenció el inicio del margen activo a partir de la interpretación de la Unidad Depositacional del Margen Activo que corresponde al Eoceno medio (UDMA-EM), producto del emplazamiento de las Napas de Lara. Aunque, en Santiago y otros (2014), la fase de margen activo fue establecida en la Cuenca Barinas Apure a partir del contacto en solapamiento del Paleoceno (Unidad Depositacional UDIII) con el Cretácico (Unidad Depositacional UDII) en el oeste de la subcuenca de Apure. Además de observar un aumento notable en la tasa de sedimentación y espacio de acomodación para estos depósitos. No obstante, la unidad UDIII no se encuentra en el área de estudio.

A continuación se describirán las unidades depositacionales determinadas en esta fase tectónica:

IV.2.6.1 Unidad Depositacional del Margen Activo del Eoceno Medio (UDMA-EM)

En la unidad UDMA-EM se observan fallas normales heredadas de las fases tectónicas anteriores, reactivadas con buzamiento hacia el noroeste en su mayoría y sus correspondientes fallas antitéticas denominadas familia de fallas 2, generadas por un evento local que produjo estas fallas y plegamientos de edad Eoceno medio referido al emplazamiento de las Napas de Lara (Figura N° IV.25).

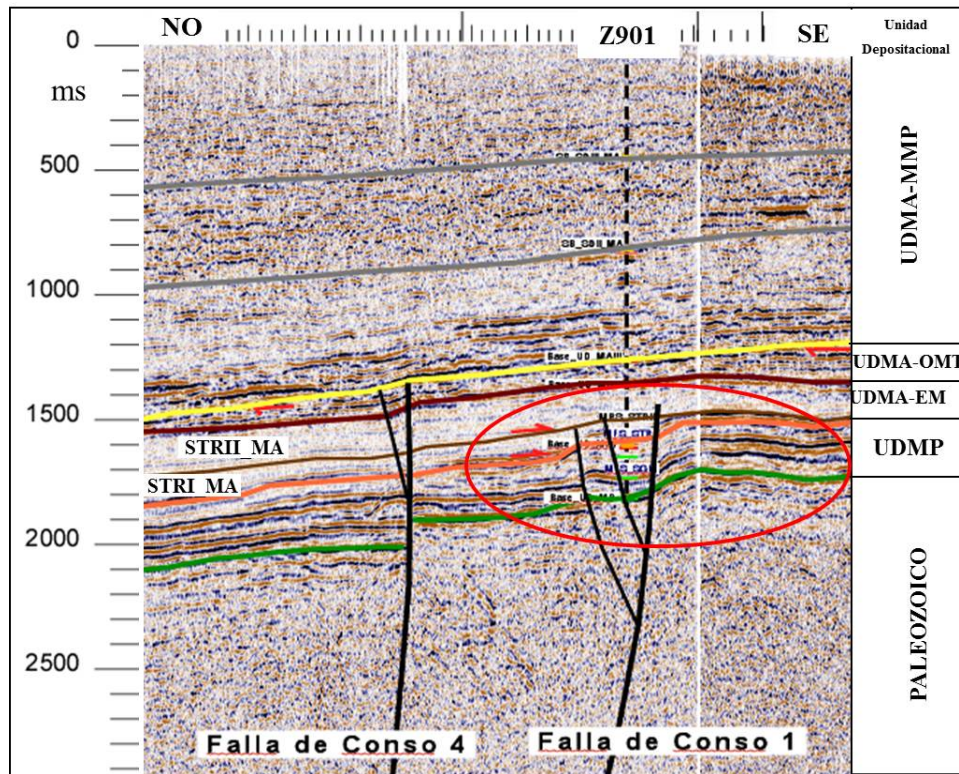


Figura N° IV.25. Imagen de la interpretación sismo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA-EM cercano al pozo de influencia de Z901. Nótese dentro del círculo de color rojo la familia de fallas 2 y el plegamiento de edad Eoceno medio.

En la figura N° IV.25 nótese las fechas de color rojo que muestran las terminaciones tipo *onlap* para la unidad UDMA-EM. Además se observa el paquete de reflexiones paralelas con fuerte contenido de energía a la base de la unidad. Se destaca el adelgazamiento por erosión de la UDMA-EM hacia el SE.

La unidad comienza con una fase transgresiva con intercalaciones de calizas, areniscas y lutitas calcáreas, producto de los diferentes pulsos tectónicos representados por terminaciones tipo *onlap* sobre estas calizas y areniscas calcáreas basales de la unidad (Figura N° IV.26; Anexos 1, 2, 3 y 4). Esta transgresión progresivamente fue más intensa hasta alcanzar la mayor profundización de la cuenca a batial superior en el área tradicional de Barinas, ahogando el sistema calcáreo y depositando lutitas a partir de la cual se interpreta una superficie de máxima inundación (MFS_UDIV) inmediatamente.

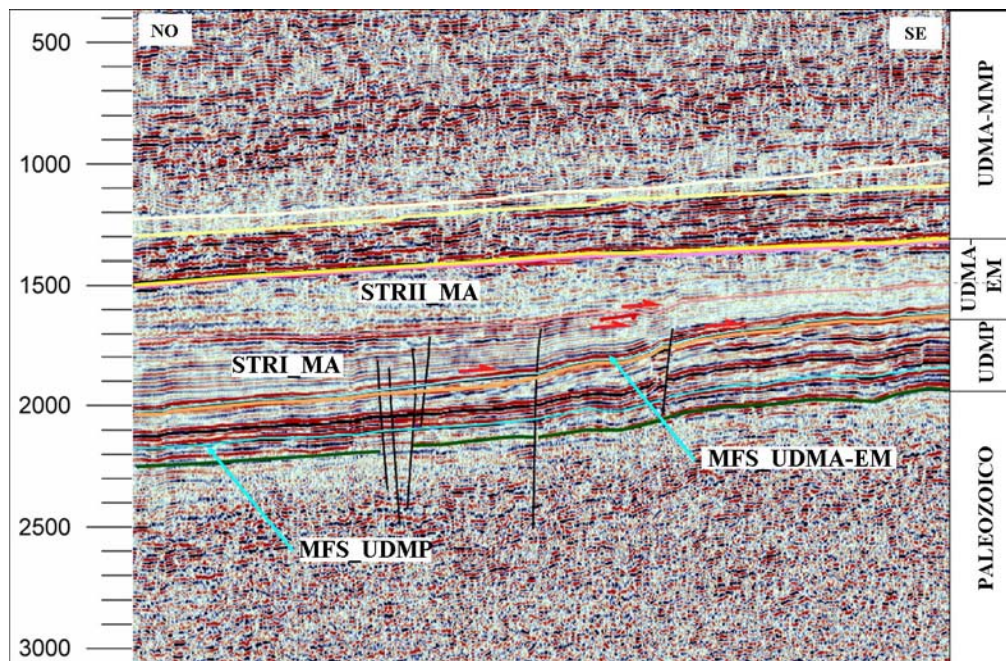


Figura N° IV.26. Imagen de la interpretación sismo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA-EM cercano al pozo de influencia de Sabaneta.

Luego se deposita un sistema regresivo aunque posiblemente por la generación constante de espacio y la baja tasa de sedimentación no se observa una progradación evidente. Sin embargo, De acuerdo a Santiago y otros (2014) en el área del alto de Bejucal (campo de Bejucal), específicamente en el pozo BEJ-2E, se observa un cuerpo de una facies arenosa regresiva, en donde a la base del mismo se interpretó una superficie de máxima regresión marina denominada MRS_STRII, usada como límite para subdividir la unidad en dos (2) secuencias de menor orden. Esta superficie regresiva fue correlacionada hacia el área de estudio.

Desde el punto de vista sísmico la parte basal de la unidad muestra un paquete con reflexiones paralelas, continuas y con fuerte contenido de energía de frecuencia típico del contraste de impedancia entre las lutitas de la Formación Paguey y las calizas de la Formación Gobernador, luego se observan paquetes de reflectores sísmico con poca continuidad y bajo contenido de energía de reflexión con terminaciones internas tipo *onlap* y hacia el tope con terminaciones tipo *toplap* (Figura N° IV.26).

De acuerdo a las superficies estratigráficas determinadas, la unidad UDMA-EM en el área de estudio está delimitada a la base por una discordancia denominada SB_UDMA-EM, la cual en la datación de superficies biocronoestratigráficas se ubicó en el Eoceno medio. El límite superior es una superficie discordante e infrayacente a la base de la unidad UDMA-EM en toda el área de estudio.

Desde el punto de vista de la sedimentación, la unidad UDMA-EM fue producto del emplazamiento de las Napas de Lara al norte creado por la colisión de la Placa Caribe con la Placa Suramericana, generando espesores de más de 2000 pies hacia los pozos de influencia de Obispo y Sabaneta, disminuyendo en espesor por erosión hacia el área de estudio al sur, con espesores de 1000 pies en el pozo C4, a 800 pies en el pozo de M2 y de 344 pies hacia el pozo M3 hasta finalmente desaparecer completamente antes de llegar al pozo A3 (Anexos 3 y 4). Igualmente hacia el oeste de la subcuenca de Apure la unidad se va adelgazando hasta acuñaarse completamente por erosión.

Finalmente, usando el modelo de Embry y Johannessen (1992), la unidad UDMA-EM se subdividió en dos secuencias Transgresivas – Regresivas de orden menor, denominadas: STRI_MA y STRII_MA, con un control dominante tectónico – eustático. Estas secuencias T-R, los cuales serán descritos a continuación, estuvieron limitadas por una (1) superficie de máxima regresión (MRS) (Figura N° IV.27):

Secuencia Transgresiva – Regresiva I del Margen Activo (STRI_MA): esta secuencia empieza por una sucesión transgresiva de facies calcáreas en paleobatimetrías nerítico interno a medio que posteriormente pasa a batial superior y depositándose un gran espesor arcillas (Figura N° IV.27; Anexo 2), en la cual se interpreta la superficie de máxima inundación de la secuencia denominada MFS_STRI que viene siendo la misma superficie MFS_UDMA-EM (Tabla N° IV.2), que marca el inicio de la fase regresiva de la secuencia que finaliza hasta la superficie de máxima regresión, denominada MRS_STRII, determinada en el área de Bejucal por Santiago y otros (2014) y correlacionada hacia los pozos de influencia de Obispo y Sabaneta. Sin embargo esta superficie se acuña por erosión en dirección el sureste,

hacia el área del Conso (pozo C4), quedando totalmente erosionada en resto del área de estudio (Figura N° IV.28; Anexo 1).

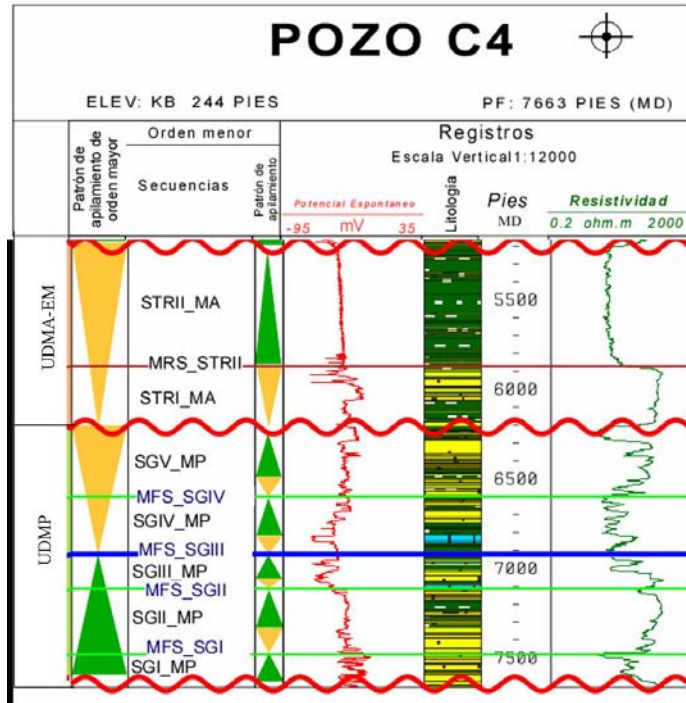


Figura N° IV.27. Análisis estratigráfico secuencial para la determinación de unidad UDMA-EM y secuencias transgresivas y regresivas, en la fase de margen activo (Cenozoico).

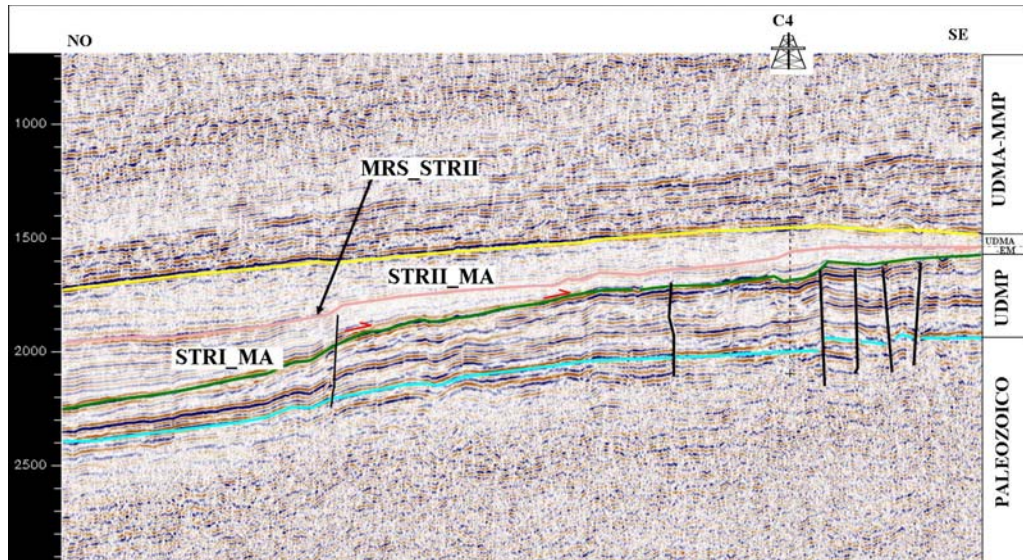


Figura N° IV.28. Interpretación sísmo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA-EM.

En la figura N° IV.28, nótese las fechas de color rojo que muestran las terminaciones tipo *onlap* para la UDMA-EM. Además se observa el paquete de reflexiones paralelas con fuerte contenido de energía a la base del UDMA-EM. Se destaca el adelgazamiento por erosión de la UDMA-EM hacia el SE.

El rango cronoestratigráfico asociado a esta secuencia se ubica en la época del Eoceno medio. Limitada a la base por la discordancia SB_UDMA-EM y al tope por la MRS_STRII, que marca el inicio de la segunda secuencia Transgresiva – Regresiva (Tabla N° IV.2).

Secuencia Transgresiva – Regresiva II del Margen Activo (STRII_MA): Luego de terminar el ciclo regresivo de la secuencia anterior en la superficie MRS_STRII, empieza una sucesión transgresiva arcillosa observada en los pozos de influencia de Obispo y Sabaneta, erosionada al tope por la superficie discordante SB_UDMA-EM (edad Serravaliense). Esta sucesión transgresiva también se extiende en el norte del área de estudio y es igualmente erosionada pero en este caso por la superficie SB_UDMA-EM (Tabla N° IV.2). Se destaca el hecho que esta secuencia se encuentra presente principalmente en el área tradicional de Barinas (subcuenca de Barinas) y disminuyendo en espesor hacia el área de Conso (pozo C4) hasta acuñarse finalmente por erosión al sur, no encontrándose presente en el área de estudio (Figura N° IV.28).

Finalmente, la unidad UDMA-EM no se encuentra en el área de estudio en parte por erosión y no depositación.

IV.2.6.2 Unidad Depositacional del Margen Activo Oligoceno - Mioceno Temprano (UDMA-OMT)

La unidad depositacional UDMA-OMT está presente en el suroeste y sureste del área de estudio, abarcando gran parte del estado Apure, al noroeste comprendiendo una porción del estado Barinas, y al noreste se encuentra erosionada. Esta unidad alcanza profundidades de 2500 -2000 pies alrededor del área donde se encuentra el pozo M1, aunque sus mayores profundidades se encuentra hacia el noroeste fuera de la Cuenca Barinas Apure, de hasta 15000 pies en la depresión de Capitanejo y en las cercanías

al pozo COT-1X, estos dos depocentros se encuentran separados por el alto de Santa Bárbara (Santiago y otros, 2014). El sistema de fallamiento asociado al alto de Mérida afecta la parte basal de esta unidad únicamente, mientras que las fallas con sentido suroeste-noreste y reactivada por la orogénesis andina afectan toda la unidad depositacional (Figura N° IV.29).

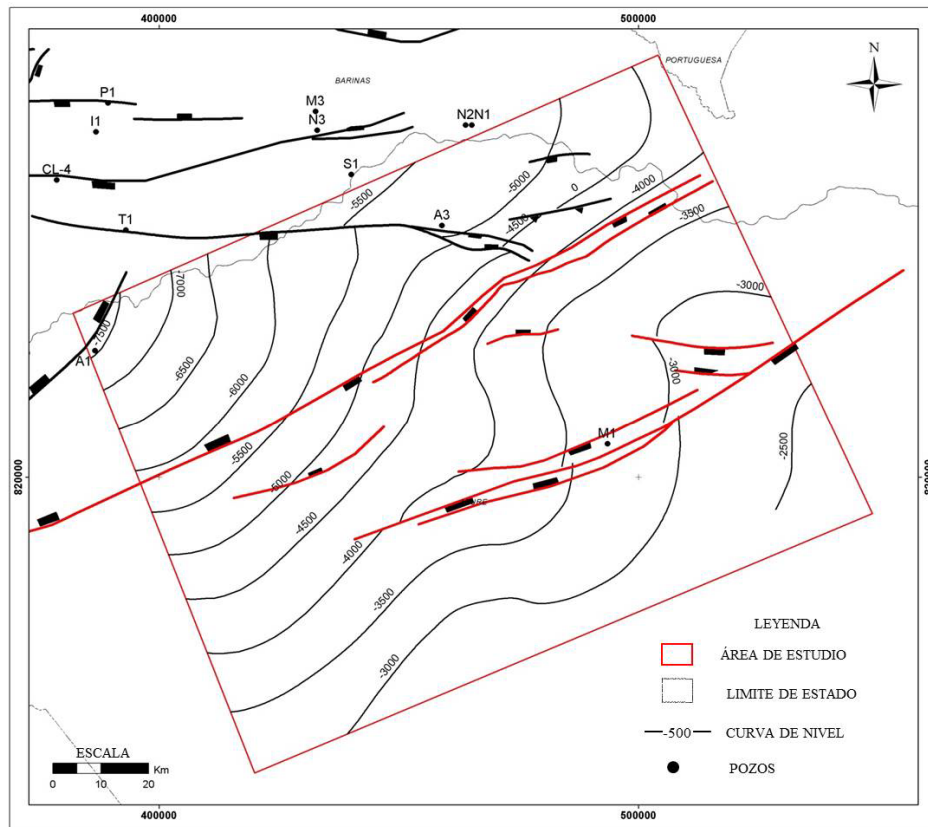


Figura N° IV.29. Mapa estructural a la base de la UDMA-OMT.

La unidad UDMA-OMT es una sucesión transgresiva, agradante en la base, compuesta de facies de arenisca que progresivamente pasan verticalmente a facies de lutitas marinas con algunas intercalaciones de areniscas. En esta unidad no se observa un evento regresivo posiblemente por el aumento constante del espacio de acomodación causado por la tectónica que ocurre en la cuenca asociado al levantamiento de la Cordillera Oriental colombiana. Sin embargo en esta unidad se interpretaron dos (2) ciclos transgresivos y regresivos que ayudaron a interpretar secuencias de orden menor (Figura N° IV25).

La unidad UDMA-OMT fue interpretada con un rango de edad desde el Oligoceno hasta el Mioceno temprano en el centro y oriente de la de la subcuenca de Apure. Los límites están dados a la base por una superficie discordante y erosiva denominada SB_UDVI. El límite superior de la unidad es una superficie discordante y erosiva denominada SB_UDVII que coloca en contacto el Mioceno temprano (Burdigaliense) con el Mioceno medio (Serravaliense) (Tabla N° IV.2). Esta unidad no fue viable definir la superficie de MFS ya que posiblemente la mayor profundización de la secuencia ocurrió a principio del Mioceno medio y si consideramos la posición en la cuenca, esta superficie probablemente fue erosionada por el evento posterior (levantamiento de los Andes) que se inició en el Mioceno medio.

Desde el punto vista sísmico, los reflectores de la unidad son de baja energía y poca continuidad en la parte basal, mejorando hacia el área de Mantecal en donde son continuos (Figura N° IV.30; Anexos 3, 9 y 10). Sin embargo en el zona central de la subcuenca de Apure los reflectores presentan en la parte basal de la unidad terminaciones en *onlap* hacia el alto de calzada, de reflexiones paralelas, continuas y con fuerte contenido de energía de reflexión, las cuales pasan verticalmente hacia arriba a reflectores no continuos, de menor energía y opacos con terminaciones tipo *toplap* (Figura N° IV.31).

La unidad UDMA-OMT se encuentra presente en toda la subcuenca de Apure, pero con variaciones en los espesores, dependiendo de la erosión diferencial en la base y tope con respecto a su posición en la cuenca. Es por ello, que hacia el occidente de la subcuenca, la parte basal se ubicó con espesores 4780 pies, la parte media y superior se encuentra en el centro y este de la subcuenca con espesores que van desde 2000 pies en el eje central de la subcuenca para el Oligoceno y adelgazándose a la base por acuñaamiento hacia el sur hasta alcanzar 500 pies (pozos de apure) y adelgazándose hacia el norte por erosión al tope y a la base con espesores de 390 pies en el área de Zamoá hasta que desaparece completamente la unidad por erosión antes de llegar al área de Obispo y Sabaneta. En el área de estudio, en las cercanías del pozo M1 se muestran las menores profundidades, alrededor de 2500 -2000 pies (Figura N° 32).

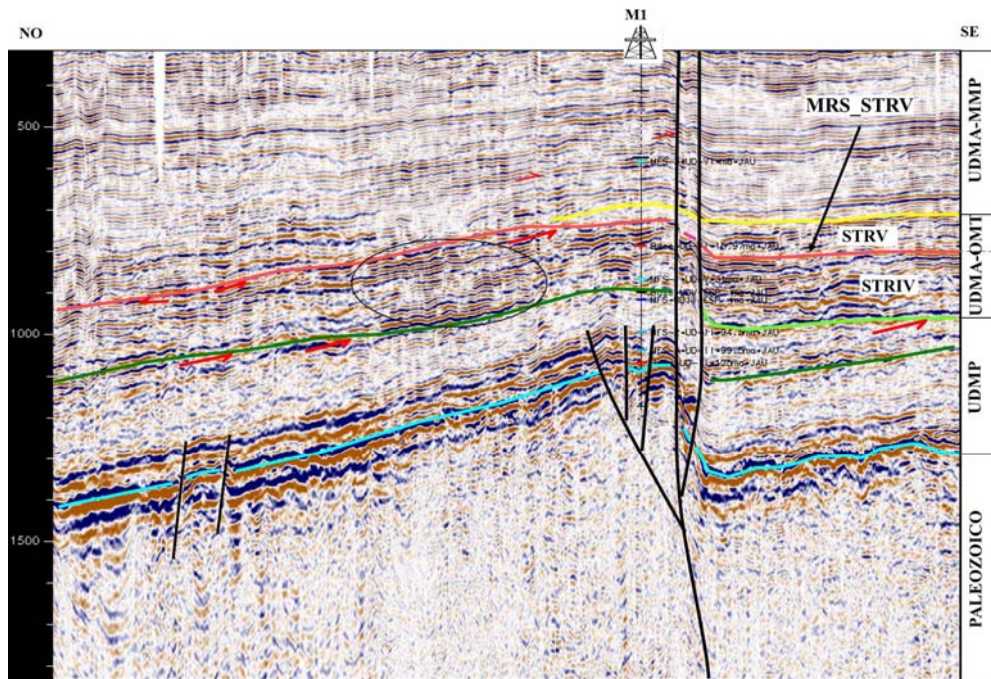


Figura N° IV.30. Interpretación sismo-estratigráfica de las unidades UDMP y UDMA-OMT. Nótese las fechas de color negro que muestran truncación al top de la unidad UDMP y UDMA-OMT: Igualmente el círculo de color negro se observa reflexiones en parte paralela con alto contenido de energía de la UDMA-OMT.

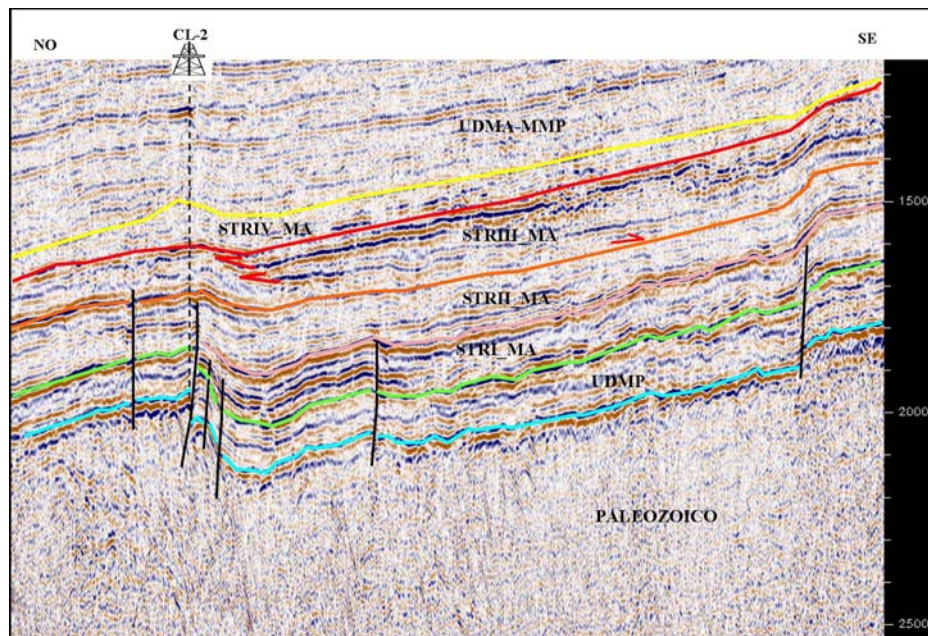


Figura N° IV.31. Interpretación sismo-estratigráfica de las unidades UDMP, UDMA-EM y UDMA-OMT. Nótese las fechas de color rojo que muestran las terminaciones tipo *onlap* de reflexiones en parte paralela con fuerte contenido de energía a al top de la STRV_MA (UDVI).

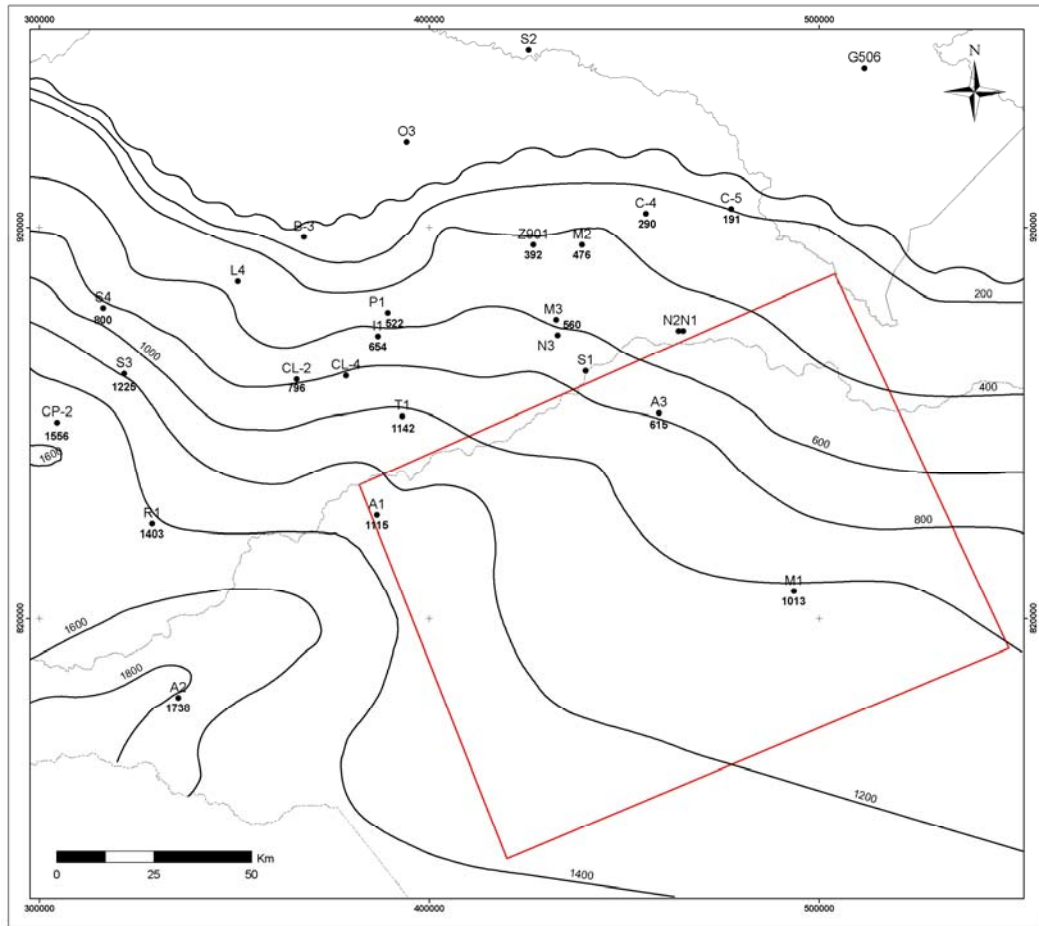


Figura N° IV.32. Mapa de espesor de la Unidad Depositacional UDMA-OMT.

Para esta unidad se diferenciaron ciclos transgresivos y regresivos de orden menor, subdividiendo la unidad en dos secuencias Transgresivas – Regresivas, denominadas STRIII_MA y STRIV_MA, con un factor dominante tectónico- eustático, las cuales serán descritas a continuación (Tabla N° IV.2):

Secuencia Transgresiva – Regresiva III del Margen Activo (STRIII_MA): Esta es la primera secuencia de la unidad UDMA-OMT, que comienza con una sucesión transgresiva y agradante a la base que rápidamente alcanza su mayor profundización, interpretándose la superficie de máxima inundación denominada MFS_STRV, que marca el comienzo de una sucesión regresiva de facies arcillosas que finaliza en una progradación de facies arenosas (Figura N° IV.25).

Desde el punto de vista sísmico, esta secuencia presenta reflexiones paralelas, en parte continuas y con fuerte contenido de energía de reflexión asociados a las areniscas de la Formación Guafita en el área central y este de la subcuenca de Apure (Figura N° IV.22), con terminaciones o algunos acuñaamiento en *onlap* hacia altos locales (Figura N° IV.23). El límite inferior de la secuencia en la parte central y este de la sub-cuenca de Apure viene dado por la discordancia SB_UDMA-OMT. Por su parte, el límite superior de la secuencia se encuentra al final del ciclo regresivo, en la superficie de máxima regresión (MRS_STRIV), aunque en el este de la subcuenca se observa una superficie discordante de reflexiones con truncaciones al tope (Figuras N° IV.10 y IV.16). El rango cronoestratigráfico asociado a esta secuencia se ubica en la época del Oligoceno – Mioceno temprano. Esta secuencia presenta ambientes depositacionales transicionales (Figura N° IV.33).

La STRIII_MA se encuentra en el centro y este de la subcuenca de Apure con espesores que van desde de más de 1500 pies en la depresión Capitanejo – pozo A2, adelgazándose a la base por acuñaamiento hacia los altos locales del noreste y sureste de la subcuenca de apure con espesores de 500 pies (pozos de apure) y adelgazándose al tope y a la base hacia el norte por erosión, con espesores de 390 pies en el área de Zamoá. Finalmente esta secuencia desaparece completamente por erosión antes de llegar al área de Obispo y Sabaneta al norte. Al igual que en sentido norte y sur, hacia el oeste de la sub-cuenca de apure, la secuencia se adelgaza hasta 500 pies de espesor, representados mayormente por una sucesión completamente agradante con algunos pies de la sección regresiva al tope. Del mismo modo se adelgaza y se acuña a la base y al tope por erosión hacia el este de la sub-cuenca de apure, alto del pozo A3 con espesores promedios de 600 pies aproximadamente (Anexos 3, 4, 5 y 6).

Secuencia Transgresiva – Regresiva IV del Margen Activo (STRIV_MA): la tercera secuencia de la UDMA-OMT, es una sucesión transgresiva con facies mayormente arcillosas, interpretándose una superficie de máxima inundación denominada MFS_STRIV. Desde el punto de vista sísmico, se observan reflectores no continuos, de baja energía con terminaciones tipo *toplap*.

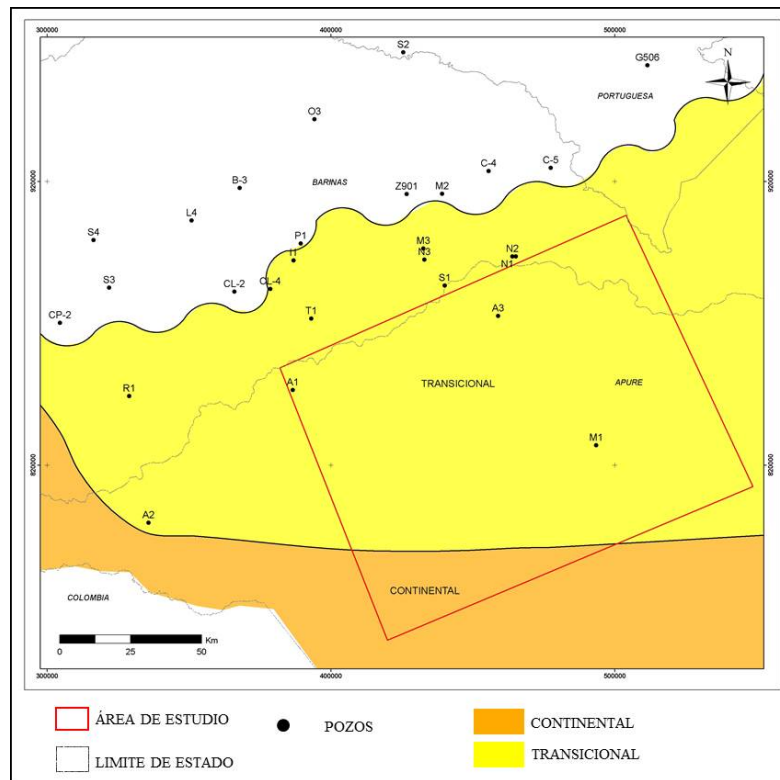


Figura N° IV.33. Mapa paleobatimétrico de la secuencia STRIII_MA realizada en la superficie MFS_STRIV.

El rango cronoestratigráfico asociado a esta secuencia se ubicó en la época del Mioceno temprano. Por consiguiente los límites de la secuencia están dado a la base por MRS_STRIV y al tope por la discordancia representada por la SB_UDMA-MMP, la cual presenta un *hiatus* de por lo menos la ausencia de la edad del Languiano. Al igual que la secuencia anterior los ambientes depositacionales son transicionales (Figura N° IV.34).

Esta secuencia se observó hacia el oeste del área de estudio (parte central y occidental de la subcuenca de Apure), pero al contrario, acuniándose por erosión hacia el alto de Apure (pozo A3), este de la subcuenca de Apure y hacia norte, subcuenca de Barinas. Los espesores de la STRIV van disminuyen en sentido oeste – este desde 1083 pies en el pozo A2 pasando a 510 pies y 470 pies en los pozos A1 y T1 respectivamente y 154 pies el pozo II hasta finalmente desaparecer por erosión en el resto del área de estudio, exceptuando en el área de Mantecal que se interpreta un sección depositada

en el lado del graben de San Fernando con espesor aproximado de 300 pies pero acuñándose también por erosión en el norte hacia el alto de Mantecal.

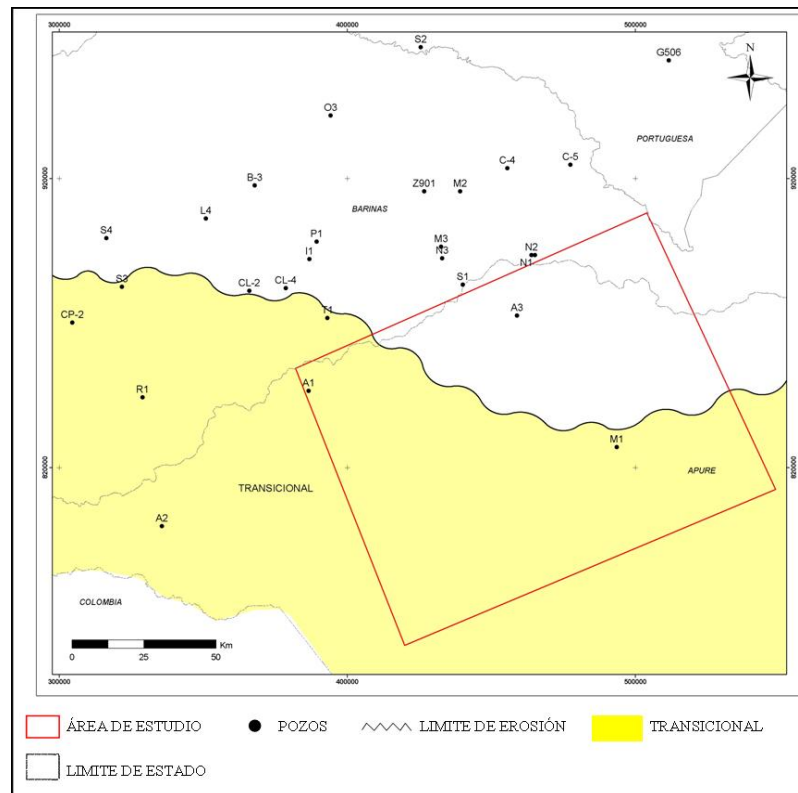


Figura N° IV.34. Mapa paleobatimétrico de la secuencia STRIV_MA realizada en la superficie MFS_STRIV.

IV.2.6.2.1 Caracterización de la facies sísmica de la Unidad Depositacional UDMA-OMT del área de Mantecal

Esta unidad, específicamente en la secuencia STRIII, los reflectores son continuos, semi-paralelos y de alta energía, producto de la alternancia litológica arena – lutita, asociado a sistemas depositacionales deltaicos más litoral. Luego verticalmente la relación de lutitas aumenta reflejado por reflectores menos continuos y de menor energía ubicado en la secuencia STRIV, con terminaciones de truncaciones al tope de la unidad (Figura N° IV.35). Esta última secuencia se interpreta como sistema depositacional deltaico pero con mayor influencia marina que la anterior.

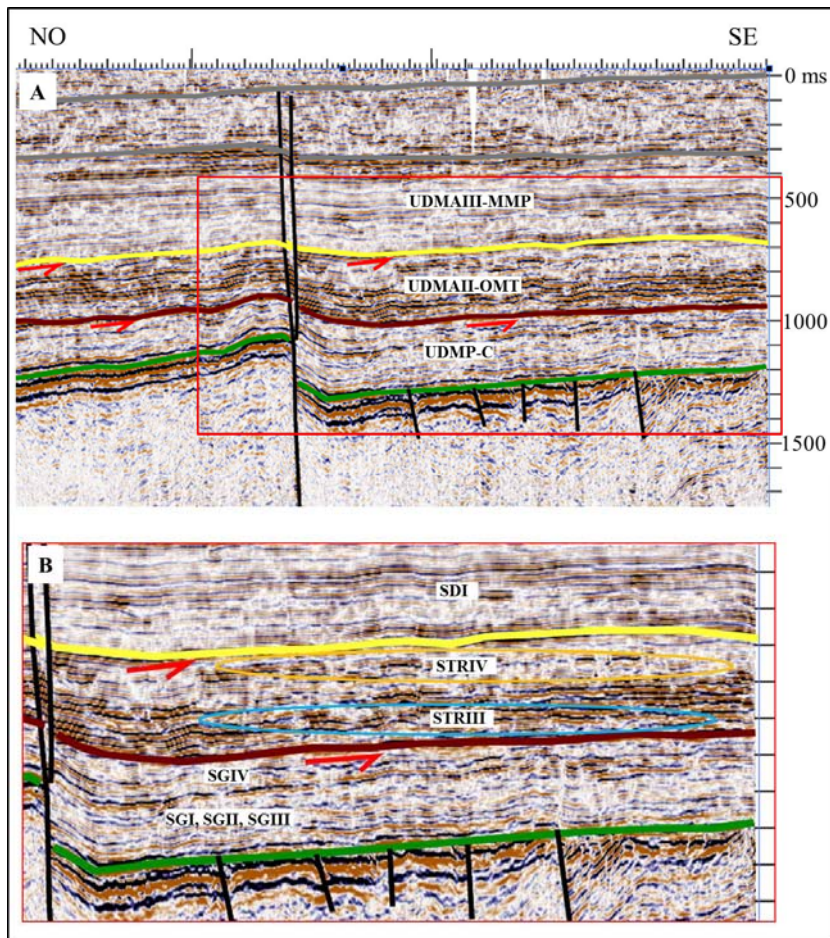


Figura N° IV.35. A. Interpretación sísmo-estratigráfica del transecto sísmico 1 en la zona de Mantecal. B. Imagen ampliada de la sección sísmica interpretada al sur de la falla de Mantecal, destacando en la unidad UDMA-OMT lo siguiente: círculo de color azul reflexiones fuertes, paralelas y continuas correspondiente a la STRIII y en el círculo anaranjado se observa reflectores poco continuos, de baja energía de la secuencia STRIV.

IV.2.6.3 Unidad Depositacional del Margen Activo Mioceno Medio - Pleistoceno (UDMA-MMP)

La unidad UDMA-MMP comienza con un evento general transgresivo de facies arenosas a la base, que a medida que avanza la transgresión se hace más arcillosa (con aspecto moteados) en la parte media de la cuenca. Luego la unidad hacia la parte superior pasa verticalmente a una fase regresiva con sedimentación de conglomerados y areniscas de ambientes continentales en el área de Mantecal (pozo M1). En el área del pozo C4, lateralmente esta sucesión regresiva pasan a facies más arcillosas, pero a medida que se avanza hacia norte las facies son mas arenosas de nuevo, producto del

levantamiento de los andes al norte, lo cual es lógico si tomamos lo propuesto por Swift (1987) en Mail (1997) en donde los mayores espesores estarán cerca de frente de deformación y se irán adelgazando hacia el continente (Figura N° IV.10; Anexos 1 y 3). Esta unidad desde el punto de vista cronoestratigráfico se ubica a finales del Mioceno medio hasta Plio-Pleistoceno.

Desde el punto de vista sísmico se observa reflexiones fuertes y continuas con variaciones internas, que demuestra tres paquetes sísmicos con discordancias al tope con tipo truncación.

Los espesores de la unidad van de 3175 pies en Mantecal al sur hasta 5000 pies hacia el área de Conso al norte y finalizando en 6000 pies y 7940 pies en Sabaneta y Obispo respectivamente. En sentido este-oeste de la subcuenca de Apure se presentan menos variaciones con espesores entre 5000 pies de promedio. (A1, A2 y A3; Anexo 6) a 6000 pies en área de Guafita, oeste de la subcuenca. Los mayores espesores se encuentran en la subcuenca de Barinas específicamente en *foredeep* del levantamiento de los Andes, rellenos con espesores de 11836 pies en el campo Socopó (SCP-1X) y más de 10000 pies en los campos de Capitanejo y Borburata.

De este análisis estratigráfico secuencial se diferenciaron discordancias internas de la unidad, que podrían subdividir la unidad en tres secuencias depositacionales de acuerdo al modelo de Vail (1987), limitadas por discordancias. A estas secuencias se les denominó SDI, SDII y SDIII (Santiago y otros, 2014), las cuales por estar depositadas en ambientes continentales (sistemas fluviales), se usó el sistema de clasificación de secuencia en baja o alta acomodación de Olsen y otros (1995), Dahle y otros (1997) y Leckie y Boyd's (2003) en Catuneanu (2006). La secuencia SDI se clasificó como de alta acomodación y las secuencias SDII y SDIII de baja acomodación (Anexos 2, 3, 4 y 9), producto de la sedimentación generada por el levantamiento de los andes de Mérida.

De la unidad depositacional de la UDMA-MMP, se concluye que está asociada a la orogénesis andina, a diferencia del trabajo de Parnaud y otros (1994) en donde

colocan a la supersecuencia E y F de rango de Eoceno tardío – Mioceno temprano y Mioceno temprano – Pleistoceno respectivamente, a la orogénesis andina.

IV.2.6.3.1 Caracterización de la facies sísmica de la Unidad Depositacional UDMA-MMP del área de Mantecal

En esta unidad se observa dos paquetes de reflexiones sísmicas (Figura N° IV.36) que responde con cada secuencia depositacional definida para la unidad (SDI y SDII).

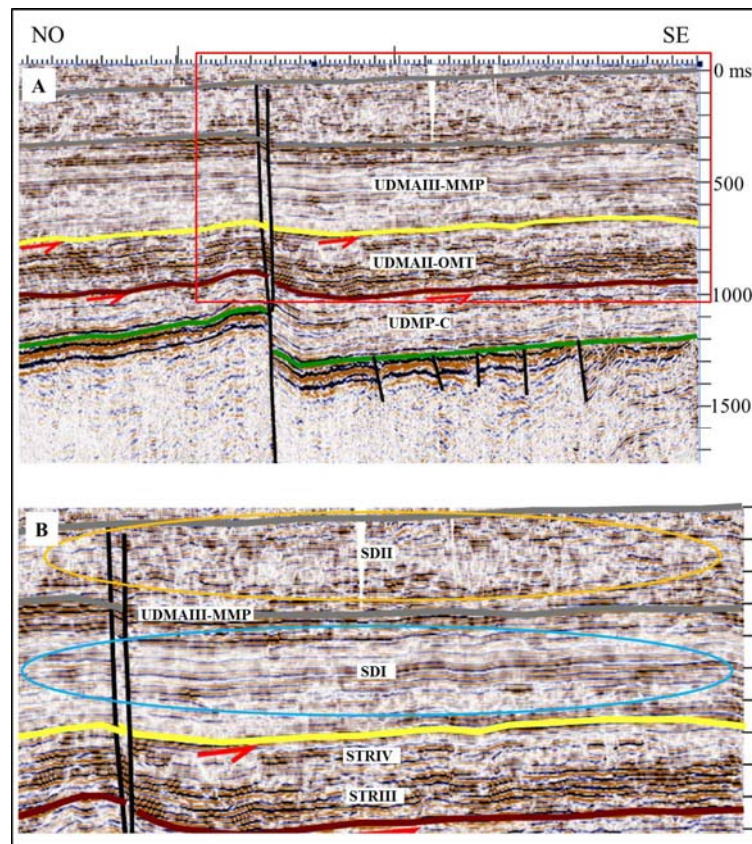


Figura N° IV.36. A. Interpretación sísmo-estratigráfica del transecto sísmico 1 en la zona de Mantecal. B. Imagen ampliada de la sección sísmica interpretada al sur de la falla de Mantecal, destacando en la unidad UDMAIII-MMP: círculo de color azul reflexiones paralelas y continuas pero bajo contenido de energía correspondiente a la secuencia SDI; en el círculo anaranjado se observa reflectores poco continuos, de baja energía de la secuencia SDII.

Las paquete de reflexiones sísmica de la SDI son continuas, paralelas y con bajo energía sísmica, producto posiblemente al alto contenido de arcillas que presenta la unidad para ese nivel estratigráfico (Figura N° IV.36), lo cual podría corresponder a un sistema deltaico a fluvial con alto espacio de acomodación. Finalmente en la

secuencia SDII el contenido de frecuencia de los reflectores aumenta energía sísmica pero pierden continuidad y paralelismo, interpretado como un sistema depositacional fluvial y aluvial con bajo espacio de acomodación, producto del último relleno de la cuenca de los depósitos de la molasa andina (Figura N° IV.36).

IV.2.7 Evolución geológica del área

En el área de estudio, tenemos una columna diferenciada que inicia con rocas de edad Paleozoicas (ciclo paleozoico), metasedimentarias, plegadas al norte de la falla de Mantecal denominado basamento económico y posiblemente el graben de San Fernando al sur de esta falla.

Luego empieza el ciclo Mesozoico – Cenozoico por la generación de estructuras con geometría de horst-graben, generadas por un sistema de fallas normales sub-verticales asociadas a la fase de apertura jurásica heredada de la fase de *rifting* (Figura N° IV.37.1). Inmediatamente este sistema de fallas heredado denominado familia de falla 1, controla la sedimentación del margen pasivo que funciono durante gran parte del Cretácico (Figura N° IV.37.2). A partir de esta fase se interpreta la primera unidad depositacional denominada UDMP, con una mayor sección de la misma al sur de la falla de Mantecal. (Figura N° IV.38). La base de la unidad depositacional de margen pasivo se conoce como el *break up uncorformity* entre el Cretácico y el Paleozoico en la Cuenca Barinas Apure.

El margen pasivo en el área de Mantecal se prolongó hasta el Eoceno temprano, aunque en gran parte del norte y noroeste de la cuenca estuvo afectado por un ambiente tectónico activo desde principios del Paleoceno (Santiago y otros, 2014).

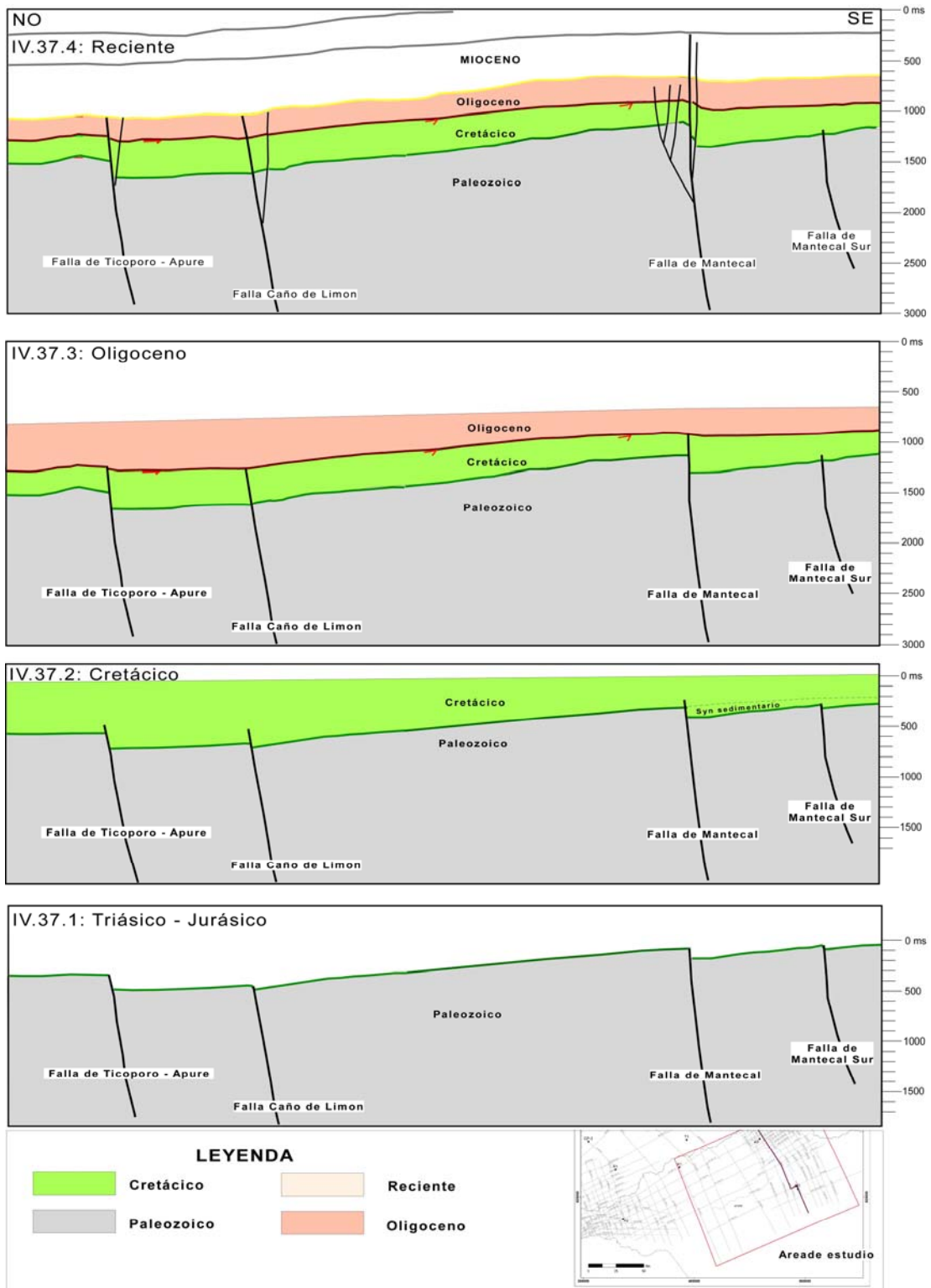


Figura N° IV.37. Modelo evolutivo del área de Mantecal.

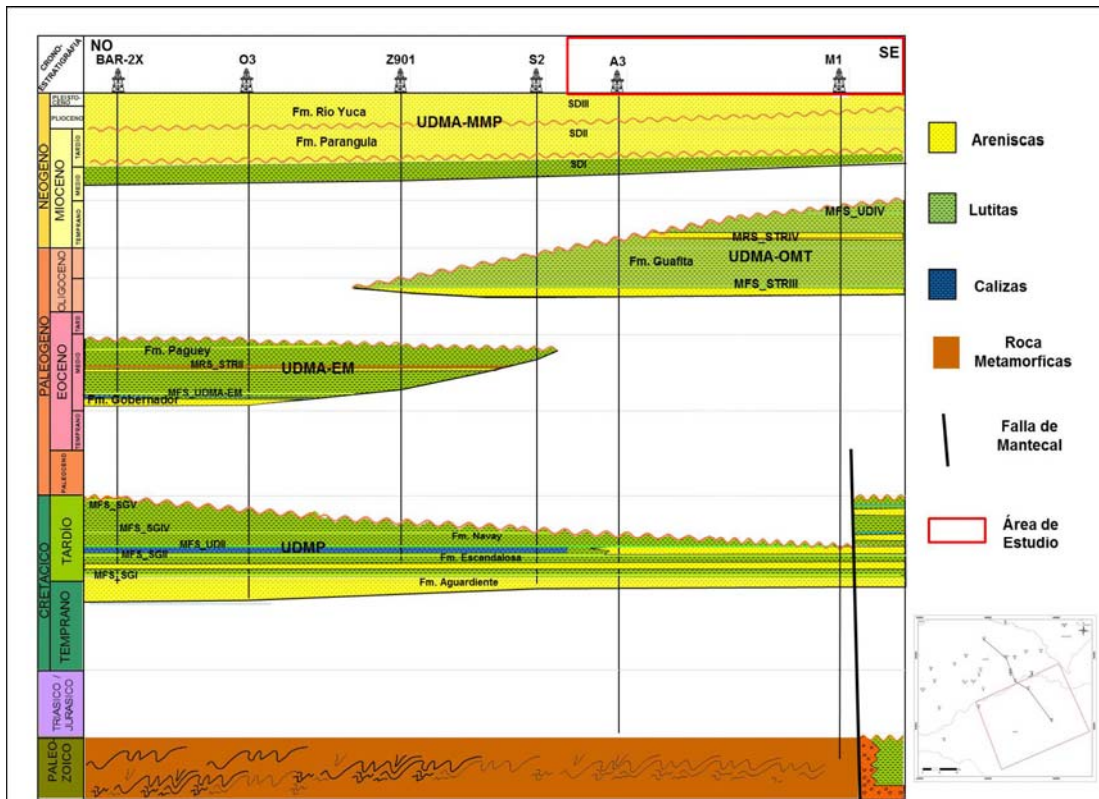


Figura N° IV.38. Cuadro cronoestratigráfico de dirección NO-SE. Obsérvese las relaciones estratigráficas verticales y horizontales de las unidades depositacionales definidas (UDMP, UDMA-EM, UDMA-OMT y UDMA_MMP), así como sus equivalentes litoestratigráficos.

Para el Eoceno medio se observa la generación de levantamientos, plegamientos y reactivación de fallas normales con buzamiento hacia el norte correspondiente a la segunda familia de falla, que corresponde a un evento local referido al emplazamiento de las Napas de Lara, produciendo la depositación de la segunda Unidad Depositacional denominada UDMA-EM, la cual se acuña por erosión al norte del área de estudio.

Posteriormente observamos la depositación de la unidad depositacional UDMA-OMT controlado por el levantamiento de la cordillera central colombiana, que comienza afectar toda la Cuenca Barinas Apure (Figura N° IV.37.4). Esta unidad en el área de estudio presenta un *hiatus* bien marcado, mayor a 40 Ma. colocando la unidad en contacto discordante con el Cretácico (Figura N° IV.38).

Por último, tenemos el sistema fallas normales de la primera familia de falla, reactivadas a finales del Mioceno causando levantamiento y estructuras con componente transpresivo y fallas antitéticas originado posiblemente por la formación del arco de Panamá. Para esta etapa marca el último *hiatus* importante, de una sección faltante del Mioceno Medio, que pone en contacto discordante la unidad anterior con los depósitos de la Unidad Depositacional del Margen Activo del Mioceno Medio – Pleistoceno (UDMA-MMP) (Figuras N° IV.37.4 y IV.38).

IV.3. DEFINICIÓN DE LOS ELEMENTOS DEL SISTEMA PETROLÍFERO EN EL ÁREA DE MANTECAL.

IV.3.1. Distribución y geometría de los elementos del sistema petrolífero en el área de Mantecal

A continuación se describen los elementos del sistema petrolífero en las unidades depositacionales identificadas, basado en la integración de los resultados de esta tesis con los resultados arrojados en áreas de influencia.

IV.3.1.1 Roca Madre

Unidad depositacional UDMF: de acuerdo a la caracterización de roca madre, la unidad posee la calidad de roca madre suficiente para generar hidrocarburos, con diferencias de potencial entre las distintas secuencias que la componen, en general su calidad aumenta hacia el norte de la cuenca, con un incremento marcado del contenido de materia orgánica (el cual es coherente con el aumento de la paleobatimetría; Figura N° IV.17), hasta niveles valorados de muy bueno a excelente (Figura N° IV.39). El grado de madurez termal varía lateral y verticalmente. Lateralmente, el mayor grado de madurez esta asociado a los límites con la cordillera de los Andes, producto de la actividad tectónica hacia esta área de la cuenca; el resto, posee un grado de madurez bajo a incipiente. Verticalmente, producto de la carga por subsidencia, los niveles basales poseen una mayor madurez termal. Finalmente, la figura N° IV.40, muestra el mapa de áreas de generación actuales cuyos límites se

basan en los niveles de madurez y generación de hidrocarburos de acuerdo al modelado de sistema petrolífero realizado en Santiago y otros (2014).

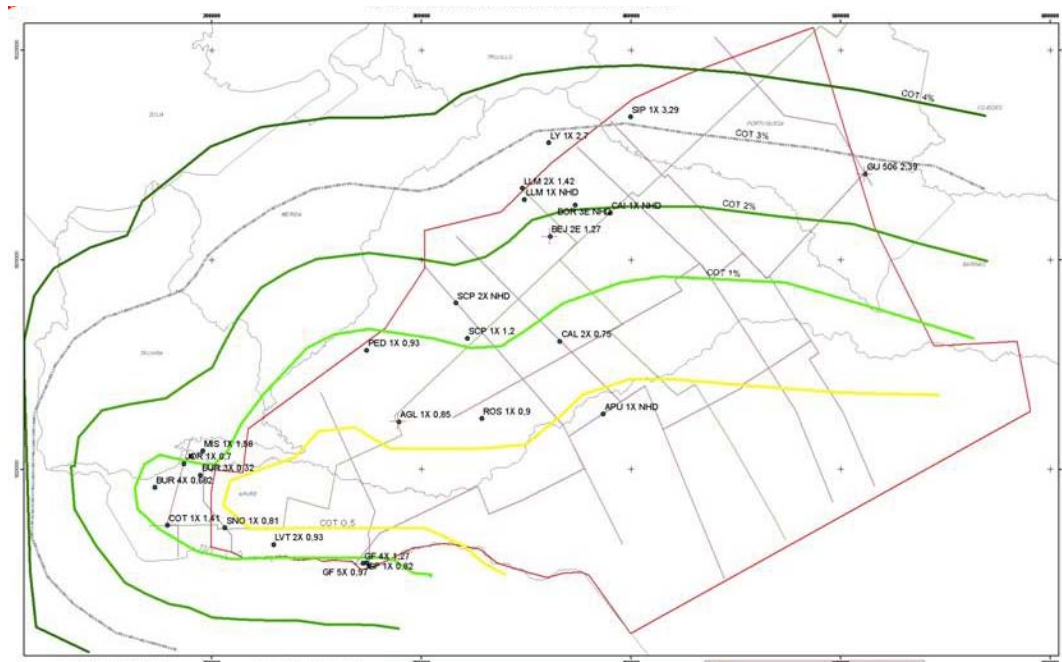


Figura N° 39. Mapa de COT original en la secuencia SG IV-MP de la Cuenca Barinas Apure (Tomado de Santiago y otros, 2014).

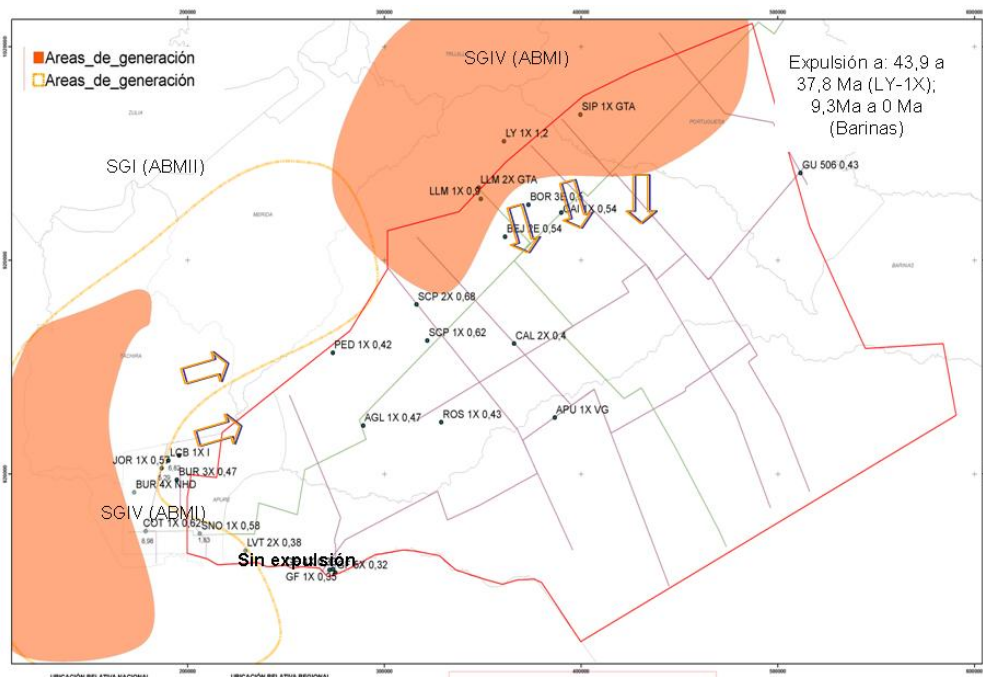


Figura N° 40. Mapa de área de generación actual en la Cuenca Barinas Apure (Tomado de Santiago y otros, 2014).

En resumen, esta roca madre está referida litoestratigráficamente a la lutitas de la Formación Navay, ubicada en la parte basal de la secuencia genética SGIV-MP, identificada a partir de la superficie MFS-SGIII, que geográficamente está situada al norte del área de estudio hacia la subcuenca de Barinas y se extiende hasta acuñarse al sur, pero sin lograr alcanzar el pozo M1. En otras palabras en el área de Mantecal no se identificaron posibles rocas generadoras de hidrocarburos ya que por cambios laterales de facies dicha litología varió a facies más continentales y arenosas (Anexos 1, 2, 3 y 4), y a su vez, la mencionada secuencia fue erosionada al tope por los eventos tectónicos posteriores al Cretácico.

Unidad depositacional UDMA-OMT: Esta unidad, debido al poco soterramiento que presentan las lutitas del Oligoceno y Mioceno temprano, se descarta la posibilidad de generación de hidrocarburo *in situ*. Además de no contar con evidencias en la cuenca que documenten una roca generadora.

Roca Madre Pre-Cretácica: como un aporte para futuras investigaciones de una roca madre Pre-Cretácica en el graben de San Fernando, se presentan los datos de caracterización de roca madre obtenidos en Quijada (2012) en el graben de Arauca para el intervalo Pre-Cretácico:

En el pozo 1 se calcularon valores de contenido orgánico total de 0.5 a 1%, con una reflectancia de vitrinita que indicó inmadurez. En el pozo 2 el índice de alteración termal de Chuaria indica que la sección está en el límite entre ventana de petróleo y ventana de gas (Ro 1.3 – 1.5) y para el pozo 4 el índice de alteración termal, coloca a la sección perforada en el límite entre la ventana de petróleo y la ventana de gas, pero con tendencia mayor a estar en ventana de gas (Ro 1.5 – 2.3). Igualmente, en los acritarcos de dos de estos pozos, el índice de alteración termal indica una madurez alta, mientras que un pozo muestra inmadurez dentro de la sección Pre-Cretácica. Quijada (2012) concluye que asumiendo que la reflectancia de vitrinita del pozo 1 es correcta, los pozos estarían indicando dos provincias separadas dentro de la historia Pre-Cretácica del área, correlacionando con el hecho que la sección Precámbrica está madura, y la sección Paleozoica (Cámbrico) inmadura, indicando una posible roca

generadora dentro del graben de Arauca, el cual podría tener extensión hacia el graben de San Fernando, tal como fue explicado con anterioridad.

IV.3.1.2 Roca Reservorio

Unidad depositacional UDMP: presenta reservorios en las facies transgresivas de la unidad, distribuido en toda el área de estudio. Este ciclo transgresivo que esta subdividido por las secuencias genéticas SGI-MP, SGII-MP y SGIII-MP, litoestratigráficamente es equivalente a las formaciones Aguardiente y Escandalosa (Figuras N° IV.38 y IV.41).

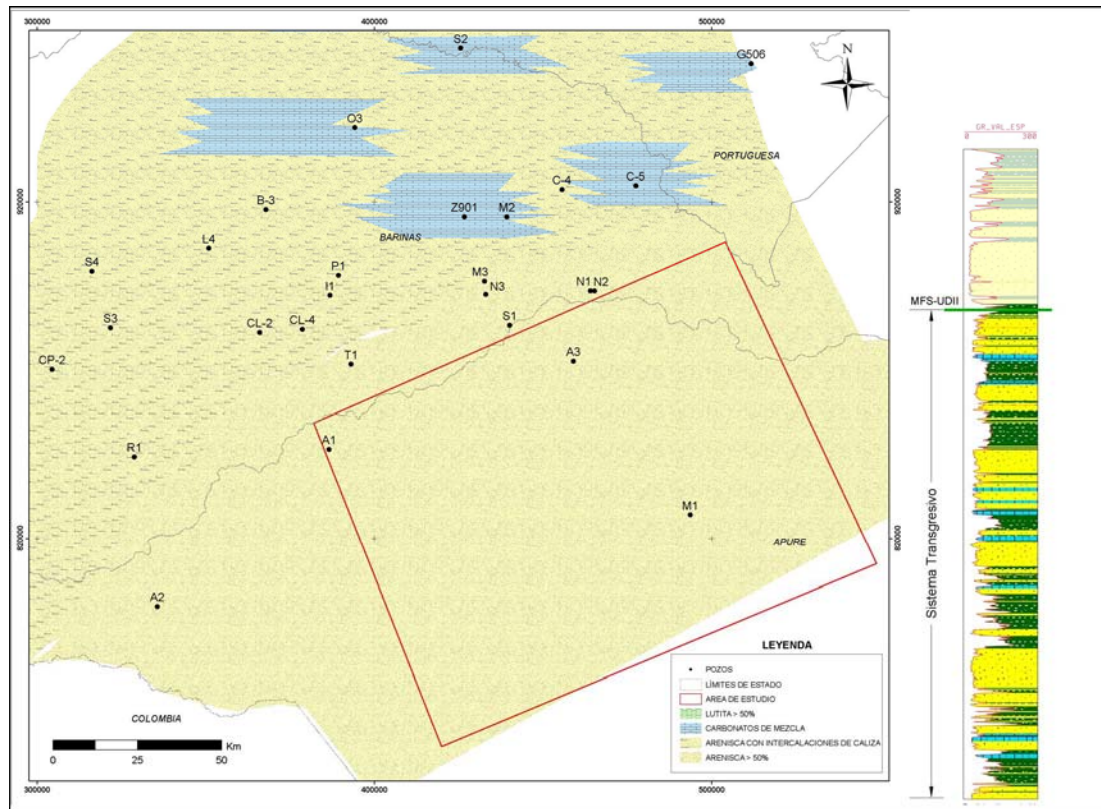


Figura N° IV.41. Mapa de distribución litológica de las facies transgresivas de la unidad depositacional UDMP. Dicho mapa demuestra el potencial y distribución de la roca yacimiento en el área.

Las secuencias SGI-MP y SGII-MP depositadas en ambientes continentales a transicionales, está compuesta litológicamente por arenisca de grano grueso a muy grueso que grandan verticalmente hacia facies de grano muy fino, en ocasiones carbonosa, y/o a facies heterolíticas, marcando el carácter transgresivo de la unidad.

A su vez, la secuencia SGIII está compuesta de arenas cuarzosas, muy gruesas a gruesas, en parte microconglomeráticas y parte de medias a finas, sub-angular a sub-redondeado, de color beige claro, en ocasiones blanquecinas, con estratificación paralela y/o cruzada de bajo ángulo y rizaduras, sin bioturbaciones, depositadas en ambientes continentales, con buena calidad de roca desde el punto de vista macroscópico (Figura N° IV.24).

En el área de estudio, la arena neta del sistema transgresivo de la unidad, presenta valores de que van desde 900 pies hasta 700 pies de espesor, que progresivamente van disminuyéndose y acuñaándose por erosión al norte y noreste fuera del área, con valores menores de 100 pies hacia Barinas tradicional (Figura N° IV.42).

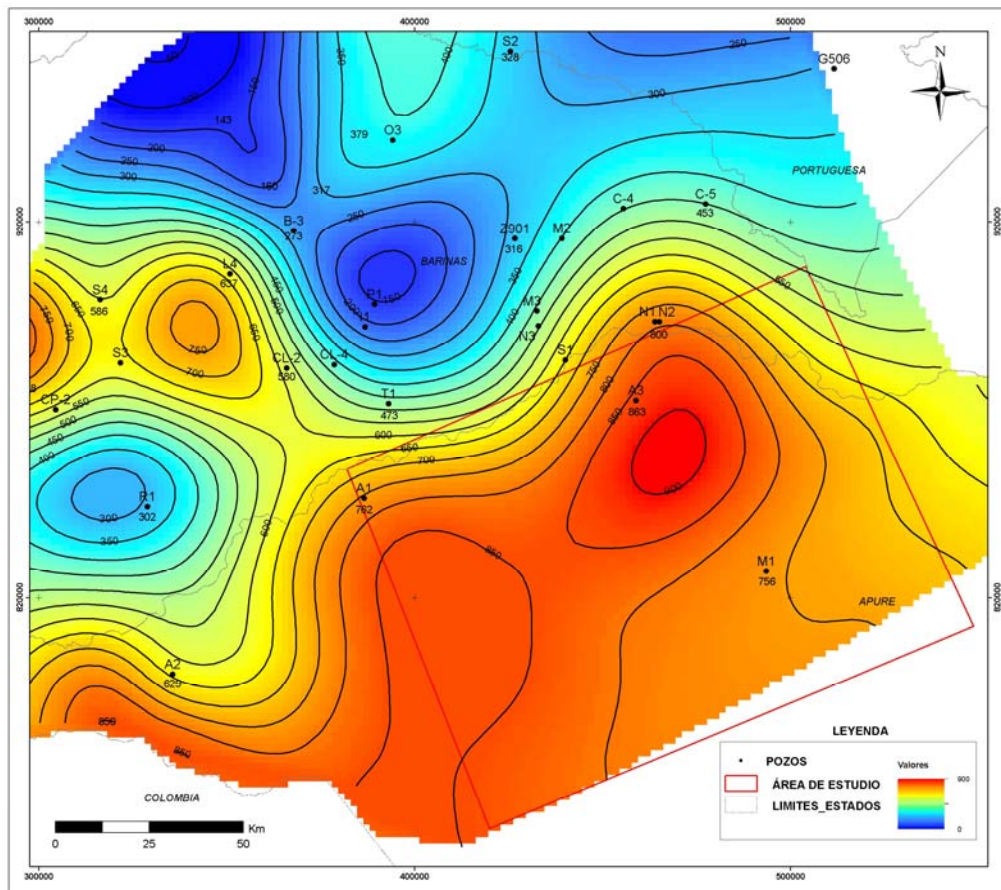


Figura N° IV.42. Mapa de distribución de arena neta del sistema transgresivo la Unidad Depositacional UDMP (Tomado de Santiago y otros, 2014).

Unidad depositacional UDMA-OMT: presenta reservorios en las arenas transgresivas de las secuencias STRIII y STRIV depositados en ambientes transicionales y asociado litoestratigráficamente al Miembro Arauca y la parte basal del Miembro Guardulio de la Formación Guafita respectivamente (Figura N° IV.38). Litológicamente la secuencia STRIII en su facies transgresiva está compuesta de arenisca de grano medio a grueso y en parte de medio a fino, intercalados con lutitas de color gris moteada, en ocasiones carbonosa, luego la facies transgresivas de la secuencia STRIV está compuesta de arenisca de grano fino a medio en parte a grueso intercaladas con lutitas gris verdosas. Las facies arenosas se distribuyen a lo largo de la subcuenca de Apure, desde el área de estudio hasta su límite erosivo al norte (Figura N° IV.43). Los espesores de arena neta de la secuencia transgresiva de la unidad van desde 1100 pies hasta 700 pies en el sur del área (Figura N° IV.44).

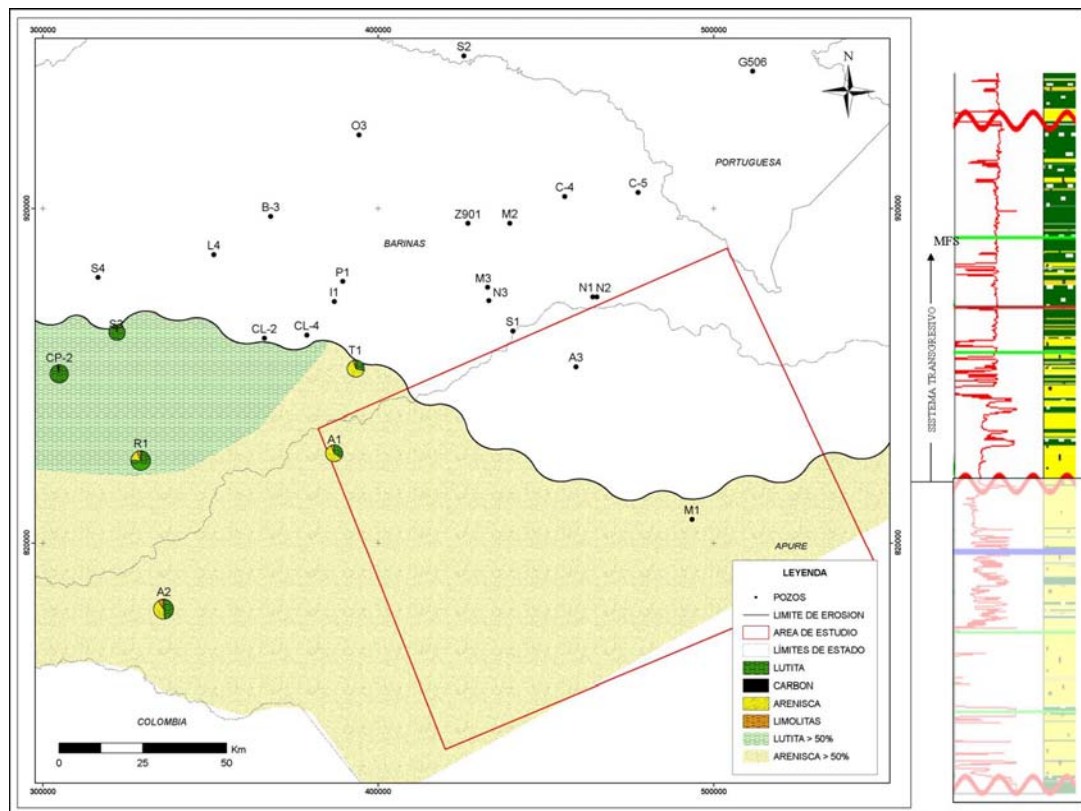


Figura N° IV.43. Mapa de distribución litológica de las facies transgresivas de la secuencia STRIII de la unidad UDMA-OMT.

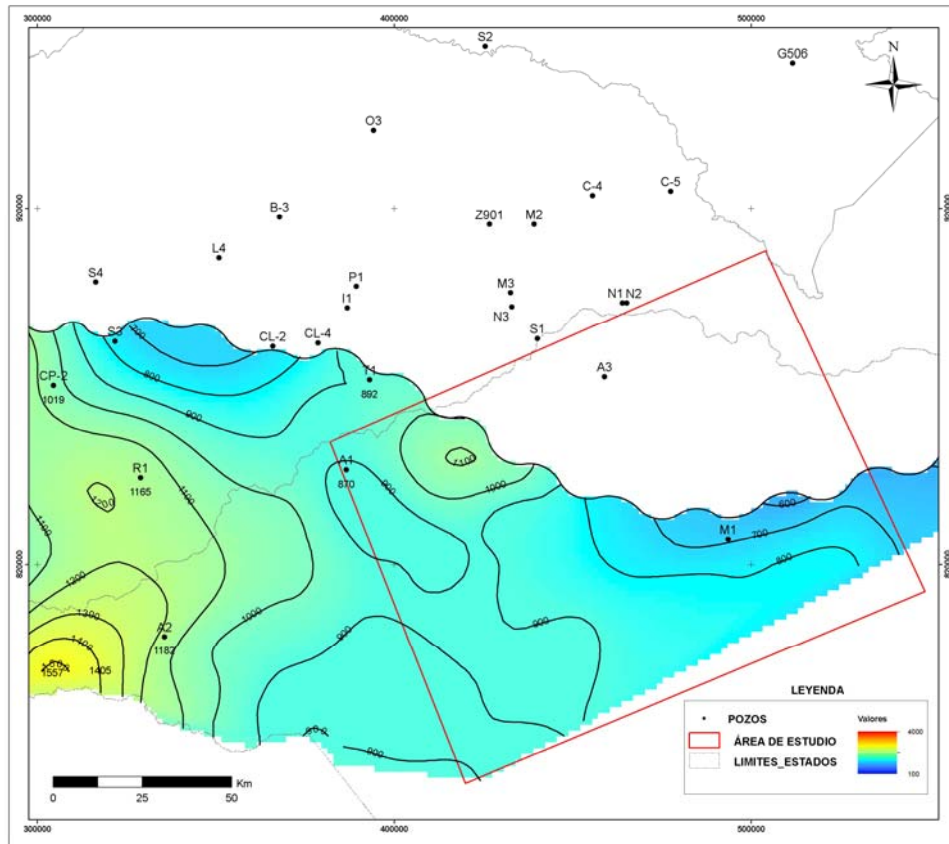


Figura N° IV.44. Mapa de distribución de la arena neta del sistema transgresivo de la unidad depositacional UDMA-OMT (Tomado de Santiago y otros, 2014).

IV.3.1.3 Roca sello

Unidad depositacional UDMP: no presenta roca sello por encima de las rocas reservorio, por no contener un espesor importante de lutitas, suficiente para retener hidrocarburos en el área. Esto posiblemente, debido a la ausencia de una superficie de inundación regional en el área, evidenciado por el acuñaamiento de la superficie MFS_SGIII al norte del área (Anexos 3 y 4) y sumado la erosión post-cretácica al tope de la unidad que eliminó los depósitos de la secuencia genética SGIV-MP, que litoestratigráficamente son equivalentes a la parte basal de la Formación Navay, conocida en la cuenca como la roca sello para ese tiempo. De acuerdo a Santiago y otros (2014), los mayores espesores de sello en la cuenca se presentan hacia el norte y centro de la cuenca con variaciones desde 157 pies en el y 95 pies y van disminuyendo hacia el área de estudio al sur de la cuenca, hasta llegar a valores de 3

pies en pozo A3 (Figura N° IV.45), marcando el límite de la presencia sellante de la secuencia transgresiva dentro de la unidad, mostrando de esta manera la ausencia del elemento sello en gran parte del área de estudio.

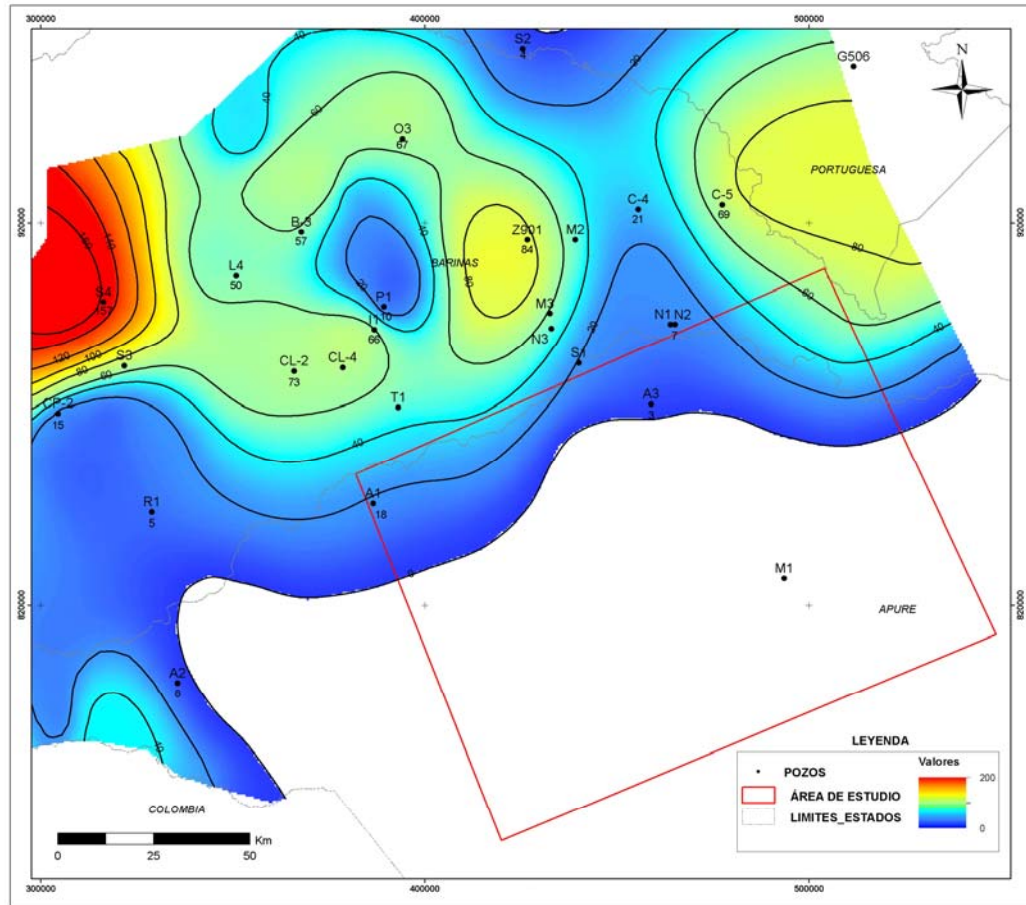


Figura N° IV.45. Mapa de distribución de la roca sello de la unidad UDMP (Tomado de Santiago y otros, 2014).

Unidad depositacional UDMA-OMT: La roca sello de esta unidad depositacional se observa hacia la base del ciclo regresivo de la secuencia STRIII y STRIV, a partir de las superficies de inundación MFS_STRIII y MFS_STRIV respectivamente. Esta roca está constituida principalmente por facies arcillosas, carbonosas, ocasionalmente glauconíticas y litoestratigráficamente equivalentes al Miembro Guardulio de la Formación Guafita, depositadas en ambientes marinos someros (Figuras N° IV.34 y IV.38).

El mapa de espesor de roca sello de las facies transgresivas de la unidad, muestra una disminución en sentido norte-sur del mismo. También debemos tomar en cuenta la truncación al tope de la unidad UDMA-OMT por el evento tectónico asociado a los depósitos de la unidad UDMA-MMP, que erosionó por completo la secuencia STRIV al noreste de la depositación de la unidad, resultando en una pérdida total del espesor de sello hacia esa zona. De esta manera, los espesores de sello en el área son de 3 a 5 pies, correspondientes a los pozos M1 y A1 respectivamente (Figura N° IV.46).

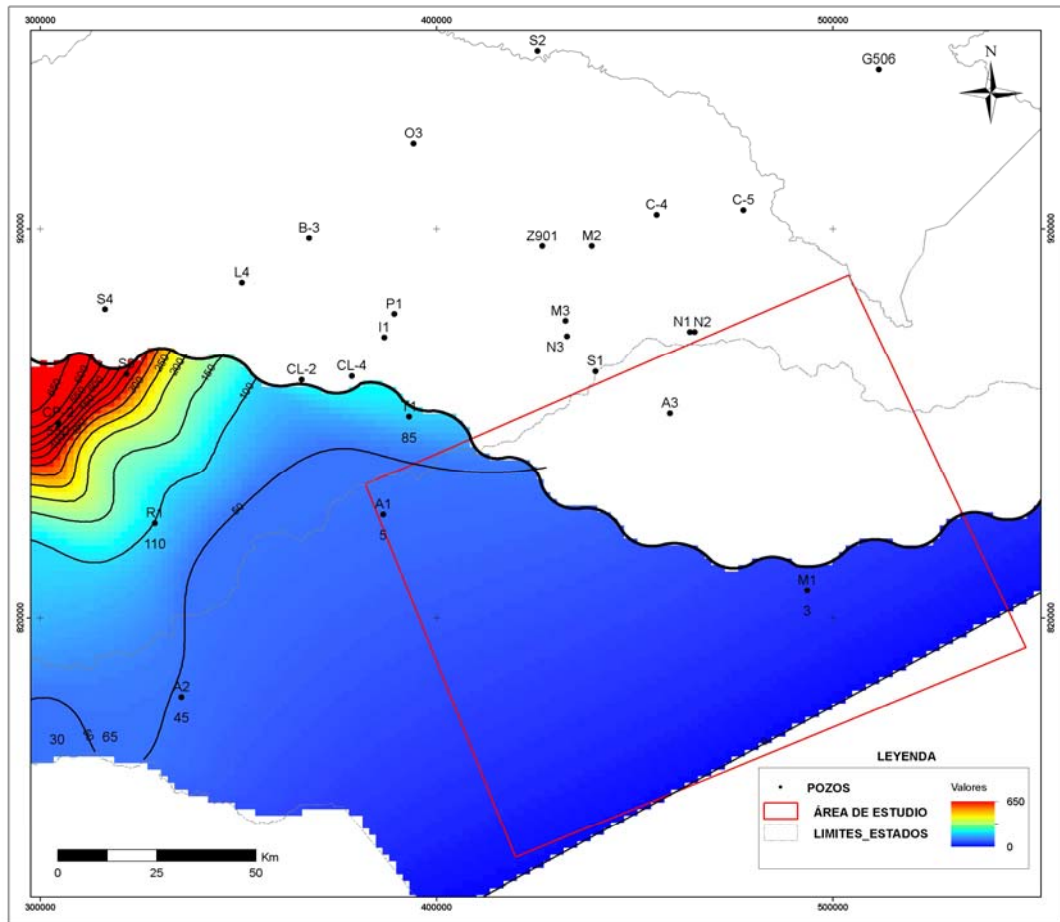


Figura N° IV.46. Mapa de distribución de la roca sello de la unidad UDMA-OMT (Tomado de Santiago y otros, 2014).

IV.3.1.4 Trampa

Las unidades UDMP y UDMA-OMT presentan un sistema de entrapamiento asociado a la familia de fallas 1 en el área de estudio (Figura N° IV.47), con estructuras con geometría de horst-graben, asociadas a un sistema de fallas sub-verticales con componente transtensivo-transpresivo (Guafita - Caño El Limón) de edad Paleoceno y reactivadas dos veces, durante el Eoceno medio y por la posterior tectónica andina desde el Mioceno medio hasta el reciente (Figura N° IV.10). El salto y buzamiento de éstas varía de una zona a la otra posiblemente asociado al componente transtensivo y transpresivo y pueden llegar a afectar toda la cobertura sedimentaria. El campo Guafita ubicado al oeste del área, ha perforado con éxito este tipo de entrapamiento y tiene producción actual en la unidad UDMA-OMT.

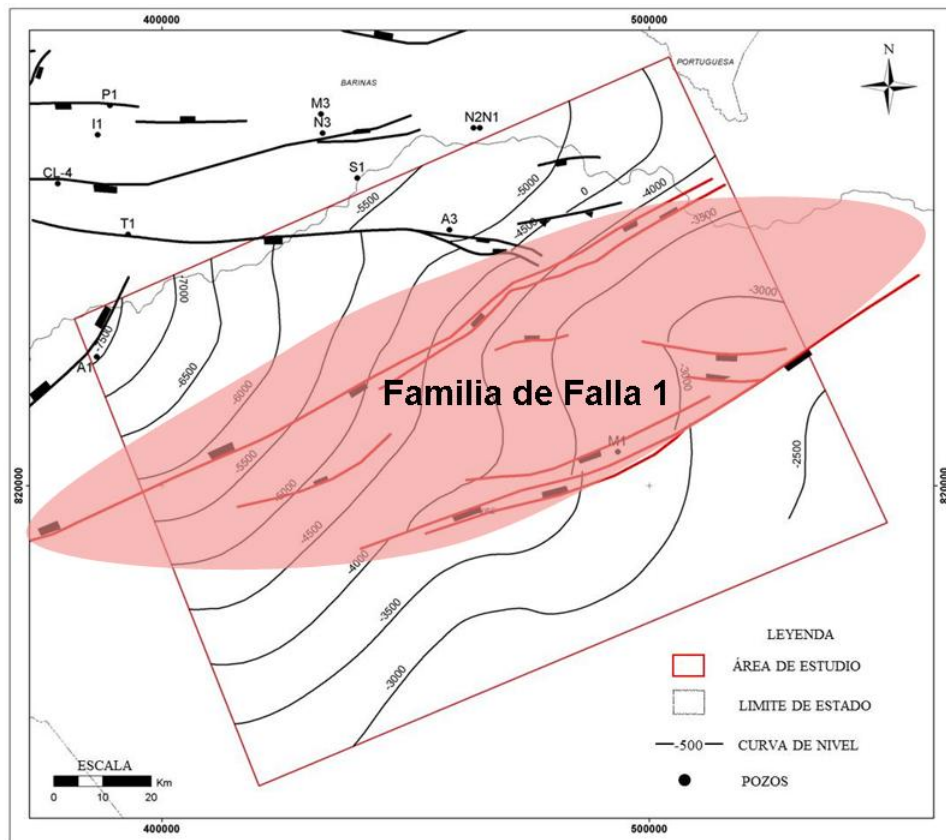


Figura N° IV.47. Sistema de entrapamiento relacionado a la familia de Falla 1 observado a los niveles estratigráficos de las unidades depositacionales UDMP y UDMA-OMT.

IV.4. POTENCIALIDAD DEL ÁREA DE MANTECAL

De acuerdo a los elementos del sistema petrolífero antes expuesto se deduce que la unidad UDMP en el lado norte de la falla de Mantecal no presenta oportunidad exploratoria, ya que la secuencia regresiva que contiene la roca sello no se encuentra por erosión al tope de la unidad, evidenciada por una discordancia alrededor de 40 Ma que coloca el Cretácico en contacto con el Oligoceno, lo que demuestra la falta de una gran sección de tiempo, pudo perjudicar el entrapamiento de crudos por una posible falta de sincronización entre la generación de roca yacimiento, expulsión y migración, si esta ocurriese en ese tiempo faltante (Paleoceno y Eoceno).

No obstante, en esta misma unidad, pero en el lado sur de la falla de Mantecal, se interpreta una posible oportunidad exploratoria de alto riesgo debido a la posible existencia de la secuencia SGIV-MP que contendría el sello necesario para las rocas yacimientos del sistema transgresivo infrayacentes de la unidad (Figura N° IV.48) pero a una escala menor de trabajo.

Ahora bien, en la unidad UDMA-OMT se puede interpretar una oportunidad exploratoria tipo *play*, con alto riesgo, en ambos lados de la falla de Mantecal, ya que posee tres elementos del sistema petrolífero (sistema de entrapamiento, roca yacimiento y roca sello) favorable para la acumulación de hidrocarburos en esa zona (Figura N° IV.49).

Sin embargo el alto riesgo que posee el área desde dos perspectiva, la primera la baja calidad de los datos y la segunda la distancia de migración serian factores críticos a considerar en proyectos de maduración de estas oportunidades exploratorias. También faltaría investigar lo concerniente a la roca madre, lo cual no es objetivo de este estudio.

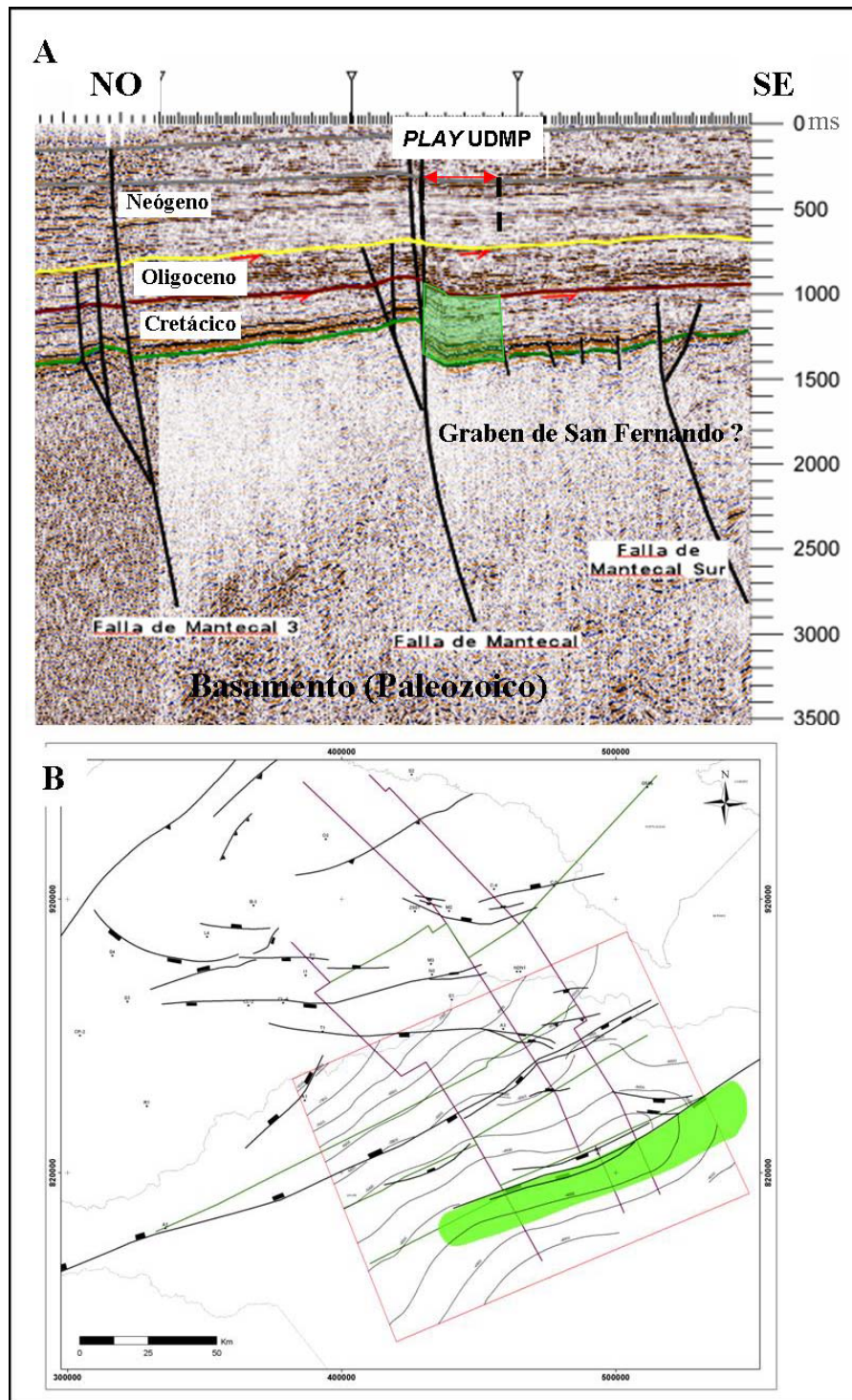


Figura N° IV.48. Oportunidad exploratoria tipo *play* correspondiente a la unidad UDMP.

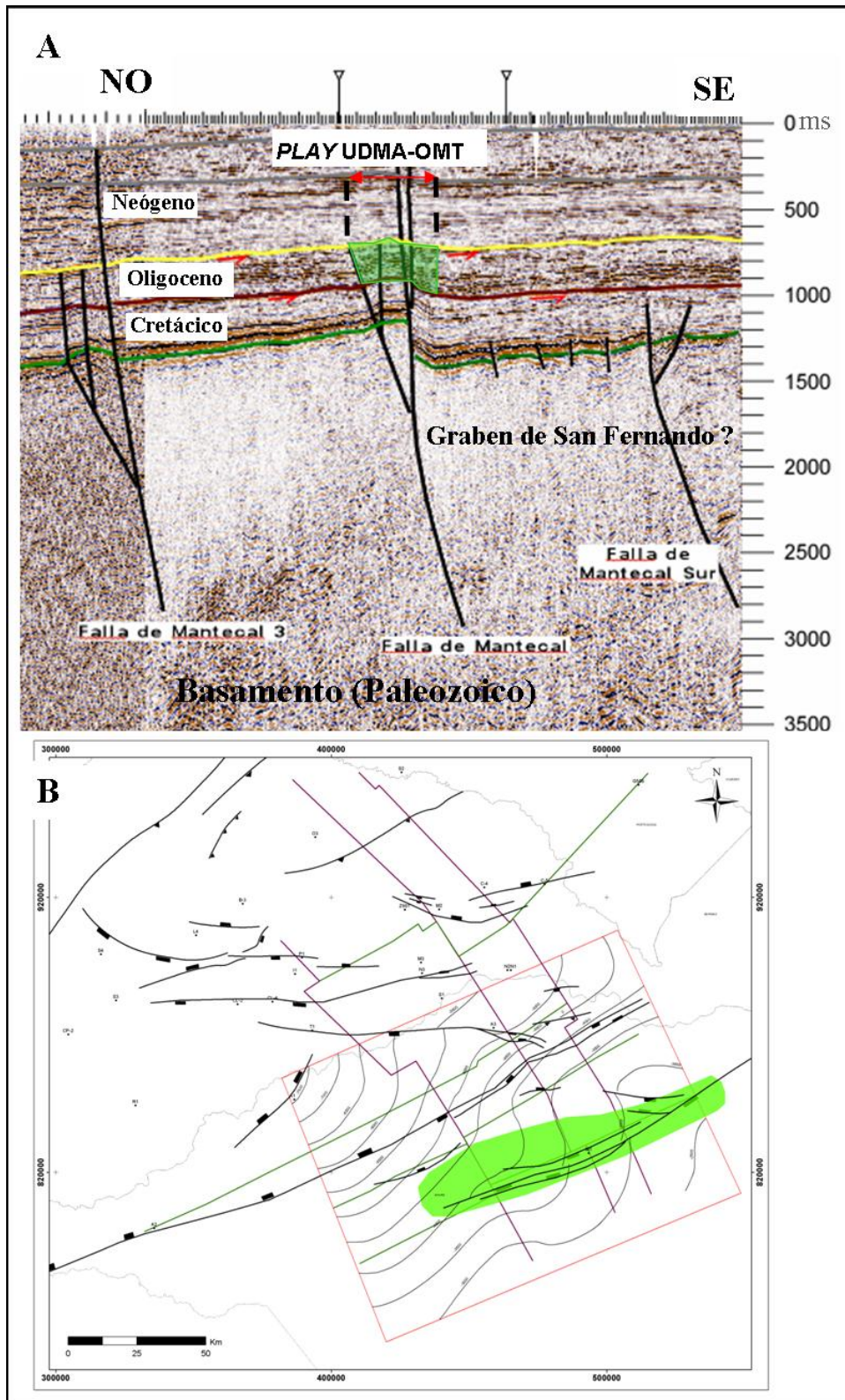


Figura N° IV.49. Oportunidad exploratoria tipo *play* correspondiente a la unidad UDMA-OMT.

Finalmente, de acuerdo a los resultados no satisfactorios desde el punto de vista de la existencia de crudos en el área arrojados por el pozo M1 (recientemente perforado), ubicado en el lado norte de la falla de Mantecal, podemos suponer que la presencia o ausencia de hidrocarburo líquido en el área de Mantecal dependerá de la capacidad que tendría la roca madre en la cuenca de generar, expulsar y migrar lateralmente. Es por ello, que tomando en cuenta la ubicación y distancia de las dos posibles cocinas existentes en la cuenca, una que estaría debajo de los Andes de Mérida y la otra en la Cordillera Oriental de Colombia de acuerdo a Santiago y otros (2014), se interpreta una baja probabilidad de éxito de ambas para llenar el área de Mantecal. Aunque existiría una mayor probabilidad de éxito si consideramos el sistema de fallas definido por el posible graben de San Fernando-Arauca como vías de migración desde la Cuenca de los Llanos Colombianos hasta el sur del área de estudio, abriendo nuevas oportunidades exploratorias hacia esa zona. Igualmente, se destaca el hecho al sur de la falla de Mantecal la posible existencia del graben de San Fernando, que podría ser una continuación del graben de Arauca en lado colombiano de edad Cámbrico y pertenecería a una tectonosecuencia previa. Abriendo así la posibilidad de otro sistema petrolífero anterior al comprobado en la Cuenca Barinas Apure.

A continuación en la tabla IV.3 se presentara la jerarquización de cada oportunidad exploratoria presentada en este trabajo:

Tabla N° IV.3. Oportunidades tipo *plays* identificadas en el área de Mantecal.

INCERTIDUMBRE DE OPORTUNIDADES EXPLORATORIAS					
	PLAYS	RESERVORIO	SELLO	TRAMPA	DATO
1	UDMP	BAJO	MEDIO	MEDIO	BAJO
2	UDMA-OMT	BAJO	MEDIO	MEDIO	BAJO

CAPITULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

V.1 CONCLUSIONES

Se corroboró la columna biocronoestratigráfica del área de Mantecal, estableciendo rangos y límites de edades correlacionables en la cuenca, que sustentaron la cronoestratigrafía del marco tectonoestratigráfico del área de estudio.

El marco tectonoestratigráfico del área de estudio, refiere una tectonosecuencia de orden mayor compuesta por tres fases tectónicas: Apertura Continental, Margen Pasivo y Margen Activo. Dentro de estas fases se identificaron y analizaron cinco (5) eventos tectónicos, cuyos depósitos fueron clasificados en Unidades Depositacionales, y consideradas como ciclos depositacionales de orden mayor. Estas unidades depositacionales, permitieron evaluar los diferentes elementos del sistema petrolífero en el área, y la identificación de oportunidades exploratorias tipo *play*. Igualmente dentro de las unidades depositacionales se interpretaron nueve (9) secuencias de orden menor, que ayudaron a definir zonas prospectivas de menor escala que podría ser estudiadas en proyectos aguas abajo, a escala de proyectos de generación de prospectos exploratorios de un nivel estratigráfico de la secuencia definida.

En el análisis de los elementos del sistema petrolífero en el área de Mantecal, se estableció que las rocas yacimientos se encuentran en la sucesión transgresiva de las unidades UDMP y UDMA-OMT, y la roca sello se ubica en las facies arcillosas asociadas a la superficies de máxima inundación para cada unidad, acepción del área de Mantecal donde la discordancia entre el Cretácico y el Oligoceno erosiono la sucesión regresiva de la unidad UDMP al norte de la falla de Mantecal, perjudicando el entrampamiento de crudos

En la jerarquización de oportunidades se considera el *play* UDMP como el más propicio y atractivo en el Cretácico dentro del graben de San Fernando, ya que en el caso de ser favorable abriría una nueva ventana exploratoria.

El área de Mantecal desde el punto de vista exploratorio se considera inmadura debido a la poca cantidad de datos y baja calidad de los mismos.

V.2 RECOMENDACIONES

Realizar estudios exploratorios al sur de la falla de Mantecal a partir de un pozo estratigráfico con el objetivo de tomar datos dentro de la sucesión Cenozoica, Mesozoica y Paleozoica del posible graben de San Fernando, y así dilucidar la existencia de un nuevo del sistema petrolífero Paleozoico.

Perforar pozos exploratorios para la unidad UDMP en los bloques deprimidos del primer sistema de fallas, ya que en estaría preservado la roca sello de la unidad y no como se había realizado en el pasado con los pozos A3 y M1 que fueron perforados sin éxito en el bloque levantado de la falla, donde el espesor de la unidad es menor y no está preservado el sistema regresivo con el desarrollo de la roca sello.

Realizar un estudio de susceptibilidad magnética en las muestras de ripios del pozo exploratorio M1 con fin de buscar evidencias del paso de crudo en el área. También de esta manera, se podría comparar estos nuevos estudios con los resultados arrojados por esta misma técnica en muestra de pozos del campo Guafita, antes realizados, ya que este fue propuesto como yacimiento análogo para la estructura explorada por el pozo M1, y así entender sus posibles diferencias desde el punto de vista del sistema petrolífero.

Realizar el estudio de la sincronización y migración de los hidrocarburos en el área de Mantecal.

CAPITULO VI BIBLIOGRAFÍA

- Audemard, F. (1991). Tectonics of Western Venezuela. PhD dissertation. Rice University.
- Audemard, F. y Serrano, I. (2001). Future petroliferous province of Venezuela in Downey MW, Threet JC y Morgan WA eds. Petroleum provinces of the twenty-first century AAPG Memoir 74. pp. 353-372.
- Audemard, F., Hernández, G., Lilliu, A., Azpirixaga, I., Bejarano, C., Cabrera, E., Del Castillo, H., De Toni, B., Di Croce, J., Duerto, L., Ferrer, B., Jaimes, M., Márquez, X., Violino, R., Ysaccis, R., Alvarez, M., Bolívar F., Cantisano, M., Olivares, C., Petit, P., Pinzón, O., Santiago, N., Serrano, I., Taylhardat, V., Truskowski, I., Vera, P., Coriat, R., Giral, W., Gómez, M. (2002). Proyecto Visión Integrada del Potencial Petrolífero de Venezuela (VIPA). Informe interno PDVSA – EXPLORACIÓN. 175 p.
- Audemard, F.E. y Audemard, F.A. (2002). Structure of the Merida Andes, Venezuela: relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction. Tectonophysics 345, 99–327.
- Barredo, S. (2011). Controles Tectónicos en la distribución de patrones sedimentarios de las cuencas petrolíferas de Argentina. VIII Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Mar de Plata, Argentina.
- Brown, L.F., Benson J., Brink G., Doherty S., Jollands A., Jungslager J., Keenan A., Muntingh A., y Wyk N.J. (1995). Stratigraphy in Offshore South African Divergent Basins. AAPG Studies in Geology # 41. Pág. 184.
- Burke, K. (2011). Plate Tectonics, the Wilson Cycle, and Mantle Plumes: Geodynamics from the Top. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2011.39: pp. 1-29.
- Carmona, K. (2011). Informe de resultados bioestratigráficos pozos Apure 1X, Apure 2X y Apure 3X, subcuenca de Apure, Venezuela. Reporte interno. PDVSA. 16 p.
- Catuneanu, O. (2006). “Principles of Sequence Stratigraphy”, First Edition.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J., Blum, M. y Dalrymple, R. (2009). Towards the standardization of sequence stratigraphy. University of Nebraska – Lincoln. 33 p.

- Catuneanu, O., Galloway, W., Kendall, C., Miall, A. D., Posamentier, H., Strasser, A. y Tucker, M. (2011). Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature. Newsletters on Stratigraphy, Vol. 44/3, 173–245 pp.
- Chigné, N., De Monroy, Z., Arnstein, R., Cabrera, E., Osuna, S., Mahmoudi, M., Pilloud, A., Sánchez, A., Loureiro, D., Giraldo, C., Russomanno, F., Gallango, O., Vega, L., Arocha, B. y Rodulfo H. (1996). Proyecto Evaluación Petrolera de Barinas-Apure. Corpoven. Documento Interno. CORPOVEN. 007701,96 CDPLC.
- Cooper M., Addisson, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martinez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, A., y Taborda, A. (1995) “Basin Development and Tectonic History of the Llanos, Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. AAPG Bulletin, V. 79, No. 10 (October 1995), P. 1421–1443.
- De Monroy, Z., y Van Erve, A.W. (1987). Revisión palinoestratigráfica preliminar del Cretácico y Terciario de Apure (Venezuela Suroccidental). Pág1-2. Reporte interno de PDVSA- BAR001427.
- De Monroy, Z., Arnstein, R., y De Cabrera, E. (1997). Síntesis bioestratigráfica de la Cuenca Barinas - Apure. CORPOVEN. Reporte interno # 007751,97. 16 p.
- Discepola, P., Medina, J., Guerrero, E., Superlano, M. y Nava, C. (2013). Proyecto Mantecal Este pozo MAN-1X, Reporte de Avance N° 5, sedimentología y bioestratigrafía. Informe interno preliminar PDVSA – Exploración, Laboratorio Geológico El Chaure.
- Embry, A. (2002). Transgressive-Regressive (T-R) Sequence Stratigraphy, In: Armentrout, J and Rosen, N., (eds.), Sequence stratigraphic models for exploration and production: Gulf Coast SEPM Conference Proceedings, Houston. pp.151-172.
- Embry. A. F. y Johannessen, E. P. (1992). T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada, In: Vorren, T., Bergsager, E., Dahl-Stammes, O. A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E. and Lund, T. B., (eds.), Arctic Geology and Petroleum Potential: NPF Special Publication 2. pp. 121-146.
- Emery D. y Myers K. (1996). Sequence Stratigraphy. BP Exploration, London. 297 p.

- Escalona, N. (1987): Petrología del basamento ígneo-metamórfico de los pozos Apure-1, 2 y 3. CORPOVEN, LAB-NA-2-DF.
- Escalona, A. y Mann, P. (2006). Sequence-stratigraphic analysis of Eocene clastic foreland basin deposits in central Lake Maracaibo using high-resolution well correlation and 3-D seismic data. AAPG Bulletin, v. 90, no. 4 (April 2006). pp. 581-623.
- Escalona, A. y Mann, P. (2011). Tectonics, basin subsidence mechanisms, and paleogeography of the Caribbean-South American plate boundary zone. *Marine and Petroleum Geology* 2010. 32 p.
- Feocodecido, G. (1972) Contribución a la estratigrafía de la Cuenca de Barinas - Apure. MEM., IV Congreso Geológico de Venezuela.
- Galloway, W. E. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis; Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units: AAPG Bulletin, v. 73/2.
- González de Juana, C., Iturralde de Arozena, J. y Picard, X. (1980). Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas. Caracas, Ed. Foninves, 2 tomos. 1021 p.
- Gradstein FM, Ogg JG, Schimitz M y Ogg G (2012). The geologic time scale 2012". Elsevier. 1176 p
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In: Wilgus, C.K., Posamentier, H., et al. (Eds.), *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. Society of Economic Mineralogists and Paleontologists, Special Publication 42, pp. 71-108.
- Helby, R., Morgan, R. y Partridge, A. D. (1987). A palynological zonation of the Australian Mesozoic. In: Jell, P.A. (Ed.), *Studies in Australian Mesozoic Palynology*. Association of Australasian Palaeontologists Memoir 4, pp. 1-85.
- Henriques, L. (2004) Modelado geodinámico integrado de la Cuenca Barinas Apure y los Andes de Merida, Edo Barinas. Tesis de grado al título de Ingeniero Geofísico de la Universidad Simón Bolívar. Pág. 98.
- Helenes, J. (2012). Revisión bioestratigráfica de los datos de pozos en el área del Proyecto Apure-Portuguesa, Cuenca Barinas-Apure. Trabajo no publicado. PDVSA. pp. 30-52.

- Jervey, M. T. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 47–69. SEPM Special Publication 42.
- Kiser, G. (1989). “Relaciones estratigráficas en la Cuenca Apure-Llanos con áreas adyacentes Venezuela Suroeste y Colombia Oriental”. Soc. Venez. Geol. Monografía N° 1.
- Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela (1997). Documento patrocinado por Petróleos de Venezuela S. A. Editado por el Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura. Venezuela.
- Magoon L. B. y Dow W. G. (1994). The petroleum system, from source to trap. American Association of Petroleum Geologists Memoir 60, pp. 73-89.
- Mata, L. (2012). Palinoestratigrafía de los pozos MON-1X, PG-1X y SVC-1X (Barinas, Venezuela). Reporte interno # 017571. PDVSA. pp 1-8.
- Miall, A. (1997). *Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer-Verlag Inc., New York, N. Y., 433 p.
- Mitchum, M. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. AAPG Memoir 26, pp. 205-212.
- Mitchum, M., Vail, P. y Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En C. Payton, ed., *Seismic stratigraphy: application to hydrocarbon exploration*, AAPG Memoir 26, pp. 53-62.
- Mitchum, M., Vail, P. y Sangree, J. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in Depositional Sequences. AAPG Memoir 26, pp. 117-134.
- Muller, J., Di Giacomo, E. y Van Erve, A. W. (1987). A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of northern South America. American Association of Stratigraphic Palynologists, Contribution Series Num. 19, pp. 7-76.

- Olivares, C. (2006). Caracterización Geoquímica de Crudos, Impregnaciones, Menes de Petróleo y Gas de las Cuenca Oriental y Barinas de Venezuela. Informe Técnico IT-OC-2006-804, EP, Maracaibo.
- Padrón, C. (2002). “Interpretación Estructural en el Extremo Occidental de la Cuenca Oriental y Costa Afuera de Venezuela”. Tesis de post-grado de Universidad Central de Venezuela para optar por el título de Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas. Caracas, pp 36-59.
- Parnaud, F., Loureiro, D., Passalacqua, H., De Toni, B., Gallango, O. y Capello, M. (1994). Análisis integrado de las cuencas de Barinas y Maracaibo. Informe Gerencial # INT-02893.94.
- Parnaud, F., Gou, Y., Pascual, J. C., Capello, M., Truskowski, I., Passalacqua, H. (1995). Stratigraphic synthesis of western Venezuela. AAPG Memoria 62, pp. 681-698.
- Pindell, J. L. y Barrett, S. F. (1990). Geologic Evolution of the Caribbean Region: a Plate-Tectonic Perspective, In: Case, J. E. & Dengo, G. (eds), Geological Society of America, The Geology of North America, H, pp. 405-432.
- Pindell, J., Higgs, R. y Dewey, J. (1998). Cenozoic Palinspastic Reconstruction, Paleogeographic Evolution and Hydrocarbon setting of the northern margin of South America, in J. L. Pindell and C. L. Drake, eds., Paleogeographic evolution and non-glacial eustasy, Northern South America: Society for Sedimentary Geology (SEPM) Special Publication no. 58, pp. 63-82.
- Pindell, J., Kennan, L., 2001. Processes and events in the terrane assembly of Trinidad and eastern Venezuela. In: Fillon, R., Rosen, N., Weimer, P., Lowrie, A., Pettingill, H., Phair, R., Roberts, H., van Hoorn, B. (Eds.), Petroleum Systems of Deep-water Basins: Global and Gulf of Mexico Experience: Gulf Coast Section SEPM Foundation 21st Annual Research Conference, Houston, CD-ROM.
- Portilla A. (1991). Interpretación Sísmica Secuencial y Estructural de Apure. Gerencia General de Geología, Gerencia de Exploración. 50 p.
- Portilla, A. (1993). Tectonic events and structural configuration of the Barinas –Apure basin. AAPG Bulletin, 77(2): 341 p.

- Powell, A. J. (Ed.), (1992). *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. Chapman and Hall, London, 290 p.
- Quijada, C. 2012. *Análisis Exploratorio del Pre-Cretácico en el Norte de la Cuenca de Los Llanos, Colombia*. Tesis Doctoral. Universidad Simón Bolívar, Caracas.
- Santiago, N., Bellizzi, L., Escorcía, L., Hernández, M., Hernández, L., Lara, J., Marcano, J., Moya, M., Oliveros, R., Oropeza, Y., Parra, K., Peña, Y. y Rivas, Y. (2014). *Proyecto Evaluación del Sistema Petrolífero Apure – Portuguesa*. PDVSA – Gerencia General de Exploración – Gerencia de Evaluación de Sistemas Petrolíferos. 537 p. Informe interno 017596.
- Sloss, L. L., Krumbein, W. C., and Dapples, E. C. (1949). Integrated facies analysis. In *Sedimentary facies in geologic history* (C. R. Longwell, Ed.), pp. 91–124. Geological Society of America Memoir 39.
- Stover, L.E. y Helby, R. (1987). Some Australian Mesozoic microplankton index species. In: *Jell, P.A. (Ed.), Studies in Australian Mesozoic Palynology*. Association of Australasian Palaeontologists Memoir 4, 101-134.
- Vail, P. (1987). Genetic stratigraphic sequences in basin analysis; I, Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units: *AAPG Bulletin*, v. 73/2.
- Vail, P., Mitchum Jr., Todd, R., Widmier, J., Thompson, S., Sangree, J., Bubb, J. y Hatlelid, W. (1977). *Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level*. *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir 26, pp 49-211.
- Valdés, G., Ainger, S., Figueroa, J., Ochoa, E., Zaizarbitoria, I., Daly ,M., Zambrano, E. y Zamora, L. (1992). *Geological and Petroleum Resource Study of Venezuela*. PDVSA and BP.
- Williams, G. L. y Bujak, J. en Bolli, H. M., Saunders, J. B. y Perch-Nielsen, K. (Eds.), (1985). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press.
- Williams, G. L., Stover, L. E. y Kidson, E. J. (1993). Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic Dinoflagellate taxa in the northern hemisphere. Geological Survey of Canada.

Yoris, F. y Ostos, M. (1997). Geología de Venezuela: Geología General y Cuencas Petrolíferas. En Singer, J., ed., WEC 1997. Evaluación de Pozos: Schlumberger – Surencó C.A. 1ra., ed., Español; Jolley Printing, Texas, Evaluación de pozos (3-44). Caracas: Editores.

Zavala, C., Arcuri, M., Turienzo, M., Zorzano, A., Martinioni, D., Di Meglio, M. y Rodríguez, M. (2011). Proyecto Rubio. PDVSA Exploración. Informe interno.