

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**FACIES SEDIMENTARIAS ASOCIADAS A LOS PARÁMETROS
DE CONTROL ESTRATIGRÁFICO DURANTE EL EOCENO
MEDIO EN EL BLOQUE III DEL LAGO DE MARACAIBO,
CUENCA DE MARACAIBO. ESTADO ZULIA.**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. José Delgadillo
Para optar al título de
Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2014

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

FACIES SEDIMENTARIAS ASOCIADAS A LOS PARÁMETROS DE CONTROL ESTRATIGRÁFICO DURANTE EL EOCENO MEDIO EN EL BLOQUE III DEL LAGO DE MARACAIBO, CUENCA DE MARACAIBO. ESTADO ZULIA.

TUTOR ACADÉMICO: Doctor José Mendez Baamonde

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. José Delgadillo
Para optar al título de
Magister Scientiarum en Ciencias Geológicas

Caracas, 2014

Caracas, Marzo 2014

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por la Comisión de Postgrado de la Facultad de Ingeniería, para evaluar el Trabajo Especial de Grado, presentado por el Ing. José A. Delgadillo P., titulado:

“Facies Sedimentarias asociadas a los Parámetros de Control Estratigráfico durante el Eoceno Medio en el Bloque III del lago de Maracaibo, Cuenca de Maracaibo. Estado Zulia”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Magíster Scientiarum en Ciencias Geológicas, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Jurado

Doctor José Mendez Baamonde

Tutor

A mis hermosos hijos Fabian Antonio y Lauren Valeria

AGRADECIMIENTOS

Agradezco a todas las personas que directa o indirectamente colaboraron con la culminación de este proyecto y de una manera exclusiva a:

- A mi familia José Delgadillo, Rosa Pérez de Delgadillo y Miguel Delgadillo por brindarme su apoyo, respeto, confianza y buenos principios.
- A mi esposa Elimer Cova por regalarme su afecto, apoyo y comprensión.
- A la Ilustre Universidad Central de Venezuela por permitirme formar parte de esta casa de estudio.
- A mi tutor académico José Mendez por su valiosa asesoría en sedimentología y estratigrafía.
- A los profesores Rafael Falcón, Franck Audemard y María Gomez junto a la Licenciada Ana María Rodríguez.
- A Petróleos de Venezuela, S.A. Gerencia de Estudios Integrados, muy especialmente a mi equipo de trabajo Gian Piero Conti, Douglas Rojas, Grecia Sanchez, Isabel Torres y Keila Nava junto a los compañeros Moises Angel y Humberto Parra.
- A las Ingenieros Yaili Elejalde y Gloria Subero por su confianza y apoyo.
- A los asesores Danilo Boscan, Nancy Hambalek y Miguel Velasquez
- Al equipo del Laboratorio La Concepción, especialmente a los Ingenieros Delmiro Prieto, Paolo Discepola y Edwin Valbuena.
- A la Gerencia de Administración, especialmente a María Soto, Magalis Rivas y Paola Pacheco por su apoyo y cooperación.

Delgadillo P. José A.

FACIES SEDIMENTARIAS ASOCIADAS A LOS PARÁMETROS DE CONTROL ESTRATIGRÁFICO DURANTE EL EOCENO MEDIO EN EL BLOQUE III DEL LAGO DE MARACAIBO, CUENCA DE MARACAIBO. ESTADO ZULIA.

Tutor Académico: Doctor José Mendez Baamonde. Tesis. Caracas, UCV Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2014, 202 p.

Palabras Claves: Facies Sedimentarias, Análisis de Procedencia, Estratigrafía Secuencial, Formación Misoa, Cuenca de Maracaibo.

Resumen. La presente investigación tiene como propósito definir las facies sedimentarias asociadas a los parámetros de control estratigráficos predominantes durante el Eoceno Medio en el área del Bloque III. Este estudio se basó en la descripción sedimentológica de núcleos para la determinación de litofacies sedimentarias, asociaciones de facies y ambientes sedimentarios dominantes. Asimismo, mediante análisis petrográficos de secciones finas, se estableció la procedencia y propiedades texturales - mineralógicas de las rocas presentes, junto a los diferentes procesos diagenéticos que influyeron en el área. Igualmente, por medio del uso de análisis bioestratigráficos, datos sísmicos e información de registros de pozos, se definieron las diferentes superficies estratigráficas asociadas a límites de secuencia. De todo esto, se obtuvo como resultado la definición de catorce (14) litofacies sedimentarias, siete (7) asociaciones de facies y ambientes depositacionales para cada una de las sub-unidades B7, B6 y B5 de la Formación Misoa. Se establecieron tendencias orientadas hacia el campo de un orógeno reciclado con influencia del cratón interior, representados por rocas maduras desde el punto de vista textural y mineralógico, en donde los principales procesos diagenéticos fueron compactación, cementación, alteración y disolución, llegando a alcanzar un grado de diagénesis intermedia a profunda. Se determinaron superficies estratigráficas

representadas por una discordancia intraeoceno denominada SB 44 (B7/B6), una superficie transgresiva (B6/B5) y una superficie de máxima inundación designada MFS 43 (B5/B4), perteneciendo a dos (2) secuencias de tercer orden desde el punto de vista secuencial. Todos estos resultados permitieron concluir que los parámetros de control estratigráficos estuvieron enmarcados por una eustasia mostrando su mayor significado a través de una caída importante del nivel del mar hace 44 ma, que trajo como consecuencia la generación de la discordancia SB 44. El suministro de sedimentos estuvo controlado por la influencia de una etapa de relleno del sistema de antepaís dominante en la cuenca durante la colisión de las placas Caribe y Sur Americana. Es importante destacar que tanto el aporte de sedimentos como la caída eustática presentes en este período sobre la cuenca, no fueron tan significativas en comparación con las altas tasas de subsidencia registradas, las cuales son estimadas alrededor de ~500 pies/ma sobre el depocentro principal encontrado hacia el noreste de la cuenca, lo cual está sustentado bajo las teorías propuestas por autores como Allen y Allen (2005), Catuneanu (2004), Escalona (2003), Lugo y Mann (1995), Mendez (2006) y Pestman (1993).

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS.....	v
RESUMEN.....	vi
ÍNDICE.....	viii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	xiii
ÍNDICE DE TABLAS.....	xxiii
LISTADO DE ANEXOS.....	xxiv
CAPITULO I.....	23
INTRODUCCION.....	23
<i>OBJETIVOS</i>	25
Objetivo General.....	25
Objetivos Específicos.....	25
<i>ÁREA DE ESTUDIO</i>	26
<i>BASE DE DATOS</i>	27
<i>ANTECEDENTES</i>	28
<i>METODOLOGÍA</i>	31
Fase 1: Recopilación bibliográfica y análisis de la información.....	31
Fase 2: Descripción de núcleos.....	31
Fase 3: Calibración Núcleo –Perfil.....	31
Fase 4: Determinación de Facies Sedimentarias.....	32
Fase 5: Determinación de Unidades Sedimentarias.....	32
Fase 6: Interpretación de Registros y elaboración de mapas de facies.....	32
Fase 7: Análisis Petrográficos.....	33
Fase 8: Uso de Bioestratigrafía para la definición del Marco Cronoestratigráfico.....	33
Fase 9: Uso de Sísmica para La Correlación Areal.....	33
Fase 10: Identificación de Superficies Estratigráficas.....	33
Fase 11: Influencia de los parámetros de control estratigráficos.....	34
<i>APLICACIÓN PRÁCTICA</i>	34
<i>APORTE PERSONAL</i>	34
CAPITULO II.....	35
ESTRATIGRAFÍA y CONTEXTO REGIONAL.....	35
<i>ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE MARACAIBO</i>	35
Periodo Cretácico.....	37
Formación Río Negro.....	37
Grupo Cogollo (Aptiense - Albiense).....	37
Formación La Luna (Cenomaniense - Santoniense).....	38

Formación Colón (Campaniense - Maastrichtiense).....	38
Formación Mito Juan (Maastrichtiense).....	39
Periodo Terciario.....	39
Formación Guasare (Paleoceno).....	39
Formación Trujillo (Eoceno temprano).....	40
Formación Misoa (Eoceno medio).....	40
Formación La Rosa (Mioceno temprano).....	40
Formación Lagunillas (Mioceno medio).....	41
Formación Isnotú (Mioceno tardío - Plioceno).....	42
Formación La Puerta (Plioceno).....	42
Formación Onia (Plioceno - Pleistoceno).....	42
<i>ESTRATIGRAFÍA LOCAL</i>	43
Formación Misoa.....	43
<i>ORIGEN Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO</i>	48
CAPITULO III.....	61
CONSIDERACIONES TEÓRICAS.....	61
<i>GENERALIDADES DE ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL</i>	63
Unidades de Secuencia Estratigráfica.....	64
Secuencia.....	64
Tipos de Secuencia.....	64
Sistemas Encadenados.....	66
Sistemas Encadenados en Etapa de Caída (Falling Stage Systems Tracts).....	66
Sistemas Encadenados de Bajo Nivel (Lowstand Systems Tracts).....	67
Sistemas Encadenados Transgresivos (Transgressive Systems Tracts).....	68
Sistemas Encadenados de Alto Nivel (HighStand Systems Tracts).....	68
Parasecuencias.....	69
Conjunto de Parasecuencias.....	69
Superficies Estratigráficas.....	69
Discordancia subaérea (Subaereal Unconformity).....	70
Superficies correlativas conformables (Correlative Conformity).....	70
Superficie de máxima inundación (Maximum Flooding Surface).....	70
Superficie de máxima regresión (Maximum Regressive Surface).....	70
Superficies de ravinamiento transgresivo (Transgressive Ravinement Surface).....	71
Superficie de erosión marina regresiva (Regressive Surface of Marine Erosión).....	71
<i>ESTRATIGRAFIA EN SISTEMAS DE ANTEPAIS</i>	72
Controles de acomodamiento.....	74
Controles a escala de cuenca.....	74
Controles adicionales.....	76

Estratigrafía de los sistemas de antepaís retroarco	76
Sistemas de antepaís en etapa de no relleno	77
Relleno del sistema de antepaís	77
Sistemas de antepaís con exceso de relleno	78
<i>INFLUENCIA DE CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR EN LA MOFORLOGIA y</i>	
<i>SEDIMENTACION FLUVIAL</i>	80
Descripción de un sistema fluvial	80
Morfología de Canales Fluviales.	80
Perfil de Equilibrio.	80
Sistemas fluviales en ambiente transicional.....	81
Ausencia de Llanura Costera.	83
Pendiente Plataformal similar a la Pendiente de la Llanura Costera.....	83
Plataforma más inclinada que la Llanura Costera.	83
Sedimentos fluviales en ambientes continentales.....	86
CAPITULO IV	89
DESCRIPCION DE FACIES Y AMBIENTES	89
<i>DESCRIPCIÓN SEDIMENTOLOGICA</i>	90
<i>CALIBRACIÓN NÚCLEO - PERFIL</i>	92
<i>FACIES SEDIMENTARIAS</i>	93
Facies S3.....	94
Facies S1.....	94
Facies S1C	94
Facies S11	95
Facies S11C	95
Facies S2.....	95
Facies S2C	95
Facies S2B	96
Facies H	96
Facies L.....	97
<i>ASOCIACIONES DE FACIES IDENTIFICADAS</i>	100
Sub- Unidad B7.....	100
Asociación de Facies 1: Canales Distributarios	100
Asociación de Facies 2: Llanuras Deltáicas.....	103
Sub- Unidad B6.....	105
Asociación de Facies 3: Canales Entrelazados.....	105
Asociación de Facies 4: Abanicos de Rotura.....	108
Sub- Unidad B5.....	111
Asociación de Facies 5: Canales de Marea.....	111

Asociación de Facies 6: Barras de Marea.....	114
Asociación de Facies 7: Llanuras de Marea.....	116
MAPAS DE FACIES Y MODELOS CONCEPTUALES.....	119
Sub-Unidad B7.....	122
Mapa de Facies.....	124
Modelo Conceptual.....	125
Sub-Unidad B6.....	126
Mapa de Facies.....	126
Modelo Conceptual.....	127
Sub-Unidad B5.....	128
Mapa de Facies.....	128
Modelo Conceptual.....	129
CAPITULO V.....	130
PETROGRAFIA y ANALISIS DE PROCEDENCIA.....	130
CUARZO MONOCRISTALINO.....	134
CUARZO POLICRISTALINO.....	135
FELDESPATOS.....	136
FRAGMENTOS DE ROCAS.....	137
MINERALES ACCESORIOS.....	138
ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X.....	140
SECUENCIA PARAGENÉTICA.....	143
Compactación.....	143
Cementación.....	144
Alteración.....	144
Disolución Parcial.....	145
INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LA PROCEDENCIA DE LA FORMACIÓN MISOA	
(EOCENO).....	146
PROCEDENCIA DE LAS ARENAS DEL MIEMBRO B DE LA FORMACIÓN MISOA.....	147
CAPITULO VI.....	151
ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL.....	151
BIOESTRATIGRAFIA.....	154
Resultados Obtenidos.....	155
Cronoestratigrafía y Estratigrafía Secuencial.....	155
Asociaciones Palinológicas.....	157
Interpretación de Resultados Considerados para la Identificación de limites de secuencia Estratigráficos	
.....	158
Pozo VLC1184.....	159

Pozo VLC1050	160
<i>SUPERFICIES ESTRATIGRAFICAS IDENTIFICADAS</i>	162
Superficies erosivas (sb)	162
Superficies de máxima inundación (mfs)	165
Superficies transgresivas de ravinamiento (ts)	167
<i>SISTEMAS ENCADENADOS</i>	169
Highstand System Tract (HST) “MFS48 – SB44”	169
Lowstand System Tract (TST) “SB 44 - TS”	171
Transgressive System Tract (TST) “TS – MFS 43”	172
<i>PARÁMETROS DE CONTROL ESTRATIGRÁFICOS</i>	176
Eustasia	176
Suministro de sedimentos	180
Subsidencia	183
CAPITULO VII	185
CONCLUSIONES y RECOMENDACIONES	185
<i>CONCLUSIONES</i>	185
Capitulo IV	185
Capitulo V	185
Capitulo VI	186
<i>RECOMENDACIONES</i>	188
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	189
ANEXOS	202

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.....	27
Figura 2. Columna estratigráfica de la Cuenca de Maracaibo mostrando los principales límites de secuencias (Tomado de Mann, et al. 2006).	36
Figura 3. Columna estratigráfica del área del Bloque III de la Cuenca de Maracaibo.	43
Figura 4. Esquema tectónico regional que muestra los elementos estructurales más importantes dentro de la Cuenca de Maracaibo (Escalona, 2003).	49
Figura 5. Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela, mostrando que las mismas se encuentran aflorando en la Sierra de Perijá (1), como parte del basamento en el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo (2), en los Andes (3), en el subsuelo de las cuencas de Barinas-Apure y Oriental (grabenes de Apure-Mantecal y Espino) y han sido interpretadas como involucradas en profundidad en los corrimientos de la Serranía del Interior (4) (Tomado de WEC, 1997).	50
Figura 6. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Neocomiense-Albiense (Cretácico Temprano) al Norte del Cratón de Guayana. Se indican unidades típicas de dicha asociación de facies (Tomado de WEC, 1997).	52
Figura 7. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cenomaniense- Campaniense (Cretácico Tardío) al norte del Cratón de Guayana. Se indican las unidades típicas de dichas asociaciones de facies (Tomado de WEC, 1997).	53
Figura 8. Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense (Cretácico Tardío) al norte del Cratón de Guayana. Se indican unidades típicas de dichas asociaciones de facies. Nótese que el eje del depocentro de Venezuela Occidental se alinea sub-paralelamente al frente de deformación al oeste de Venezuela, el cual es una consecuencia de la colisión entre las placas de Nazca y Suramérica (Tomado de WEC, 1997).	54
Figura 9. Migración del frente de Deformación del Caribe hacia el este-suroeste en Venezuela Occidental con sedimentación epi/perisutural asociada durante el Paleoceno-Eoceno. Los límites entre el Bloque Andino y el Suramericano se encontraban aproximadamente donde actualmente se encuentran los sistemas de fallas de Santa Marta Bucaramanga (SM-B) y Boconó (B) (Tomado de WEC, 1997).	56

Figura 10. Generación de cuencas extensionales asociadas a transcurrencia al sur del límite entre las placas del Caribe y Suramericana; las áreas de máxima subsidencia se ubicaron al norte del Estado Falcón durante el Eoceno Tardío (<i>Tomado de WEC, 1997</i>).	57
Figura 11. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela Occidental Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental-Subcuenca de Guárico) durante el Oligoceno (<i>Tomado de WEC, 1997</i>).	58
Figura 12. Máximo desarrollo del "Pull-Apart" del Estado Falcón con generación de extensas áreas positivas en la Cuenca de Maracaibo y norte de Falcón; hacia el sur y este, evolucionó la cuenca antepaís, desarrollando "Surcos" como los de las Formaciones La Pascua - Roblecito (Eoceno Tardío - Oligoceno) y Carapita - Caripicual (Mioceno Temprano - Medio) (<i>Tomado de WEC, 1997</i>).	59
Figura 13. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno-Plioceno. Las mayores acumulaciones de sedimentos continentales se dan en los flancos de la Cadena Andina y la Cordillera de La Costa; las rocas-yacimiento más importantes de Venezuela occidental y oriental se depositan en esta época: Formaciones La Rosa, Lagunillas, Isnotú (Grupo Guayabo), Carapita, Oficina, Chaguaramas y Merecure. (<i>Tomado de WEC, 1997</i>).	60
Figura 14. Relación entre flujo de sedimentos y espacio de acomodación. Cuando $FS < EA$ ocurre retrogradación; cuando $FS = EA$ se produce agradación; cuando $FS > EA$ ocurre progradación. Cuando $EA = 0$ y $FS = 0$, ocurre evasión de sedimentos, no hay espacio para acomodar los mismos, entonces se produce erosión generando un potencial límite de secuencia (discordancia) (<i>Tomado de Shanley y McCabe, 1994</i>).	65
Figura 15. Procesos depositacionales y productos de los sistemas encadenados en etapa de caída (<i>Tomado de Catuneanu, 2006</i>).	67
Figura 16. Procesos depositacionales y productos de los sistemas encadenados de bajo nivel (<i>Tomado de Catuneanu, 2006</i>).	67
Figura 17. Procesos depositacionales y productos de los sistemas encadenados transgresivos (<i>Tomado de Catuneanu, 2006</i>).	68
Figura 18. Procesos depositacionales y productos de los sistemas encadenados de alto nivel (<i>Tomado de Catuneanu, 2006</i>).	69

Figura 19. Muestra ubicación de las diferentes superficies estratigráficas dentro de los sistemas encadenados (<i>Modificado de Catuneanu, 2006</i>).....	71
Figura 20. Proarco - Retroarco de sistemas de antepaís - Marco tectónico y controles sobre el acomodamiento (<i>Tomado de Catuneanu, 2004</i>).....	73
Figura 21. Sección transversal de un sistema de antepaís retroarco que muestra los mecanismos principales de subsidencia, sobretodo la geometría del relleno de cuenca (<i>Modificado de Catuneanu, 2004</i>).....	75
Figura 22. Los patrones de sedimentación a través de un sistema de antepaís en función de la interacción entre el alojamiento y la sedimentación (<i>Modificado de Catuneanu, 2004</i>).....	79
Figura 23. El concepto de nivel de base, definido como el nivel más bajo de denudación continental. El perfil de equilibrio fluvial satisface el nivel de base en la costa, en donde a medida que la elevación de las áreas fuente cambian en respuesta a la tectónica, los perfiles fluviales realizaran los ajustes correspondientes (<i>Tomado de Catuneanu, 2004</i>).....	81
Figura 24. Diagrama de bloque indicando la influencia de cambios del nivel del mar en cuatro configuraciones de la plataforma (<i>Modificado de Pestman, 1993</i>).....	82
Figura 25. Diagrama mostrando las tres fases del desarrollo de valles cavados: (A) valle cavado incipiente (B) valle cavado maduro (C) valle cavado compuesto (<i>Modificado de Pestman, 1993</i>).....	84
Figura 26. Secciones estratigráficas esquemáticas indicando los depósitos de transgresión (TST), máxima inundación (MFS) y sistema encadenado de alto nivel (HST) en ambientes aluviales, costeros y plataformales en donde IVF representa el relleno del valle cavado (<i>Modificado de Pestman, 1993</i>).....	86
Figura 27. Mapa de ubicación de los pozos seleccionados dentro del área del Bloque III.	89
Figura 28. Proceso de digitalización de la información descrita en los núcleos.	91
Figura 29. Calibración Núcleo – Perfil de cada uno de los Pozos Estudiados.	92
Figura 30. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF1.....	101
Figura 31. Canales distributarios encontrados en el Delta del Río Patía, ubicado en el Pacífico Sur Colombiano.	102

Figura 32. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF2.....	104
Figura 33. Llanuras deltáicas observadas en el Delta del Río Misisipi, ubicado al Sur de los Estados Unidos.....	105
Figura 34. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF3.....	107
Figura 35. Ríos entrelazados hallados en las montañas de riolita encontradas en el área de conservación de Fjallabak de la Serranía de Islandia, Europa.	108
Figura 36. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF4.....	110
Figura 37. Abanico de rotura ubicado en las montañas encontradas en las montañas de Rocky sobre la región de British Columbia, Canadá.	111
Figura 38. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF5.....	112
Figura 39. Canales de marea ubicados en la costa occidental de Port Hedland, Australia.	113
Figura 40. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF6.....	115
Figura 41. Planicie costera en donde se observa el desarrollo de canales y barras de marea ubicadas en la costa sur de Buenaventura, Colombia.	116
Figura 42. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF7.....	117
Figura 43. Llanura de marea atravesada por canales de drenaje de marea, localizada en la costa oriental de Mackay, sobre la región de Queensland, Australia.	118
Figura 44. Representación de los valores de corte considerados sobre la curva Vsh junto a los criterios considerados para la interpretación de las diferentes tendencias observadas en los registros de pozos.	120

Figura 45. Mapas de proporción generados a partir de la información de registros de pozos, interpretando manualmente pie por pie - pozo por pozo, así como también, los mapas de proporción de arena con respecto a las proporciones de lutita de cada sub-unidad.....	122
Figura 46. Mapas de tendencia generados a partir de la información de registros de pozos, interpretando manualmente pie por pie - pozo por pozo, así como también, los mapas de porcentaje (%) de arena con respecto a los porcentajes (%) de lutita de cada sub-unidad.	123
Figura 47. Mapa de Facies interpretado para las arenas B7 de la Formación Misoa en el área del Bloque III	124
Figura 48. Modelo conceptual establecido para la sub-unidad B7, en donde se observa la desembocadura del Río Ganges en la India, representando un delta dominado por mareas que presenta abundantes canales distributarios y llanuras deltaicas con el desarrollo eventual de barras, tal y como se demuestra en el mapa de facies interpretado en la figura 46.	125
Figura 49. Mapa de Facies interpretado para las arenas B6 de la Formación Misoa en el área del Bloque III.	126
Figura 50. Modelo conceptual establecido para la sub-unidad B6, en donde se observa un conjunto de ríos entrelazados ubicados al Sureste de Islandia, que presentan anchos cauces han migrado lateralmente evidenciado por las huellas de canales inactivos observados entre los cauces principales, tal y como se demuestra en el mapa de facies interpretado en la figura 48.	127
Figura 51. Mapa de Facies interpretado para las arenas B5 de la Formación Misoa en el área del Bloque III.	128
Figura 52. Modelo conceptual establecido para la sub-unidad B5, en donde se observa la Costa de Belmunda, Queensland; Australia, representando un sistema de canales estuarinos o de marea con barras y llanuras de marea , tal y como se demuestra en el mapa de facies interpretado en la figura 50.	129
Figura 53. Triángulos de procedencia propuestos por Dickinson y Suczek	132
Figura 54. Fotomicrografía mostrando cuarzos monocristalinos de extinción recta con cemento de calcita en mosaico tipo drusa y yeso muy localizados. Ocular 2.5X. Nicoles cruzados. Profundidad 9512' del núcleo VLC1184.....	135

Figura 55. Fotomicrografía mostrando cuarzos monocristalinos de extinción recta y ondulatoria rodeados de cemento calcáreo. Ocular 10X. Nicoles cruzados. Profundidad 9502' del núcleo VLC1184.	135
Figura 56. Fotomicrografía exponiendo cuarzos policristalinos con más de tres granos, de extinción recta. Ocular 10X. Nicoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.	136
Figura 57. Fotomicrografía en donde se observan cuarzo policristalino. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9827' del núcleo VLC1050.	136
Figura 58. Fotomicrografía revelando plagioclasas, los cuales se visualizan frecuentemente. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.	137
Figura 59. Fotomicrografía que muestra las plagioclasas observadas durante el análisis. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9705' del núcleo VLC1184.	137
Figura 60. Fotomicrografía mostrando feldespatos en proceso de alteración. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9723' del núcleo VLC1184.	137
Figura 61. Fotomicrografía en donde se muestra un microclino, los cuales se observaron escasamente. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9684' del núcleo VLC1184.	137
Figura 62. Fotomicrografía que permite visualizar un fragmento de chert. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.	138
Figura 63. Fotomicrografía en donde se observa otro fragmento de chert. Ocular 40X. Nicoles cruzados. Profundidad 9528' del núcleo VLC1184.	138
Figura 64. Fotomicrografía con fragmento de circón. Ocular 40X. Nicoles cruzados. Profundidad 9495' del núcleo VLC1184.	139
Figura 65. Fotomicrografía con fragmento de circón. Ocular 40X. Nicoles paralelos. Profundidad 9495' del núcleo VLC1184.	139
Figura 66. Fotomicrografía con trazas de algunos minerales. Ocular 2.5X. Nicoles cruzados. Profundidad 9705' del núcleo VLC1184.	139
Figura 67. Fotomicrografía en donde se observa mica moscovita en proceso de alteración. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.	139

Figura 68. Fotomicrografía mostrando presencia de hematita. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9502' núcleo VLC1184.....	139
Figura 69. Fotomicrografía reflejando pirita diseminada y hematita. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9502' núcleo VLC1184.....	139
Figura 70. Fotomicrografía representando las buenas proporciones de caolinita observadas en la mayoría de las muestras. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9723' del núcleo VLC1184... 140	
Figura 71. Fotomicrografía que muestra la caolinita en proceso de illitización. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.....	140
Figura 72. Fotomicrografía que refleja buen escogimiento (B6) y el grado de compactación entre los granos. Ocular 2.5X. Nicoles cruzados. Profundidad 9643' del núcleo VLC1184.....	143
Figura 73. Fotomicrografía mostrando mal escogimiento (B5) y contacto entre granos. Ocular 40X. Nicoles cruzados. Profundidad 9528' del núcleo VLC1184..	143
Figura 74. Fotomicrografía que permite visualizar cemento de yeso que rodea los granos. Ocular 10X. Nicoles cruzados. Profundidad 9502' del núcleo VLC1184.	144
Figura 75. Fotomicrografía en donde se observa cemento de calcita tipo drusa alrededor de los granos. Ocular 10X. Nicoles cruzados. Profundidad 9558' del núcleo VLC1184.....	144
Figura 76. Fotomicrografía mostrando el grado de alteración de algunos feldespatos. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.	145
Figura 77. Fotomicrografía en donde se observa el proceso de alteración de micas moscovita. Ocular 20X. Nicoles paralelos. Profundidad 9723' del núcleo VLC1184.....	145
Figura 78. Fotomicrografía mostrando disolución de minerales de arcilla. Ocular 10X. Nicoles paralelos. Profundidad 9684' del núcleo VLC1184.	145
Figura 79. Fotomicrografía en donde se observa disolución de minerales de arcilla (caolinita). Ocular 10X. Nicoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.....	145
Figura 80. Cuadro Diagenético propuesto para las arenas B del Bloque III de la Cuenca de Maracaibo. (Modificado de Surdam, et. al.1989).	146

Figura 81. Diagramas ternarios de procedencia para cada uno de los niveles considerados en el estudio (B7, B6 y B5), sobre los cuales se evidencia una procedencia de orógeno reciclado, de acuerdo a los diagramas propuestos por Dickinson y Suczek mostrados en la Figura 40.	148
Figura 82. Modelo propuesto por Lugo, J. y Mann, P. (1995) de cuenca antepaís, en donde se observan también, las diferentes procedencias definidas para la cuenca de Maracaibo, tomando como referencia la teoría establecida por Dickinson y Suczek (1979).	150
Figura 83. (A) Línea sísmica regional 2D extendida desde el flanco oriental de la Sierra de Perijá a los pies de los Andes de Mérida hacia el este, en donde las principales estructuras observadas en el sinclinal de Maracaibo son rift relacionados con fallas de alto ángulo, reactivadas durante el Paleógeno y Mioceno temprano (Icotea y Pueblo Viejo fallos) y una zona triangular en relación con la elevación de la Sierra de Perijá hacia el oeste. (B) Interpretación de la línea sísmica mostrada en A. Mas abajo, representación de la posición relativa del transecto sísmico 2D sobre la Cuenca de Maracaibo junto a una leyenda de los horizontes interpretados.	152
Figura 84. (A) Línea sísmica regional 2D extendida desde el sur hacia el norte de la cuenca, en donde las principales estructuras observadas en el sinclinal de Maracaibo son igualmente rift relacionados con fallas de alto ángulo, reactivados durante el Paleógeno y Mioceno temprano (Icotea y Pueblo Viejo fallos). (B) Interpretación de la línea sísmica mostrada en A. Mas abajo, representación de la posición relativa del transecto sísmico 2D sobre la Cuenca de Maracaibo junto a una leyenda de los horizontes interpretados.	153
Figura 85. Sección compuesta de los pozos estudiados con su respectiva sucesión floral (<i>Modificado de Rull, 1996</i>).....	156
Figura 86. Dendrograma y asociaciones palinológicas (<i>Modificado de Rull, 1996</i>).	157
Figura 87. Sección compuesta de los pozos estudiados, con la abundancia relativa de las asociaciones palinológicas obtenidas (<i>Modificado de Rull, 1996</i>).	158
Figura 88. Representación de la información de núcleos y bioestratigráfica del pozo VLC1184, en donde se muestran los limites de secuencia estratigráficos identificados definidos en este estudio (A), comparados con los planteados por Rull (B).	160
Figura 89. Representación de la información de núcleos y bioestratigráfica del pozo VLC1184, en donde se muestran los limites de secuencia estratigráficos identificados definidos en este estudio (A), comparados con los determinados por Rull (B).	161

Figura 90. Validación de la Discordancia SB 44 a través de la descripción sedimentológica del núcleo del pozo VLC1184 (Cajas 1, 2, 3, 4 y 5 del núcleo 4), comparada con la información obtenida del registro.	163
Figura 91. Visualización de la Discordancia SB 44 a través del uso de la información sísmica disponible en el área, observado en la sección sísmica sur- norte.....	164
Figura 92. Validación de la Discordancia SB 44 a través de la información obtenida en los registros de los pozos seleccionados para el estudio, sobre los cuales se realizó la correlación de las diferentes superficies estratigráficas observadas.	164
Figura 93. Demostración de la Superficie de Máxima Inundación MFS43 a través del uso de la información sísmica disponible en el área, tal y como lo muestra la sección sísmica horizontalizada sur- norte, en donde se observa el claro truncamiento de esta superficie con la falla principal que controla el área del Bloque III.	166
Figura 94. Validación de la Superficie de Máxima Inundación MFS 43 por medio de las curvas reflejadas por los registros de los pozos seleccionados para el estudio, sobre los cuales se realizó la correlación de las diferentes superficies estratigráficas observadas.....	166
Figura 95. Validación de la Superficie Transgresiva (tope de las arenas B6) a través de la descripción sedimentológica del núcleo del pozo VLC1184 (Cajas 6, 7, 8, 9 y 10 del núcleo 2), comparada con la información obtenida del registro.	168
Figura 96. Certificación de la Superficie Transgresiva (base de las arenas B5) a través del incremento en abundancia de icnogeneros observados durante la descripción sedimentológica del núcleo del pozo VLC1184 entre los niveles B6 y B5.	168
Figura 97. Planteamiento conceptual establecido para la sub-unidad B7, fundamentado en la información del núcleo del pozo VLC1184 interpretada para estas arenas (<i>Modificado de Boyd, et al., 1992</i>).	169
Figura 98. Etapa de relleno en donde se generan ambientes poco profundos a través del sistema de antepaís (<i>Modificado en Catuneanu, 2004</i>).	170
Figura 99. Representación gráfica del sistema de canales entrelazados de las arenas B6, en donde se observa el apilamiento de estos, limitados en su base por una discordancia y en su tope por una superficie transgresiva (<i>Modificado en Catuneanu, 2006</i>).	171

Figura 100. Etapa de sobrerelleno sobre la cual se forman ambientes fluviales de un sistema de antepaís (<i>Modificado en Catuneanu, 2004</i>).....	172
Figura 101. Planteamiento conceptual establecido para la sub-unidad B5, fundamentado en la información de los núcleos de los pozos VLC1184 y VLC1050 interpretada para estas arenas (<i>Modificado de Boyd et al., 1992</i>).....	173
Figura 102. Representación gráfica del sistema estuarino dominado por mareas de las arenas B5, limitados en su base por una superficie transgresiva y en su tope por una superficie de máxima inundación (<i>Modificado en Catuneanu, 2006</i>).....	173
Figura 103. Sección estratigráfica esquemática indicando los diferentes sistemas encadenados identificados junto a los límites secuenciales estratigráficos definidos en esta investigación.	175
Figura 104. Actualización de los límites de secuencia en términos de eventos eustáticos más significativos comprendidos durante el intervalo de tiempo en estudio. Curva eustática de Haq (Izquierda) calibrada según Hardenbol y edades según Comité Internacional de Estratigrafía en 2008.	178
Figura 105. Fluctuación relativa del nivel del mar durante el Eoceno medio, de acuerdo a la curva eustática propuesta por Hardenbol, et al. (1998).....	179
Figura 106. Interpretación de la evolución geológica de los etapas que afectaron la cuenca de Maracaibo y su relación con los parámetros de control estratigráficos que influenciaron el área del Bloque III durante el Eoceno medio – tardío.....	182
Figura 107. Gráficos de subsidencia sobre la cuenca de Maracaibo. Las líneas rojas representan los periodos de mayor inflexión observada en las curvas de subsidencia durante el Paleógeno (<i>Tomado de Escalona, A. 2003</i>).....	184

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Zonación palinológica para la cuenca de Maracaibo, y su correlación con la cronoestratigrafía y la zonación del Norte de Suramérica (Modificado de Rull, 1994).	47
Tabla 2. Intervalos con información de núcleos de las Arenas "B" de la Formación Misoa en el Bloque III.	90
Tabla 3. Cálculo de desfase núcleo-perfil vertical realizado para los pozos con núcleo	93
Tabla 4. Litofacies sedimentarias definidas para las arenas B7, B6 y B5 de la Formación Misoa en el área del Bloque III.	98
Tabla 5. Representación fotográfica de las litofacies sedimentarias determinadas para las arenas B7, B6 y B5 de la Formación Misoa en el área del Bloque III.	99
Tabla 6. Espesores promedios por intervalo.	119
Tabla 7. Determinación de porcentajes de cuarzo, feldspatos y fragmentos de roca recalculados al 100% para cada una de las muestras analizadas.	133
Tabla 8. Porcentajes obtenidos a través de los análisis de difracción de rayos x realizados sobre 26 muestras del núcleo tomado sobre el pozo VLC1184.	141
Tabla 9. Porcentajes obtenidos a través de los análisis de difracción de rayos x realizados sobre 18 muestras del núcleo tomado sobre el pozo VLC1050.	142

LISTADO DE ANEXOS

Anexo 01. Hoja de descripción sedimentológica del núcleo del pozo VLC1184.	202
Anexo 02. Hoja de descripción sedimentológica del núcleo del pozo VLC1050.....	202
Anexo 03. Calculo del Desfase núcleo-perfil vertical realizado para el núcleo del pozo VLC1184...	202
Anexo 04. Calculo del Desfase núcleo-perfil vertical realizado para el núcleo del pozo VLC1050...	202
Anexo 05. Carta Floral del Pozo VLC1184.....	202
Anexo 06. Carta Floral del Pozo VLC1050.....	202

CAPITULO I

INTRODUCCION

La cuenca de Maracaibo, se encuentra limitada por la Sierra de Perijá al Oeste y el flanco occidental de Los Andes y la Serranía de Trujillo al Este. Esta representa una depresión tectónica de unos 52.000 Km² de extensión, donde se han acumulado más de 10.000 metros de espesor de sedimentos cuyas edades se extienden desde el Cretácico hasta el Reciente, constituyendo la cuenca petrolífera más rica de América del Sur (*Intevep-PDVSA, 1999*).

Las facies sedimentarias y los parámetros que controlaron estratigráficamente la depositación de las arenas B de la Formación Misoa durante el Eoceno medio, no han sido definidos en el área del Bloque III de la Cuenca de Maracaibo, ya que se ha trabajado desde el punto de vista operacional como un solo Miembro, sin haber definido la estructura interna de estos depósitos basándose en las evidencias sedimentológicas y estratigráficas correspondientes, que permitirían obtener una mejor interpretación de los patrones de correlación, así como también, una mayor comprensión del comportamiento de estas arenas.

Por lo anteriormente expuesto, surge la necesidad de definir las facies sedimentarias características de las arenas B depositadas sobre esta área, para de esta forma, establecer tanto la estructura interna como las variaciones laterales de los cuerpos sedimentarios, fundamentándose en los parámetros estratigráficos presentes en la depositación de estas arenas durante el Eoceno medio en el área del Bloque III. El trabajo se encuentra estructurado en cuatro capítulos principales y está organizado de la siguiente manera:

- Capitulo II detalla las diversas consideraciones acerca de la estratigrafía y el contexto general de la Cuenca de Maracaibo.
- Capitulo III describe los diferentes aspectos teóricos y una serie de elementos conceptuales en donde se concentrará todo lo relacionado al tema de la investigación.
- Capitulo IV analiza las facies sedimentarias de las arenas B de la Formación Misoa, definidas a través del conocimiento de los parámetros físicos, químicos y biológicos que las caracterizan y la diferencian de otras rocas adyacentes. Estos parámetros serán precisados sobre la base de la descripción de color, textura, mineralogía, estructuras sedimentarias, contenido de fósiles e icnofósiles, entre otras.
- Capitulo V establece a través de una serie de análisis petrográficos, la procedencia, identificación y cuantificación precisa de los minerales presentes en las rocas. Estos análisis incluyen la determinación de la mineralogía, textura, tamaño de poro, diagénesis, los cuales influyen directamente tanto en la movilidad de los fluidos como en la cantidad y tipo de arcillas presentes en los poros.
- Capitulo VI explica la influencia que los parámetros de control estratigráficos (nivel eustático del mar, suministro de sedimentos y subsidencia tectónica) asumieron sobre la depositación de las facies sedimentarias definidas para las arenas B de la Formación Misoa en el área del Bloque III.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Definir las Facies Sedimentarias asociadas a los Parámetros de Control Estratigráfico durante el Eoceno Medio en el área del Bloque III, Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Recopilar y validar toda la información disponible en el área, que pueda contribuir en la determinación de las facies sedimentarias.
- Validar los registros de pozos seleccionados para la presente investigación.
- Realizar la descripción sedimentológica macro y microscópica de 576 pies de núcleo tomados en los pozos VLC1184 (340 pies) y VLC1050 (236 pies) ubicados dentro del área de estudio.
- Definir facies sedimentarias.
- Determinar las asociaciones de facies sedimentarias.
- Usar la información obtenida en la descripción de núcleos y propagarla a través de perfiles convencionales e interpretación de perfiles de imágenes de pozos para la elaboración de mapas de facies y el establecimiento de modelos conceptuales.
- Determinar a través de análisis petrográficos y difracción de rayos X, posible roca fuente, composición mineralógica, parámetros texturales, procesos diagenéticos y aspectos relacionados con la calidad física de la roca.
- Utilizar la información de análisis bioestratigráficos (palinología) para la definición de correlaciones estratigráficas sobre el marco regional.

- Identificar reflectores sísmicos asociados con los límites de secuencia estratigráficos de interés.
- Establecer superficies estratigráficas que representen límites de secuencia a partir de la información descrita en los núcleos.
- Determinar la influencia de los parámetros de control estratigráficos dominantes sobre la depositación de las facies sedimentarias durante el Eoceno Medio en el área del Bloque III, Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia.

ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en la Cuenca de Maracaibo, Estado Zulia, la cual tiene como límite norte la Placa Caribe entre la Península de la Guajira en la parte Oeste y la Península de Paraguaná al este, hacia el sur tiene por límites la Cordillera de los Andes y al oeste con la Serranía de Perijá.

El Bloque III, pertenece a la Unidad de Explotación Lagotreco está localizado al SSO de los Campos Lagunillas – Bachaquero en la parte Centro Oriental del Lago de Maracaibo. Específicamente al SE de los Bloques I (Campo Lagunillas / Lamar) y II (Campo Lagunillas), estructuralmente entre el Alto de la Plataforma Central y el Lineamiento de Pueblo Viejo, la cual cubre un área de 258 Km² (63726 acres) sobre uno de los bloques de mayor extensión en la cuenca (ver figura 1).

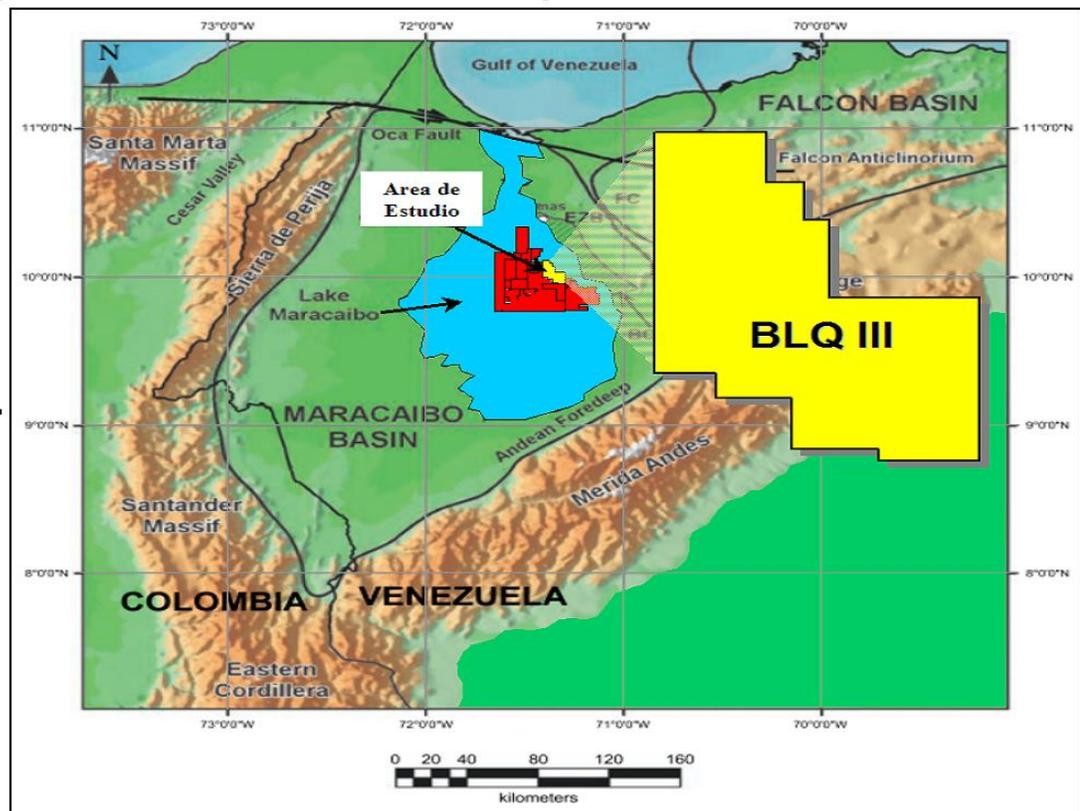


Figura 1. Mapa de ubicación del área de estudio.

BASE DE DATOS

Según la información recopilada, revisada y validada, en el área del Bloque III se encuentran dos (2) pozos con núcleo, tomados en los Miembros Informales B-Inferior / B-Superior, específicamente en las sub-unidades B7, B6 y B5 de la Formación Misoa. Los núcleos muestran en general un estado de preservación de regular a bueno, comprendiendo un total de 576 pies de núcleo, correspondientes a los pozos VLC1050 (236 pies) y VLC1184 (340 pies).

De la misma manera, fueron seleccionados 33 pozos para la realización del mencionado estudio, los cuales fueron elegidos basándose tanto en la calidad de las propiedades de las curvas presentadas por estos pozos, así como también,

considerando la cantidad de información disponible que estos muestran dentro del área de interés.

Igualmente, se trabajó con una sísmica 3D que abarca un área de 629 Km² y cuenta con un cubo de amplitud sísmica, presentando una resolución sísmica vertical de aproximadamente 250 pies en el área.

ANTECEDENTES

Pinto, F. y Rodríguez, L. (1989) en su estudio titulado “Plan de Explotación del Yacimiento Eoceno B del Bloque III del Lago de Maracaibo”, presentaron un plan de explotación para los yacimientos Eoceno B-Superior y Eoceno B-Inferior del área del Bloque III del Lago de Maracaibo, basado en los análisis realizados desde el punto de vista geológico, petrofísico, propiedades de fluidos, comportamiento de presión y producción de los pozos existentes. Ambos yacimientos fueron subdivididas en diez áreas comunes (VLC-070, VLC-487, VLC-812, VLC-087, VLC-525, VLC-841, VLC-949, VLC-925, VLC-100 y VLC-814), sobre las cuales se calcularon POES y reservas remanentes. En conclusión, estos autores indican que las áreas VLC-100 y VLC-949 al nivel del Miembro Informal B-Inferior, sean consideradas como una sola acumulación, sobre la cual recomienda una revisión de la geología del área que permita explicar los resultados del análisis de balance de materiales.

González, G. y otros (1994) en su investigación titulada “Estudio Integrado del Eoceno B, área VLC-100/949, Bloque III”, realizaron un estudio integrado de las arenas B-Inferior de la Formación Misoa, específicamente sobre los yacimientos VLC-100 y VLC-949, ubicados en el área norte del Bloque III del Lago de Maracaibo. En la elaboración del estudio se incluyeron correlaciones estratigráficas detalladas de las arenas B-Inferior, donde se diferenciaron verticalmente los nuevos pozos perforados (VLC-1050 y VLC-1091), mostrando importantes diferencias en relación al modelo geológico vigente desarrollado en Agosto, 1994. De esta forma,

hicieron necesaria la revisión y actualización del modelo geológico del área junto al plan de explotación del yacimiento. De acuerdo con el mapa estructural obtenido del estudio integrado, estos yacimientos están contenidos en una misma estructura, mientras que el modelo anterior, mostraba estos yacimientos como estructuras separadas.

Gamero de Villarroel, et al. (1997) en su trabajo titulado “Estudio Sedimentológico del Eoceno B, área VLC-100/949, Bloque III” elaboraron un modelo geológico/sedimentológico del yacimiento Eoceno B-Inferior VLC-100/949, como resultado de la integración de múltiples fuentes de información (datos de núcleo, análisis palinológico, interpretación de perfiles de imágenes, registros de pozos, datos de producción) dentro de un marco tectonoestratigráfico regional. Basándose en la asociación vertical de facies presentes en el núcleo analizado se identificaron diez (10) unidades sedimentarias, de base a tope I al X, en donde las unidades del I al VIII corresponden al Miembro informal B-Inferior, perteneciendo las unidades IX y X al Miembro informal B-Superior. Las arenas denominadas como “B7” están representadas por las unidades comprendidas entre I y VI, mientras que las unidades VII y VIII denotan las arenas conocidas como “B6”. En conclusión, el trabajo mostró que los intervalos B7 y B6 presentaban características distintas, y por lo tanto, deberían ser consideradas como compartimientos diferentes en la caracterización del yacimiento.

Rondón, H. (2006) en su estudio titulado “Caracterización del Yacimiento Eoceno B-Inferior VLC-100 de Bloque III del Lago de Maracaibo”, mostró una revisión del comportamiento energético y de las propiedades roca-fluido del yacimiento Eoceno B-Inferior VLC-100, analizando la conducta de producción a través de la documentación de historias de pozos, evaluando las propiedades petrofísicas en base a parámetros teóricos, con el propósito de ofrecer oportunidades de generación de potencial, aplicando el análisis de productividad de pozo. En su estudio destacó la influenciencia de un acuífero sobre casi el 85% del área perteneciente al yacimiento. A

su vez, el comportamiento de presión registrado por el yacimiento evidenció el efecto ejercido por el acuífero en el mantenimiento de la presión. No logró validar el único PVT existente en el yacimiento, y esto conllevó a generar un PVT (análisis de crudo presión-volumen-temperatura) por correlaciones a partir de la información suministrada por el análisis efectuado en el pozo VLC-100, lo cual permitió obtener las propiedades del crudo del yacimiento. De la misma manera, calculó el POES empleando el método volumétrico, obteniendo como resultado un valor total de 159 MMBNP, el cual permitió determinar que el POES oficial del yacimiento se encuentra sobrestimado. Recomienda definir en una forma exacta la posición actual del frente de agua en el yacimiento.

Pérez (2007) en su investigación titulada “Caracterización Petrofísica del Yacimiento Eoceno B-Inferior VLC-100 de Bloque III”, a través de los análisis especiales realizados sobre el núcleo del pozo VLC-1184, determinó las variables de factor de cementación ($m-m^*$), exponente de saturación ($n-n^*$), constante de tortuosidad (a) densidad de la matriz (ρ_{ma}) y capacidad de intercambio catiónico por unidad de volumen poroso (Q_v). A su vez, estableció el radio de garganta poral para identificar las petrofacies predominantes en la roca y se definieron unidades de flujo mediante los gráficos estratigráficos de Lorenz. De la misma manera, estableció los modelos de porosidad efectiva, arcillosidad, permeabilidad y saturación, siendo estos dos últimos definidos a través de los análisis especiales, ya que el modelo de arcillosidad fue determinado solo por un registro de rayos gamma, debido a la ausencia de análisis en el núcleo de Difracción de Rayos X (XRD) o microscopía electrónica de barrido (SEM). En base a los resultados obtenidos, concluye que solo 7 de los 27 pozos encontrados en el área del yacimiento penetraron completamente la arena B7, evidenciado por la presencia de petróleo solo en el tope de esta arena y en la zona estructuralmente más alta, lo cual dificulta realizar una buena evaluación debido a la escasez de información.

METODOLOGÍA

FASE 1: RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA Y ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN

Se realizó un inventario, recopilación y validación de la información estratigráfica - sedimentológica disponible tanto en físico como en digital sobre el área de interés (núcleos, muestras de pared, muestras de canal, afloramientos, registros de pozos e información sísmica, etc.). Aunque generalmente existen datos para cada pozo, la integración de los mismos requiere un buen análisis de los beneficios y limitaciones de cada dato, tomando en cuenta su cantidad, calidad y resolución vertical.

FASE 2: DESCRIPCIÓN DE NÚCLEOS

Esta actividad consistió en la descripción sedimentológica de los núcleos tomados sobre los pozos VLC1184 y VLC1050, sobre los cuales se generó las hojas sedimentológicas correspondientes, que permitan la observación de los diferentes aspectos macroscópicos de la roca, tales como: tipo de litología, textura de las rocas, estructuras sedimentarias, grado de bioturbación, tipo de icnogeneros visibles, color de las rocas, impregnación de hidrocarburos, contenido fósil, grado de impregnación de hidrocarburos, identificación de superficies cronoestratigráficas, presencia y tipo de fracturas, junto a todos aquellos aspectos que puedan ser observados e identificados.

FASE 3: CALIBRACIÓN NÚCLEO –PERFIL

En este paso se calibran las profundidades de los núcleos con el core-gamma previamente tomado a los mismos. La finalidad de esta calibración es establecer una correspondencia entre las profundidades medidas en los núcleos (profundidades suministradas por el perforador) con las profundidades de registros (perfiles de pozos). Esto se logra comparando la forma del registro core-gamma ray (profundidades de núcleo) con el registro de rayos gamma (GR) del pozo (profundidades de registro), estableciendo de esta manera las correcciones necesarias

para que ambas profundidades coincidan. Ambas profundidades (núcleo y registros de pozo) deben aparecer en la descripción sedimentológica final de los núcleos.

FASE 4: DETERMINACIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS

Las facies sedimentarias consisten en una masa de sedimentos definidas a través del conocimiento de sus parámetros físicos, químicos y biológicos, los cuales los caracterizan y diferencian de otras rocas adyacentes. Estos parámetros fueron definidos sobre la base de la descripción de color, textura, mineralogía, estructuras sedimentarias, contenido de fósiles e icnofósiles, entre otras. Una vez identificadas, se les asignó una codificación que permitió establecer su distribución vertical y su relación o no con la presencia de hidrocarburos.

FASE 5: DETERMINACIÓN DE UNIDADES SEDIMENTARIAS

La información de núcleos obtenida junto a la identificación de superficies estratigráficas de interés, se determinaron las unidades sedimentarias, las cuales permitieron conocer la asociación de facies sedimentarias que coexisten en equilibrio en el ambiente sedimentario predominante en el área en estudio.

FASE 6: INTERPRETACIÓN DE REGISTROS Y ELABORACIÓN DE MAPAS DE FACIES

Una vez definidas las unidades sedimentarias, se procede a la correlación de los pozos seleccionados en para la realización de este trabajo, con el fin de determinar la extensión areal de las unidades sedimentarias establecidas, utilizando criterios tanto sedimentológicos (análisis de facies en muestras de núcleos) como bioestratigráficos (resultados de los análisis palinológicos), en combinación con la interpretación estructural.

FASE 7: ANÁLISIS PETROGRÁFICOS

La calidad física de las rocas se determinó a través de análisis petrográficos y difracción de rayos X, utilizados para la identificación y cuantificación precisa de los minerales presentes en las rocas. Estos análisis incluyen la determinación de la mineralogía, textura, tipo y tamaño de poro y diagénesis, los cuales influyen directamente tanto en la movilidad de los fluidos como en la cantidad y tipo de arcillas presentes en los poros.

FASE 8: USO DE BIOESTRATIGRAFÍA PARA LA DEFINICIÓN DEL MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO

La palinología constituye una herramienta de trabajo que se utilizó con la finalidad de afinar la interpretación de los eventos sedimentarios de las secuencias arcillosas, para determinar marcadores de correlación (límites estratales importantes tales como superficies de máxima inundación y/o límites de secuencia) o para refinar la interpretación paleoambiental. Para el siguiente estudio, se tomó como referencia los análisis bioestratigráficos realizados por Rull Valenti en el año 1996, sobre 23 muestras tomadas en los núcleos de los pozos VLC1184 y VLC1050.

FASE 9: USO DE SÍSMICA PARA LA CORRELACIÓN AREAL

La realizó la integración de la información sísmica para el establecimiento del ambiente sedimentario predominante en el área, ya que el régimen tectónico prevaleciente durante la sedimentación, nos permitió entender la evolución de la cuenca y las variaciones tanto verticales como laterales de los depósitos sedimentarios (facies sedimentarias y variaciones de espesor).

FASE 10: IDENTIFICACIÓN DE SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS

En función de la información descrita en los núcleos, se identificó las superficies cronoestratigráficas vistas en núcleos (SB, MFS) y se extrapoló al resto de los pozos

sin núcleos, utilizando sísmica (si la resolución es buena) y registros de pozos (GR, Resistividad, Densidad). Para enfatizar los ciclos sedimentarios enmarcados entre las superficies de correlación escogidas (SB o MFS) se utilizó los registros imagen o espejo disponibles en el área del Bloque III.

FASE 11: INFLUENCIA DE LOS PARÁMETROS DE CONTROL ESTRATIGRÁFICOS

Una vez definidas las facies sedimentarias y las unidades sedimentarias, junto a la correlación de pozos seleccionados validados con información sísmica, se procede a determinar la influencia que los parámetros de control estratigráficos (Subsidencia tectónica, Nivel eustático del mar y Suministro de sedimentos) asumieron sobre la depositación de las facies sedimentarias definidas para las arenas del Miembro Informal B-Inferior de la Formación Misoa en el área del Bloque III.

APLICACIÓN PRÁCTICA

Esta investigación estará fundamentada en el análisis de facies sedimentarias asociadas a los parámetros de control estratigráficos y su influencia en la depositación y determinación de la calidad de la roca existente en el área del Bloque III, utilizando información de núcleos, registros de pozos y datos sísmicos.

APORTE PERSONAL

Nuevos conceptos geológicos fueron aplicados a la estratigrafía y sedimentología del período Eoceno temprano – medio en el área del Bloque III de la Cuenca de Maracaibo, específicamente sobre las arenas B de la Formación Misoa, los cuales permitieron establecer una correlación entre las unidades sedimentarias presentes, así como también, su asociación con los parámetros que controlaron estratigráficamente la calidad de los sedimentos depositados durante esta época.

CAPITULO II

ESTRATIGRAFÍA Y CONTEXTO REGIONAL

ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE MARACAIBO

La cuenca de Maracaibo, se encuentra limitada por la Sierra de Perijá al Oeste y el flanco occidental de Los Andes y la Serranía de Trujillo al Este. Esta representa una depresión tectónica de unos 52.000 Km² de extensión, donde se han acumulado más de 10.000 metros de espesor de sedimentos cuyas edades se extienden desde el Cretácico hasta el Reciente y constituye la cuenca petrolífera más rica de América del Sur (*Intevep-PDVSA, 1999*).

El volumen total de los sedimentos depositados en dicha cuenca, se calcula en unos 250.000 Km³ aproximadamente (*González de Juana, et al. 1980*). Dichos sedimentos fueron depositados en un rango de edades que van desde el Jurásico hasta el Holoceno. Sin embargo es durante el Cenozoico el momento en que la cuenca recibe el mayor volumen de sedimentos (*Lugo, 1991*).

El basamento de la cuenca está constituido principalmente por dos unidades estratigráficas, la primera la constituyen los metasedimentos de la Formación Mucuchachí y equivalentes de edad Ordovícico, que afloran a lo largo del Arco de Mérida y la segunda la constituyen las capas rojas de la Formación la Quinta de edad Jurásico, la cual se encuentran rellenando el sistema de graben asociados a la apertura continental que comenzó en el Triásico (*Lugo, 1991*).

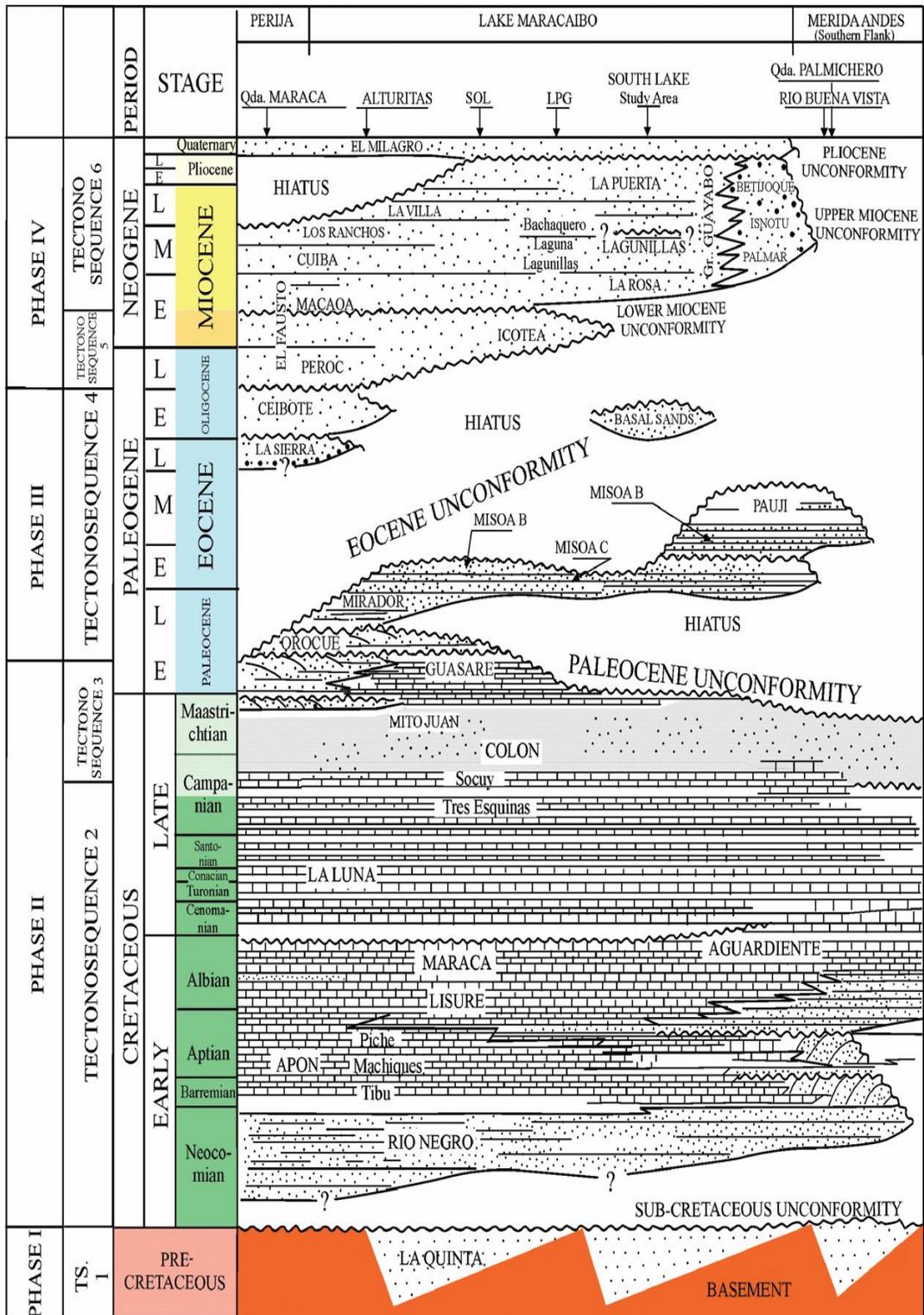


Figura 2. Columna estratigráfica de la Cuenca de Maracaibo mostrando los principales límites de secuencias (Tomado de Mann, et al. 2006).

PERIODO CRETÁCICO

Los sedimentos cretácicos fueron depositados sobre una plataforma estable cuya sedimentación estuvo controlada por la subsidencia de la cuenca, por la carga sedimentaria y por los cambios eustáticos. Todo esto dentro de un largo periodo transgresivo, que comenzó en el Cretáceo temprano, y se extendió hasta Cretáceo tardío en su parte inferior para luego continuar con un periodo regresivo que culminó en el Paleoceno.

Formación Río Negro

En el Cretácico temprano, probablemente pre-Aptiense, la Formación Río Negro representa un periodo de depositación restringida, pero no por el ambiente en sí, sino por depositación en los graben anteriormente desarrollados. Los sedimentos de esta edad son ciertamente conocidos solo en los Surcos de Machiques, Angaraveca, Uribante / San Lázaro y en subsuelo al oeste del Lago de Maracaibo. Ellos consisten en arenas gruesas con estratificación cruzada y conglomerados con una matriz pobre en arcillas, representando las arenas basales que típicamente se depositan en ciclos transgresivos. El ambiente de depositación es mayormente fluvial. La estratigrafía indica que tanto la plataforma de Maracaibo como el Escudo de Guayana fueron expuestos a los agentes meteorizantes y de erosión durante este tiempo, constituyendo la fuente de sedimentos para esta unidad (*Van Andel, 1958*).

Grupo Cogollo (Aptiense - Albiense)

Se encuentra integrado por las formaciones Apón, Lisure y Maraca. Su depositación es parte del ciclo transgresivo Cretácico, durante el cual los mares avanzaron sobre la plataforma de Maracaibo y parte del Escudo de Guayana (*Van Andel, 1958*).

- La Formación Apón, es la más antigua presentando un espesor promedio de 100 m, la misma consiste de calizas grises y azulosas, las cuales son duras y se presentan en capas gruesas con intercalaciones menores de lutita. Dicho Grupo representa el primer avance Cretácico (*González de Juana, et al. 1980*).

- La Formación Lisure está compuesta por areniscas calcáreas cuarzosas glauconíticas grises o verdosas de grano medio a fino, arenisca micáceas laminares, calizas arenosas y algunas lutitas. En el subsuelo del Lago de Maracaibo, esta Formación tiene un espesor promedio de 120 m. Esta a su vez, pasa de manera transicional al sur al Formación Agua Ardiente, la cual representa una alternancia de fases arenosas fluvio-costeras y de facies de calizas marino-costeras (*González de Juana, et al. 1980*).
- La Formación Maraca está compuesta mayormente por una caliza masiva de color marrón, con espesores que de 15 a 20 m, e intercalaciones menores de lutitas negras (*González de Juana, et al. 1980*).

Formación La Luna (Cenomaniense - Santoniense)

La Formación La Luna consiste típicamente de calizas y lutitas calcáreas fértidas, con abundante materia orgánica laminada y finamente dispersa, delgadamente estratificadas y laminadas, densas, de color gris oscuro a negro; la ftanita negra es frecuente en forma de vetas, nódulos y capas delgadas; las concreciones elipsoidales a discoidales de 10 a 80 cms de diametro, son características típicas de la formación, que permiten reconocerla en cualquier afloramiento. Muchas de las concreciones tienen amonites y otros microfósiles en su interior. Las capas de caliza varían en espesor de 1 - 2 cms hasta unos 50 cms, con estratificación uniforme y monótona. Fracturas frescas de las calizas tienen olor característico y fuerte a bitumen (*Lexico Estratigráfico de Venezuela, 1997*).

Formación Colón (Campaniense - Maastrichtiense)

La base dicha unidad consiste en una delgada caliza micrítica con un espesor de 40 a 50 m (Miembro Socuy), el mismo representa un reflector sísmico muy bien definido y correlacionable a lo largo de toda la cuenca debido al alto coeficiente de reflexión que se produce al subyacer a las arcillas de la Formación Colón. Suprayacente a la caliza de la Formación Socuy se encuentra una espesa secuencia lutítica marina de

color gris a negro, depositada como parte del ciclo regresivo de esta Formación durante la caída relativa del nivel del mar a finales del Cretácico (*Lugo, 1991*).

Formación Mito Juan (Maastrichtiense)

La litología de la Formación Mito Juan se caracteriza por arcillas grises, gris verdosas y negras, localmente arenosas, en las cuales el contenido de limo y arena aumenta en sentido ascendente y en cuya parte superior se encuentran a veces capas delgadas de calizas y areniscas. En la parte inferior de la formación hay algunas arcillas laminares grises que son indistinguibles litológicamente de las arcillas de Colón. Son particularmente comunes concreciones discoidales de arcilla ferruginosa formando capas delgadas (*Lexico Estratigráfico de Venezuela, 1997*).

PERIODO TERCIARIO

En el Paleoceno la regresión comienza a ser más pronunciada, hay una retirada del mar hacia el noreste desarrollándose amplias costas deltáicas con cinturones litorales en el oeste y sureste de la cuenca de Maracaibo. Sin embargo, sobre gran parte de la plataforma de Maracaibo, el Surco de Barquisimeto y hacia el borde de la zona este del Escudo de Guayana, las condiciones marinas todavía prevalecían (*Van Andel, 1958*).

Formación Guasare (Paleoceno)

La unidad se caracteriza por algunas capas de calizas fosilíferas intercaladas entre areniscas y lutitas localmente glauconíticas o carbonaceas. Su espesor varía entre 380 y 425 m, ya que sobre plataforma de Maracaibo está truncada por erosión en el tope de algunas estructuras anticlinales, específicamente en el sur del Lago de Maracaibo (*González de Juana, et al 1980*). Los sedimentos Eocenos de la zona suroeste, central y oeste de la cuenca, fueron fluviales (Formación Mirador) y deltáicos (Formación Misoa). Al este entre la plataforma y el Surco de Barquisimeto, se encuentran depósitos netamente marinos, los cuales están representados por espesas secuencias

de lutitas pelágicas interestratificadas con arenas interpretadas como depósitos de corrientes de turbidez, conocidas formalmente como Formación Trujillo (*Van Andel, 1958*).

Formación Trujillo (Eoceno temprano)

La litología de la Formación Trujillo en su localidad tipo, está compuesta por lutitas gris azulado oscuro, a gris oscuro y negro y areniscas grises y pardas en menor proporción. Las lutitas son localmente micáceas y carbonosas; las areniscas son de grano fino a medio, micáceas y localmente carbonosas, bien estratificadas en capas de unos pocos centímetros hasta 2 m. Sutton (*op. cit.*) señala que en la porción inferior de la sección la formación, está notablemente endurecida, presentando vetas de cuarzo perpendiculares a la estratificación de las lutitas y areniscas, así como concreciones elipsoidales y discoidales calcáreas, arenosas y piríticas que meteorizan a masas ferrosas. También señala capas delgadas de carbón sub-bituminoso (*Lexico Estratigráfico de Venezuela, 1997*).

Formación Misoa (Eoceno medio)

Esta definida como una unidad de areniscas cuarcíticas de color gris claro en capas compuestas potentes, con intercalaciones de lutitas laminadas, micáceas y carbonosas que se encuentra por encima de la sección esencialmente lutítica de la Formación Trujillo y por debajo de la sección de lutitas marinas de la Formación Paují (*González de Juana, et al. 1980*).

Formación La Rosa (Mioceno temprano)

Las características litológicas de los miembros de La Rosa son:

- Miembro Santa Bárbara (VALIDO): Está formado por areniscas arcillosas poco consolidadas, grises a marrones, que localmente pueden alcanzar espesores bastante grandes, lutitas gris verdoso interlaminadas con areniscas. En el área de Cabimas, las lutitas forman un intervalo de hasta 28 m entre cuerpos de arenisca. También se encuentran lignitos y nódulos de siderita.

Sutton (*op. cit.*) menciona capas delgadas de caliza dura en la parte sur del campo costanero de Bolívar.

- Lutita La Rosa (INVALIDO): Lutitas gris verdoso a verde claro, fósiles, con laminaciones. Intercalaciones de areniscas delgadas fosilíferas.
- Arena Intermedia (INVALIDO): Arenas arcillosas en capas delgadas con lutitas verdosas fosilíferas y arcillitas arenosas.
- Arena La Rosa (INFORMAL): Areniscas friables, macizas de grano fino, gris a marrón y lutitas gris verdoso con moluscos y foraminíferos. (*Lexico Estratigráfico de Venezuela, 1997*).

Formación Lagunillas (Mioceno medio)

En términos generales, la formación consiste en areniscas poco consolidadas, arcillas, lutitas y algunos lignitos. La misma está conformada por los Miembros Lagunillas Inferior, Laguna y Bachaquero, cuyas características individuales reflejan el cambio de ambiente marino somero, a deltáico – fluvial.

- El Miembro Lagunillas Inferior está compuesto por areniscas friables, de grano fino, de color variable de marrón a gris claro y a blanco, intercaladas con lutitas gris claro, gris verdoso o gris oscuro. Localmente se encuentran lignitos.
- El Miembro Laguna consiste principalmente en lutitas grises fosilíferas con areniscas color gris o marrón localmente glauconíticas, y arcillas arenosas moteadas.
- El Miembro Bachaquero está formado por areniscas arcillosas potentes, de colores gris o marrón con arcillas gris, marrón o moteadas, lutitas gris a gris azulado y lignitos (*González de Juana, et al. 1980*).

Formación Isnotú (Mioceno tardío - Plioceno)

Predominantemente arcillas (65%), con numerosas areniscas intercaladas y capas subordinadas de arcilla laminar, carbón y conglomerado. Las arcillas son macizas pero blandas, de color gris claro, corrientemente abigarradas en rojo, púrpura y amarillo y localmente carbonáceas; las areniscas son de color variable, principalmente blancas a gris claro y se presentan en capes de 2 a 3 metros de espesor. (*Lexico Estratigráfico de Venezuela, 1997*).

Formación La Puerta (Plioceno)

Consiste en arcillas marrón rojizas, areniscas subgrauwackas y arcillas gris claro. El contacto inferior con la Formación Lagunillas se considera concordante. El tope se ha interpretado como concordante por debajo de la Formación Onia o discordante por debajo de la Formación El Milagro (*González de Juana, et al. 1980*).

Formación Onia (Plioceno - Pleistoceno)

La Formación Onia consiste en la base al tope de 1.65 m en areniscas y limolitas abigarradas, gris verdoso, de grano grueso a fino, arcillosas, micáceas y friables, localmente con capas calcáreas amarillas, delgadas. Esta sección se correlaciona con las Capas de Onia, por su contenido de minerales pesados metamórficos. 2.30 m de areniscas micáceas friables, de color gris verdoso claro, de grano fino a grueso y angulosos. En éstas, se hallan fragmentos de madera silicificada. Estas areniscas están intercaladas con areniscas pardo-amarillo y limolitas gris claro, las cuales Manger (*op. cit.*) consideró como pertenecientes a la Formación El Milagro (Pleistoceno) (*Lexico Estratigráfico de Venezuela, 1997*) (ver figura 2).

ESTRATIGRAFÍA LOCAL

FORMACIÓN MISOA

Según Parnaud y otros (1995) la Formación Misoa tiene una edad desde el Eoceno Temprano al Eoceno Medio perteneciente a la Supersecuencia D. La Formación Misoa fue descrita originalmente por Garner (1926) en la Serranía de Trujillo; dada la circunstancia de que las areniscas de esta formación constituyen los yacimientos de petróleo más importantes de la Cuenca de Maracaibo, ha sido estudiada por numerosos autores. En los campos petrolíferos del lago, la secuencia de arenas y lutitas de la unidad, ha sido subdividida según diversos esquemas informales por las empresas operadoras. El más aceptado, generalmente, es el de Arenas "B" (B1 a B9) y Arenas "C" (C1 a C7), basado en las características de los registros eléctrico de los pozos. Natera, (1961) publicó la primera descripción formal de las Arenas "B". Las Arenas "C" fueron consideradas originalmente como equivalentes a la Formación Trujillo, pero Brondijk y Walton (1967), las incluyeron definitivamente dentro de la Formación Misoa (*Intevep-PDVSA, 1999*) (ver figura 3).

Edad	Formación	Miembro	Unidad Informal	Sub-Unidades
EOCENO	FORMACION MISOA	MIEMBRO "B"	B-SUPERIOR	B1
				B2
				B3
				B4
				B5
			B-INFERIOR	B6
				B7
				B8
				B9
		MIEMBRO "C"	C-SUPERIOR	C1
				C2
				C3
			C-INFERIOR	C4
				C5
				C6
				C7

Figura 3. Columna estratigráfica del área del Bloque III de la Cuenca de Maracaibo.

Van Veen (1972) estudió en detalle la sedimentología de la formación en el subsuelo del lago de Maracaibo sobre la sección del río Misoa (parte superior). Zamora (1977) analizó los ambientes de sedimentación de las Arenas "B" superiores y "C", en el subsuelo del lago de Maracaibo, respectivamente. Barbeito, Pettelli y Evans (1985), establecieron zonaciones detalladas de la formación, en base a polen y foraminíferos, en el área Mara-Maracaibo y Graves (1985), estudió las Arenas "B" superiores en la costa oriental del lago de Maracaibo. Ghosh y otros (1985) analizaron la diagénesis de la formación en las áreas de Lagunillas, Urdaneta y Barúa-Motatán, a nivel de las Arenas "B" (*Intevep-PDVSA, 1999*).

La Formación Misoa se puede definir como una unidad de areniscas cuarcíticas de color gris claro en capas compuestas potentes, con intercalaciones de lutitas laminadas, micáceas y carbonosas; se encuentra por encima de la sección esencialmente lutítica con areniscas cuarzosas en capas sencillas de la Formación Trujillo y por debajo de la sección de lutitas marinas de la Formación Paují.

En el subsuelo del Lago de Maracaibo la Formación Misoa representa la alternancia de ambientes de llanura deltáica alta con llanuras deltáicas bajas y condiciones marinas de aguas someras o marginales. En la facies deltáica alta se preservaron grandes mantos de complejos de areniscas de espolones aluviales, de canales distributarios migratorios, con delgados lentes de lutitas; hacia el Macizo de Avispa encontramos mayor proporción de areniscas de influencia fluvial. Las condiciones marinas de aguas someras están representadas por facies lutíticas fosilíferas y areniscas de barreras litorales bioturbadas. El gran volumen de lutitas parece haberse sedimentado en condiciones de floculación de la masa de arcillas traídas por la descarga fluvial, (*González de Juana, et al. 1980*).

Van Veen (1972) describe tres tipos de areniscas en secciones de la Formación Misoa en el subsuelo del Lago de Maracaibo que son:

- Las areniscas de espolón aluvial están caracterizadas por tener un contacto inferior bien definido cuya naturaleza erosional está claramente indicada por la presencia de fragmentos redondeados o irregulares de lutita en la base de la arenisca. La arenisca puede ser subdividida en tres partes: a) una zona inferior maciza caracterizada por el predominio de la estratificación cruzada en escala de decímetros que a veces muestra laminación deformada; b) una zona media caracterizada por el predominio de estratificación ondulada en escala de centímetros o de estratificación horizontal con intercalaciones ocasionales de lutita; c) una zona superior lutítica generalmente caracterizada por estratificación de tipo "flaser".
- Las areniscas de canal distributivo pueden o no tener un contacto basal definido, caracterizadas por una alternancia rápida de capas con estratificación cruzada en escala de centímetros, con intercalaciones de lutitas que frecuentemente presentan bioturbación y generalmente tienen un espesor de 30 cm. Aunque se observa una pequeña variación en el tamaño del grano de las areniscas de acuerdo al tipo de estratificación, no existe una tendencia vertical definida dentro del mismo. Frecuentemente se encuentran fragmentos redondeados y laminillas de arcilla en toda la sección de areniscas. Los estudios en el subsuelo han demostrado que los cuerpos de areniscas de canal distributivo pasan lateralmente a areniscas con estratificación ondulada y lutitas.
- Las areniscas de barreras litorales están caracterizadas por un contacto basal gradacional a causa de un aumento en número y espesor de las intercalaciones de areniscas, que culminan en una capa bien desarrollada, generalmente en contacto bien definido con la lutita suprayacente. El tamaño promedio de grano tiende a ser menor con respecto al tipo 1 y el escogimiento en general es mejor. En cada unidad sedimentaria de arenisca se puede observar un aumento gradual en el tamaño del grano y un cambio en la estratificación, desde ondulada a cruzada de ángulo bajo a escala de decímetros, ó a arenisca maciza, reflejando un aumento de energía hacia la parte superior. Las lutitas subyacentes, así como las

suprayacentes, muestran estructura "flaser" y frecuentemente presentan indicios de icnofacies de organismos pequeños, mientras que en las areniscas se observan icnofacies de organismos más grandes, como son madrigueras del tipo Ophiomorpha producidas posiblemente por el cangrejo Callinassa. La asociación de abundantes madrigueras en areniscas macizas bien escogidas indican ambiente litoral agitado por las olas o condiciones neríticas llanas. Las areniscas macizas, bien desarrolladas con estratificación cruzada de ángulo bajo tienen forma alargada y se interpretan como barreras litorales; las areniscas con estratificación ondulada no muy bien desarrollada, que muestran madrigueras del tipo ophiomorpha se interpretan como sedimentos de un ambiente de aguas poco profundas.

Las características de los sedimentos de la Formación Misoa, dependen de su posición en la cuenca, del ambiente de sedimentación, de la distancia entre ellos y de la fuente de los mismos. Hacia el noreste hay más lutitas con areniscas de grano fino, mientras que hacia el sur - sureste, el porcentaje de arena aumenta al 80 y 90% de la sección, mostrando granos más gruesos. Se encuentran areniscas, limolitas, lutitas intercaladas en distintas cantidades, en toda la sección y hacia el este, en la sierra, algunas capas de caliza en la parte inferior.

El conjunto faunal de las lutitas incluye *Haplophragmoides sp.*, *Miliammina cf. fusca*, y *Trochammina sp.*, foraminíferos propios de condiciones marinas de aguas llanas o marginales; los escasos fósiles de la Formación Misoa son fósiles de facies. En las calizas de la parte inferior de la unidad en el área tipo se encuentran macroforaminíferos y moluscos bien preservados; entre los moluscos se reconocen ejemplares de *Arca sp.*, *Pecten sp.*, *Turritella sp.*, *Terebra sp.*, etc. Sutton (1946) menciona numerosos moluscos encontrados cerca de la base de la formación, unos 150 m al este de Puente Gómez, Estado Trujillo, con ejemplares de *Architectonica sullana*, *Cardium sp.*, *Oliva sp.*, *Ostrea sp.*, entre otros.

Rull (1994) establece en el Bloque Centro Lago la zona M para las arenas por debajo de las C3 de la correlación litoestratigráfica en ese bloque. El límite entre el Eoceno temprano y medio lo identifica a mitad de las arenas C3. El Eoceno medio lo asigna según las zonas N1 y N2 (Ver tabla 1). Este autor coloca la zona T1 del Mioceno temprano en contacto discordante sobre la zona N1 del Eoceno medio, representando hiatus de 20 ma iniciándose antes del límite de secuencia SB 44 extendiéndose más allá del SB 25,5 (ver tabla 1).

Tabla 1. Zonación palinológica para la cuenca de Maracaibo, y su correlación con la cronoestratigrafía y la zonación del Norte de Suramérica (Modificado de Rull, 1994).

Epoca		ZONACION MARAVEN		ZONACION AL NORTE DE SURÁMERICA - MULLER ET. AL . 1987	
Holoceno					
Pleistoceno		V		ALNIPOLLENITES VERUS	31
Plioceno		U	3	ECHITRICOLPORITES MCNELLY	30
1.96			2		
			1 8.27		
Mioceno	Tardío	T	5	ECHITRICOLPORITES SPINOSUS	29
			10.5		
	10.2		4 12.5	CRASSORETITRILETES VANRAADSHOOVENI	28
	13.8		3		
	15.2		2	ECHITRICOLPORITES MARISTELLAE- PSILADIPORITES MINIMUS	27
Temprano	1	b	VERRUTRICOLPORITES ROTUNDIPORUS - ECHIDIPORITES BARBEITOENSIS	26	
	a				
Oligoceno		S	30.0	MAGNASTRITITES - CICATRICOSISPORITES DOROGENSIS	25
25.2		R	2		
36.0			1 36.0		
Eoceno	Tardío	Q	38.0	ECHIPERIPORITES ESTELAE	24
		P	39.5		
	Medio	O		4	
			3 40.5	JANMULLERIPOLLIS PENTARADIATUS	23
			2	BOMBACACIDITES FOVEORETICULATUS	22
			1	RETITRICOLPORITES GUIANENSIS	21
			6	BOMBACACIDITES SOLEAFORMIS	20
			5 42.5		
	N	4	RETITRICOLPORITES MAGNUS (46.5-44 m.y.)	19	
		3 44.0			
2					
49.0	1 49.5	ECHITRIPORITES TRIANGULIFORMIS F. A (Echitricolporites Felix 49.5-46.5 m.y.)	18		
Temprano	M		RUGOTRICOLPORITES FELIX (55.8-49.5 m.y.)	17	
54.0			55/54.2		
Paleoceno	Tardío	L	2	FOVEOTRICOLPITES PERFORATUS	16
	Temprano	1	a	GEMMASTEPHANOCOLPITES GEMMATUS	15
b					
60.2			2 67	SPINIZONOCOLPITES BACULATUS (67.0 -	14
66.5			1		
Maastrichtiense		K		PROTEACIDITES DEHAANI	13

ORIGEN Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA CUENCA DE MARACAIBO

Son numerosos los modelos de tectónica de placas propuestos para la explicación del origen y evolución del Caribe, el cual ejerce un control directo sobre el comportamiento tectónico de la cuenca de Maracaibo, ya que su influencia, ha contribuido en un desarrollo estructural complejo de esta cuenca, debido a los múltiples eventos tectónicos que han ocurrido desde el Jurásico hasta el presente. Las tres fases destacadas en la historia geológica de esta cuenca fueron la formación de Rift durante el Jurásico, relacionado con la separación de Norte y Sur América, seguido de una subsidencia del margen pasivo durante el Cretácico Inferior a Superior, y por último, una subsidencia de la cuenca de antepaís (Foreland Basin), producto de la colisión oblicua de la placa Caribe, derivada del Pacífico, contra el margen pasivo de Sur América. (*Lugo y Mann, 1995*).

La Cuenca de Maracaibo, está enmarcada por tres alineamientos orogénicos mayores: La Sierra de Perijá al Oeste, Los Andes de Mérida al SE y la Serranía de Trujillo al Este. Estos elementos tectónicos mayores fueron clasificados como "cinturones móviles", dentro de los cuales, se desarrolla un amplio sinclinorio que integra estructuralmente a la cuenca del Maracaibo.

Además de los elementos mencionados anteriormente, dicha cuenca se encuentra limitada por tres sistemas de fallas que se ubican de manera aproximadamente triangular, integrada por el sistema de Falla de Boconó al Este y SE, el sistema de la Falla de Santa Marta al Oeste - SO y el sistema de Falla de Oca hacia el Norte, conformando así el denominado Bloque de Maracaibo.

Otros elementos de importancia, son los anticlinorios de Falcón hacia el Noreste, la Falla de Valera al Este, la Falla del Tigre al Noroeste y las fallas que se ubican dentro de la cuenca, siendo las más importantes la Falla Lama - Icotea, las Fallas de Urdaneta, Pueblo Viejo y VLE-400 (ver figura 4).

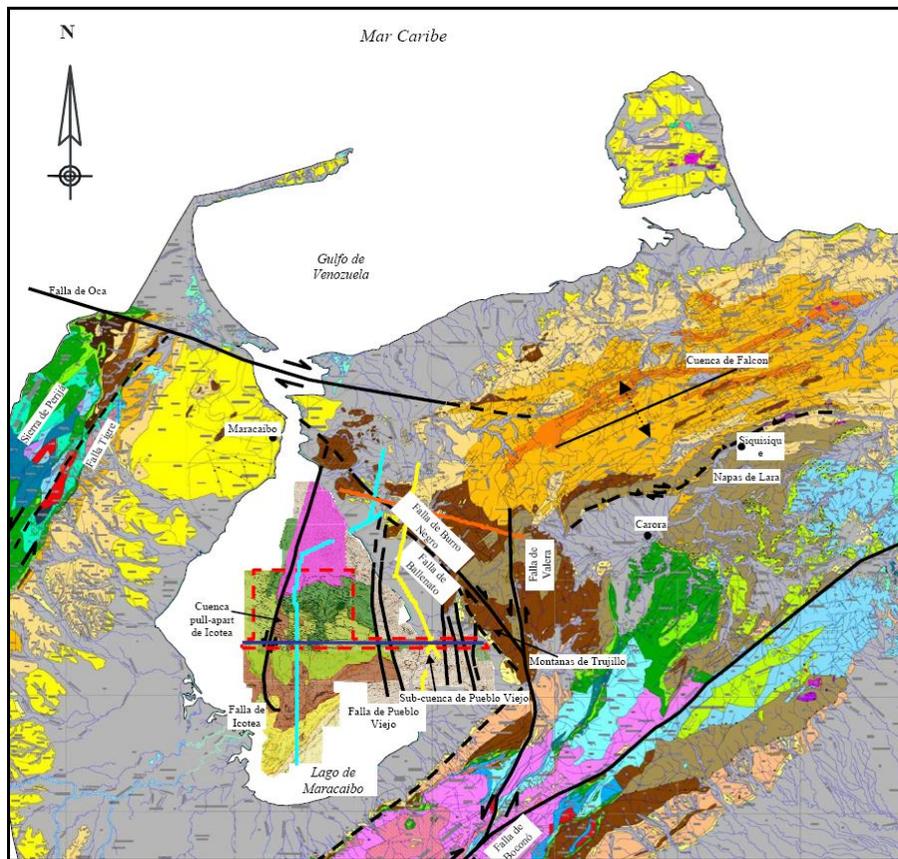


Figura 4. Esquema tectónico regional que muestra los elementos estructurales más importantes dentro de la Cuenca de Maracaibo (Escalona, 2003).

La Cuenca de Maracaibo, corresponde a un dominio intracratónico relativamente estable rodeado por límites de placas activas. Debido a su particular posición, la cuenca grabó las interacciones sucesivas entre la placa continental Suramericana y las placas oceánicas del Caribe al Norte y del Pacífico al Oeste, sufriendo regímenes súper impuestos de extensión y compresión.

La dinámica evolución de la Cuenca de Maracaibo, tiene su inicio durante el Permo-Triásico (230 m.a), cuando se registra un evento tecto-termal, correlacionable a escala mundial con la Orogénesis Herciniana, la cual origina metamorfismo y plegamiento en la región de la actual Cordillera de Los Andes, emplazamiento de cuerpos ígneos, formación del Arco de Mérida, levantamiento de la región central del Lago de Maracaibo, precursora de la subsiguiente Plataforma de Maracaibo.

Además el borde continental se levanta produciendo retirada general de los mares de Venezuela Occidental. Todos estos procesos interactuando, producen la fijación de los caracteres petrológicos de las rocas que conforman el basamento de la cuenca del Lago de Maracaibo.

En el Triásico-Jurásico (220 Ma), tiene lugar un episodio de Rifting o Rotura de Pangea, caracterizado por la formación preferencial de grabenes (Apure-Mantecal y Espino, Lago de Maracaibo, Perijá y Perijá Los Andes) orientados NE-SO, rellenos con depósitos continentales de la Formación La Quinta, cuya sedimentación se concentró al NE - SE del Alto de Mérida y en la Sierra de Perijá con eventos volcánicos situados en ésta última, constituyendo además gran parte del substratum de la Cuenca de Maracaibo.

Durante éste período la cuenca estuvo limitada por fallas normales con la misma dirección de la Falla de Icoatea, evidenciando el régimen distensivo imperante, el cual estuvo seguido por un extenso período de erosión (*González de Juana, et al. 1980*) (ver figura 5).

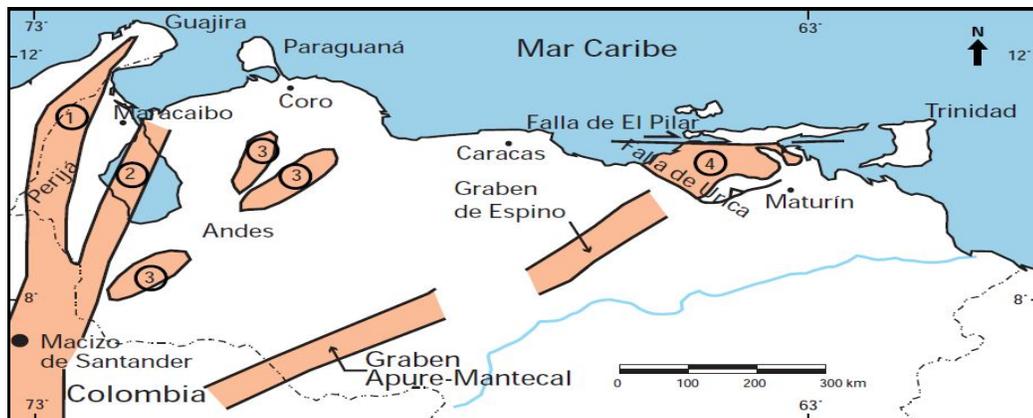


Figura 5. Distribución de las rocas jurásicas en Venezuela, mostrando que las mismas se encuentran aflorando en la Sierra de Perijá (1), como parte del basamento en el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo (2), en los Andes (3), en el subsuelo de las cuencas de Barinas-Apure y Oriental (grabenos de Apure-Mantecal y Espino) y han sido interpretadas como involucradas en profundidad en los corrimientos de la Serranía del Interior (4) (*Tomado de WEC, 1997*).

Durante el Cretácico se desarrolla el margen pasivo subsiguiente a la trasgresión emprendida a comienzos de este período, el cual es correlacionable con los cambios eustáticos ocurridos a escala global y que terminaron en el Cenomaniense-Campaniense. La reducción aparente de la subsidencia controlada por fallas, la profundización transgresiva de toda la cuenca y la estratigrafía, sugieren un margen pasivo acuñado detrás de un arco volcánico (*González de Juana, et al. 1980*).

Más tarde, a comienzos del Barremiense (120 Ma) comienza la sedimentación de clastos basales transgresivos de la Formación Río Negro, los cuales se depositaron restringidamente en los surcos de Machiques, Angaraveca, Uribante, San Lázaro y en el área oeste del Lago de Maracaibo, sobre la discordancia pre-Cretácica (*Lugo y Mann, 1995*).

A partir del final del Albiense, se inicia desde el este de Venezuela y de manera diacrónica hacia el oeste, la invasión marina que llegó a cubrir extensas zonas hacia el sur del país, las cuales se mantenían como áreas expuestas a la erosión desde finales del Jurásico o incluso desde finales del Paleozoico. Esta invasión marina coincide con el pulso mundial transgresivo del Cretácico Tardío, responsable de la sedimentación de calizas, lutitas y fñanitas ricas en materia orgánica tanto en América como en Europa. Estas rocas se conocen en Venezuela como las Formaciones Querecual-San Antonio (Grupo Guayuta), Mucaria, Navay y La Luna (*WEC, 1997*) (ver figura 6).

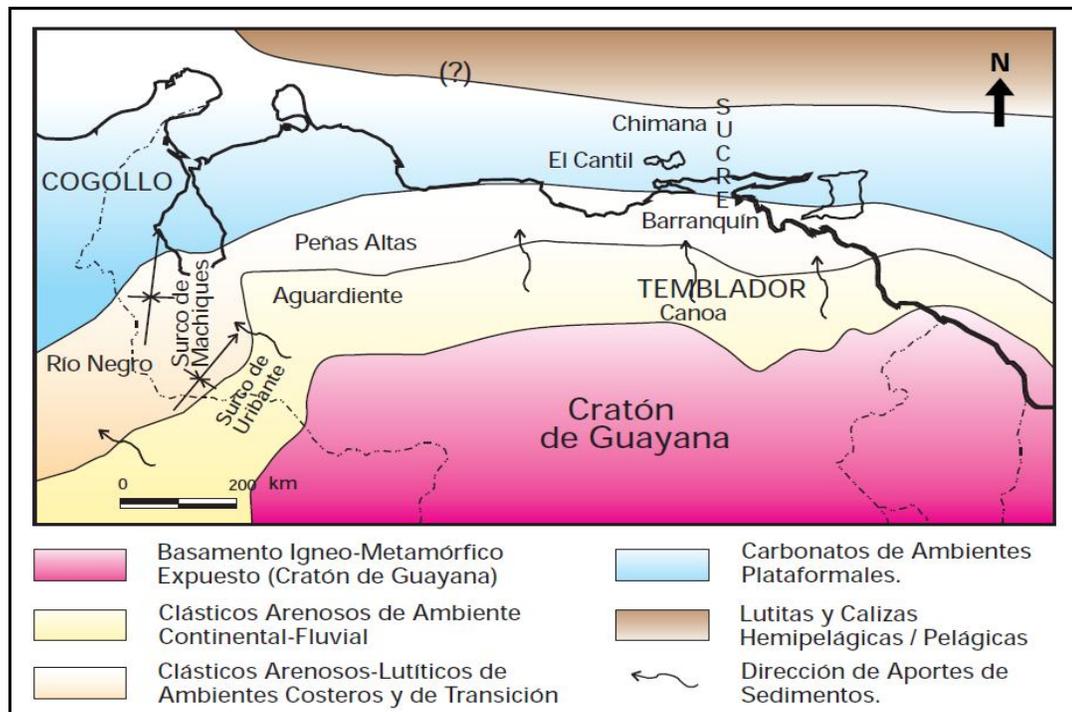


Figura 6. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Neocomiense-Albiense (Cretácico Temprano) al Norte del Cratón de Guayana. Se indican unidades típicas de dicha asociación de facies (Tomado de WEC, 1997).

En el Cenomaniense - Campaniense (100 Ma), ocurre un período de máxima cobertura marina (coincide con el pulso mundial del Cretácico Tardío), debido a la intensificación de la transgresión Cretácea, que se extendió hacia el Sur, cubriendo la Cuenca de Barinas. El tope de la Formación Maraca marca el comienzo de una extensa subsidencia regional, lo cual se traduce en cambios litológicos importantes, pasando de las calizas de Maraca de ambiente nerítico - costero a calizas negras y densas con amonitas, intercaladas con lutitas marinas con escasa fauna bentónica, representativas de condiciones euxínicas de fondo, verdaderas trampas de materia orgánica que originaron buenas rocas madres de petróleo, como lo es la Formación La Luna; la cual, a su vez constituye muy buenos reservorios en algunos campos productores, debido a fracturamiento (ver figura 7).

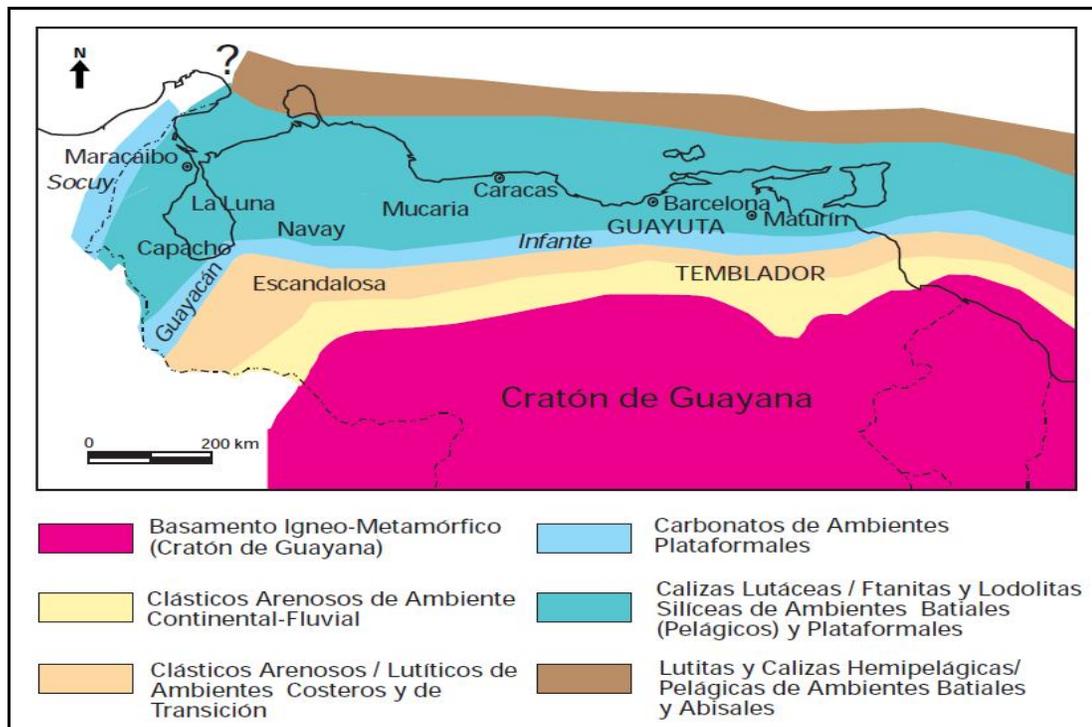


Figura 7. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cenomaniense-Campaniense (Cretácico Tardío) al norte del Cratón de Guayana. Se indican las unidades típicas de dichas asociaciones de facies (Tomado de WEC, 1997).

El Cretácico Tardío en Venezuela finaliza durante el Maastrichtiense con unidades regresivas respecto a los ambientes más profundos de la roca madre. En Perijá y la Cuenca del Lago de Maracaibo, la Formación La Luna pasa verticalmente a calizas glauconíticas (Miembro Socuy) y lutitas oscuras y areniscas delgadas de las Formaciones Colón y Mito Juan. En el Flanco Norandino se encuentra el Miembro Tres Esquinas glauconítico-fosfático como posible equivalente diacrónico del Miembro Socuy y de las lutitas de la Formación Colón (WEC, 1997) (ver figura 8).

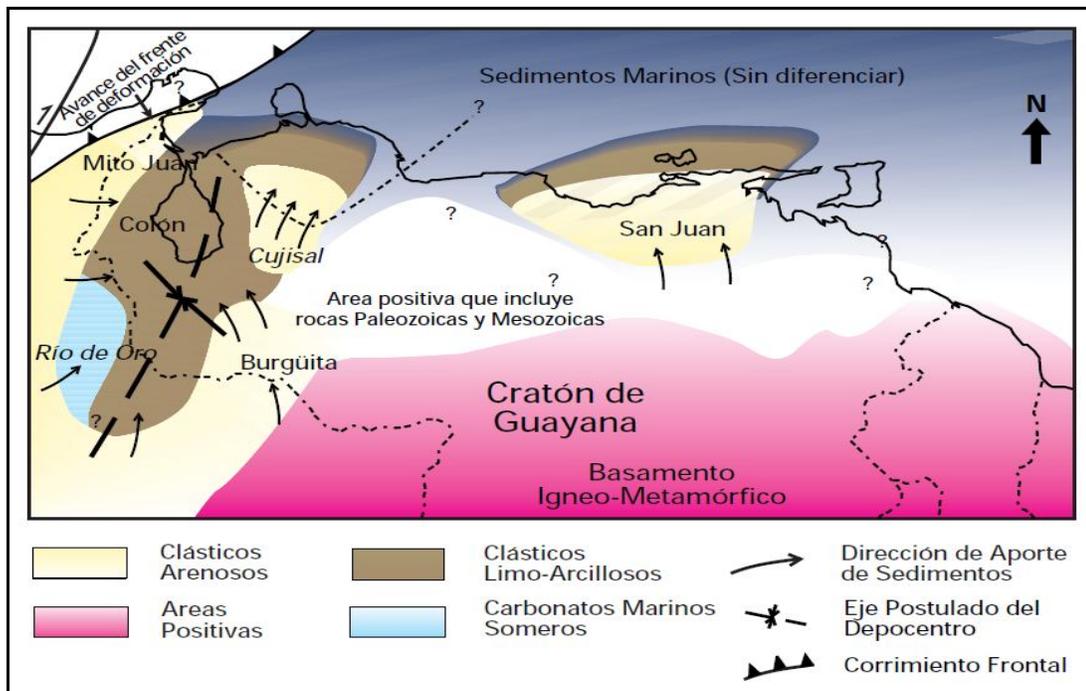


Figura 8. Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense (Cretácico Tardío) al norte del Cratón de Guayana. Se indican unidades típicas de dichas asociaciones de facies. Nótese que el eje del depocentro de Venezuela Occidental se alinea sub-paralelamente al frente de deformación al oeste de Venezuela, el cual es una consecuencia de la colisión entre las placas de Nazca y Suramérica (Tomado de WEC, 1997).

El final del Cretáceo (65 Ma) está caracterizado por grandes extensiones de Venezuela, por un período de orogénesis que puede correlacionarse con la Orogénesis Laramidiana de Norteamérica, constituyendo el último evento tecto-termal importante conocido en Venezuela. Se manifiesta en forma más violenta en los cinturones móviles hacia el Norte, causando metamorfismo en menor intensidad sobre la Cuenca de Maracaibo, donde no se conocen eventos termales. Partes de las regiones Andina y Perijanera, se convierten en áreas positivas.

Con éste evento, probablemente se inicia el fallamiento gravitacional de los alineamientos Norte-Sur de la parte central de la cuenca, produciéndose cambios en el patrón de isofacies entre la sedimentación del Cretáceo y la sedimentación del Paleoceno, debido a que se pone de manifiesto el desarrollo de la cuenca antepaís

junto al emplazamiento de las Napas de Lara. La sedimentación del Paleoceno se desarrolla en tres provincias distintas: Provincia Parállica, al SE; Provincia de Plataforma Marina Somera, ocupando prácticamente toda la extensión del actual lago y la región NO de la cuenca, representada por la Formación Guasare y la Provincia Geosinclinal, situada al E-NE de la Provincia de Plataforma, limitadas por una faja o zona de bisagra. (*González de Juana, et al. 1980*).

Durante el Eoceno, en la cuenca del Lago de Maracaibo existió un marco sedimentario complejo que se caracterizó por sistemas deltaicos-estuarinos, fluvio-costeros y marinos, en diferentes ubicaciones geográficas delante de los frentes de corrimiento, ya sea el de Perijá o el relativamente más joven del Estado Lara, hacia el este. Las Formaciones Barco-Los Cuervos y Mirador-Carbonera, representan dos pulsos semejantes de ambientes fluvio-deltaicos entre el Paleoceno y el Eoceno medio (65-40 Ma) en el occidente de la Cuenca de Maracaibo; en su parte central, las Formaciones Guasare, Trujillo, Misoa, Caús y Paují constituían los equivalentes más marinos de los primeros, con una profundización paulatina de los ambientes hacia el noreste. En la región de Barbacoas, al este del Estado Trujillo, la profundidad promedio en este tiempo fué mucho menor durante el Eoceno y se dieron los ambientes de transición y marino-costeros de las Formaciones Gobernador-Masparrito y Humocaro-Quebrada Arriba; mientras tanto, en el Estado Falcón se iniciaba la sedimentación al norte de los frentes de corrimiento con las Formaciones La Victoria- Santa Rita y Jarillal, como consecuencia de la subsidencia de una cuenca extensional asociada a fallamiento de rumbo tipo pull-apart (*WEC, 1997*) (ver figura 9).

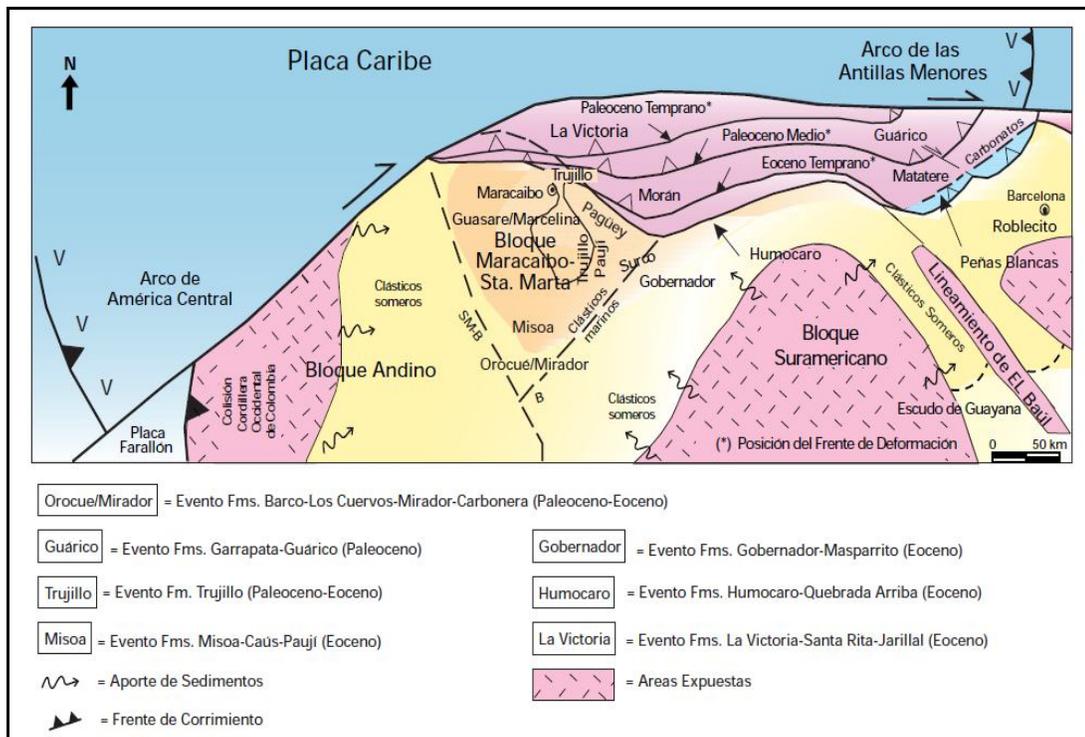


Figura 9. Migración del frente de Deformación del Caribe hacia el este-suroeste en Venezuela Occidental con sedimentación epi/perisutural asociada durante el Paleoceno-Eoceno. Los límites entre el Bloque Andino y el Suramericano se encontraban aproximadamente donde actualmente se encuentran los sistemas de fallas de Santa Marta Bucaramanga (SM-B) y Boconó (B) (Tomado de WEC, 1997).

Hacia el Eoceno Tardío (44 Ma), ocurre un levantamiento generalizado de la cuenca de Maracaibo con un período de fallamiento importante, particularmente en los alineamientos longitudinales del lago, con ejes de plegamiento orientados de Sur a Norte, dichas modificaciones en la cuenca antepaís fueron debidas a la colisión del Arco de Panamá, la cual se extendió hasta el Pleistoceno. Los levantamientos de la Sierra de Perijá y de Los Andes en Mérida, particionaron la cuenca antepaís, generando así las actuales Cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure. La subsiguiente erosión profunda de las Formaciones del Eoceno Medio, produce la remoción casi total de Paují-Mene Grande junto a la remoción parcial de Misoa en los alineamientos Occidentales del lago; en los bloques situados hacia el Sur del Lago, la erosión de Misoa es total y localmente Guasare (González de Juana, et al. 1980) (ver figura 10).

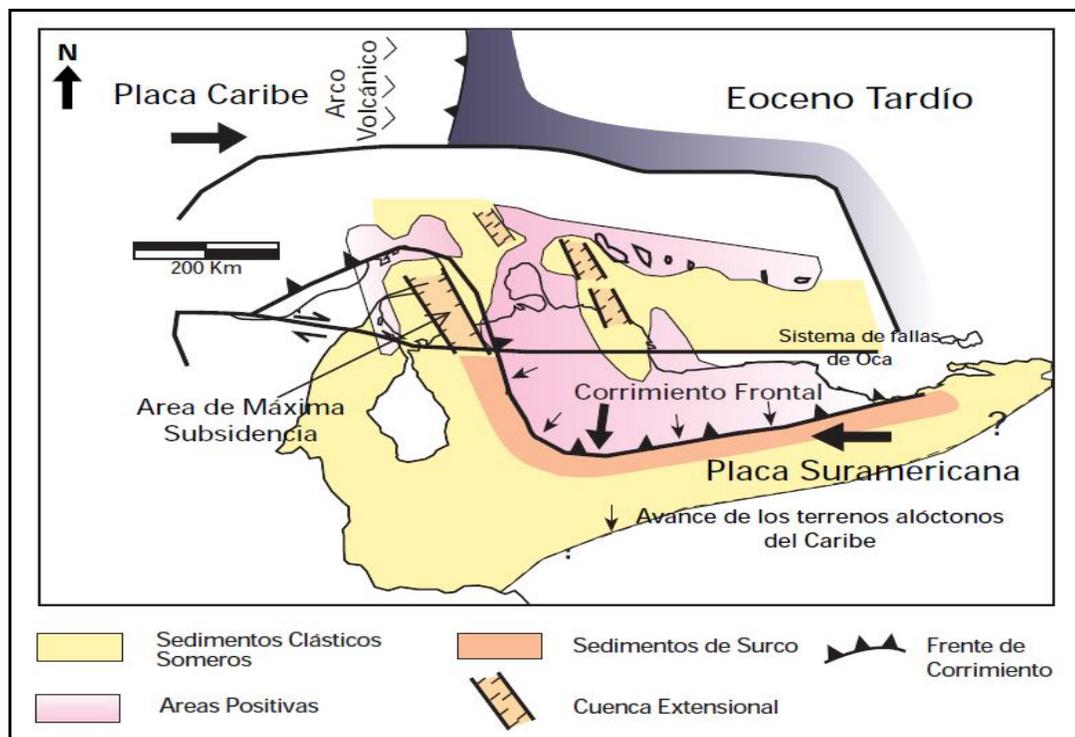


Figura 10. Generación de cuencas extensionales asociadas a transcurrencia al sur del límite entre las placas del Caribe y Suramericana; las áreas de máxima subsidencia se ubicaron al norte del Estado Falcón durante el Eoceno Tardío (Tomado de WEC, 1997).

Hay un fracturamiento de la sección de calizas Cretáceas y migración del petróleo ya formado hacia los alineamientos levantados y fallados. Prevalece un período de inversión del gradiente de la cuenca Eocena, (régimen tectónico transpresivo) de NE a S-SO, probablemente relacionado con el emplazamiento de las Napas del Caribe, el cual es un proceso de gran importancia en la evolución de la cuenca petrolífera. (González de Juana, et al. 1980).

Durante el Oligoceno, la acumulación de sedimentos en la Cuenca de Maracaibo fue preservada mayormente hacia sus flancos: al oeste los clásticos arenosos de las Formaciones Carbonera y Ceibote (Grupo El Fausto), al sur y este los clásticos finos de la Formación León y hacia el centro del Lago de Maracaibo : la Formación Icoatea, la cual ha sido asignada por diversos autores al Oligoceno; se encuentra sólo en depresiones controladas estructuralmente; su litología característica es de limolitas y

arcilitas, con cantidades menores de areniscas respuesta a un marco tectónico diferente al de la sedimentación en las cuencas del Lago de Maracaibo, Barinas-Apure y la Cuenca Oriental. En el norte de Venezuela central, el surco de la Formación Roblecito migra hacia el este y sureste, favoreciendo el avance hacia el sur de las areniscas de la Formación La Pascua y posteriormente de los clásticos de surco que las sobrepasaron (WEC, 1997) (ver figura 11).

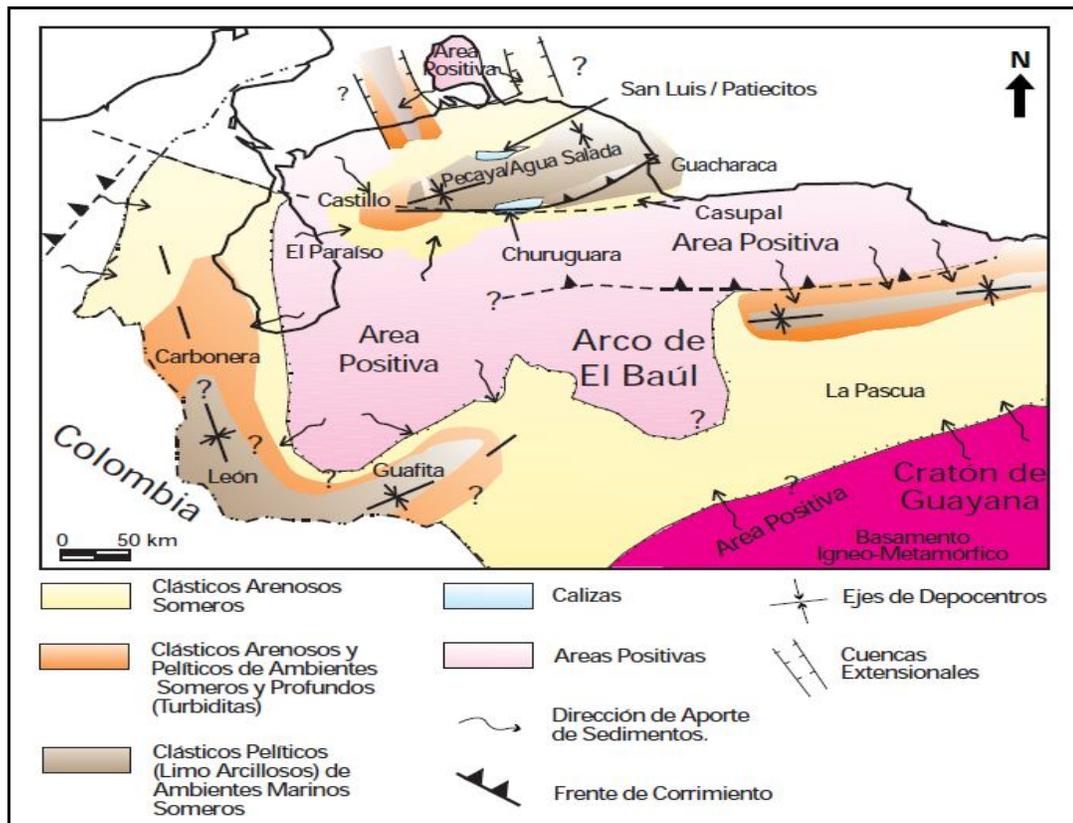


Figura 11. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela Occidental Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental-Subcuenca de Guárico durante el Oligoceno (Tomado de WEC, 1997).

El comienzo de la sedimentación del Mioceno en el Lago de Maracaibo, se caracteriza por una transgresión marina de considerable extensión territorial dentro de los límites del Lago de Maracaibo, pero de duración relativamente corta, representada por la Formación La Rosa. Ésta transgresión penetró profundamente hacia el Sur,

depositando las arenas basales del Miembro Santa Bárbara, para más tarde, depositarse las lutitas marinas de la Formación La Rosa en la parte central de la cuenca, sobre la superficie erosionada del Eoceno Medio.

Sobre estas lutitas de La Rosa, se depositó la Formación Lagunillas de ambiente fluvio-deltáica, llegando a excavar fondos de canales fluviales en lutitas de La Rosa, y produciendo excelentes yacimientos petrolíferos en la Costa Bolívar. La sedimentación marina del Mioceno, constituyó la cobertura impermeable necesaria para preservar los hidrocarburos en las arenas truncadas del Eoceno. La sedimentación de éste período engrosa rápidamente hacia el Sur demostrando progresiva flexura de la corteza como consecuencia del levantamiento andino predominantemente vertical. Durante éste período, se deposita la Formación Isnotú (González de Juana, et al. 1980) (ver figura 12).

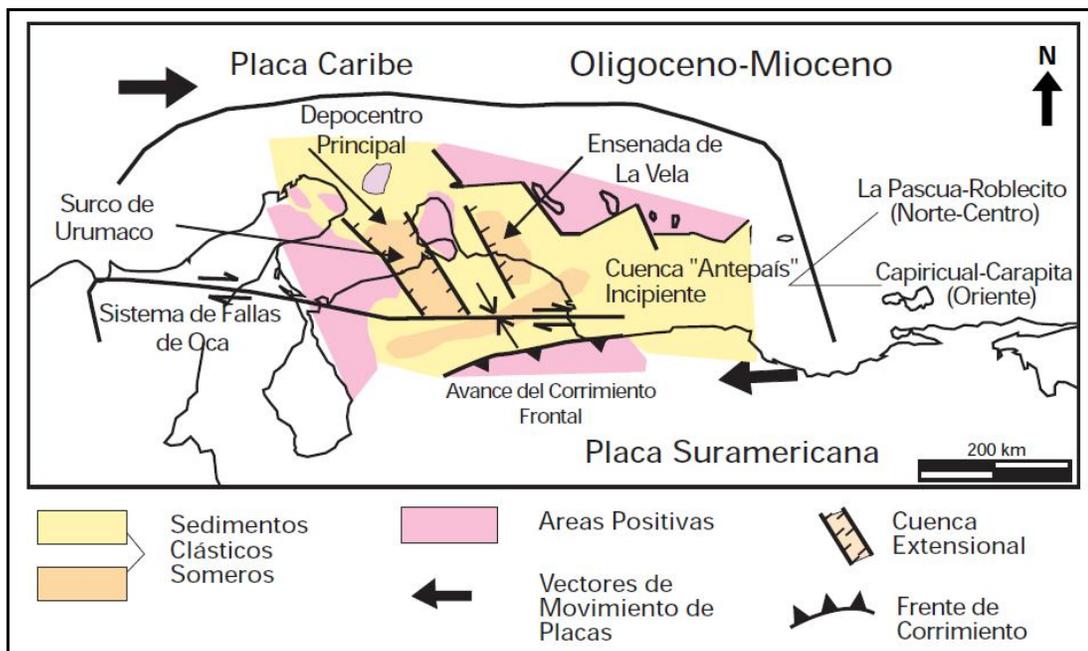


Figura 12. Máximo desarrollo del "Pull-Apart" del Estado Falcón con generación de extensas áreas positivas en la Cuenca de Maracaibo y norte de Falcón; hacia el sur y este, evolucionó la cuenca antepaís, desarrollando "Surcos" como los de las Formaciones La Pascua - Roblecito (Eoceno Tardío - Oligoceno) y Carapita - Caripicual (Mioceno Temprano - Medio) (Tomado de WEC, 1997).

El Neogeno en Venezuela está signado por importantes períodos de formación de montañas, los cuales son una consecuencia directa de la interacción de las placas del Caribe y Suramérica. Durante este lapso se produjo la generación de cuencas de tipo extensional (Cuenca de Falcón) y de tipo antepaís; estas últimas, en el occidente del país (Cuenca de Barinas-Apure) reciben la influencia de la orogénesis andina en Colombia y Venezuela; en el oriente del país son el resultado de la colisión oblicua de la Placa del Caribe con el borde noroeste de la Placa Suramericana. En el Plioceno, la orogénesis en todo el norte de Venezuela terminó de definir las cuencas petrolíferas actuales y levantó extensas zonas constituyendo el Sistema de Montañas del Caribe y el ramal de los Andes Venezolanos, el cual separa a las cuencas de Maracaibo y Barinas-Apure (WEC, 1997) (ver figura 13).

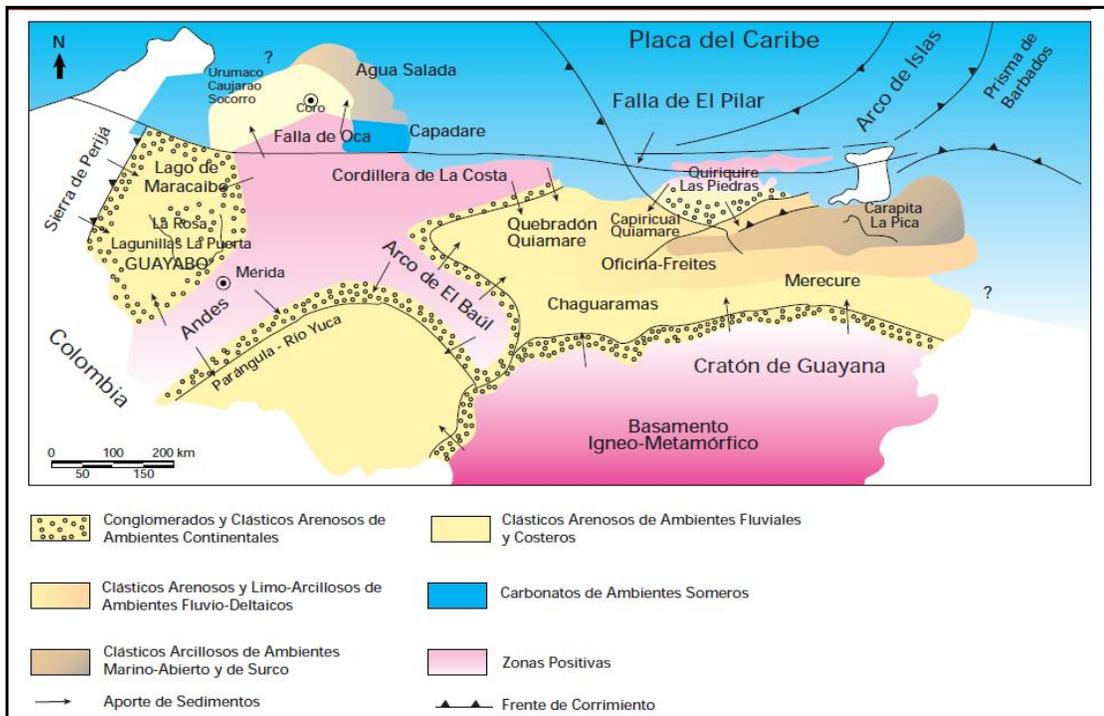


Figura 13. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno-Plioceno. Las mayores acumulaciones de sedimentos continentales se dan en los flancos de la Cadena Andina y la Cordillera de La Costa; las rocas-yacimiento más importantes de Venezuela occidental y oriental se depositan en esta época: Formaciones La Rosa, Lagunillas, Isnotú (Grupo Guayabo), Carapita, Oficina, Chaguaramas y Merecure. (Tomado de WEC, 1997).

CAPITULO III

CONSIDERACIONES TEÓRICAS

La estratigrafía en una cuenca sedimentaria es el resultado de la interacción de la generación de espacio o acomodamiento y de la afluencia de sedimentos. La geometría estratigráfica junto al grosor depositacional de los ambientes son además, determinados por los mecanismos tectónicos causantes de subsidencia, patrones locales de fallamiento, la naturaleza del sistema de distribución de sedimentos y de los cambios del nivel del mar. Un parámetro fundamental es la magnitud del cambio eustático comparado con la tasa de subsidencia, debido a que un importante incremento en la subsidencia tectónica, originan ciclos estratigráficos asimétricos y retrogradacionales; la evolución de la profundidad del agua a través del ciclo estratigráfico, depende tanto del nivel relativo del mar como del aporte sedimentario. La magnitud del aporte sedimentario, determina si el acomodamiento es de inanición o de sobrellenado. Incluso pequeñas variaciones en este aporte pueden tener mayor impacto sobre las facies depositacionales, profundidad del agua y los movimientos de la costa, pues en la estratigrafía puede darse el caso, en donde el espacio de acomodamiento está limitado por ciclos y facies en donde el aporte sedimentario es siempre el adecuado; o caso contrario, un aporte sedimentario limitado en donde el espacio de acomodamiento es siempre suficiente para el acomodo de los sedimentos aportados (*Allen y Allen, 2005*).

Los sistemas depositacionales asociados a cuencas sedimentarias son altamente variables, entre ellos se encuentran los sistemas continentales, sistemas de plataforma continental y sistemas depositacionales de aguas profundas. De la misma manera, existen varios tipos de cuencas las cuales presentan diferentes conjuntos de estilos depositacionales, destacándose los *Márgenes pasivos* caracterizados por sedimentos provenientes del continente, construcción de espesores progradantes hacia el mar,

principalmente cuñas clásticas marinas poco profundas. *Cuencas de Antepaís* características de márgenes convergentes, asociadas a depósitos turbidíticos en cuencas sin relleno en su etapa temprana. Luego en su siguiente etapa, se relacionan con depósitos marinos poco profundos o continentales cuando la cuenca alcanza su estado de estabilidad o estado de sobrellenado (*Allen y Allen, 2005*).

En este capítulo iniciaremos con la explicación de unidades estratigráficas genéticas dentro de los términos de secuencia, superficies claves y parasecuencias contenidas en el contexto del modelo tradicional propuesto por Mitchum, Vail, y Sangree, (1977) que puedan ser aplicados sobre la cuenca de Maracaibo durante el Eoceno medio, cuyas variables consideradas son la subsidencia tectónica, nivel eustático del mar y aporte sedimentario. Cabe destacar, que este tipo de modelo se fundamenta en la curva de los cambios eustáticos del nivel del mar de Haq, et al.(1987) sobre el cual la correlación de límites estratigráficos se asumen como sincrónicos. Sin embargo, es improbable que los límites de secuencia sean verdaderamente sincrónicos porque de las variaciones de la tasa de subsidencia tectónica varían en cada cuenca sedimentaria.

En la segunda parte del capítulo explicaremos las consideraciones de un modelo estratigráfico secuencial desarrollado en cuencas de margen activo. Este tipo de cuenca, debido a la presencia de un parámetro adicional de flexura por carga tectónica, y a su vez, subsidencia por rebote isostático imprimen un efecto particular en la estratigrafía de este tipo de cuenca, en donde el aporte sedimentario es de doble vergencia, con una zona orogénica de un lado, con un área cratónica en su lado opuesto. La interacción entre los cambios de nivel de base y del suministro de sedimentos controla el grado de relleno del espacio disponible para la sedimentación, esto conlleva a las etapas de no relleno, relleno, y relleno en exceso en la evolución de un sistema de antepaís. La importancia de entender este mecanismo es que la cuenca de Maracaibo dentro del intervalo de tiempo estudiado corresponde al comportamiento de una cuenca activa de antepaís.

Por ultimo, en este capitulo profundizaremos en el análisis de cambios morfológicos de los ríos en función del cambio relativo del nivel del mar y su influencia en la secuencia estratigráfica en ambientes fluviales – transicionales, debido al comportamiento depositacional demostrado por las sub-unidades consideradas en esta investigación durante el Eoceno medio.

GENERALIDADES DE ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

Los mecanismos que controlan los patrones estratigráficos corresponden a dos categorías mayores: tectónica y eustasia. Los mecanismos tectónicos incluyen flexura bajo la carga de sedimentos durante las fases termal de subsidencia en fallamiento de rift, cuencas de márgenes pasivos, flexura por el movimiento de cargas tectónicas en cuencas de antepais y la generación de espacio durante la evolución del arreglo de fallas en régimen extensional y contraccional.

Por otra parte, los cambios eustáticos (cambios absolutos del nivel del mar), pueden ser causados por cambios en el volumen de agua de los océanos o por cambios en el volumen de cuencas oceánicas. La expansión - contracción termal de los depósitos oceánicos causan pequeños cambios en el nivel del mar absoluto (eustasia). La glaciación - desglaciación son procesos muy rápidos cambiantes del volumen de agua en los océanos, siendo los responsables de variaciones del mar del Cuaternario. Los cambios climáticos también afectan el funcionamiento de sistemas oceánicos, principalmente a través de los efectos sobre la vegetación, desgaste - erosión y transporte de sedimentos a las cuencas.

La secuencia estratigráfica esta enmarcada dentro de unidades genéticas de diferentes jerarquías (ciclos mayores y menores), desde megasecuencias (o supersecuencias) a secuencias depositacionales que luego formaran parasecuencias. De la misma manera, las secuencias depositacionales pueden ser subdivididas en sistemas encadenados o cotejos depositacionales (*Systems Tracts*) depositados en intervalos correspondientes

a diferentes segmentos de la curva relativa del nivel del mar. Fundamentándose en este criterio se han definido cuatro sistemas: Sistema de Regresión Forzada (*Falling Stage Systems Tracts*), Sistema de Bajo Nivel (*Lowstand Systems Tracts*), Sistema Transgresivo (*Transgressive Systems Tracts*) y Sistema de Alto Nivel (*Highstand Systems Tracts*) (Allen y Allen, 2005).

UNIDADES DE SECUENCIA ESTRATIGRÁFICA

Secuencia

El concepto de secuencia puede ser definido como una sucesión de estratos depositados durante un ciclo completo de cambio en el acomodamiento o el suministro de sedimentos (Catuneanu, et al. 2009). Estos estratos se encuentran genéticamente relacionados limitados por discordancias o sus conformidades correlativas (Mitchum, et al. 1977).

La definición de secuencia ha evolucionado desde su definición original (Mitchum, et. al. 1977) hasta hoy en día. A continuación se mencionan brevemente algunas de las definiciones y cambios generados a partir de este concepto.

Tipos de Secuencia

1) Secuencias deposicionales

Una secuencia deposicional se forma durante un ciclo completo de cambios en el acomodamiento, que incluye tanto un aumento (positivo) como una disminución (negativo) en el espacio disponible para el relleno de sedimentos (Catuneanu, et al. 2011) (ver figura 14).

2) Secuencias estratigráficas genéticas

Definidas por Galloway (1989) el cual propone que una secuencia está limitada por superficies de máxima inundación. Estas secuencias estratigráficas genéticas se forman durante etapas de acomodamiento positivo. A su vez, estas secuencias se

pueden formar durante un ciclo completo de cambios en el acomodamiento, como en el caso de una secuencia depositacional, sino también se puede formar durante períodos de acomodamiento positivo en respuesta a las fluctuaciones en las tasas de creación de acomodamiento y/o suministro de sedimentos. Por consiguiente, una secuencia estratigráfica genética puede o no incluir una discordancia interna subaérea, en función de sí el correspondiente ciclo incluye o no una etapa de acomodación negativa (Catuneanu, et al. 2011).

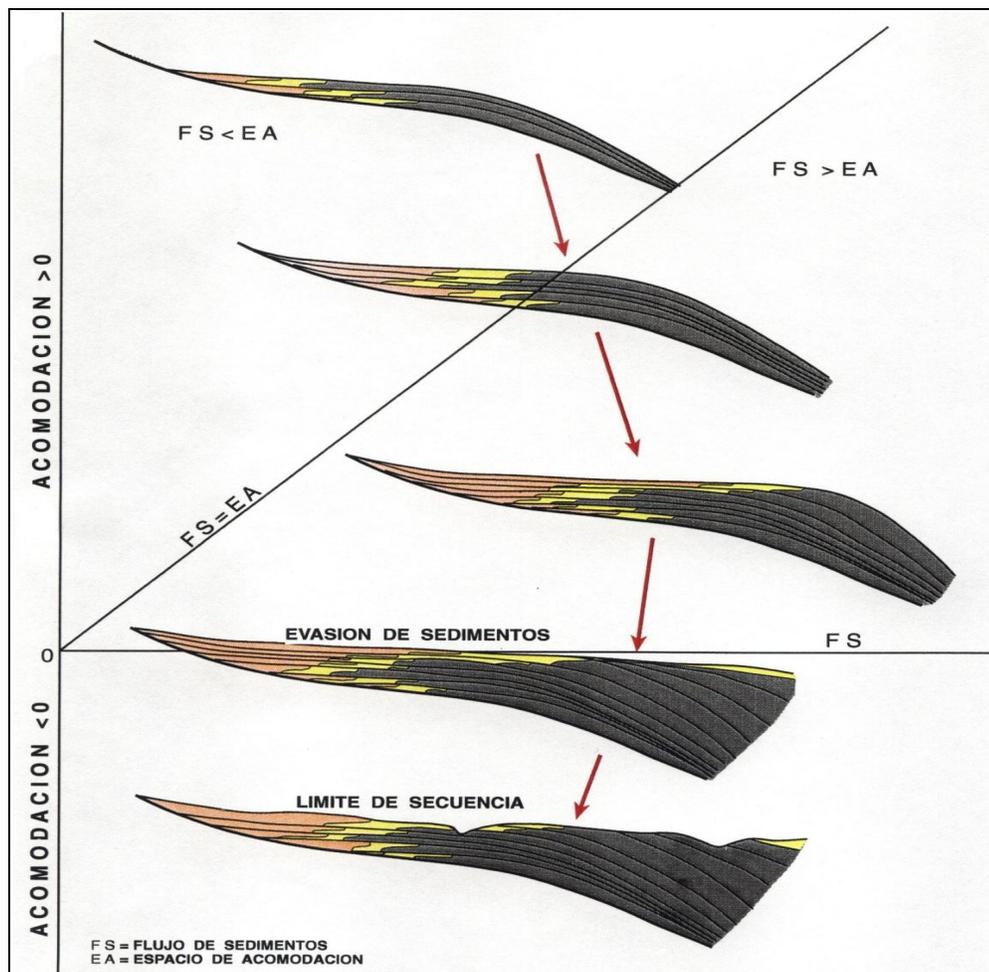


Figura 14. Relación entre flujo de sedimentos y espacio de acomodación. Cuando $FS < EA$ ocurre retrogradación; cuando $FS = EA$ se produce agradación; cuando $FS > EA$ ocurre progradación. Cuando $EA = 0$ y $FS = 0$, ocurre evasión de sedimentos, no hay espacio para acomodar los mismos, entonces se produce erosión generando un potencial límite de secuencia (discordancia) (Tomado de Shanley y McCabe, 1994).

3) *Secuencias transgresivo - regresivo (T-R)*

La secuencia original T-R propuesta por Johnson y Murphy (1984) depende del desarrollo de superficies de máxima regresión, formadas durante tiempos de acomodamiento positivo. Similar a las secuencias estratigráficas genéticas, este tipo de secuencia se puede formar durante un ciclo completo de cambio de acomodamiento, así como también en períodos de acomodamiento positivo como resultado de las fluctuaciones en los tipos de alojamiento y/o suministro de sedimentos. Por el contrario, la secuencia T-R de Embry y Johannessen (1992) depende de acomodamiento negativo, ya que requiere una discordancia subaérea en el límite de la secuencia. (*Catuneanu, et al. 2009*).

SISTEMAS ENCADENADOS

Es un vínculo de sistemas deposicionales contemporáneos, que forman la subdivisión de una secuencia (*Brown y Fisher, 1977*). La definición de estos sistemas encadenados es independiente de la escala espacial y temporal. La arquitectura interna de estos sistemas puede variar mucho con la escala de observación, a partir de una sucesión de facies a una parasecuencia o estableciendo un conjunto de secuencias de mayor frecuencia. Estos consisten en una sucesión de estratos relativamente relacionados genéticamente, delimitadas por una secuencia estratigráfica conformable o superficies discordantes (*Catuneanu, et al. 2011*), destacándose cuatro sistemas principales:

Sistemas Encadenados en Etapa de Caída (Falling Stage Systems Tracts)

Estos sistemas (FSST) incluyen todos los depósitos regresivos acumulados después de la aparición de una relativa caída del nivel del mar y antes del inicio de la próxima subida relativa del nivel del mar, representando el producto de una regresión forzada (*Catuneanu, et al. 2011*) (ver figura 15).

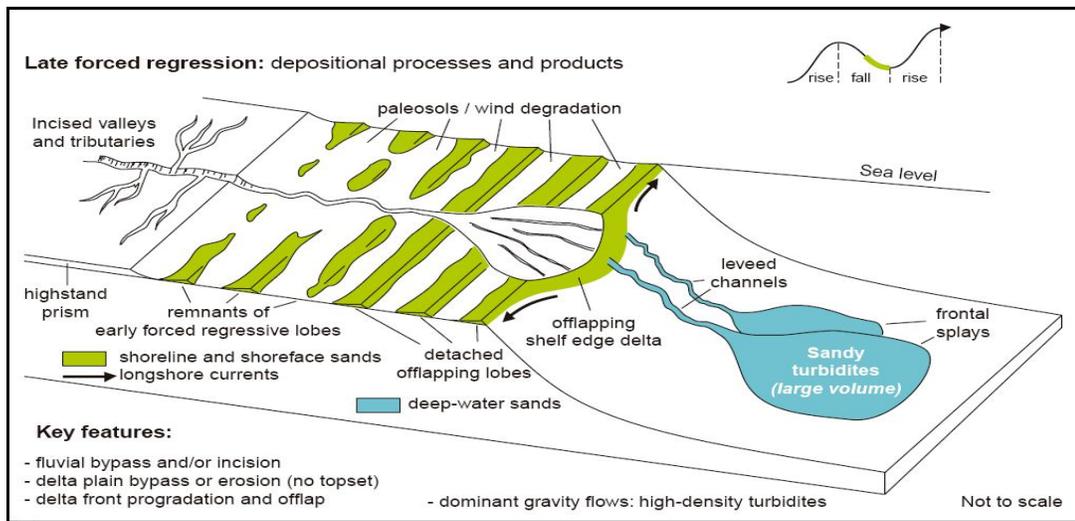


Figura 15. Procesos deposicionales y productos de los sistemas encadenados en etapa de caída (Tomado de Catuneanu, 2006).

Sistemas Encadenados de Bajo Nivel (Lowstand Systems Tracts)

Estos (LST) incluyen depósitos almacenados después del inicio de etapa de levantamiento del nivel del mar, durante la regresión normal, en la parte superior de los FSST y su correspondiente inconformidad subaérea por inmersión (Catuneanu, et al. 2011) (ver figura 16).

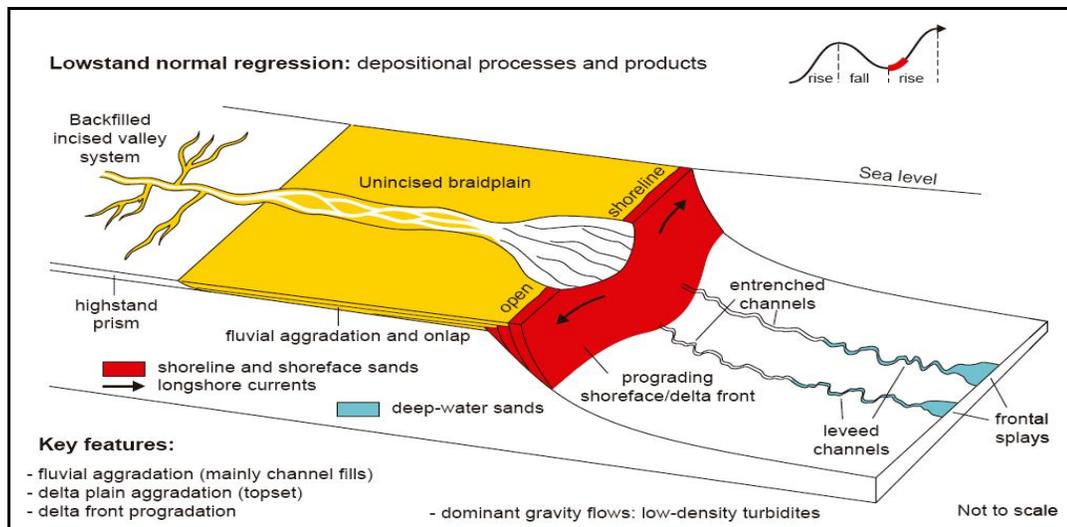


Figura 16. Procesos deposicionales y productos de los sistemas encadenados de bajo nivel (Tomado de Catuneanu, 2006).

Sistemas Encadenados Transgresivos (Transgressive Systems Tracts)

Los (TST) comprenden los depósitos acumulados desde el inicio de la transgresión hasta el momento de máxima transgresión de la costa. A su vez, se encuentran directamente sobre la superficie de máxima regresión formado en el extremo de regresión (también denominada una superficie transgresiva) cubierta por la superficie de máxima inundación (MFS) formada cuando los sedimentos marinos alcanzan su mayor posición hacia tierra (Catuneanu, et al. 2011) (ver figura 17).

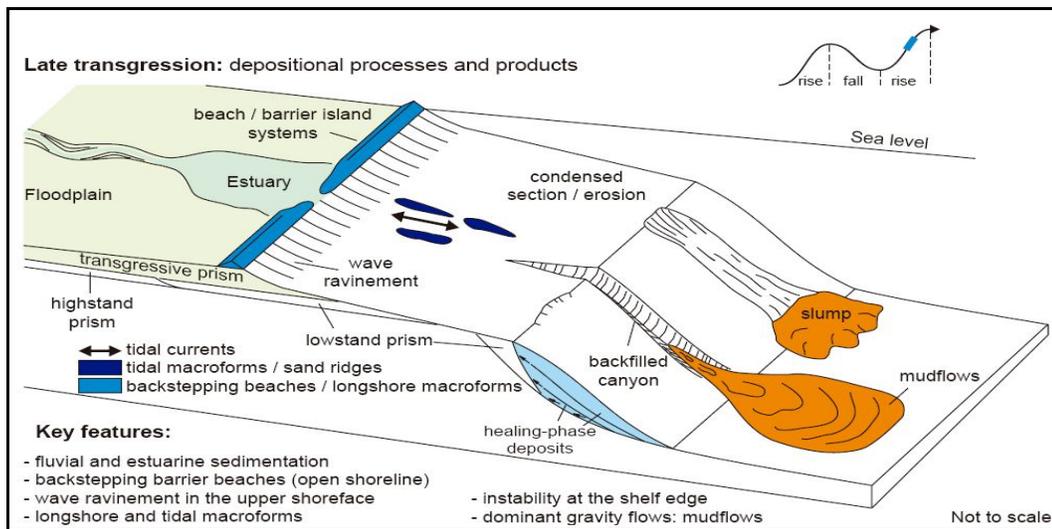


Figura 17. Procesos deposicionales y productos de los sistemas encadenados transgresivos (Tomado de Catuneanu, 2006).

Sistemas Encadenados de Alto Nivel (HighStand Systems Tracts)

Estos sistemas (HST) incluyen depósitos progradacionales formados cuando las tasas de acumulación de sedimentos son superiores a la tasa de acomodamiento durante la etapa tardía del levantamiento del nivel del mar y los mismos se encuentran directamente sobre la superficie de máxima inundación (MFS) (Catuneanu, et al. 2011) (ver figura 18).

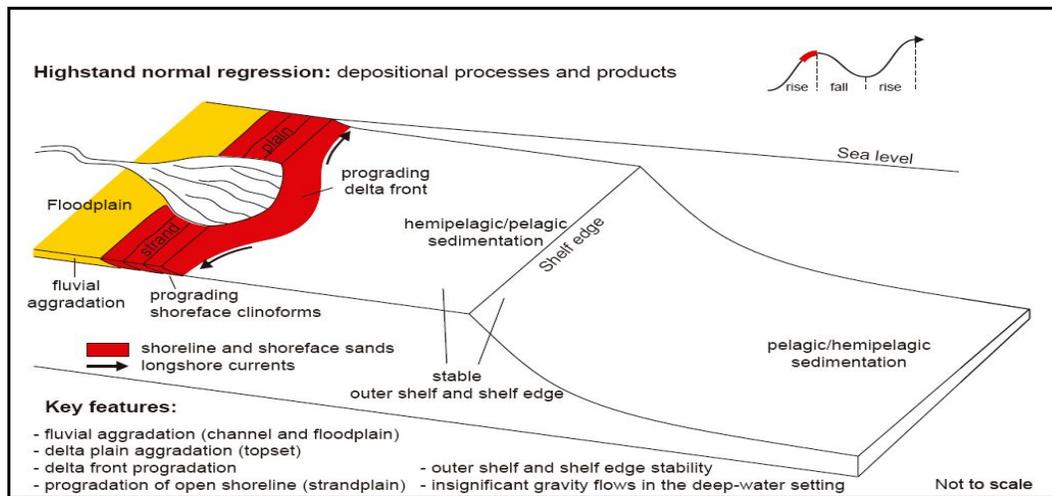


Figura 18. Procesos depositacionales y productos de los sistemas encadenados de alto nivel (Tomado de Catuneanu, 2006).

PARASECUENCIAS

Una parasecuencia es una sucesión de estratos o capas sedimentarias, más o menos concordantes, genéticamente relacionados que se encuentran delimitados en su base y tope por dos superficies de inundación marina. Estas pueden ser definidas tanto por el tipo de facies como por variaciones de los espesores de los estratos (Van Wagoner, et al. 1990).

Conjunto de Parasecuencias

Es una sucesión de parasecuencias genéticamente relacionadas, formando un patrón de apilamiento distintivo limitado por superficies mayores de inundación marina o sus superficies correlativas (Van Wagoner, et al. 1988). Los tipos de conjunto de parasecuencias pueden ser: retrogradacional, gradacional y progradacional.

SUPERFICIES ESTRATIGRÁFICAS

Son superficies que marcan el cambio a través del tiempo en el régimen depositacional, creadas por la interacción entre los cambios del nivel base y la sedimentación. A su vez, pueden servir como límites de los sistemas encadenados.

Por otra parte, pueden corresponder a horizontes conceptuales (es decir, sin un contraste litológico) o superficies físicas, dependiendo de su expresión de afloramiento (*Catuneanu, et al. 2011*).

Discordancia subaérea (Subaereal Unconformity)

Es una inconformidad formada en condiciones subaéreos como resultado de la erosión fluvial o bypass, degradación del viento o disolución y karstificación. Este término incluye: cuña de mar bajo discontinuidad según Schlager (1992), una superficie regresiva por erosión fluvial de acuerdo a Plint y Nummedal (2000) y una superficie de incisión fluvial según Galloway (2004) (*Sloss, et al. 1949*).

Superficies correlativas conformables (Correlative Conformity)

La conformidad correlativa es una superficie estratigráfica marina que marca el cambio en los patrones de depositación de sistema encadenado de nivel alto normal de regresión para la regresión forzada. Representa el paleo-suelo marino en el inicio de una regresión forzada. Un término alternativo es la superficie basal de regresión forzada según Hunt y Tucker (1992) (*Posamentier, et al. 1988*).

Superficie de máxima inundación (Maximum Flooding Surface)

La superficie de máxima inundación es una superficie estratigráfica que significa un cambio en los patrones de depositación de la transgresión a la regresión en un sistema encadenado de nivel alto normal. Se trata de un paleo-suelo marino al final de la transgresión, junto a su superficie correlativa dentro de la configuración no marino (*Galloway, 1989*).

Superficie de máxima regresión (Maximum Regressive Surface)

La superficie de máxima regresión es una superficie estratigráfica que muestra un cambio en los patrones de depositación desde una regresión normal a una transgresión. Se trata de la paleo-suelo marino al final de regresión normal, y su

superficie correlativa dentro de la configuración no marino (*Helland-Hansen y Martinsen, 1996*).

Superficies de ravinamiento transgresivo (Transgressive Ravinement Surface)

Son superficies de discontinuidad establecidas por procesos de oleaje o socavación de marea durante la transgresión en la costa de aguas poco profundas. Un término alternativo para este tipo de superficies está definido como una superficie transgresiva de erosión (*Posamentier, et al.1988*).

Superficie de erosión marina regresiva (Regressive Surface of Marine Erosión)

Es una superficie de erosión originada comúnmente a través de la socavación del oleaje durante la regresión forzada en aguas poco profundas dominadas por el oleaje (*Plint, 1988*) (ver figura 19).

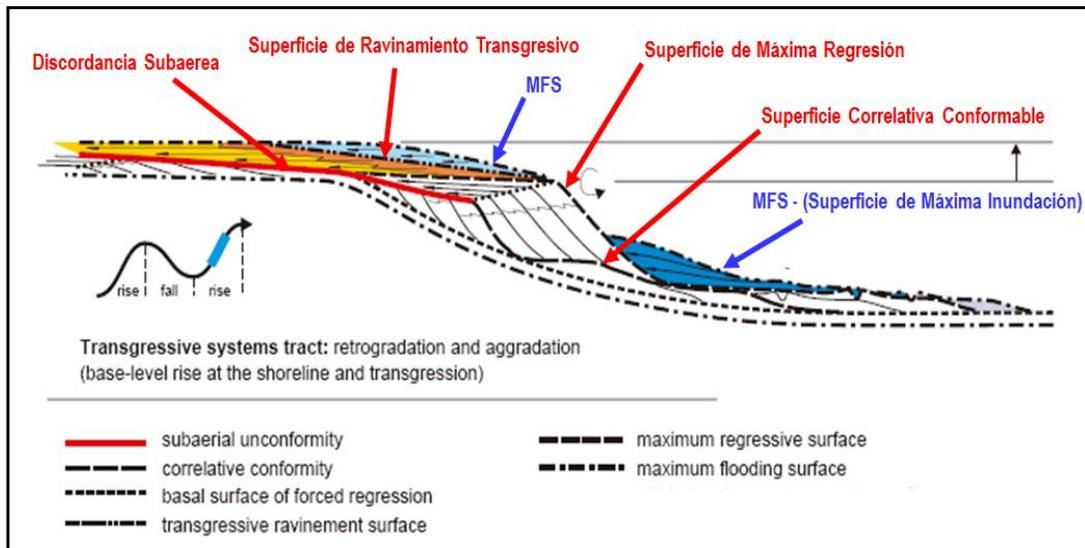


Figura 19. Muestra ubicación de las diferentes superficies estratigráficas dentro de los sistemas encadenados (*Modificado de Catuneanu, 2006*).

ESTRATIGRAFIA EN SISTEMAS DE ANTEPAIS

Las cuencas de antepaís son bastante fáciles de definir dentro del concepto de cuencas sedimentarias, ya que se extiende entre la parte delantera de una cadena montañosa y el cratón adyacente (*Allen y Allen, 2005*).

Estos sistemas se forman por la desviación flexural de la litosfera bajo la combinación de cargas supra y sub litosféricas, en donde la magnitud de esta desviación varía con la cantidad y distribución de las cargas, así como con los atributos físicos de la litosfera sujetas a la flexión deformación, cuyos depocentros son conocidos como “Sistemas de Cuencas de Antepaís Pro-Arco” (Proarc Foreland System), originadas enfrente del cinturón orogénico, y “Sistemas de Cuencas de Antepaís Retro-Arco” (Retroarc Foreland System), formadas detrás del cinturón orogénico (*Catuneanu, 2004*). La carga supracortical de los orógenos conduce a la división de los sistemas de cuencas de antepaís retro-arco en provincias flexurales, denominadas Foredeep, Forebulge y Back-bulge. Estos sistemas están referidos a la suma de estas tres provincias, en donde a lo largo del perfil flexural, el levantamiento del Forebulge es virtualmente simultáneo a la subsidencia del Foredeep, causado por el rápido desplazamiento lateral del material sublitosférico del manto viscoso como resultado del descenso litosférico por debajo del orógeno del foredeep. Por otra parte, la provincia del forebulge podrá o no recibir los sedimentos dependiendo de la interacción de la flexión tectónica con otros mecanismos controladores del alojamiento (*Catuneanu, 2004*) (ver figura 20).

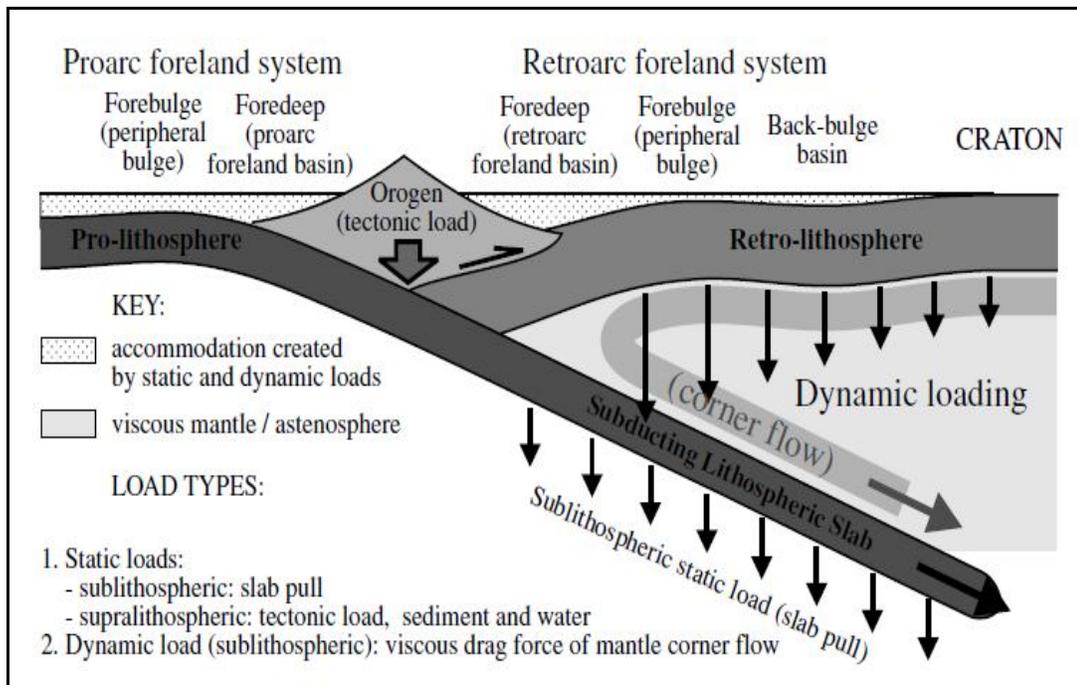


Figura 20. Proarco - Retroarco de sistemas de antepaís - Marco tectónico y controles sobre el acomodamiento (Tomado de Catuneanu, 2004).

De la misma manera, la subsidencia dinámica conjuntamente con la fuerza de gravedad de la losa subducida ejercen una gran influencia sobre el proceso de deformación de la retro-litosfera. Con excepción de la carga dinámica, todos los demás tipos de mecanismos de subsidencia están referidos a la fuerza de gravedad de las cargas estáticas, representadas por la losa subducida, el orógeno y por el agua-sedimento que llena la cuenca de antepaís creada por flexión litosférica. La carga estática del orógeno junto a la carga dinámica, frecuentemente están relacionados con los mecanismos de subsidencia primarios responsables de controlar los patrones de espacio de acomodamiento y la sedimentación en los sistemas de antepaís retroarco (Beaumont, 1978). La carga estática de los sedimentos mezclados con agua tiene una importancia secundaria en la formación de cuencas de antepaís, debido a que los acomodamientos generados por esta flexión litosférica, deben ser creados en la primera etapa de formación de estos sistemas, mucho antes del proceso de acumulación de los sedimentos.

Se puede concluir que los sistemas de antepaís se forman por la flexión de la litosfera en respuesta a una combinación de cargas supra y sublitosféricas, en donde la magnitud de esta desviación varía con la cantidad y distribución de las cargas, así como con los atributos físicos de la litosfera sujetos a la flexión deformación.

CONTROLES DE ACOMODAMIENTO

El acomodamiento en los sistemas de antepaís retroarco está controlado por tectonismo, siendo el principal responsable de la formación de este tipo de cuencas. La subsidencia en estos entornos, ya sea con relación a cargas estáticas o dinámicas, es siempre diferencial, debido a que en general las tasas de aumento están asociadas al cinturón orogénico.

Los factores causantes de modificaciones sobre la generación de espacio en la cuenca pueden ser clasificados sobre la base de su importancia regional. Un conjunto de controles a escala de cuenca influye sobre los factores alogénicos manifestados en forma predecible sobre esta escala, que a su vez, pueden ser utilizados para modelar la evolución global de la cuenca. Además, existen controles adicionales a nivel local que también pueden modificar el espacio de acomodamiento, afectando solo áreas específicas dentro de la cuenca (*Catuneanu, 2004*).

Controles a escala de cuenca

Los controles más importantes a escala de cuenca sobre el acomodamiento incluyen la flexión tectónica relacionada con la carga tectónica, el hundimiento dinámico asociado a subducción inducida por ángulos de flujos y por las fluctuaciones eustáticas del nivel del mar que influyen en los procesos deposicionales de estas cuencas. La flexión tectónica es característica principal de los dos tipos de cuencas de antepaís (pro-arco y retro-arco), siendo la subsidencia dinámica la más representativa de sistemas de antepaís retroarco.

La flexión de la retro-litosfera se asemeja a una curva sinusoidal, con una amplitud atenuada con la distancia, siendo las cantidades de subsidencia y levantamiento, las responsables de definir la escala vertical del perfil de flexión de esta curva, las cuales son proporcionales a la masa de la carga orogénica aplicada, e inversamente proporcional a la rigidez de la flexión de la litosfera. La atenuación con la distancia de la curva sinusoidal del perfil de flexión es muy rápido, de tal manera, mientras la flexión de hundimiento del foredeep está normalmente en un intervalo de kilómetros, la magnitud de elevación del forebulge es generalmente menos de 200 m. (Catuneanu, 2004) (ver figura 21).

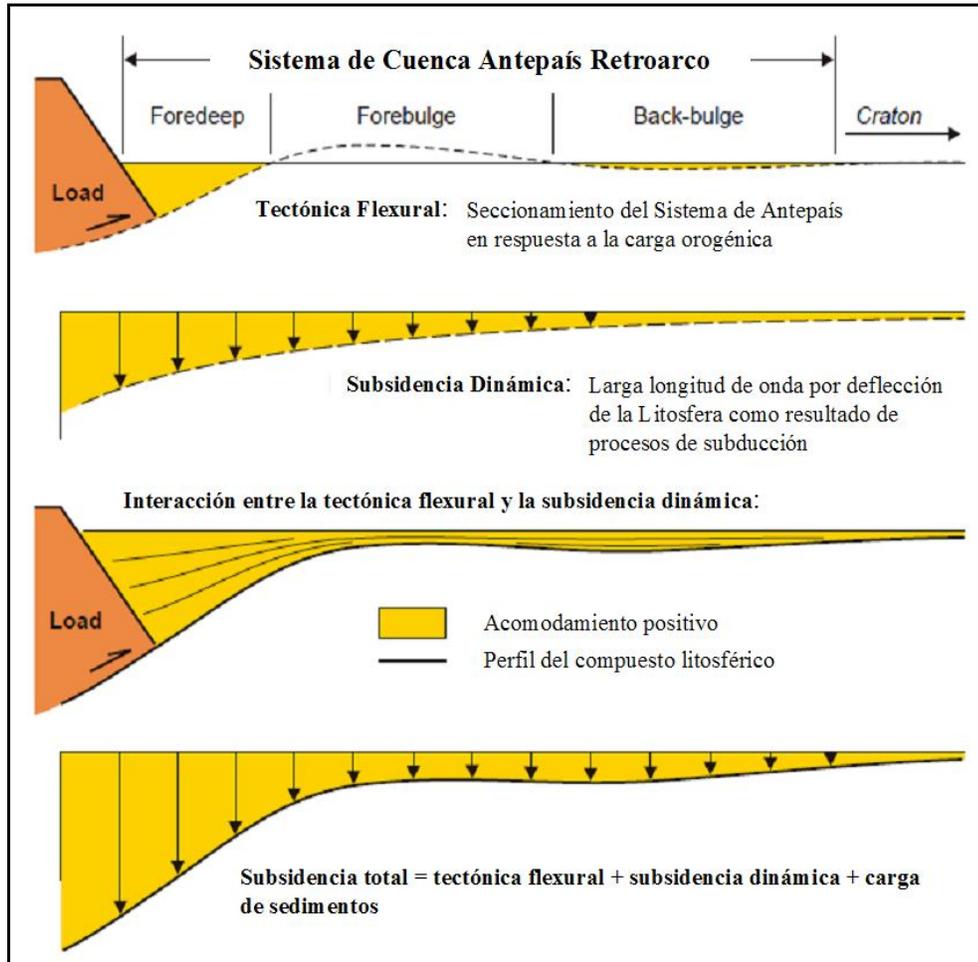


Figura 21. Sección transversal de un sistema de antepaís retroarco que muestra los mecanismos principales de subsidencia, sobretudo la geometría del relleno de cuenca (Modificado de Catuneanu, 2004).

Controles adicionales

Además de los controles a escala de cuenca sobre la evolución del sistema de antepaís, que proporcionan la base para la modelización regional, las cantidades de espacio disponible pueden ser modificadas por la manifestación de los factores locales, como la elevación diferencial, el hundimiento de bloques de basamento, heterogeneidad en la ubicación de la bisagra de flexión, disolución o desplazamiento de los depósitos de sal de posible presencia en la compactación del subsuelo, reactivación de fallas tectónicas influyentes sobre el control de los espesores a depositar y las facies relacionadas con las tendencias individuales de cada provincia de flexión. Estos controles secundarios sobre el acomodamiento generan anomalías estratigráficas sobre la geometría establecida en secuencias sedimentarias que rellenan una cuenca (*Catuneanu, 2004*).

ESTRATIGRAFÍA DE LOS SISTEMAS DE ANTEPAÍS RETROARCO

Los sistemas de antepaís retroarco corresponden a una realidad estratigráfica cuya arquitectura es relativa a cualquier otro tipo de cuenca, refleja contrastes en la dirección y magnitud del nivel de base, el cual se desplaza a través de la bisagra de flexión. El patrón opuesto entre la tectónica de flexión del foredeep y el forebulge, modifica la relación de cantidad de espacio disponible en las dos provincias de flexión (*Catuneanu, 2004*).

Se han definido dos estilos de estratigrafías recíprocas relacionadas con el patrón de cambios de nivel de base para todo el sistema de antepaís (*Catuneanu, et al. 1999*). Un estilo se refiere al caso donde contrastan los cambios de nivel base en términos de tasas (tasas de hundimiento alta vs baja del eje de flexión de la bisagra), la cual consiste en una sucesión correlativa transgresiva y extensiones normales de sistemas regresivos. Un segundo estilo referido a las estratigrafías recíprocas en donde los cambios de nivel base de toda la bisagra flexural tienen lugar en direcciones opuestas, obteniéndose secuencias correlativas de edad estratigráfica equivalente a hiatos

(límites de secuencia) en relación con uno contemporáneo subiendo y bajando el nivel base, respectivamente (*Catuneanu, 2004*).

La interacción entre los cambios del nivel base y suministro de sedimentos controla el grado como la disposición de espacio es consumida por sedimentación. Esta define las etapas de no relleno, relleno y relleno en exceso en donde la evolución del sistema de antepaís, presenta procesos deposicionales dominados por mar profundo, marino somero y sedimentación fluvial, respectivamente (*Sinclair y Allen, 1992*).

Sistemas de antepaís en etapa de no relleno

Estos se definen por el rápido crecimiento en la profundidad del agua generada en la provincia flexural del foredeep, en donde el espacio de acomodamiento creado se forma más rápidamente en relación con las tasas de sedimentación. Esto provoca el establecimiento de un ambiente de agua relativamente profunda, comprendidas en un rango de unos pocos cientos metros. Las condiciones de esta etapa se caracterizan por presentarse durante los periodos tempranos en el desarrollo de una cuenca, generalmente cuando las cargas tectónicas se encuentran bajo el nivel del mar. La subsidencia inicial del foredeep está acompañada por la elevación del forebulge ocasionado por flexión encima del nivel base, el cual conduce a la formación de una discordancia basal cuyo significado representa un límite de la secuencia de primer orden que separa la etapa de relleno sedimentario de una cuenca extensional, de los depósitos superiores. De la misma manera, los aumentos graduales en las tasas de la carga dinámica con el tiempo puede conducir a la disminución de la provincia del forebulge debajo del base nivel, por tanto, a toda la cuenca de sedimentación (*Catuneanu, 2004*).

Relleno del sistema de antepaís

El aumento gradual en la cantidad de aporte sedimentario a través del tiempo en respuesta al levantamiento tectónico, genera un pliegue de empuje que conlleva a una pérdida de profundidad con respecto a la etapa anterior y el establecimiento de un

medio ambiente marino poco profundo en todo el sistema de antepaís. Esto define la etapa de llenado de la evolución del sistema de antepaís retroarco, donde el acomodamiento y la sedimentación se dan bajo condiciones similares de equilibrio, con un mantenimiento del sistema a escala de ambiente marino somero, requiere de un forebulge debajo del nivel del mar, el cual implica una subsidencia dinámica superando las tasas de elevación a la flexión, generando un aumento del nivel de base sobre todo el sistema de antepaís, cuyas tasas de sedimentación se encuentran en el rango de variación de las tasas de aumento de nivel de base (*Catuneanu, 2004*).

Sistemas de antepaís con exceso de relleno

Los sistemas de antepaís en esta fase están dominados por entornos no marinos, y reflejan las etapas de la evolución de la cuenca cuando el aporte de sedimentos supera a la disposición de espacio para el acomodamiento. Durante un nivel de primer orden, esta etapa de relleno en exceso representa la fase final de la evolución de un sistema de antepaís, cuando las tasas de hundimiento dinámico disminuyen con respecto a las tasas de levantamiento flexural. Este cambio de equilibrio entre los dos principales controles que inciden sobre el acomodamiento de un sistema antepaís, resulta en un estilo de sedimentación de medio sistema, en donde sólo la provincia de flexión (Foredeep) recibe sedimentos en cualquier momento dado (*Catuneanu, 2004*) (ver figura 22).

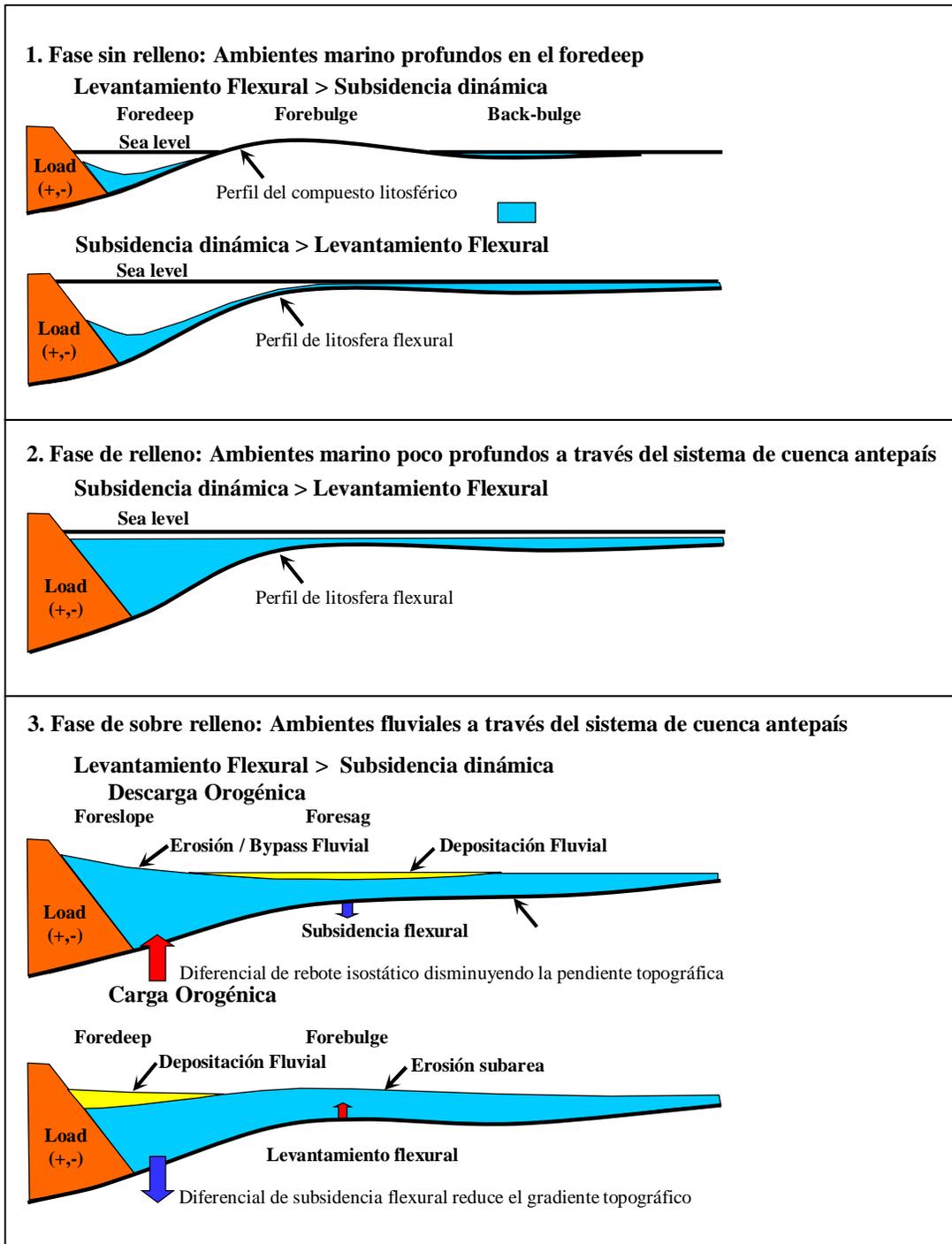


Figura 22. Los patrones de sedimentación a través de un sistema de antepaís en función de la interacción entre el alojamiento y la sedimentación (*Modificado de Catuneanu, 2004*).

INFLUENCIA DE CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR EN LA MORFOLOGIA Y SEDIMENTACION FLUVIAL

Tomando en consideración los diversos parámetros que inciden en la generación de espacio de acomodamiento en una cuenca (Subsidencia flexural, subsidencia dinámica, aporte sedimentario y cambios del nivel base), es posible utilizar la estratigrafía secuencial en depósitos continentales, por tanto los cambios relativos del nivel del mar afectan a los procesos fluviales, no solo en ambientes con influencia marina, sino también en ambientes no marinos. Esto se debe a cambios en el perfil de equilibrio fluvial, causados por las fluctuaciones del nivel del mar, debido a que las caídas del nivel del mar causan incisión de valles en la plataforma y el continente, generalmente asociados a ríos entrelazados. Por otra parte, cuando el nivel del mar comienza a subir, los valles cavados se rellenan de sedimentos fluviales arenosos, para luego durante su última etapa de subida, causa inundación de estos valles para finalmente inundar toda la plataforma (*Pestman, 1993*).

DESCRIPCIÓN DE UN SISTEMA FLUVIAL

Morfología de Canales Fluviales.

Esta se desarrolla bajo situaciones particulares, las cuales dependen de varios parámetros, siendo los más importantes la relación carga de tracción/carga en suspensión, la carga de sedimento total, la pendiente del valle, la velocidad de la corriente y la descarga (*Shumm, 1981*). Los diferentes tipos de canales a desarrollarse estarán definidos en función de las modificaciones que registren los parámetros gobernantes y su posible descripción en términos de sinuosidad, ancho, profundidad, entre otros.

Perfil de Equilibrio.

En un río, los parámetros de su canal varían a lo largo de su curso, formando hacia su desembocadura, una descarga de sedimento en donde normalmente aumenta el tamaño promedio de las partículas transportadas, sin embargo, disminuye como

consecuencia de atrición, alteraciones químicas y otros. Esos cambios suelen resultar en el típico perfil cóncavo de la mayoría de los ríos, con la pendiente disminuyendo hacia abajo, lo cual tiene un efecto profundo en cuanto al tipo de canal. Por otra parte, los tramos río arriba están caracterizados por canales entrelazados de carga de tracción, los tramos río abajo generalmente están dominados por canales de carga mixta o inclusive en suspensión, los cuales pueden ser meandriiformes, anastomosados o rectos.

El perfil de equilibrio no es más que la situación ideal, en donde la pendiente de un río está en equilibrio con la descarga disponible y las características del canal en ese momento, de tal manera, que adquiere justo la velocidad de corriente requerida para el transporte de la carga sedimentaria (*Pestman, 1993*) (ver figura 23).

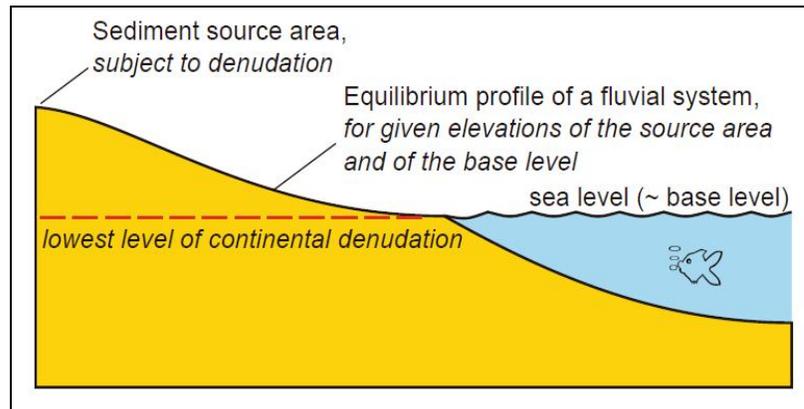


Figura 23. El concepto de nivel de base, definido como el nivel más bajo de denudación continental. El perfil de equilibrio fluvial satisface el nivel de base en la costa, en donde a medida que la elevación de las áreas fuente cambian en respuesta a la tectónica, los perfiles fluviales realizarán los ajustes correspondientes (*Tomado de Catuneanu, 2004*).

SISTEMAS FLUVIALES EN AMBIENTE TRANSICIONAL

Un ambiente transicional es aquel oscilante entre ambientes continentales y ambientes marinos, dependiendo de los cambios en el nivel del mar, los cuales incluyen tanto la plataforma continental como la llanura costera. La relación entre ambas pendientes, determina los cambios a los cuales serán sujetos los sistemas

fluviales durante los cambios del nivel del mar (*Shumm, 1981*). En consecuencia se distinguen cuatro situaciones: pendiente plataformal muy inferior a la de la llanura costera, pendiente de la plataforma y la llanura costera similares, pendiente plataformal muy superior a la de la llanura costera y un nivel del mar que fluctúa alrededor del margen de la plataforma (ver figura 24).

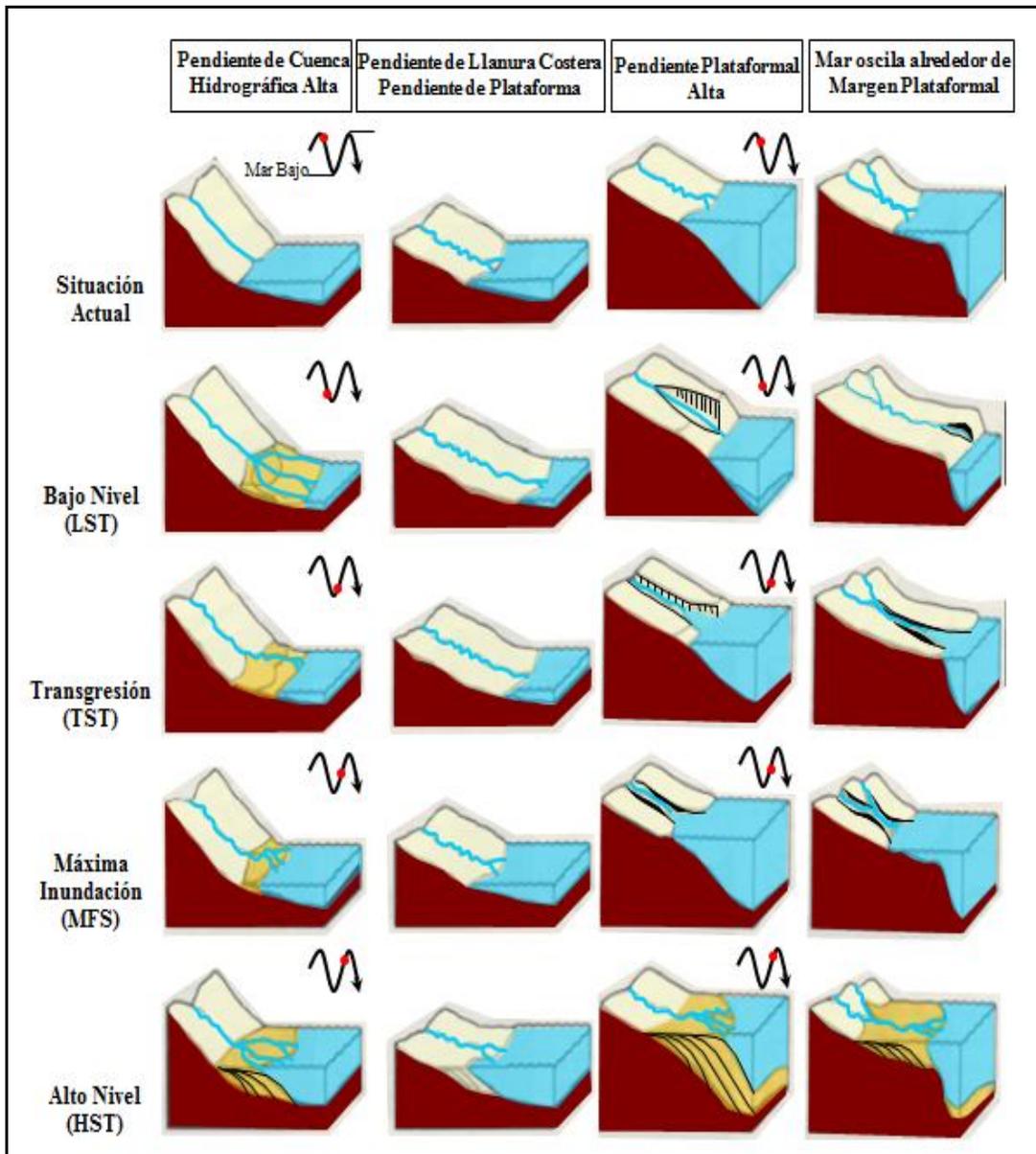


Figura 24. Diagrama de bloque indicando la influencia de cambios del nivel del mar en cuatro configuraciones de la plataforma (*Modificado de Pestman, 1993*)

Ausencia de Llanura Costera.

Si la llanura costera está ausente o mal desarrollada, los ríos entran en el mar con pendientes relativamente altas. En tales circunstancias, una caída del nivel del mar causa un desplazamiento tan grande de la línea de costa hacia la cuenca que el perfil de equilibrio sube, lo cual conlleva a una agradación fluvial. Esta agradación ocurre con la formación de un abanico aluvial, ubicado en el límite interno de la plataforma que continuará sedimentando cuando empiece la subida el nivel del mar (*Pestman, 1993*).

Pendiente Plataformal similar a la Pendiente de la Llanura Costera.

Si la pendiente de la plataforma es igual a la pendiente de la llanura costera, o no difiere mucho de ella, una caída del nivel del mar resulta en la exposición subaérea de la plataforma sin generar cambios en los sistemas fluviales, puesto que, los ríos entrantes sobre la plataforma no tienen por qué adaptarse al cambio de pendiente agradando o erosionando (*Pestman, 1993*).

Plataforma más inclinada que la Llanura Costera.

Si la pendiente plataformal sobrepasa claramente a la pendiente de la llanura costera, una caída del nivel del mar causa erosión. Los ríos no son capaces de ajustarse sólo modificando su canal al entrar en la plataforma expuesta. Por consecuencia, empiezan a incidir la plataforma generando valles cavados o encajonados (*Pestman, 1993*).

1) Caída del Mar por debajo del Margen Plataformal.

Si el nivel del mar cae por debajo del margen de la plataforma, ocurre incisión de valles, independientemente de la pendiente plataformal, debido a la fuerte inclinación del talud. La incisión de valles es la reacción de los ríos por la baja del perfil de equilibrio causada por una caída del nivel del mar (*Pestman, 1993*).

2) Formación del Valle Cavados.

La incisión de valles empieza en la línea de la costa, en donde la caída del nivel del mar causa la formación de una ruptura en la pendiente. La migración hacia arriba es tan seria que causa rupturas, permitiendo así, el crecimiento del valle cavado, tanto en sentido vertical como longitudinal. El término general para esta incisión, si se forman valles cavados o no, es rejuvenecimiento del río (*Pestman, 1993*) (ver figura 25).

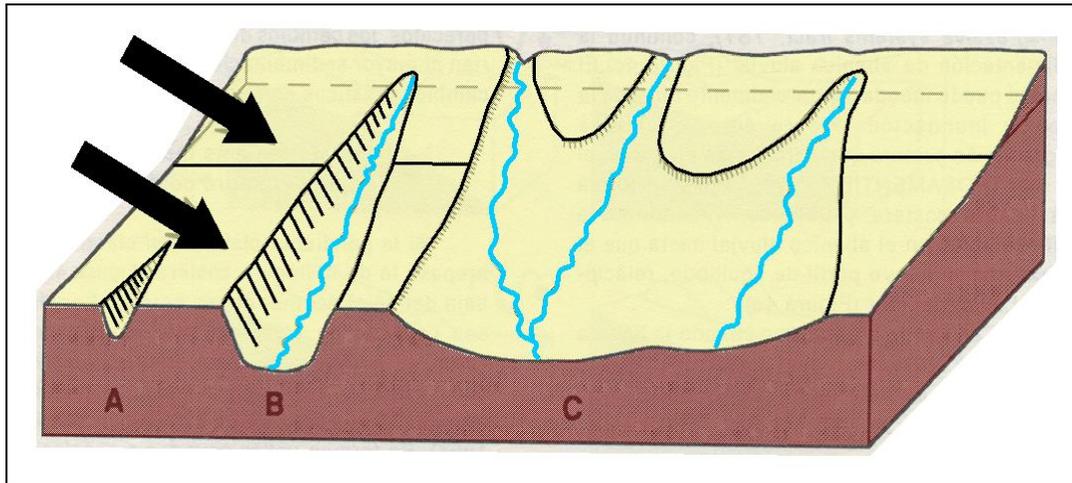


Figura 25. Diagrama mostrando las tres fases del desarrollo de valles cavados: (A) valle cavado incipiente (B) valle cavado maduro (C) valle cavado compuesto (*Modificado de Pestman, 1993*)

3) Sedimentación y Erosión en Valles Cavados durante Baja del Mar.

No hay sedimentación neta en un valle cavado durante una caída del nivel del mar. El río en el valle tiende a transportar grandes cantidades de sedimento (proveniente tanto de la cuenca hidrográfica original como del proceso de incisión del valle), pero la pendiente del canal en el valle es suficientemente alta para transportar todo este sedimento. En consecuencia, el sedimento pasa por el canal sin formar acumulaciones de importancia depositándose en la parte más profunda de la cuenca. Los valles cavados, están representados por una superficie de erosión y no por depositación (*Pestman, 1993*).

4) *Valles Cavados durante Transgresión.*

En el momento sobre el cual el nivel del mar empieza a subir, los perfiles de equilibrio empiezan a subir también. Cuando el perfil de un río en un valle cavado se encuentra por encima del piso del valle, se crea un espacio disponible para la sedimentación, dando origen a la depositación de gran parte de la carga de los sedimentos. Estos depósitos rellenan el valle cavado, con arenas (y conglomerados) fluviales, generalmente de ríos entrelazados en su parte basal, y en la medida que sigue subiendo el nivel del mar, aumenta la influencia marina en el valle cavado, formándose un ambiente estuarino (o deltáico) en donde se depositan arenas de canales y barras de marea, con algunos depósitos de sedimentos finos (*Pestman, 1993*).

5) *Máxima Inundación.*

Después de inundar los valles cavados, el mar sube hasta inundar la plataforma, dando lugar a una transgresión de la línea de la costa, hasta que llega a su máxima inundación y se depositan sedimentos de la superficie de máxima inundación. En esta etapa, tanto los valles cavados como la plataforma están inundados por el mar en su mayor parte o completamente. La depositación de arenas se limita a las áreas costeras, por tanto, hasta no alcanzar la inundación máxima, la subida del mar crea suficiente espacio para que los sedimentos traídos por los ríos se depositen en la plataforma interior. La depositación de sedimentos finos domina en el resto de la plataforma, formando un manto lutítico, y a su vez, cubre los rellenos de los valles cavados (*Pestman, 1993*).

6) *Sistema de Alto Nivel.*

En cuanto la tasa de subida del nivel del mar disminuye, de tal manera, que el espacio generado no es suficiente para la depositación de todos los sedimentos transportados por los ríos, empieza una fase de progradación costera y deltaica, formándose depósitos de un sistema encadenado de alto nivel (*Pestman, 1993*) (ver figura 26).

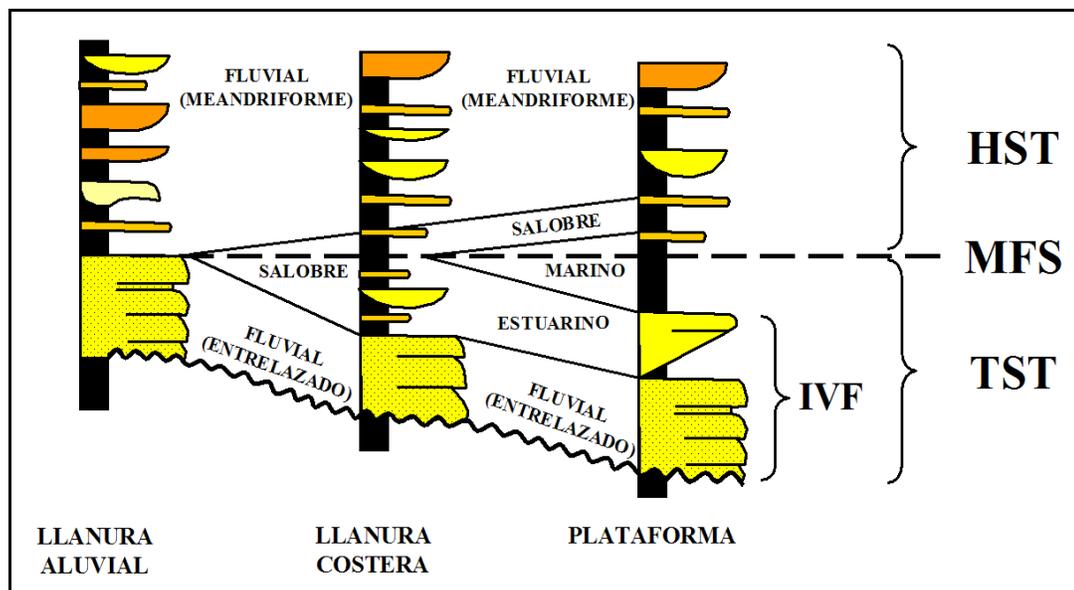


Figura 26. Secciones estratigráficas esquemáticas indicando los depósitos de transgresión (TST), máxima inundación (MFS) y sistema encadenado de alto nivel (HST) en ambientes aluviales, costeros y plataformales en donde IVF representa el relleno del valle cavado (Modificado de Pestman, 1993).

SEDIMENTOS FLUVIALES EN AMBIENTES CONTINENTALES

Un ambiente continental se define como un ambiente no marino, es decir, un ambiente en donde ni siquiera durante las fases de máxima inundación del mar existe influencia marina.

El análisis secuencial de sistemas fluviales debe ir precedido por el de los ambientes costeros, cuando las fluctuaciones del nivel del mar causan cambios en la posición de los perfiles de equilibrio de los ríos. En consecuencia, influyen en todo el sistema fluvial, no solo en áreas con influencia marina, sino también en las no marinas. En los casos de ausencia de llanura costera, de iguales pendientes entre la llanura costera y la plataforma, una caída del nivel del mar no causa erosión, ni río abajo, ni río arriba; solo tal vez, sedimentación, con lo cual se evidencia, que en estos casos las fluctuaciones del nivel del mar causen cambios del sistema fluvial imperceptibles geológicamente.

En los casos donde se observa erosión por caída del nivel del mar, las fluctuaciones del mar influyen en los procesos fluviales en ambientes tanto transicionales como continentales, en donde los valles cavados pueden propagarse cientos de kilómetros, es decir, se presenta rejuvenecimiento de ríos mucho más allá de la zona de influencia marina. En esta etapa, los ríos siguen con tendencia a ser entrelazados, al tener pendientes y cargas de tracción altas.

Esta anterior subida del nivel del mar, ocasiona elevación de los perfiles del equilibrio fluvial, culminando la propagación de los valles cavados y el rejuvenecimiento, cuando la sedimentación predomina sobre la erosión, formándose depósitos de ríos entrelazados. Posteriormente, la disminución de la carga de sedimentos y el aumento de la proporción de carga en suspensión favorecen el desarrollo de canales fluviales anastomosados o meandriformes. Este cambio coincide aproximadamente con la fase de máxima inundación.

Durante la fase de alto nivel del mar, ocurre tanto progradación como agradación, generando solapamiento de depósitos de la llanura costera por encima de depósitos continentales, es decir, los inundados por el mar. En las áreas donde esto ocurre, el cambio de tipos de ríos es más fuerte, debido a que la pendiente muy leve de la llanura costera favorece el desarrollo de los ríos meandriformes y rectos (*Pestman, 1993*).

CAPITULO IV

DESCRIPCION DE FACIES Y AMBIENTES

De acuerdo a la información que se recopiló, revisó y validó sobre el área del Bloque III, fueron seleccionados 33 pozos para la realización del mencionado estudio, los cuales se eligieron basándose tanto en la calidad de las propiedades de las curvas presentadas por estos pozos, así como también, considerando la cantidad de información disponible dentro del área de interés. Este grupo de pozos contienen dos (2) pozos con núcleo, extraídos de los Miembros Informales B-Inferior (B7 y B6) y B-Superior (B5) de la Formación Misoa. Los núcleos muestran en general un estado de preservación de regular a bueno, comprendiendo un total de 576 pies de los núcleos VLC1050 (236 pies) y VLC1184 (340 pies) (ver figura 27).

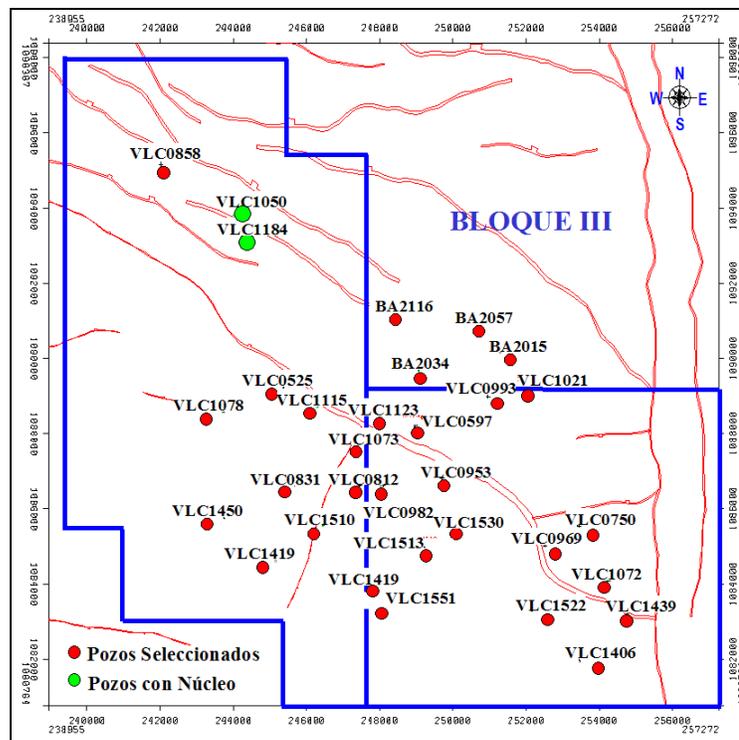


Figura 27. Mapa de ubicación de los pozos seleccionados dentro del área del Bloque III.

Con el fin de definir las facies sedimentarias y posibles asociaciones de facies, se describieron macroscópicamente un total de 576 pies de núcleos consolidados de rocas clásticas, en donde se recuperaron intervalos pertenecientes a las arenas B7, B6 y B5 de la Formación Misoa, de edad Eoceno medio, los cuales se visualizan en la tabla 2 mostrada a continuación:

Tabla 2. Intervalos con información de núcleos de las Arenas "B" de la Formación Misoa en el Bloque III.

EDAD	FORMACION	Miembro Informal	Sub-Unidad Estratigráfica	VLC1184	VLC1050	TOTAL/UNIDAD
				PIES	PIES	PIES
EOCENO	Misoa	B-Superior	B5	75.6	236	311.6
		B-Inferior	B6	90.5		90.5
			B7	174		174
Total Pies por Pozo >>>				340.1	236.0	576.1

DESCRIPCIÓN SEDIMENTOLOGICA

La descripción sedimentológica de los núcleos se llevó a cabo en las instalaciones del Laboratorio Geológico de Occidente (La Concepción – Edo Zulia), a través de la revisión previa de toda la información en físico y digital de aquellos estudios sedimentológicos realizados sobre los pozos con datos de núcleo contenidos en el área de interés. Adicionalmente, se incluyen en este estudio las tablas de control de cajas que contienen los núcleos por pozo, las cuales fueron actualizadas, en donde se muestran los pies por caja y por tramo de núcleo cortado, versus lo recuperado in situ, conjuntamente con el total de cajas con núcleos y el total de pies de núcleos recuperado por pozo.

La descripción sedimentológica contempló diferentes aspectos macroscópicos, tales como: tipo de litología, tamaños de granos, escogimiento, redondez, estructuras sedimentarias, grado de bioturbación, tipo de icnógenos visibles, contenido fósil, grado de impregnación de hidrocarburos, presencia y tipo de fracturas, color de roca y litofacies sedimentarias descriptivas. Toda esta información fue digitalizada en las hojas sedimentológicas generadas para cada uno de los pozos estudiados, en conjunto con los comentarios descriptivos de los aspectos resaltantes agrupados para cada uno de los paleoambientes interpretados. En total se generaron dos (2) hojas sedimentológicas, elaboradas utilizando el software "APPLECORE 9.4" presentado en los anexos 1 y 2 sobre una escala vertical 1:100 (ver figura 28).

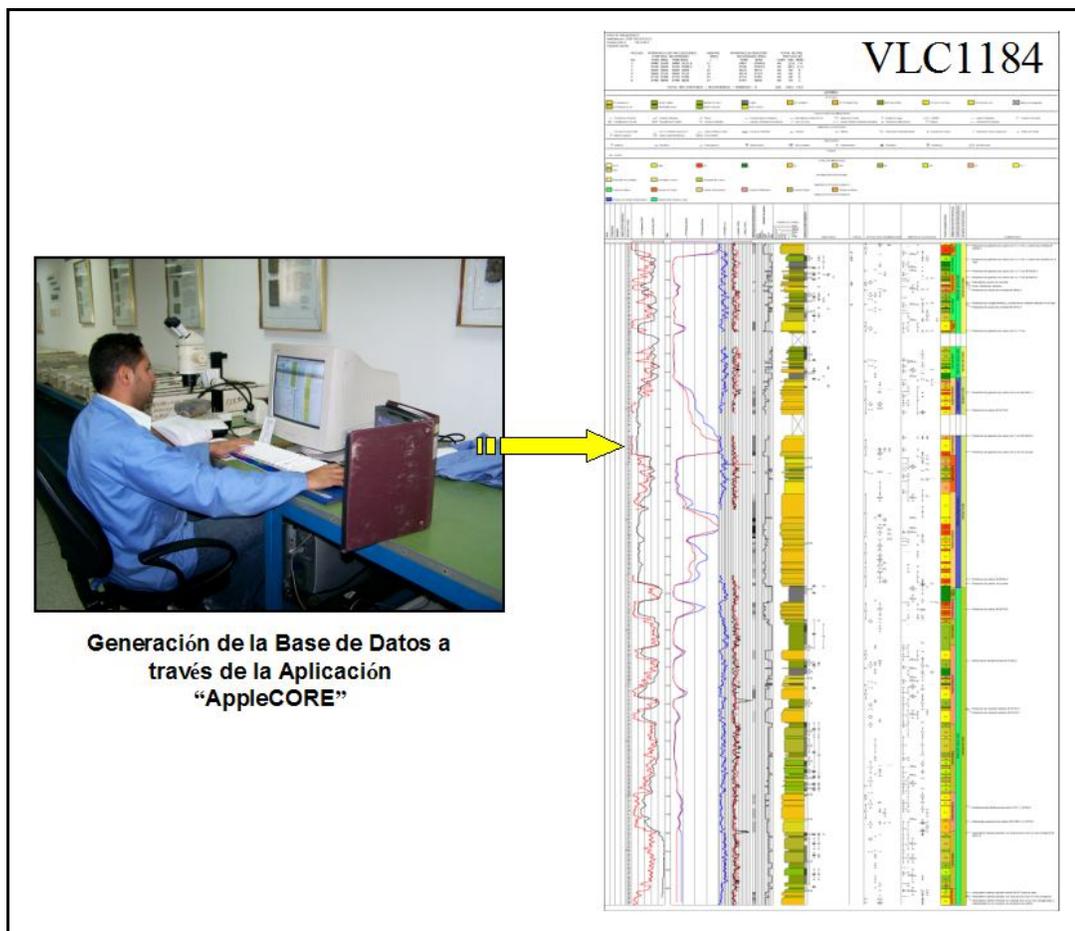


Figura 28. Proceso de digitalización de la información descrita en los núcleos.

CALIBRACIÓN NÚCLEO - PERFIL

Los núcleos contenidos en el área de estudio fueron calibrados en profundidad, utilizando como base la curva del registro de rayos gamma vs resistividad en conjunto con el registro rayos gamma de núcleos con sus respectivas curvas de torio - uranio - potasio tomados sobre los diferentes pozos, con el propósito de validar la información de profundidades correspondientes a las cajas que contienen estos núcleos, con respecto a las rocas reales presentes en ellas durante el proceso de descripción, permitiendo así, realizar una confiable correlación de los registros de rayos gamma vs resistividad de estos dos pozos con el resto de los pozos seleccionados para esta investigación (ver figura 29).

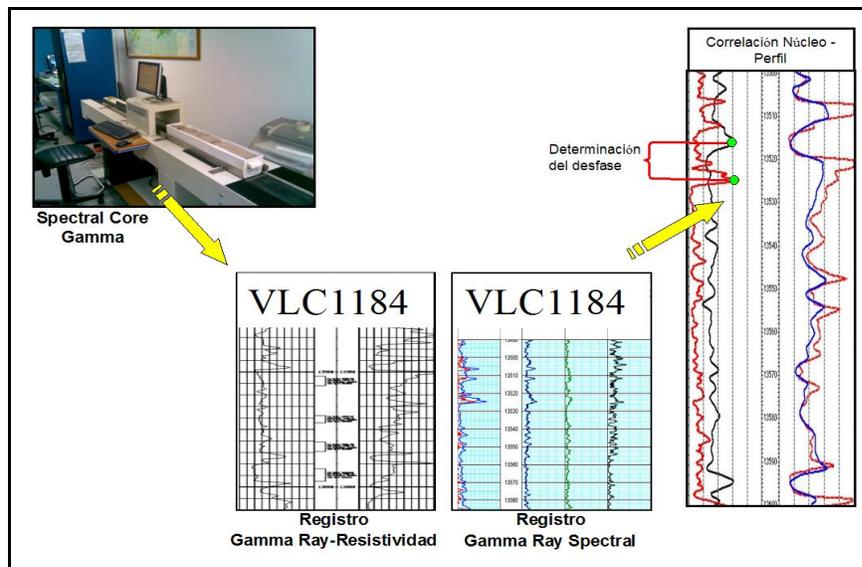


Figura 29. Calibración Núcleo – Perfil de cada uno de los Pozos Estudiados.

La realización de este procedimiento permitió obtener un desfase núcleo-perfil vertical variable positivo y/o negativo comprendido entre 0' y 35' aproximadamente, en donde los detalles sobre los pies cortados - recuperados - perdidos para cada uno de ellos, así como también, los topes geológicos correspondientes a las unidades estratigráficas observados en el registro, fueron representados en los anexos 3 y 4 con tablas para cada uno de los pozos con núcleo (ver tabla 3).

Tabla 3. Cálculo de desfase núcleo-perfil vertical realizado para los pozos con núcleo

DEFASE NUCLEO- PERFIL CON FORMACIONES Y MIEMBROS CON NUCLEOS																	
POZO: VLC1184																	
CAMPO: CENTRO, BLOQUE: III																	
NUCLEO	INTERVALO CON NUCLEOS (PIES)				DEFASE		INTERVALO REGISTRO		TOTAL de PIES				FORMACION	UNIDADES		TOPES GEOLOGICOS	
	CORTADO		RECUPERADO		(PIES)		RECUPERADO (PIES)		NUCLEOS					Con Nucleos	ESPESOR	REGISTRO	NUCLEO
	No.	TOPE	BASE	TOPE	BASE	+	-	TOPE	BASE	CORTADO	RECUPERADO	PERDIDO					
1	9480.0	9540.0	9480.0	9532.6	17		9497.0	9549.6	60.0	52.6	7.4	MISOA	B5	75,6 pies		9480	
2	9540.0	9600.0	9540.0	9588.5	6		9546.0	9594.5	60.0	48.5	11.5		B6	92,5 pies	9569	9563	
3	9600.0	9660.0	9600.0	9660.0	15		9615.0	9675.0	60.0	60.0	0.0		B7	172 pies	9681	9667	
4	9660.0	9720.0	9660.0	9720.0	14		9674.0	9734.0	60.0	60.0	0.0						
5	9720.0	9780.0	9720.0	9780.0	15		9735.0	9795.0	60.0	60.0	0.0						
6	9780.0	9840.0	9780.0	9839.0	17		9797.0	9856.0	60.0	59.0	1.0						
PIES CORTADOS / RECUPERADOS / PERDIDOS									360	340,1	19,9						

Una vez obtenida la información de los desfases calculados sobre cada pozo con núcleo, se realizó sobre la Aplicación “Correlation” de la Plataforma “OpenWorks” una correlación estratigráfica extrapolando la información descrita en los núcleos reflejada por las curvas de los registros de rayos gamma y resistividad a todos los pozos seleccionados, a fin de visualizar estratigráficamente la continuidad lateral de las unidades sedimentarias definidas en este estudio.

FACIES SEDIMENTARIAS

Los sedimentos son los fragmentos o partícula de material sólido (detrítico o no detrítico) de origen orgánico o inorgánico, originados por procesos físicos y químicos de rocas preexistentes, los cuales son transportados en suspensión y tracción por fluidos, gravedad o cualquier agente natural que influya sobre ellos. Dependiendo del grado de influencia de factores como los agentes atmosféricos, presión, temperatura, procesos de eliminación, disolución, arrastre de suelos y transporte, serán depositados bajo ciertas condiciones que permitirán definir las diferentes facies sedimentarias asociadas a un ambiente sedimentario en particular.

Las facies sedimentarias consisten en una masa de rocas o sedimentos que pueden ser definidas y separadas de otras por su litología, geometría, estructuras sedimentarias, distribución de paleocorrientes y fósiles (*Selley, 1971*).

En función de las diferentes características sedimentológicas obtenidas a partir de la descripción macroscópica de los núcleos considerados en el presente estudio, se observa la recurrencia de varios tipos de facies sedimentarias presentes en los 595 pies de núcleo analizados. En consecuencia, los intervalos pertenecientes a las arenas B7, B6 y B5 de la Formación Misoa pueden ser representados y descritos por catorce (14) facies, en donde cada facie está caracterizada por su litología, estructura sedimentaria, color, minerales accesorios, tamaño de grano, grado de bioturbación, icnogeneros presentes y fósiles encontrados. La definición de estas facies se fundamentó tanto en el esquema aplicado por Argenis Rodríguez (1988) sobre la secuencia Eoceno "C" de la Formación Misoa en el área del Bloque III de la Cuenca de Maracaibo, como en la representación realizada por Nicolás Muñoz (1998) sobre facies heterolíticas.

FACIES S3

Arenisca de grano medio a grueso, color marrón oscuro, angular a sub-angular, escogimiento de moderado a bueno con apariencia masiva, ocasional material carbonoso y estratificación cruzada planar.

FACIES S1

Arenicas de grano medio a fino, color marrón claro, subangular a subredondeado, bien escogida, con abundantes intercalaciones de lentes continuos de lutita y estratificación cruzada.

FACIES S1C

Arenicas de grano medio a fino, color marrón claro, subangular a subredondeado, bien escogida, con abundantes intercalaciones de lentes continuos de lutita y estratificación cruzada con frecuente a abundante presencia de material calcáreo, en donde es común visualizar restos de fósiles.

FACIES S11

Arenisca de grano fino a medio, color marrón, sub-angular a sub-redondeado, bien a muy bien escogida, generalmente masiva, ocasionalmente con láminas paralelas discontinuas de arcilla, localmente puede observarse estratificación cruzada.

FACIES S11C

Arenisca de grano fino a medio con frecuente a abundante material calcáreo, color marrón a grisáceo, sub-angular a sub-redondeado, bien a muy bien escogida, ocasionales láminas paralelas discontinuas de arcilla, localmente puede observarse estratificación cruzada y presencia frecuente a abundante de material calcáreo, en donde es común visualizar restos de fósiles.

FACIES S2

Arenicas de grano muy fino a fino, color marrón claro, subangular a subredondeado, muy bien escogida, con intercalaciones de láminas paralelas continuas - discontinuas muy finas de arcilla y lutitas intercaladas, en donde la ocurrencia de estratificación tipo “Ripple” y tipo “Flaser” junto a estructuras de carga, caracterizan a esta facie.

FACIES S2C

Arenicas de grano muy fino a fino, color marrón claro, subangular a subredondeado, muy bien escogida, con intercalaciones de láminas paralelas continuas - discontinuas muy finas de arcilla y lutitas intercaladas, en donde la ocurrencia de estratificación tipo “Ripple” y tipo “Flaser” junto a estructuras de carga, caracterizan a esta facie que muestra frecuente a abundante de material calcáreo, en donde es común visualizar restos de fósiles.

FACIES S2B

Arenicas de grano muy fino a fino, color marrón claro, subangular a subredondeado, muy bien escogida, con intercalaciones de láminas paralelas continuas - discontinuas muy finas de arcilla y lutitas intercaladas, en donde la ocurrencia de estratificación tipo “Ripple” y tipo “Flaser” junto a estructuras de carga, caracterizan a esta facie que presenta frecuente a abundante grado de bioturbación.

FACIES H

Lutita gris, muy finamente laminada la común ocurrencia de estructuras lenticulares que caracterizan esta facie y también puede presentar estructuras de carga. De acuerdo a la relación de porcentajes arena – lutita, pueden ser subdivididas en:

- ***Facies Ha (Relación entre 65%-90% de arena y entre 35%-10% de arcilla)***

Predominio de areniscas con estratos delgados (ED) a muy delgados (EMD) e intercalaciones de arcilla (lutitas) como parte de ropajes de arcilla (mud drapes), formando estructuras tipo flaser con laminación lenticular ondulada (wavy) y rizaduras (ripple laminated).

- ***Facies HaB (Relación entre 65%-90% de arena y entre 35%-10% de arcilla)***

Predominio de areniscas con estratos delgados (ED) a muy delgados (EMD) e intercalaciones de arcilla (lutitas) como parte de ropajes de arcilla (mud drapes), formando estructuras tipo flaser con laminación lenticular ondulada (wavy) y rizaduras (ripple laminated) con frecuente a abundante grado de bioturbación.

- ***Facies Hm (Relación entre 35%-60% de arena y entre 65%-40% de arcilla)***

Sucesión alternante de areniscas y lutitas con estratos delgados (ED), muy delgados (EMD), láminas lenticulares, generalmente onduladas (wavy) paralelas continuas o

formando rizaduras (ripple laminated) con ocasionales estructuras tipo flaser. Es común encontrar bioturbación variable, tanto subhorizontal como subvertical.

- ***Facies HI (Relación entre 30%-10% de arena y entre 70%-90% de arcilla)***

Predominio de lutitas con escasas a moderadas intercalaciones de areniscas que presentan interlaminaciones de arcilla (ropajes de arcilla) o sobre rizaduras configurando la estructura tipo flaser con bioturbación variable tanto en las lutitas como en las intercalaciones de areniscas.

- ***Facies HIB (Relación entre 30%-10% de arena y entre 70%-90% de arcilla)***

Predominio de lutitas con escasas a moderadas intercalaciones de areniscas que presentan interlaminaciones de arcilla (ropajes de arcilla) o sobre rizaduras configurando la estructura tipo flaser con bioturbación variable tanto en las lutitas como en las intercalaciones de areniscas con frecuente a abundante grado de bioturbación.

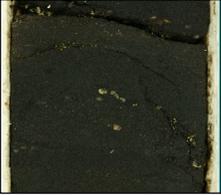
FACIES L

Lutita gris oscuro, muy finamente laminada, con intercalaciones locales de lentes limolíticos y generalmente muy fracturada (ver tablas 4 y 5).

Tabla 4. Litofacies sedimentarias definidas para las arenas B7, B6 y B5 de la Formación Misoa en el área del Bloque III.

	LITOFACIES	Nombre de la Roca	Tamaño del Grano	Redondez	Escogimiento	
1	ARENOSAS	S3	Arenisca Masiva	Grano medio a grueso	Angular / Sub-Angular	Moderado a bien escogida
2		S11	Arenisca Masiva	Grano fino a medio	Sub-Angular/Sub-Redondeado	Bien a muy bien escogida
3		S11C	Arenisca Masiva con abundante material Calcáreo	Grano fino a medio	Sub-Angular/Sub-Redondeado	Bien a muy bien escogida
4		S1	Arenisca Laminar	Grano medio a fino	Sub-Angular/Sub-Redondeado	Bien escogida
5		S1C	Arenisca Laminar con abundante material Calcáreo	Grano medio a fino	Sub-Angular/Sub-Redondeado	Bien escogida
6		S2	Arenisca Laminar	Grano muy fino a fino	Sub-Redondeado/Redondeado	Muy bien escogida
7		S2C	Arenisca Laminar con abundante material Calcáreo	Grano muy fino a fino	Sub-Redondeado/Redondeado	Muy bien escogida
8		S2B	Arenisca Laminar con abundante material Bioturbado	Grano muy fino a fino	Sub-Redondeado/Redondeado	Muy bien escogida
9	HETEROLITICAS	Ha	Heterolitica Arenosa	Grano limolítico a muy fino	Sub-Redondeado/Redondeado	Muy bien escogida
10		HaB	Heterolitica Arenosa con abundante material Bioturbado	Grano limolítico a muy fino	Sub-Redondeado/Redondeado	Muy bien escogida
11		Hm	Heterolita Mixta	Arcillas a grano limolítico	—	—
12		HL	Heterolitica Lutitica	Arcillas	—	—
13		HLB	Heterolitica Lutitica con abundante material Bioturbado	Arcillas	—	—
14	Finas	L	Lutita	Arcillas	—	—

Tabla 5. Representación fotográfica de las litofacies sedimentarias determinadas para las arenas B7, B6 y B5 de la Formación Misoa en el área del Bloque III.

<p>S3</p>  <p>Pozo VLC1184 Núcleo 2 (Caja 24 / 26) 9594'1"</p>	<p>S2B</p>  <p>Pozo VLC1050 Núcleo 3 (Caja 13 / 27) 9797'6"</p>
<p>S1</p>  <p>Pozo VLC1050 Núcleo 4 (Caja 8 / 26) 9846'3"</p>	<p>Ha</p>  <p>Pozo VLC1050 Núcleo 1 (Caja 15 / 25) 9594'</p>
<p>S1C</p>  <p>Pozo VLC1050 Núcleo 4 (Caja 23 / 26) 9879'8"</p>	<p>HaB</p>  <p>Pozo VLC1050 Núcleo 1 (Caja 7 / 25) 9575'2"</p>
<p>S11</p>  <p>Pozo VLC1184 Núcleo 3 (Caja 24 / 27) 9651'3"</p>	<p>Hm</p>  <p>Pozo VLC1184 Núcleo 6 (Caja 18 / 27) 9518'4"</p>
<p>S11C</p>  <p>Pozo VLC1184 Núcleo 1 (Caja 10 / 27) 9502'</p>	<p>HL</p>  <p>Pozo VLC1050 Núcleo 1 (Caja 17 / 25) 9599'</p>
<p>S2</p>  <p>Pozo VLC1184 Núcleo 3 (Caja 3 / 27) 9605'</p>	<p>HLB</p>  <p>Pozo VLC1184 Núcleo 2 (Caja 1 / 26) 9541'</p>
<p>S2C</p>  <p>Pozo VLC1050 Núcleo 4 (Caja 9 / 26) 9848'6"</p>	<p>L</p>  <p>Pozo VLC1050 Núcleo 1 (Caja 25 / 25) 9616'5"</p>

ASOCIACIONES DE FACIES IDENTIFICADAS

A partir del análisis sedimentológico de los núcleos, se interpretaron las diferentes asociaciones de facies correspondientes a las subunidades B7, B6 y B5 de la Formación Misoa, identificándose en términos generales depósitos sedimentarios relacionados a planicies deltaicas con presencia de canales y barras distributarios y de marea, llanuras de inundación, abanicos de rotura, bahías interdistributarias, entre otros, los cuales fueron discretizados para cada uno de los niveles analizados.

SUB- UNIDAD B7

Asociación de Facies 1: Canales Distributarios

Descripción

La asociación de facies 1 (AF1) consiste de depósitos grano-decrecientes que presentan base erosiva y tope gradacional. En la base de esta secuencia es común la presencia de areniscas de grano medio (Facies S11), bien escogidas que pasan verticalmente a areniscas de grano fino a muy fino (Facies S1 y S2) mostrando espesores de 2 a 5 m hacia la parte basal de la secuencia. Las areniscas de grano medio generalmente se presentan de forma masiva, con frecuente estratificación paralela con clastos desgarrados de arcilla (2 a 7 mm) revelando eventualmente Lmf (Muñoz, 1998) de arcilla o de materia orgánica y ocasionales Ed (Muñoz, 1998) con alto contenido de material calcáreo. De la misma manera, las facies S1 presentan igualmente Lmf de arcilla o de materia orgánica pero en mayores proporciones. Por otra parte, las facies S2 muestran una granulometría fina a muy fina, en donde es común observar Lmf continuas a discontinuas tanto paralelas como onduladas de arcilla con estratificación tipo “flaser” de manera ocasional (ver figura 30).

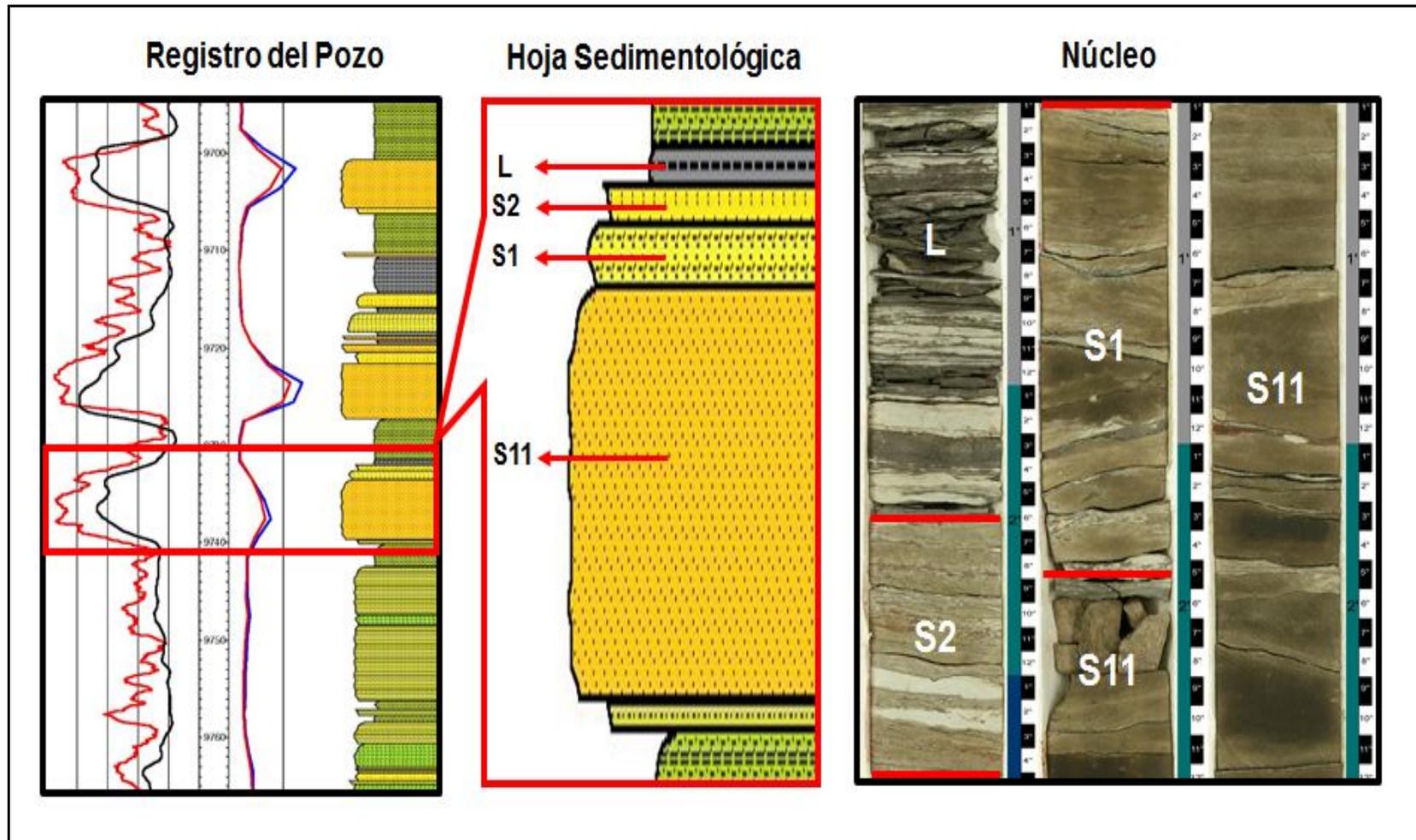


Figura 30. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF1.

Interpretación ambiental

Los canales distributarios están relacionados directamente con el volumen de sedimentos transportados por el río generador, pues en función del grado de influencia de las olas, mareas o de las corrientes litorales, tendrá lugar una progradación hacia el mar, en donde se desarrollarán una gran variedad de características propias del ambiente depositacional generador. Sin embargo, la descarga de los ríos puede ser estable, presentando una importante carga en suspensión, derivando en deltas tipo “pata de ave”, los cuales se caracterizan por la generación de pocos distributarios. En otros casos, la descarga de los ríos puede fluctuar, transportando sedimentos de mayor proporción formando deltas tipo “Lob” que desarrollan un mayor número de distributarios. (Serra, et al. 1984).



Figura 31. Canales distributarios encontrados en el Delta del Río Patía, ubicado en el Pacífico Sur Colombiano (www.imeditores.com/banocc/deltas/cap7.htm).

En este orden de ideas, la AF1 corresponde a la descripción de canales distributarios dominados por ríos con cierta influencia de mareas, que presentan alternancia en la descarga de los sedimentos, evidenciado en la sub-unidad B7 que se observa en el núcleo VLC1184, mostrando ciclos arenosos (S11, S1, S2) interrumpidos por facies heterolíticas o lutíticas (H o L), característico de un delta progradante con influencia

de mareas, tal y como lo reflejan la presencia eventual de material calcáreo dentro de estos ciclos arenosos (ver figura 31).

Asociación de Facies 2: Llanuras Deltáicas

Descripción

La asociación de facies 2 (AF2) está definido por la alternancia de láminas de material limolítico o areniscas de grano muy fino, relacionados a zonas de inundación ubicadas por debajo del límite de marea, en donde se observan intercalaciones de facies heterolíticas y lutitas (Facies Ha - Hm - HL) con frecuentes Lf (Muñoz, 1998) de óxido de hierro, Lmf paralelas, estratificación lenticular, las cuales pueden ser interrumpidas por facies arenosas de grano fino a muy fino (Facies S1 - S2) de poco espesor, comprendidos entre Emd y Ed (Muñoz, 1998) que sugieren episodios de pulsos de energía. Así mismo, se establece una baja icnodiversidad y bioturbación, definida por la presencia frecuente de icnogeneros *chondrites* y *planolites* con ocasionales *Thalassinoides* (ver figura 32).

Interpretación ambiental

Las llanuras o planicies deltáicas corresponden a la porción subaérea o emergida de un delta, que abarca los canales activos y abandonados separados por ambientes de aguas someras sobre superficies emergidas o casi emergidas. Estas llanuras pueden ser subdivididas en planicie deltáica superior, la cual está ubicada por encima del área de influencia significativa del mar o de las mareas; una planicie deltáica inferior hallada dentro de la región de interacción fluvial – marina, extendiéndose hasta el límite de influencia de las mareas (Serra, et al. 1984)..

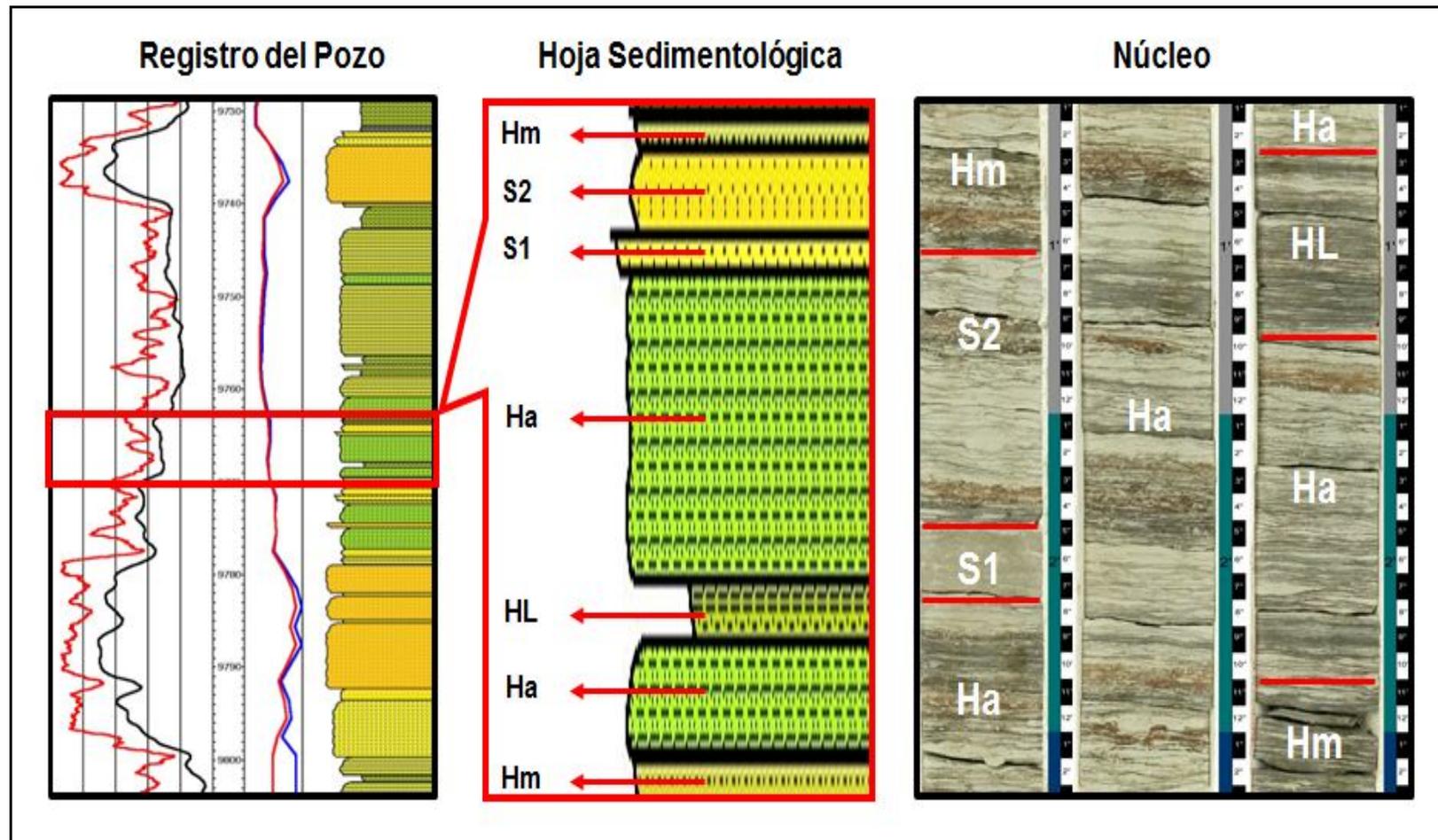


Figura 32. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF2.

De acuerdo a esto, la AF2 esta definida por llanuras o planicies deltáicas en su parte inferior, debido a la influencia mareal observada por las facies heterolíticas presentes, revelando generalmente pocos icnogeneros con Lmf a Lf de óxido de hierro, que en ocasiones pueden llegar a Lg (Muñoz, 1998), justificado de igual manera, por la sub-unidad B7 del núcleo VLC1184, en donde se visualizan facies heterolíticas o lutíticas (H o L), interrumpiendo ciclos arenosos típicos de un delta progradante con eventual influencia de mareas (ver figura 33).



Figura 33. Llanuras deltáicas observadas en el Delta del Río Misisipi, ubicado al Sur de los Estados Unidos (http://aquadoc.typepad.com/waterwired/2007/06/mississippi_riv).

SUB- UNIDAD B6

Asociación de Facies 3: Canales Entrelazados

Descripción

La asociación de facies 3 (AF3) está representada por depósitos gradacionales, en donde se observan areniscas de grano grueso a medio características de facies arenosas S3, S11 y S1 (esta última de manera ocasional) que gradan verticalmente

mostrando espesores comprendidos 30 y 45 m desde su base. Estas areniscas de moderada a bien escogidas, se muestran generalmente de forma masiva con frecuente estratificación cruzada y paralela acompañadas en la mayoría de los casos con clastos desgarrados de arcilla o siderita (2 a 7 mm) exhibiendo eventualmente Lmf a Lf de arcilla, materia orgánica o incluso de carbón en muchas oportunidades. Igualmente, es común encontrar gránulos de cuarzo (5 a 7 mm) dispersos dentro de las facies S11 principalmente (ver figura 34).

Interpretación ambiental

Los canales de ríos entrelazados son característicos de corrientes con grandes fluctuaciones en el flujo y en la carga de sedimentos. Dicho entrelazamiento se inicia cuando baja el nivel de agua después de una creciente, lo cual conlleva a la formación de barras sumergidas. Estas barras desvían el agua a su alrededor convirtiéndose en partes estables dentro del canal. Cuando los ríos son intermitentes, las barras generalmente cambian de posición durante la crecida, al ser cortadas por nuevos canales que aumentan por el proceso de acreción vertical, estos descargan grandes volúmenes de sedimentos. Por otra parte, cuando los ríos son perennes, las barras crecen por agradación llegando a ser semipermanentes, aunque también pueden cambiar de forma a causa de una fuerte creciente (*Méndez, 2006*).

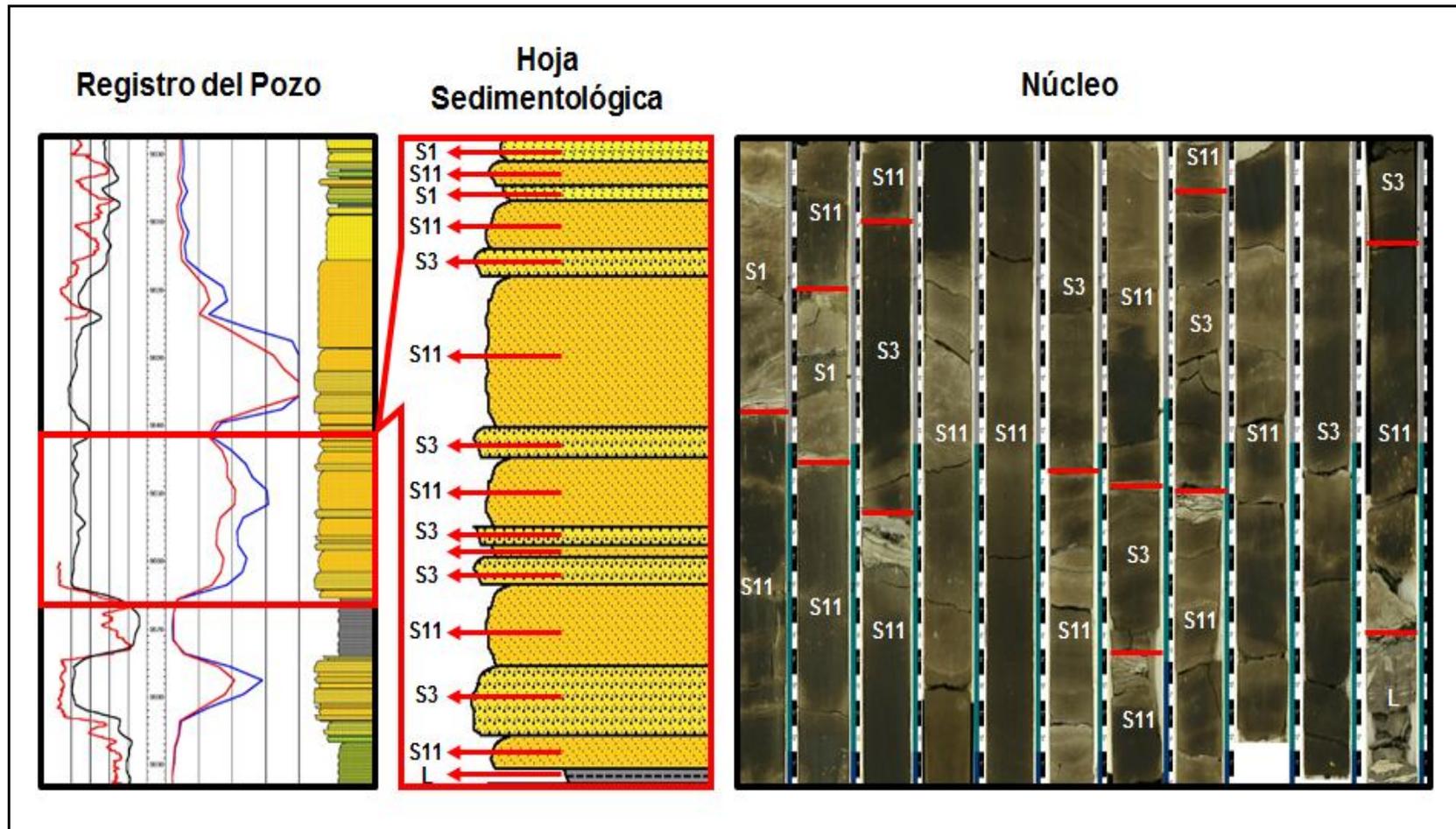


Figura 34. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF3.

En este sentido, el resultado estratigráfico es un cuerpo sedimentario complejo, con una superficie basal erosiva y numerosas superficies de orden inferior, delimitando así, diferentes tipos de barras y canales (Arche, 2010). De esta manera, la AF3 describe canales característicos de corrientes entrelazadas que presentan variaciones en la energía de depositación de sedimentos (ríos intermitentes), evidenciadas por la alternancia de facies arenosas S3 y S11 principalmente, partiendo de una superficie basal erosiva dividida por superficies de menor orden, determinando así, las diferentes facies sedimentarias observadas sobre el intervalo definido como B6 del núcleo VLC1184 (ver figura 35).



Figura 35. Ríos entrelazados hallados en las montañas de riolita encontradas en el área de conservación de Fjallabak de la Serranía de Islandia, Europa (www.superstock.com/stock-photos-images/1848-741775).

Asociación de Facies 4: Abanicos de Rotura

Descripción

La asociación de facies 4 (AF4) se caracterizan por depósitos que resultan del rompimiento de diques naturales responsables de encausar los canales de los ríos principales, los cuales presentan una base relacionada a facies heterolíticas (Facies Ha

- Hm), en donde es notable la ausencia de icnogeneros y solo se observa cierta bioturbación sobre algunas de la estructuras presentes, pasando en contacto abrupto a facies arenosas (Facies S2 - S11) de grano fino a medio con presencia de frecuentes rizaduras y estructuras tipo “flaser”, que pueden encontrarse alternadas con Lmd a Lg de material arcilloso o lutítico, los cuales proponen pequeños eventos de pulsos de energía evidenciado por los escasos espesores (no llegan al metro) presentados por estas facies. Estas a su vez, suelen estar cubiertas por facies de depósitos finos (Facies HL) similares a los observados en la base, propios de llanuras o planicies de inundación (ver figura 36).

Interpretación ambiental

Las brechas o rotura de los diques naturales se forman durante la época de inundación, cuando parte de las aguas del río se separa rebasando los diques, estableciendo de esta manera, el inicio de la deposición de sedimentos cuando el torrente de agua desviado entra en una llanura de inundación o depresión en el flanco del dique, construyéndose así un pequeño delta, que dependiendo de su aspecto y de la naturaleza de su formación, puede rellenar casi toda la depresión sobre el cual se construye (Swanson, *et al.*, 1976). En relación a esto, la AF4 se identifica por llanuras o planicies de inundación en su parte inferior, evidenciada por la presencia de facies heterolíticas, arropadas por facies arenosas depositadas durante periodos de aumento en el caudal de agua de los ríos, para más tarde, ser nuevamente cubiertos por material fino, observado igualmente, en el intervalo especificado como B6 del núcleo VLC1184, en donde se visualizan facies heterolíticas o lutíticas (H o L), alternando con pequeños eventos arenosos que se relacionan con el rompimiento eventual de los canales de ríos entrelazados (ver figura 37).

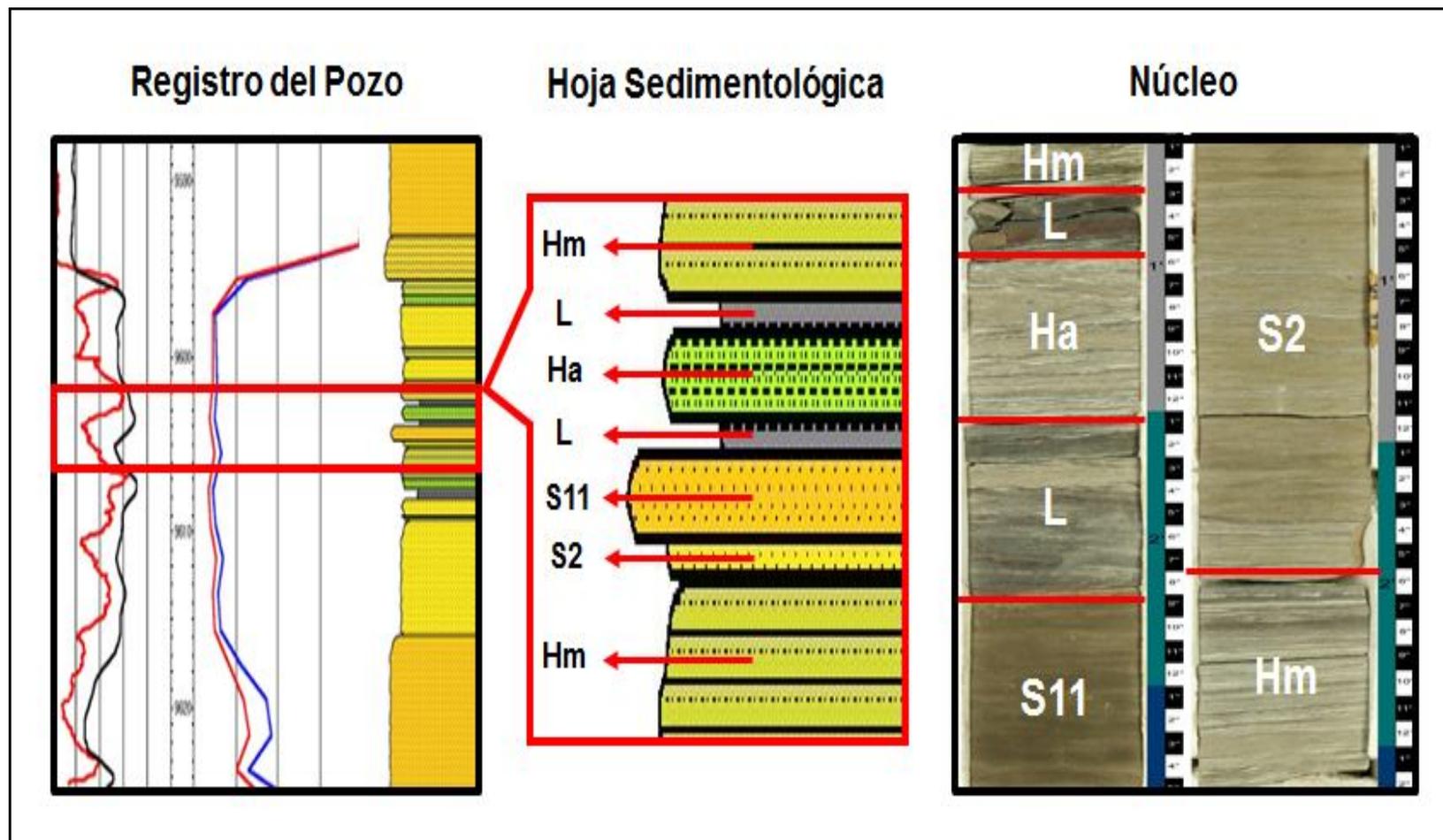


Figura 36. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF4.



Figura 37. Abanico de rotura ubicado en las montañas encontradas en las montañas de Rocky sobre la región de British Columbia, Canadá (www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography/results/avulsions).

SUB- UNIDAD B5

Asociación de Facies 5: Canales de Marea

Descripción

La asociación de facies 5 (AF5) está constituida por depósitos grano-decrecientes que demuestran areniscas de grano medio (Facies S11), bien escogidas, expuestas de forma masiva con ocasionales clastos desgarrados de siderita (1 a 2 cm) exponiendo eventualmente Lmf a Lf de arcilla, materia orgánica o incluso de siderita, en donde es muy común observar intervalos calcáreos (Facies S11C) con moderada presencia de conchas. Estas areniscas en la mayoría de los casos, pasan verticalmente a areniscas de grano fino a muy fino (Facies S1 - S2) presentando de manera similar, Lmf a Lf de arcilla o materia orgánica continuas a discontinuas en menores proporciones con estratificación tipo “flaser” de manera ocasional y escasos ropajes de arcilla. La AF5 muestra un espesor general comprendido entre 1 y 2 m, los cuales son menos potentes con respecto a los canales distributarios descritos por la AF1 (ver figura 38).

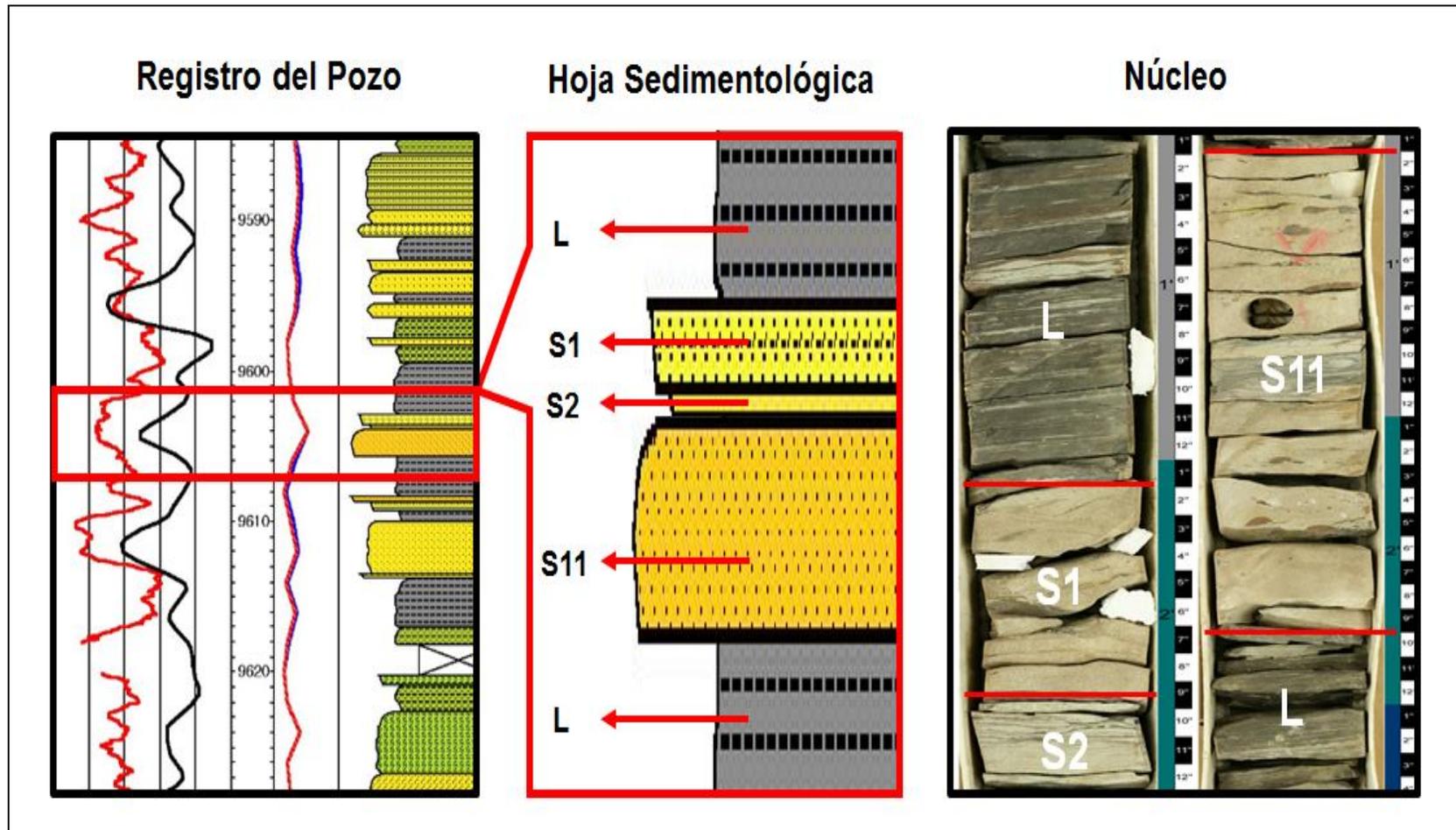


Figura 38. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF5

Interpretación ambiental

Los canales de marea comunican el mar abierto con el ambiente de la laguna por medio de canales en las islas de barrera. Estos a su vez, presentan arena gruesa, rica en conchas marinas con estratificación cruzada. La base de estos canales posee fragmentos mayores de conchas en el rango de gránulos a gravas disminuyendo hacia el tope. Sin embargo, si un canal de marea ha sido rellenado por la sedimentación, se le denomina canal de marea abandonado, los cuales presentan algo de arena con estratificación cruzada, arcilla y fragmentos grandes de conchas en la parte inferior, a arcilla ligeramente laminada con fragmentos dispersos de conchas hacia arriba (Méndez, 2006). De acuerdo a lo expuesto por Méndez, la AF5 corresponde a canales de mareas abandonados de poco desarrollo, debido a la escasa estratificación cruzada y presencia frecuente de conchas dispersas hacia el tope de estas pequeñas secuencias, tanto en los canales definidos para el pozo VLC1184 como en el pozo VLC1050, presentando una alternancia en la descarga de los sedimentos, evidenciado por los ropajes de arcilla presentes en estos intervalos, que pueden ser corroborados en las arenas definidas como B5 de los núcleos VLC1184 y VLC1050 (ver figura 39).



Figura 39. Canales de marea ubicados en la costa occidental de Port Hedland, Australia (Google Earth).

Asociación de Facies 6: Barras de Marea

Descripción

La asociación de facies 6 (AF6) Estos depósitos se caracterizan por estar constituidos de secuencias grano-crecientes, el tope muestra un contacto abrupto con las arcillas suprayacentes. Los espesores de estas secuencias son variables y pueden oscilar de 2 a 15 pies. El tamaño aparente de los granos se comporta con grano fino al tope (Facies S2) y arena limosa a la base. Los topes de las secuencias de estas barras presentan clastos de pocos centímetros de arcilla así como niveles de carbón de un espesor hasta 5cm. El escogimiento de los granos es generalmente bueno en estos ambientes. La bioturbación se desarrolla tanto en la base de las secuencias como cerca del tope, en donde se pueden observar también rizaduras (ver figura 40).

Interpretación ambiental

Los canales distributarios corresponden a depósitos grano-decrecientes de base erosiva y tope gradacional. En la base de esta secuencia es común la presencia de areniscas de grano grueso a conglomerático (Facies S - S3), que pasan verticalmente a areniscas de grano medio - fino (Facies S11). En las areniscas de grano medio se observa frecuentemente la presencia de estratificación cruzada planar, festoneada con truncamientos y algunas superficies de reactivación (Facies S3), indicando variaciones en la energía del (ver figura 41).

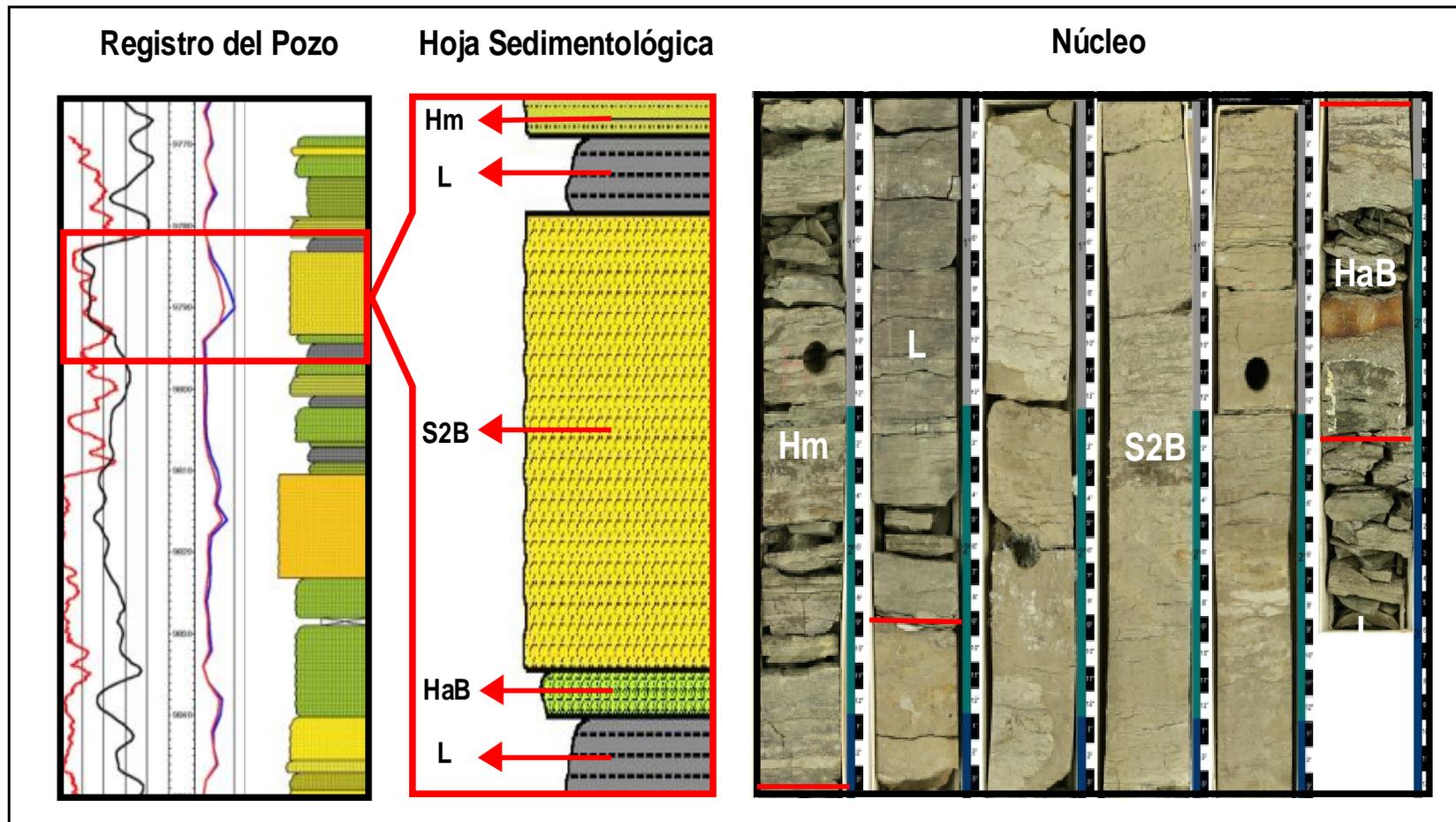


Figura 40. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF6.



Figura 41. Planicie costera en donde se observa el desarrollo de canales y barras de marea ubicadas en la costa sur de Buenaventura, Colombia. (www.imeditores.com/banocc/choco/cap2.htm)

Asociación de Facies 7: Llanuras de Marea

Descripción

La asociación de facies 7 (AF7) está establecida por la alternancia de láminas de material lutítico a limolítico, correspondidos a zonas de inundación ubicadas por debajo del límite de marea, en donde se observan intercalaciones de facies heterolíticas y lutitas (Facies Ha - Hm - HL - L) con frecuentes Lg a Lf de siderita, Lmf paralelas, estratificación lenticular, indicando sucesos asociados a pulsos de energía, que en muchas oportunidades presentan abundante bioturbación (Facies HaB - HLB). De la misma manera, se establece una mayor icnodiversidad y bioturbación, demostrada por los frecuentes icnogeneros observados como *chondrites*, *planolites*, *thalassinoides*, entre otros sin diferenciar con ocasional presencia de *ophiomorphas*, *palaeophycus*, *rhizocorallium* y *teichichnus*, que generalmente se visualizan con intervalos calcáreos y restos de conchas dispersos (ver figura 42).

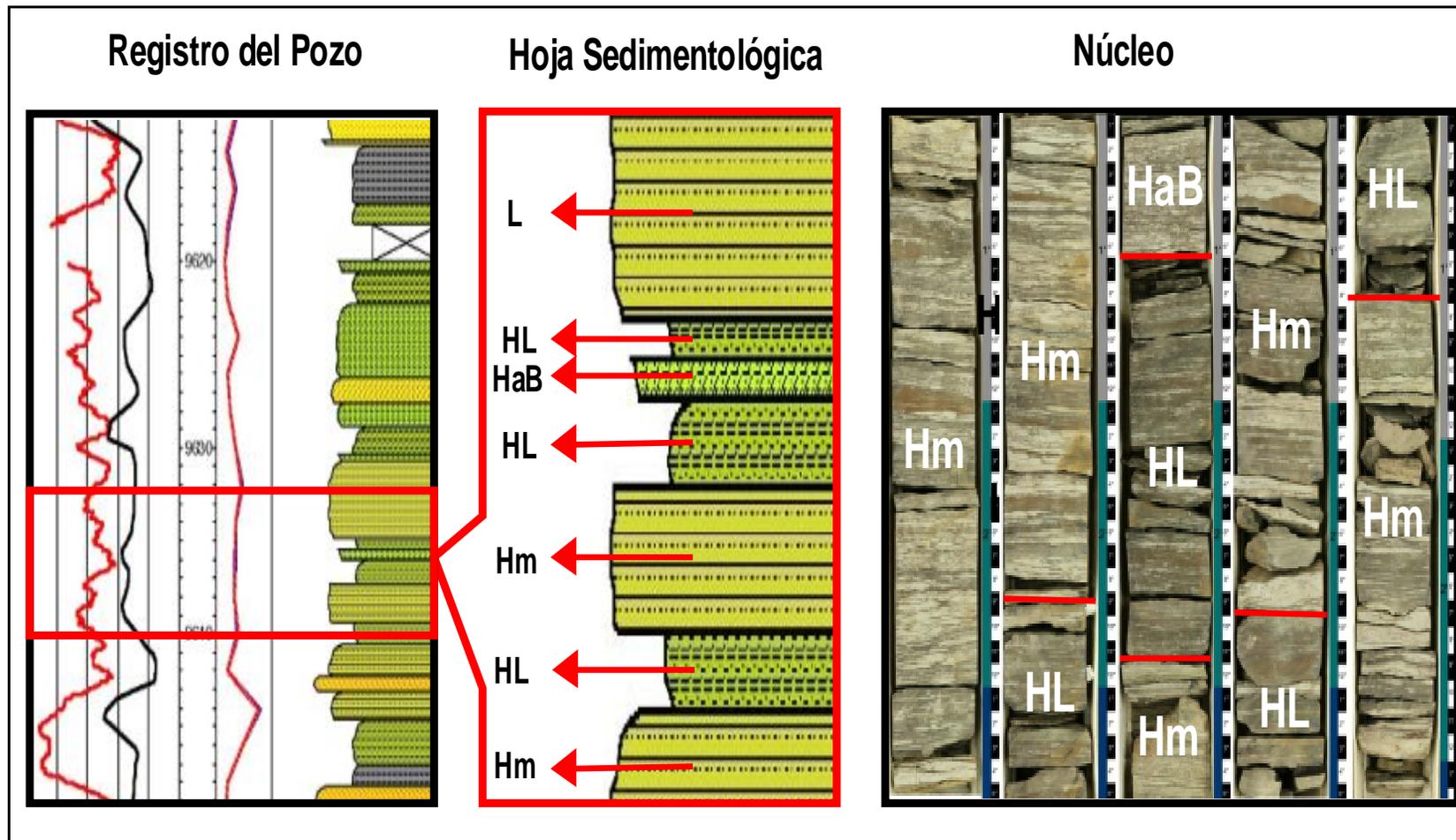


Figura 42. Representación de la información de registro del pozo, hoja sedimentológica y de facies descritas en el núcleo utilizada para la definición de la AF7.

Interpretación ambiental

Las llanuras de marea son planicies costeras de pendiente muy suave situadas en las costas donde la fluctuación de las mareas es muy alta, donde existe un continuo aporte de sedimentos provenientes del flujo de la marea hacia el continente. La progradación o avance de las llanuras de marea suele ser muy alto, debido a que el sedimento depositado por el flujo de la marea siempre es mayor con respecto al retirado nuevamente hacia el mar por el reflujó. Estas llanuras generalmente se encuentran asociadas a otros ambientes como deltas, estuarios, bahía, complejos de islas de barreras y plataformas de carbonatos. (Méndez, 2006). Con relación a lo expresado, la AF7 está demarcada por llanuras que presentan abundantes oscilaciones, representado por las frecuentes intercalaciones de facies heterolíticas y lutitas (Facies Ha - Hm - HL - L), mostrando una gran diversidad de icnógenos y facies bioturbadas (HaB - HLB) producto de mucho material re trabajado, en donde a diferencia de la AF2, se reconocen abundantes intervalos calcáreos con muchos restos de conchas dispersos, determinados en intervalos B5 de los núcleos VLC1184 y VLC1050 (ver figura 43).



Figura 43. Llanura de marea atravesada por canales de drenaje de marea, localizada en la costa oriental de Mackay, sobre la región de Queensland, Australia.

MAPAS DE FACIES Y MODELOS CONCEPTUALES

A través del uso de la aplicación *MapView* del módulo *StratWorks* de la plataforma *OpenWorks*, se realizaron los mapas de espesores para cada uno de los intervalos analizados, presentando espesores promedios mostrados en la tabla 6.

Tabla 6. Espesores promedios por intervalo.

Unidad	Espesor promedio
B5	410'
B6	120'
B7	200'

El procedimiento aplicado para la construcción de estos mapas, partió de la obtención de los parámetros de corte generados en el modelo petrofísico, estableciéndose tres valores de corte sobre el registro Vshale de los 33 pozos considerados en esta investigación, los cuales fueron < 10% (Arena Limpia), > 10% - < 20% (Arena Media), > 20% - < 30% (Arena Sucia) y > 30% representan Lutita, permitiendo así, generar mapas de proporción que discretizaron las diferentes respuestas de los registros de pozos (ver figura 44).

De la misma manera, se utilizó la aplicación *Lithology* del módulo *StratWorks* de la plataforma *OpenWorks*, tomando como referencia las respuestas observadas en los registros: Vsh, GR, SP, Resistividad y Core gamma de los registros con núcleo, se identificaron y establecieron tendencias granocreciente (forma de embudo) definidas como *Barras* y granodecreciente (forma de campana) denominadas *Canal*. Esto se llevó a cabo de manera manual pie por pie - pozo por pozo involucrando todas las arenas. Esta actividad fue totalmente interpretativa debido a la dependencia de la respuesta del registro, obteniéndose así, la discretización de las diferentes formas observadas (Barra o Canal) e incluso se representaron las lutitas. Esta información fue guardada en una columna previamente establecida en el sistema (Strat Column

Editor), guardado como porcentaje para poder visualizarla en el módulo *Mapview*, con el propósito de interpretar y separar verticalmente las diferentes tendencias observadas en los registros (ver figura 44).

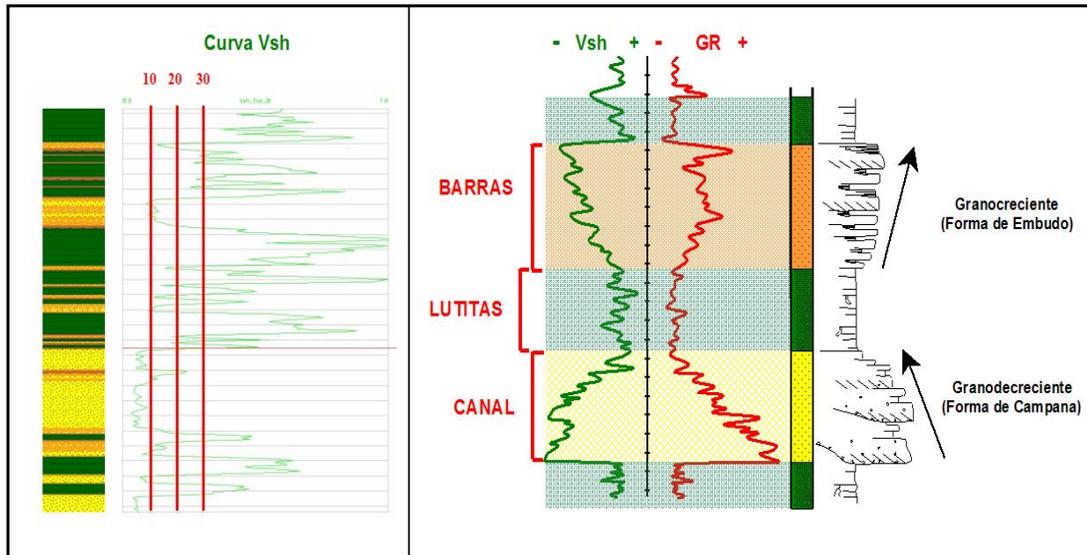


Figura 44. Representación de los valores de corte considerados sobre la curva Vsh junto a los criterios considerados para la interpretación de las diferentes tendencias observadas en los registros de pozos.

Una vez definidos estos parámetros y partiendo de las tendencias obtenidas de los diferentes mapas de proporción de barra y canal, se generó igualmente mediante la aplicación *MapView* del módulo de *StratWorks* de la plataforma *OpenWorks*, mapas de porcentaje (%) de arena con respecto a los porcentajes (%) de lutita de cada subunidad. De igual forma, la generación de estos mapas estuvo fundamentada en la información previamente determinada sobre los mapas de proporción de la curva Vsh y de las tendencias Barra – Canal establecidas manualmente sobre cada registro de pozo, lo cual se realizó con la intención de observar la orientación y la distribución areal de las asociaciones sedimentarias encontradas sobre el área del Bloque III.

Sobre la base de los mapas de proporción generados a partir de los parámetros de corte, del establecimiento de las tendencias Barra - Canal, de la construcción de los mapas de porcentaje arena – lutita y de la información descrita en las hojas sedimentológicas de los núcleos analizados, se integró esta información para la elaboración de los mapas de electrofacies correspondientes a cada una de las sub-unidades consideradas en esta investigación, con el fin de representar la facies más destacadas de cada intervalo, en función de las diferentes asociaciones de facies definidas que permitieron establecer los ambientes sedimentarios predominantes sobre el área de interés (ver figura 45 y 46).

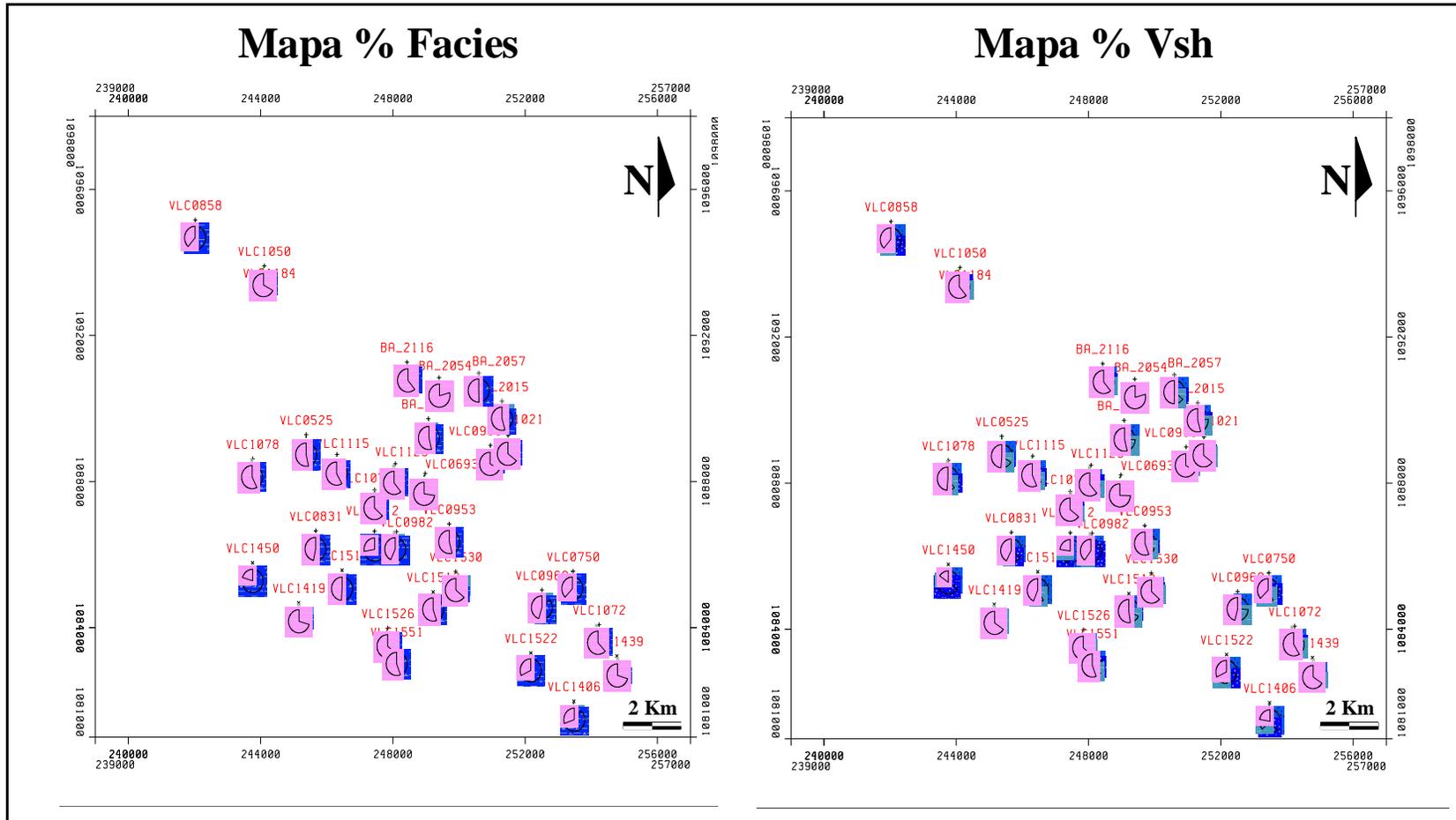


Figura 45. Mapas de proporción generados a partir de la información de registros de pozos, interpretando manualmente pie por pie - pozo por pozo, así como también, los mapas de proporción de arena con respecto a las proporciones de lutita de cada sub-unidad.

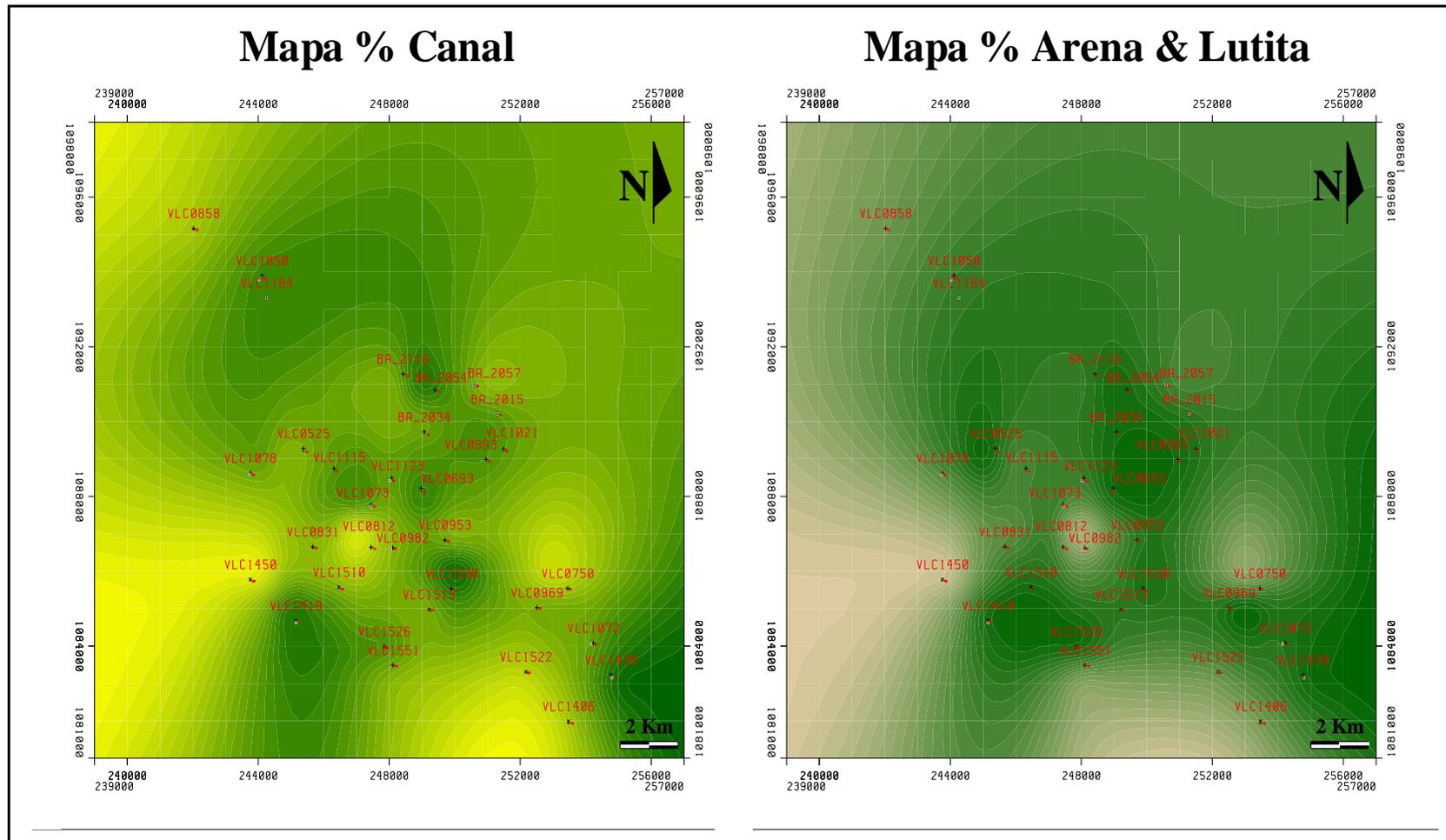


Figura 46. Mapas de tendencia generados a partir de la información de registros de pozos, interpretando manualmente pie por pie - pozo por pozo, así como también, los mapas de porcentaje (%) de arena con respecto a los porcentajes (%) de lutita de cada sub-unidad.

SUB-UNIDAD B7

Mapa de Facies

Las arenas pertenecientes a la sub-unidad B7 corresponden a un sistema próximo-costero ubicado sobre la llanura deltáica inferior de un delta progradante dominado principalmente por mareas, caracterizado por presentar asociaciones de facies relacionadas con canales distributarios y llanuras deltáicas en donde se desarrollan barras de poca dimensión (ver figuras 47 y 48).

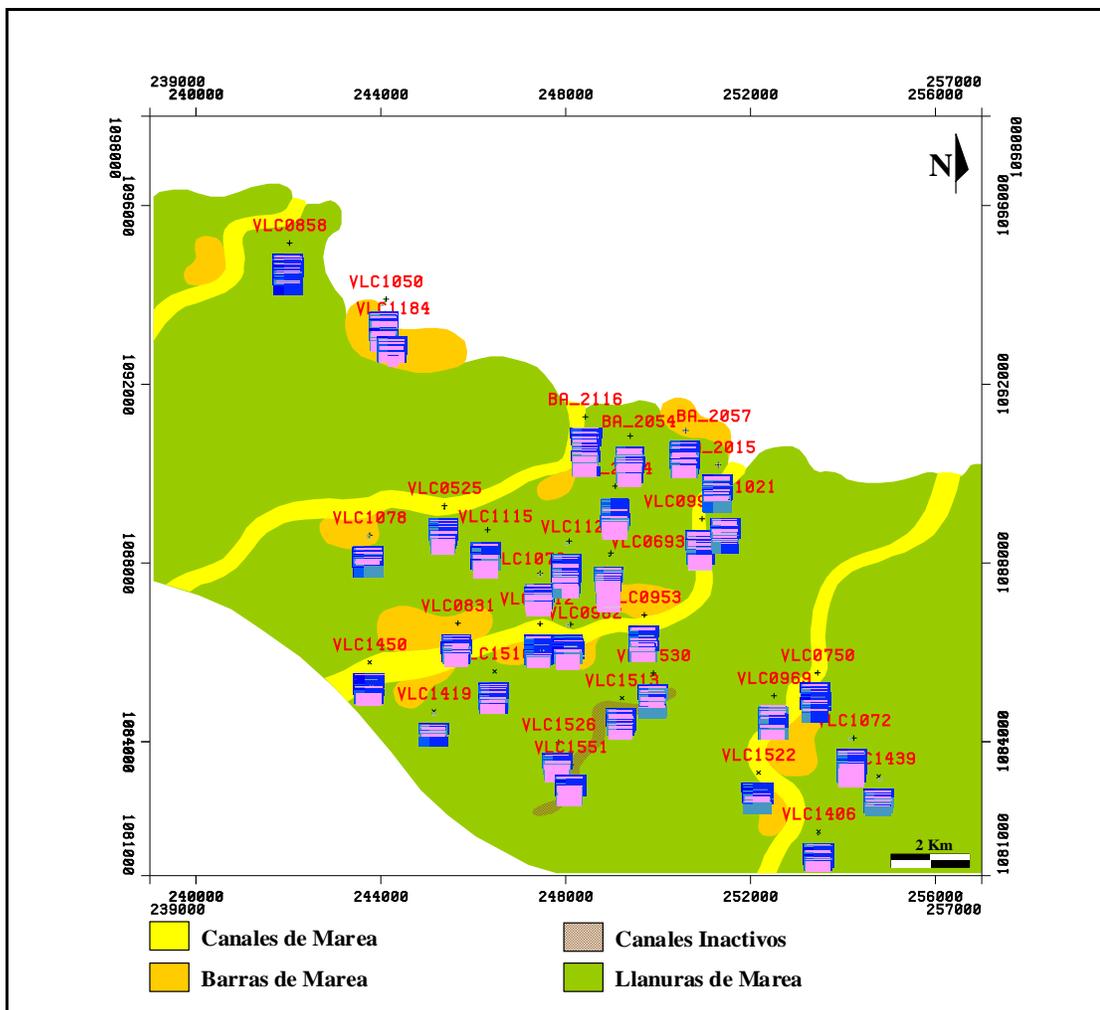


Figura 47. Mapa de Facies interpretado para las arenas B7 de la Formación Misoa en el área del Bloque III .

Modelo Conceptual



Figura 48. Modelo conceptual establecido para la sub-unidad B7, en donde se observa la desembocadura del Río Ganges en la India, representando un delta dominado por mareas que presenta abundantes canales distributarios y llanuras deltaicas con el desarrollo eventual de barras, tal y como se demuestra en el mapa de facies interpretado en la figura 46.

SUB-UNIDAD B6

Mapa de Facies

Las arenas correspondientes a la sub-unidad B6 pertenecen a un sistema fluvial representado por canales entrelazados que resultaron del levantamiento tectónico sufrido por la cuenca durante el Eoceno medio, caracterizado por presentar asociaciones de facies relacionadas con canales de gran espesor debido al tipo de aporte sedimentario que implican estos sistemas (ver figuras 49 y 50).

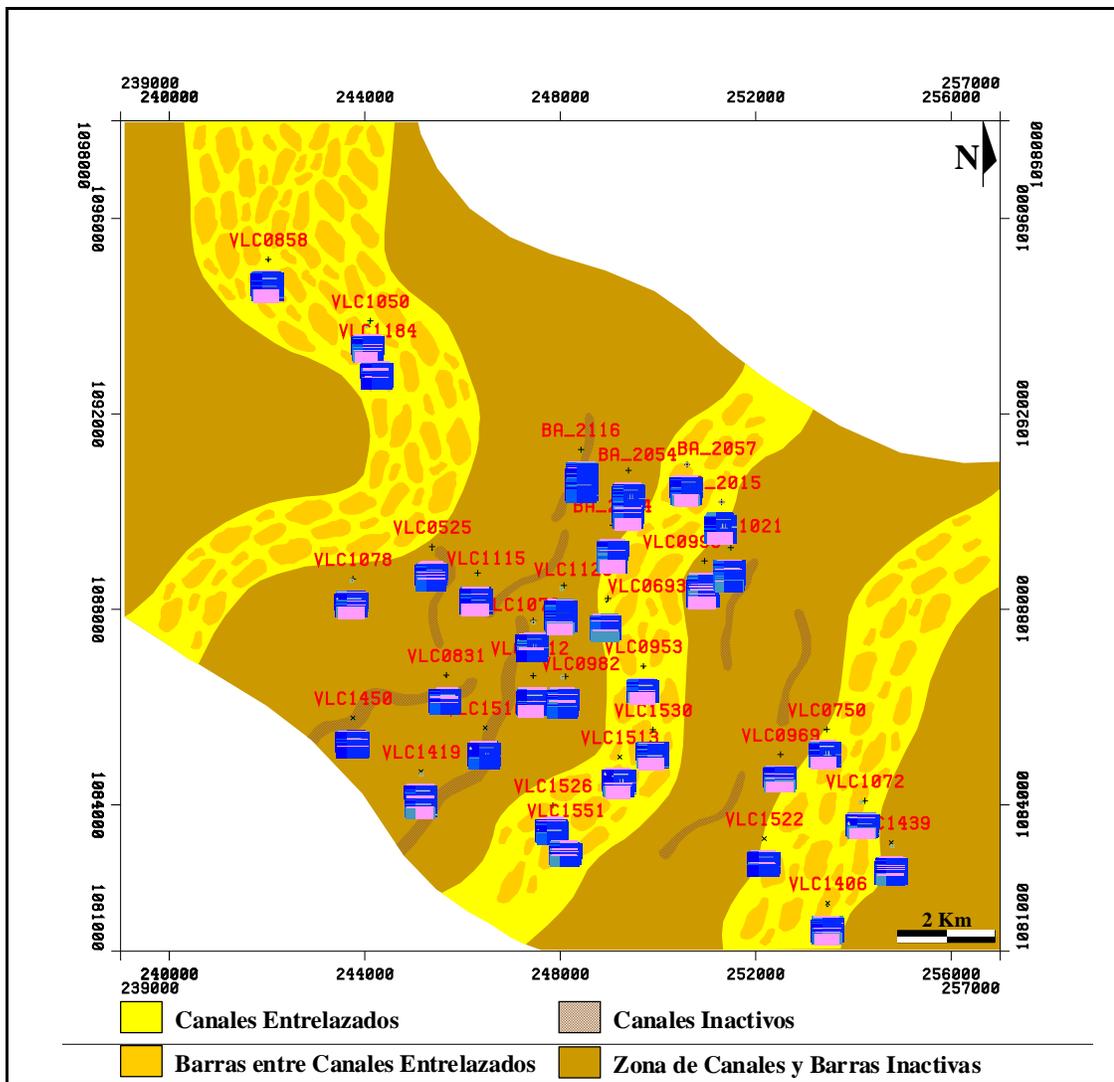


Figura 49. Mapa de Facies interpretado para las arenas B6 de la Formación Misoa en el área del Bloque III.

Modelo Conceptual

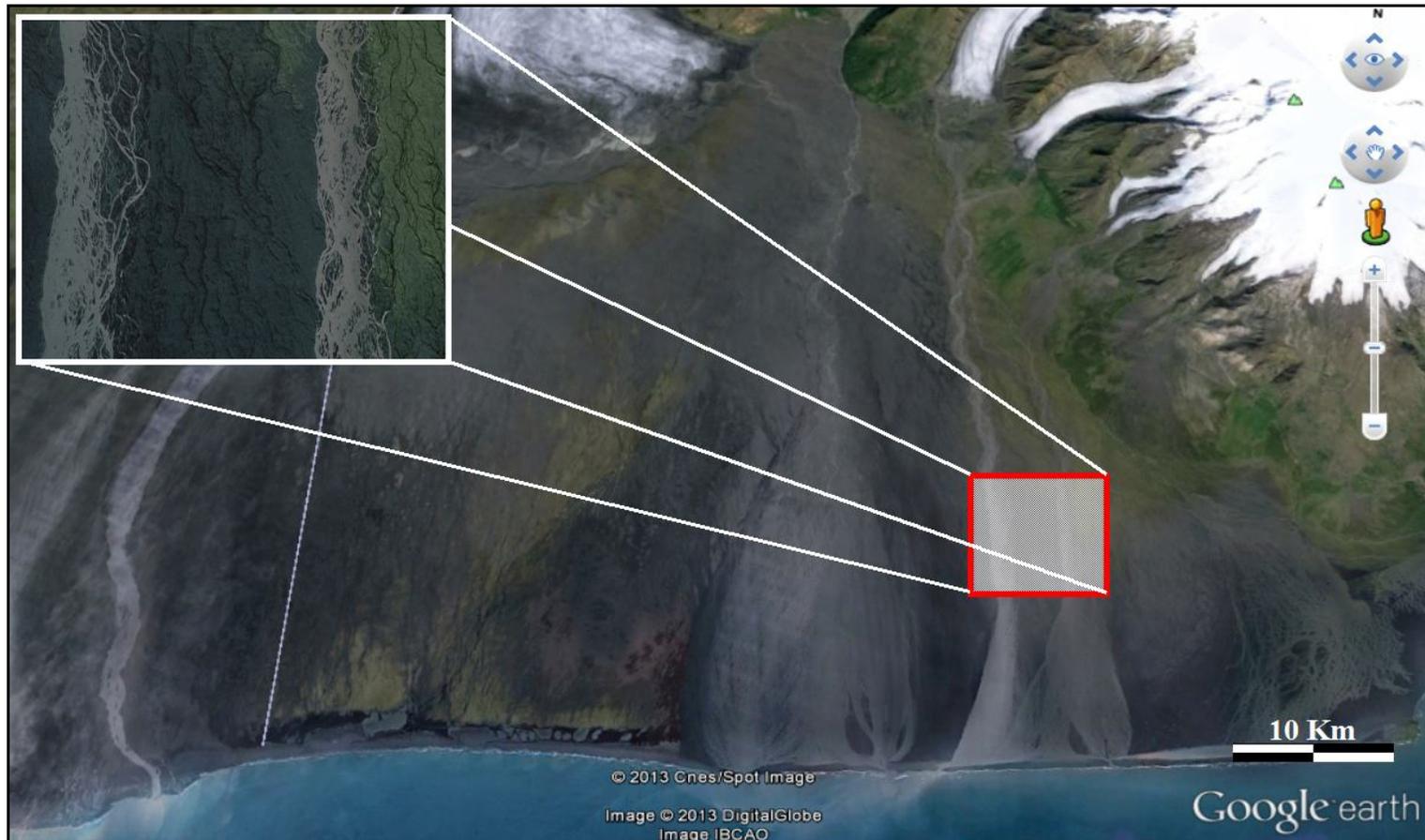


Figura 50. Modelo conceptual establecido para la sub-unidad B6, en donde se observa un conjunto de ríos entrelazados ubicados al Sureste de Islandia, que presentan anchos cauces han migrado lateralmente evidenciado por las huellas de canales inactivos observados entre los cauces principales, tal y como se demuestra en el mapa de facies interpretado en la figura 48.

Modelo Conceptual



Figura 52. Modelo conceptual establecido para la sub-unidad B5, en donde se observa la Costa de Belmunda, Queensland; Australia, representando un sistema de canales estuarinos o de marea con barras y llanuras de marea, tal y como se demuestra en el mapa de facies interpretado en la figura 50.

CAPITULO V

PETROGRAFIA Y ANALISIS DE PROCEDENCIA

Los estudios realizados por Dickinson y Suczek (1979), los cuales fueron ampliados posteriormente por Dickinson, et al. (1983), muestran que la composición de las areniscas obedece fundamentalmente: 1) Al carácter del ambiente sedimentario, 2) la naturaleza del proceso sedimentario, y 3) el tipo de transporte que vincula la fuente de aporte con la cuenca. Siendo la principal relación entre la fuente de aporte y la cuenca el ambiente tectónico reinante durante dicha depositación, concluyeron que el control final sobre la distribución de los diferentes tipos de areniscas del régimen tectónico existente en el proceso sedimentario.

Estos autores usando 2 tipos de diagramas ternarios (Q-F-L y Qm-F-Lt), para graficar las variables previamente recalculadas a un 100%, vieron que tendían a agruparse en campos separados sobre estos diagramas, distinguiendo así tres principales procedencias para las areniscas estudiadas por los autores, las cuales son:

Bloque Continental: detritos derivados de bloque continental no orogénico que forma un espectro de tipos de arenas procedentes de una amplia área positiva asociada al cratón.

- Cratón Interior: las areniscas son derivadas a partir de un escudo expuesto. Su composición es típicamente cuarzosa con porcentajes de feldespato que aumentan en la medida que disminuye la madurez mineralógica de la roca.
- Transicional: son derivadas de formas positivas a lo largo de segmentos transformantes o de otra estructura discontinua.

- **Basamento Expuesto:** provienen de basamentos expuestos, limitados por fallas. Se acumulan principalmente en cuencas oprimidas, sin mucho transporte. El ambiente tectónico principal incluyen cinturones de rift incipientes y rupturas transformantes de bloques continentales. El alto relieve y la rápida erosión del basamento expuesto dan un alto contenido de feldespato en las areniscas. Las areniscas líticas reflejan una parcial derivación de una cubierta sedimentaria o metamórfica que enmascara la litología gnéisica o granítica de los bloques expuestos.

Arco Magmático: los detritos erosionados del arco orógeno, forman un espectro de tipo de arena, que incluye restos líticos ricos en volcanoclastos y un extremo rico en cuarzo-feldespato, si el origen es plutónico.

- **No Disectado:** los constituyentes característicos de las areniscas derivadas de arco magmático no Disectado son: plagioclasas y fragmentos líticos volcánicos, los cuales en su mayoría contienen fenocristales de plagioclasa. El cuarzo está presente en proporciones menores y es principalmente volcánico.
- **Transicional:** hay un mayor contenido de granos de cuarzo, a partir de subvolcánicas de los arcos.
- **Disectado:** la mayoría de los arcos magmáticos maduros y erosionados, especialmente los encontrados a lo largo de un margen continental, proveen detritos mixtos de origen tanto plutónico como volcánico que alimentan cuencas forearc y backarc. La composición de las areniscas derivadas de estos tipos de arco, es compleja siendo menos lítica que volcanoclástica. El feldespato (tanto potásico como cálcico) es muy común, presentándose en proporciones significativas, los fragmentos líticos no volcánicos son también abundantes.

Orógeno Reciclado: se compone de varios tipos de fuente de aporte orogénico. Son terrenos estratificados, levantados, plegados y fallados, en donde los detritos de origen sedimentario o metasedimentario son los más frecuentes.

- Complejo de Subducción: un complejo de subducción tectónicamente levantado, compuesto por ofiolitas deformadas y otros materiales oceánicos forman un alto estructural, que puede servir de fuente aislada de sedimentos, formando areniscas con alto contenido de rocas verdes, Chert, argilita, grauwacas y algunas calizas.
- Orógeno Colisional: Están compuestos mayormente por napas y corrimientos de rocas sedimentarias y metasedimentarias. Las areniscas típicas están formadas por sedimentos reciclados, de contenido intermedio de cuarzo, una alta relación cuarzo / feldespato con abundantes fragmentos líticos sedimentarios que tuvieron una contribución significativa de afloramientos ígneos, adyacentes a la sutura cortical.
- Foreland Expuesto: las areniscas derivadas están formadas por fragmentos líticos sedimentarios y metasedimentarios reciclados, con un contenido menor de cuarzo y feldespato (*Dickinson y Suczek, 1979*) (ver figura 53).

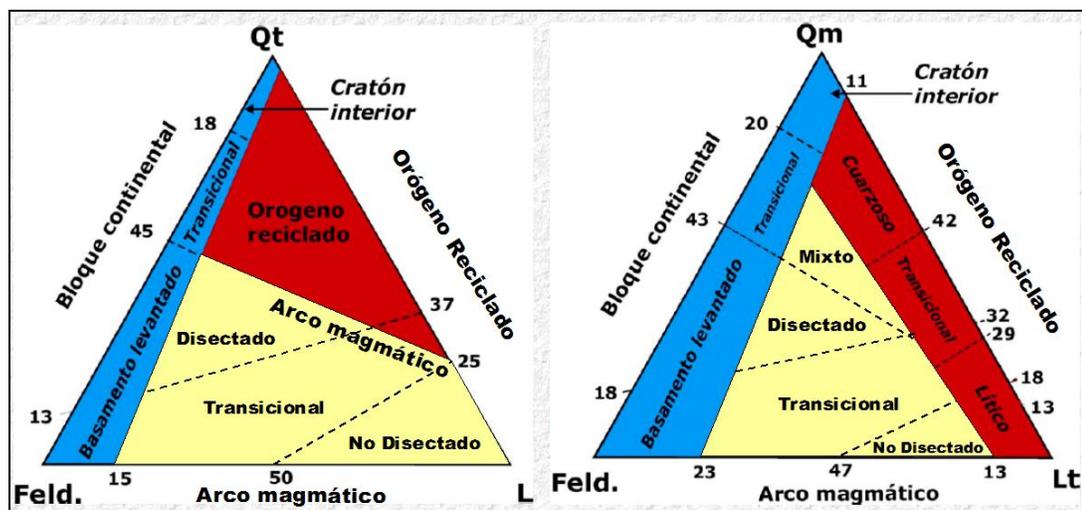


Figura 53. Triángulos de procedencia propuestos por Dickinson y Suczek

En referencia a los triángulos de procedencia propuestos por Dickinson y Suczek, se analizaron un total de 29 secciones finas comprendidas entre los niveles B7, B6 y B5 de la Formación Misoa, de las cuales doce (11) fueron tomadas en el núcleo del pozo VLC1050 correspondientes a las arenas B5 y otras diecisiete (18), obtenidas del núcleo del pozo VLC1184 pertenecientes a las arenas B7, B6 y B5. A su vez, se determinaron porcentajes de **Q-F-L** recalculados al 100%, en donde cada uno de ellos representa lo siguiente:

- **Q:** Contenido de cuarzo presente en la muestra.
- **F:** Sumatoria de los feldespatos potásicos y las plagioclasas observadas.
- **L:** Fragmentos de roca inestables, tales como los fragmentos de rocas sedimentarias, volcánicas y metamórficas, así como también los fragmentos estables (ver tabla 7).

Tabla 7. Determinación de porcentajes de cuarzo, feldespatos y fragmentos de roca recalculados al 100% para cada una de las muestras analizadas.

	Nombre del Pozo	Profundidad de la muestra	Porcentaje de Cuarzo (Q)	Porcentaje de Feldespatos (F)	Porcentaje de Fragmentos de Roca (L)	Arenas
1	VLC1050	9580'7"	86,04%	2,32%	11,62%	B5
2	VLC1050	9603'	88,76%	2,24%	8,98%	
3	VLC1050	9623'	89,47%	2,10%	8,42%	
4	VLC1050	9663'9"	80,45%	2,29%	17,24%	
5	VLC1050	9678'	88,76%	2,24%	8,98%	
6	VLC1050	9783'4"	85,36%	2,43%	12,19%	
7	VLC1050	9811'	88,50%	3,44%	8,04%	
8	VLC1050	9819'	88,88%	2,22%	8,88%	
9	VLC1050	9827'	84,52%	3,57%	11,90%	
10	VLC1050	9846'	78,49%	5,37%	16,12%	
11	VLC1050	9871'	86,36%	2,27%	11,36%	
12	VLC1184	9495'4"	86,95%	2,17%	10,86%	B5
13	VLC1184	9502'	86,04%	2,32%	11,62%	
14	VLC1184	9505'	85,55%	3,33%	11,11%	
15	VLC1184	9512'7"	85,22%	3,40%	11,36%	
18	VLC1184	9528'	88,23%	2,35%	9,41%	
19	VLC1184	9558'	88,50%	3,44%	8,04%	
20	VLC1184	9570'	88,09%	2,38%	9,52%	B6
21	VLC1184	9623'	89,13%	2,17%	8,69%	
22	VLC1184	9643'	87,80%	2,43%	9,75%	
23	VLC1184	9663'	86,74%	3,61%	9,63%	
24	VLC1184	9684'	84,44%	4,44%	11,11%	B7
25	VLC1184	9701'	88,09%	3,57%	8,33%	
26	VLC1184	9705'	84,88%	3,48%	11,62%	
27	VLC1184	9723'	86,59%	3,09%	10,30%	
28	VLC1184	9733'4"	87,50%	2,27%	9,09%	
29	VLC1184	9739'	88,04%	3,26%	8,69%	

CUARZO MONOCRISTALINO

Representa el principal componente de las rocas contenidas en este estudio, ya que de acuerdo a lo observado en las 29 muestras analizadas, se distinguieron dos tipos de cuarzo, unos con extinción recta representando los de mayor abundancia en todos los niveles, 76.7% (B7), 67.5% (B6), 65.3% (B5) con otros en menores proporciones con extinción ondulatoria, 23.3% (B7), 32.5% (B6), 34.7% (B5) referido cuando la extinción es ligeramente mayor a los 5 grados. En general, se estima que los cuarzoes monocristalinos de extinción recta son de origen ígneo, mientras los de extinción ondulatoria tienen su origen metamórfico. No obstante, aquellos en donde su ángulo de extinción se acerca mucho a los cinco grados, pudieran ser el resultado de procesos tectónicos y diagenéticos, en donde los contactos más característicos son longitudinal / planar 76.6% (B7), 72.5% (B6), 57.5% (B5), contactos tangenciales observados con mayor proporción hacia el nivel superior 15% (B7), 17.5% (B6), 34.4% (B5) con escasos contactos cóncavo-convexos 10% (B7), 10% (B6), 7.7% (B5), presentando habitualmente granos de cementos de minerales de arcilla (caolinita principalmente) y carbonáticos (calcita en mosaico tipo drusa y yeso) en menores proporciones, observados de manera local en la mayoría de los casos.

Los porcentajes de este tipo de cuarzo demuestran una abundancia muy consistente en la mayoría de las muestras analizadas, permitiendo así, asumir una procedencia de sedimentos de la misma fuente, cuyo origen es más ígneo que metamórfico. Los valores promedios (recalculados) de cuarzo monocristalino fueron 80.83% (B7), 83.75% (B6), 84.12% (B5) (ver figuras 54 y 55).

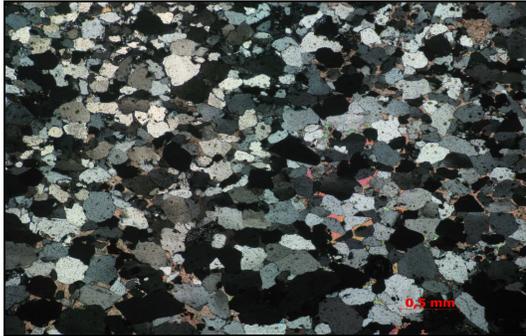


Figura 54. Fotomicrografía mostrando cuarzos monocristalinos de extinción recta con cemento de calcita en mosaico tipo drusa y yeso muy localizados. Ocular 2.5X. Nícoles cruzados. Profundidad 9512' del núcleo VLC1184.

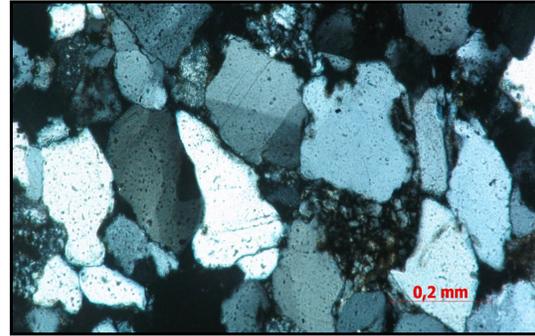


Figura 55. Fotomicrografía mostrando cuarzos monocristalinos de extinción recta y ondulatoria rodeados de cemento calcáreo. Ocular 10X. Nícoles cruzados. Profundidad 9502' del núcleo VLC1184.

CUARZO POLICRISTALINO

Este tipo de cuarzo fue observado en menores proporciones comparado con los cuarzos monocristalinos, destacándose esencialmente cuarzos policristalinos con más de tres granos cuya extinción varía de recta a ondulatoria, presentándose esta última de manera ocasional en algunas muestras. Comúnmente, tal y como se mencionó anteriormente, estos cuarzos tienen su origen asociado a procesos de metamorfismo, sin embargo, la predominancia de estos no es tan significativa como para constituir la principal fuente de sedimentos en el área de estudio.

El recálculo de los porcentajes promedios obtenido con respecto a los cuarzos monocristalinos fueron 19.16% (B7), 16.25% (B6), 15.87% (B5), disminuyendo hacia el tope de la secuencia, lo cual asevera una procedencia de sedimentos más ígnea que metamórfica, debido a que el origen de estos cuarzos policristalinos mayores de tres granos, está relacionado con procesos de recristalización del cuarzo en los estados finales del metamorfismo regional (*Carozzi, A., 1993*) (ver figuras 56 y 57).



Figura 56. Fotomicrografía exponiendo cuarzos policristalinos con más de tres granos, de extinción recta. Ocular 10X. Nícoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.

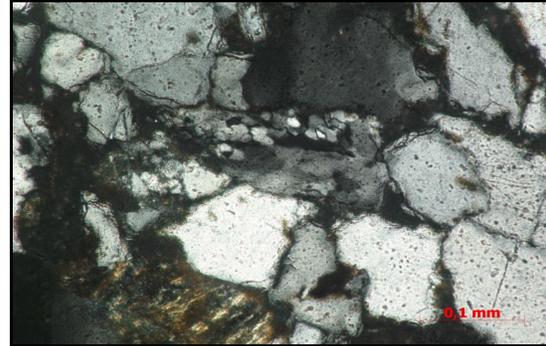


Figura 57. Fotomicrografía en donde se observan cuarzo policristalino. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9827' del núcleo VLC1050.

FELDESPATOS

Los feldespatos observados durante los análisis de las secciones finas fueron las plagioclasas, escasos feldespatos potásicos y feldespatos en proceso de alteración, los cuales en su mayoría se presentan sericitizados. En términos generales, las plagioclasas con macla polisintética tipo albita representan el feldespato más frecuente, seguido por feldespatos alterados que generalmente podrían asociarse a procesos de sericitización y por último los feldespatos potásicos, representados por ocasionales microclinos. (ver figuras 58, 59, 60 y 61).

Con respecto a los porcentajes promedio (recalculados) de cada uno de los niveles estudiados, se obtuvo 3.35% (B7), 2.64% (B6), 2.81% (B5), observándose un decrecimiento del porcentaje de feldespato hacia los niveles superiores del Miembro B. No obstante, el nivel intermedio representado por las arenas B6, presentó las proporciones mas bajas de feldespatos, lo cual podría estar vinculado no solo con una denudación progresiva de la fuente, incapaz de aportar estos minerales en iguales cantidades, sino que también, podría estar evidenciado por los ambientes sedimentarios (canales entrelazados) descritos para este nivel, los cuales se

encuentran asociados a eventos de alta energía que contribuyen con el desgaste de los minerales inestables durante el proceso de sedimentación.

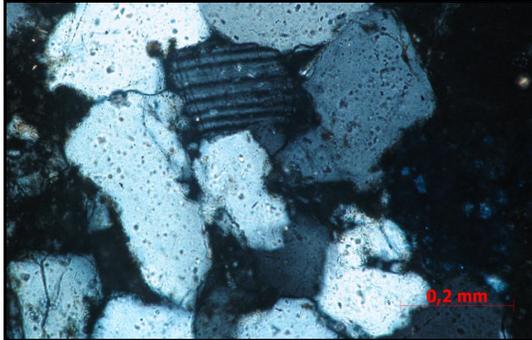


Figura 58. Fotomicrografía revelando plagioclasas, los cuales se visualizan frecuentemente. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.

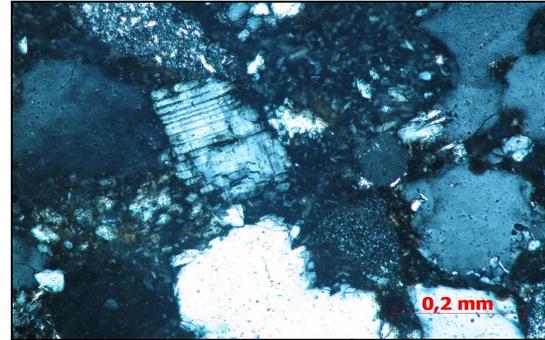


Figura 59. Fotomicrografía que muestra las plagioclasas observadas durante el análisis. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9705' del núcleo VLC1184.

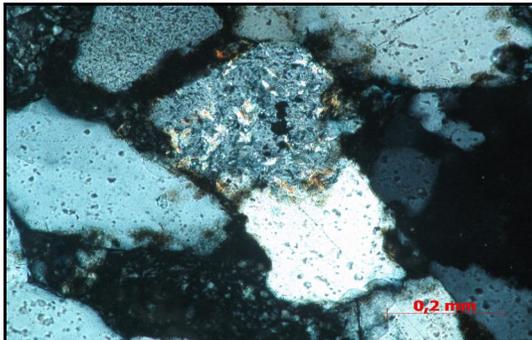


Figura 60. Fotomicrografía mostrando feldspatos en proceso de alteración. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9723' del núcleo VLC1184.

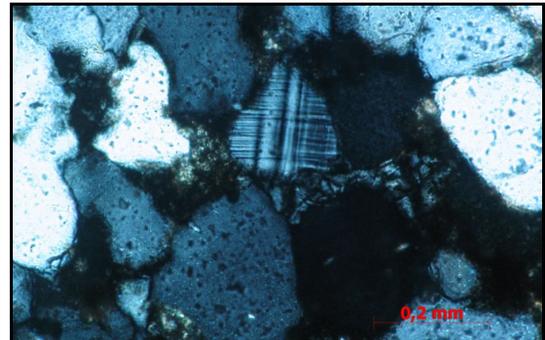


Figura 61. Fotomicrografía en donde se muestra un microclino, los cuales se observaron escasamente. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9684' del núcleo VLC1184.

FRAGMENTOS DE ROCAS

Los fragmentos de rocas más observados son los sedimentarios (fragmentos de chert), con porcentajes que varían entre un 9.39% y 11.24%, dependiendo del intervalo considerado, pues las proporciones de estos fragmentos se observan con mayor abundancia en la medida que ascendemos hacia el tope de la secuencia. De la misma manera, el intervalo B6 presentó las menores proporciones, relacionado con cambios

en la fuente aportadora de sedimentos o pudiera estar asociado con los sucesos de levantamiento sufridos por la Cuenca de Maracaibo durante el Eoceno. (ver figuras 62 y 63).

El recalcado de los porcentajes para los niveles B7, B6 y B5, reflejaron valores de 9.85%, 9.39% y 11.24% respectivamente. Tal y como lo expresan estos porcentajes, los fragmentos de rocas no poseen valores considerables en comparación con los tipos de cuarzo presentes en las diferentes muestras observadas. Sin embargo, los resultados calculados sobre estos minerales presentan mayor proporción que los feldespatos en todos intervalos estudiados.

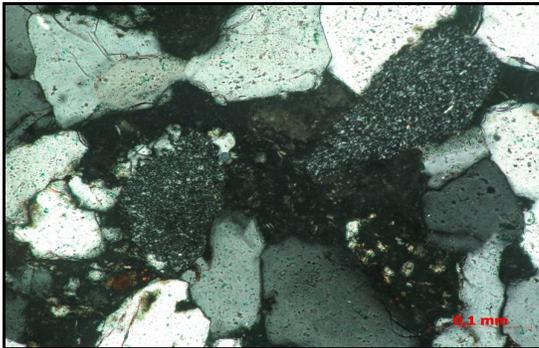


Figura 62. Fotomicrografía que permite visualizar un fragmento de chert. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.



Figura 63. Fotomicrografía en donde se observa otro fragmento de chert. Ocular 40X. Nícoles cruzados. Profundidad 9528' del núcleo VLC1184.

MINERALES ACCESORIOS

Los minerales accesorios se presentaron al nivel de trazas sobre todas las muestras analizadas, sin llegar a establecer valores considerables en ninguna de las muestras examinadas. No obstante, los minerales observados frecuentemente en los niveles estudiados fueron el circón, también se visualizan micas moscovita, generalmente deformadas debido a procesos de alteración pasando a caolinita y más frecuentemente a illita. Asimismo, el óxido de hierro más común observado fue la hematita

presentándose en forma detrítica con trazas de pirita diseminada, visualizadas mas comúnmente hacia el nivel superior (B5) (ver figuras 64, 65, 66, 67, 68 y 69).

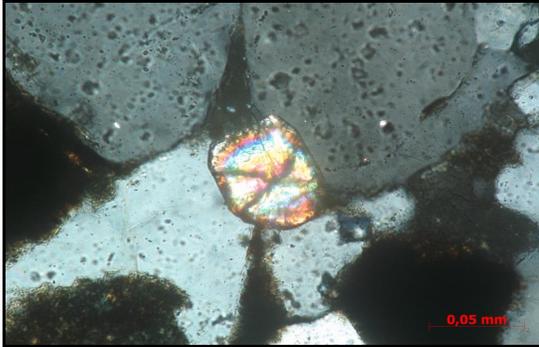


Figura 64. Fotomicrografía con fragmento de circón. Ocular 40X. Nícoles cruzados. Profundidad 9495' del núcleo VLC1184.



Figura 65. Fotomicrografía con fragmento de circón. Ocular 40X. Nícoles paralelos. Profundidad 9495' del núcleo VLC1184.

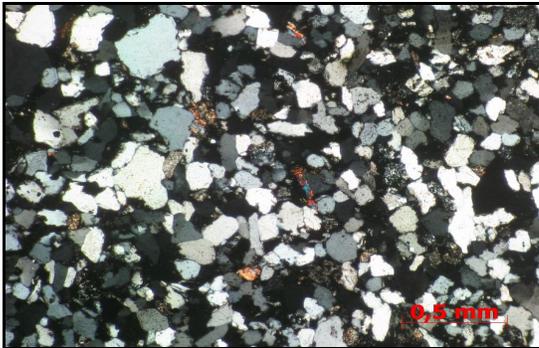


Figura 66. Fotomicrografía con trazas de algunos minerales. Ocular 2.5X. Nícoles cruzados. Profundidad 9705' del núcleo VLC1184.

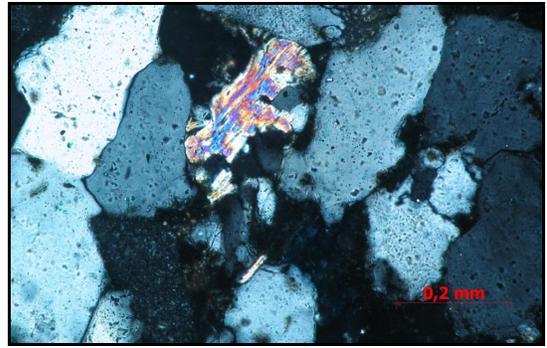


Figura 67. Fotomicrografía en donde se observa mica moscovita en proceso de alteración. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.

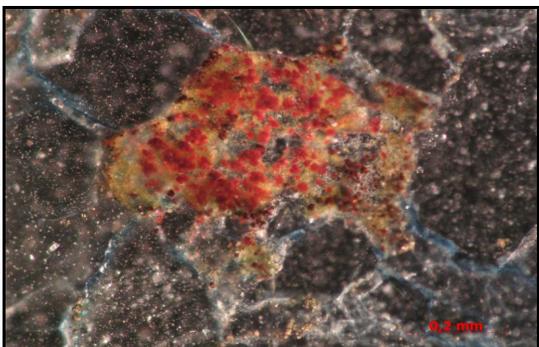


Figura 68. Fotomicrografía mostrando presencia de hematita. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9502' núcleo VLC1184.

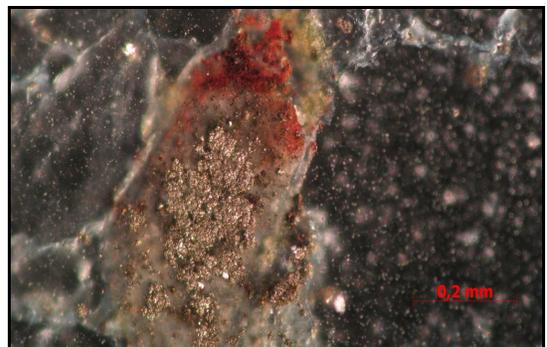


Figura 69. Fotomicrografía reflejando pirita diseminada y hematita. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9502' núcleo VLC1184

Con respecto a los minerales de arcilla encontrados, los más representativos son la caolinita, la cual se observa en buenas proporciones sobre prácticamente todas las muestras estudiadas y la illita, que en muchas oportunidades se presenta como producto de la alteración de los feldespatos y en otras ocasiones, resultando del proceso de transformación de las micas (ver figuras 70 y 77).

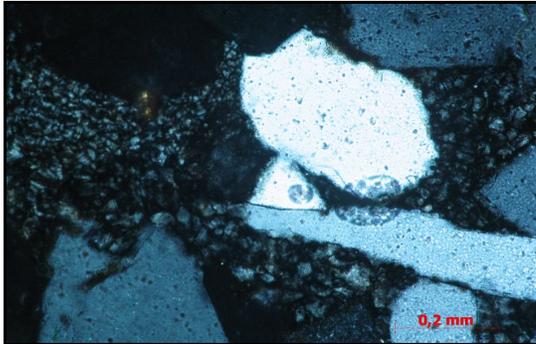


Figura 70. Fotomicrografía representando las buenas proporciones de caolinita observadas en la mayoría de las muestras. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9723' del núcleo VLC1184.

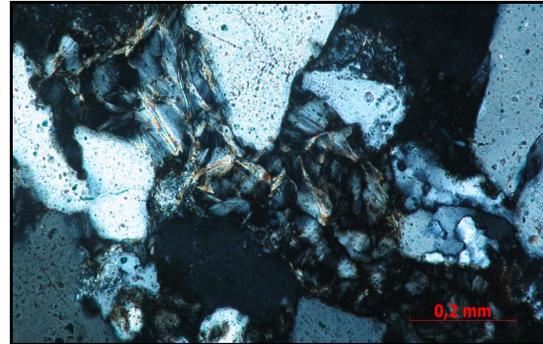


Figura 71. Fotomicrografía que muestra la caolinita en proceso de illitización. Ocular 20X. Nícoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.

ANÁLISIS DE DIFRACCIÓN DE RAYOS X

La identificación de la mineralogía total y de los minerales de arcilla presentes en la roca, se realizó a través de los análisis de difracción de rayos X elaborados sobre 44 muestras de núcleo, 18 muestras correspondientes al núcleo del pozo VLC1050 y otras 26 muestras pertenecientes al núcleo del pozo VLC1184, las cuales permitieron cuantificar los diferentes porcentajes de los minerales presentes en las arenas B7, B6 y B5 de los pozos con núcleo.

Estos análisis fueron comparados con la información de análisis petrográficos, validándose a través de este cotejo los buenos porcentajes de mineral de cuarzo presente en todos los intervalos estudiados, con escasa presencia de feldespatos, siendo las plagioclasas más frecuentes, debido a su presencia en la mayoría de las muestras analizadas, a diferencia de los microclinos, los cuales solo se observan en

algunas de ellas. De la misma manera, es notable el conteaje de minerales de calcita y yeso en algunas de las muestras analizadas, en concordancia con los cementos visualizados de manera localizada sobre las secciones finas, descritos como cementos de calcita en mosaico tipo drusa y de yeso. Similarmente, estos análisis detectaron escasos minerales de siderita, hematita y pirita, certificando así, las observaciones petrográficas, donde la siderita se presenta en forma de láminas muy finas a finas, mientras que la pirita solo se presenta en forma diseminada y la hematita de manera detrítica.

Tabla 8. Porcentajes obtenidos a través de los análisis de difracción de rayos x realizados sobre 26 muestras del núcleo tomado sobre el pozo VLC1184.

EDAD	FORMACIÓN	PROFUNDIDAD	MINERALOGÍA TOTAL											MINERALOGÍA DE ARCILLAS									
			CUARZO	FELDESP. K	FELDESP. PL	CALCITA	DOLOMITA	SIDERITA	HEMATITA	PIRITA	YESO	MIN. ARCILLA	%	CAOLINITA	CLORITA	CAOL+CLO	ILLITA	ILLITA-ESMEC.	CORRENSITA	GLAUCONITA	ESMECTITA	%	
			10	20	30	40	50	60	70	80	90	10	20	30	40	50	60	70	80	90			
EOCENO	MISOA	9481' 9"	91	1		3	Tz	Tz		1	4		1	1		2							
		9505' 10"	91	1	1	1				2	Tz	4		2	2		Tz						
		9511' 1"	33	13	6	1		2		2	4	39		18	14		7						
		9549' 8"	84	2	4							10		5	4		1						
		9551'	37	15	9		1				1	1	36		19	12		5					
		9560'	70	7	6	3	Tz	Tz		Tz		14		5	3		6						
		9502' 3"	53	11	9	3	1	1			2	20		9	5		6						
		9513' 6"	72		13		Tz				1	14		6	3		5						
		9525' 9"	52	8	4		Tz	1				35		16	7		12						
		9540'	40	15	6		Tz			2	4	33		19	8		6						
		9566' 6"	82	4	4							10		7	3		Tz						
		9571' 9"	88	3	5							4		2	1		1						
		9593' 6"	89		4							7		3		1				3			
		9605' 6"	46	13	10		1					30		14	7		2						
		9610' 3"	49	12	10							29		15	6		5						
		9623' 8"	40		9		1	2				48		26	9		1						
		9643' 3"	65	8	6			Tz	1			20		6	7		5						
		9659' 6"	63		10							27		19	4		4						
		9663' 10"	77		5	1	1	Tz				16		5	2		1						
		9683'	76		9	1		Tz		Tz		14		7	6		1						
		9705' 3"	63		15	2	1				1	18		7	6		5						
		9725' 10"	95							Tz	Tz	5				2							
		9738' 10"	65		11	Tz	Tz					24		11	4		3						
		9781' 9"	57		11		Tz	2			1	29		10	5		6						
		9788' 4"	62		11		1				Tz	26		16	4								
		9794' 2"	54		10	1	1					34		19	6		2						

Leyenda Mineralogía Total				Leyenda Mineralogía de Arcillas			
	CUARZO		SIDERITA		CAOLINITA		ILLITA
	MICROCLINO		PIRITA		CLORITA		ILLITA-ESMECTITA
	PLAGIOCLASA		HEMATITA		CAOLINITA + CLORITA		ESMECTITA
	CALCITA		YESO		GLAUCONITA		CORRENSITA
	DOLOMITA		MIN. ARCILLA				

SECUENCIA PARAGENÉTICA

De acuerdo con los análisis realizados sobre cada una de las arenas involucradas en el estudio, se observaron procesos diagenéticos similares entre los pozos seleccionados para la interpretación de esta secuencia, los cuales pueden ser resumidos de la siguiente manera:

COMPACTACIÓN

Este proceso es uno de los causantes de la disminución de la porosidad original de la roca, evidenciado fundamentalmente por los tipos de contacto presentes cóncavo/convexo (9,08%), longitudinal/planar (68,78%) y tangencial (22,14%), que inciden sobre el empaquetamiento de la roca. Igualmente, pueden ser evidenciados por la deformación de minerales labiles tales como las micas (moscovita) y por procesos de presión/disolución, el cual es uno de los principales responsables de la formación de pseudomatriz (ver figuras 72 y 73).

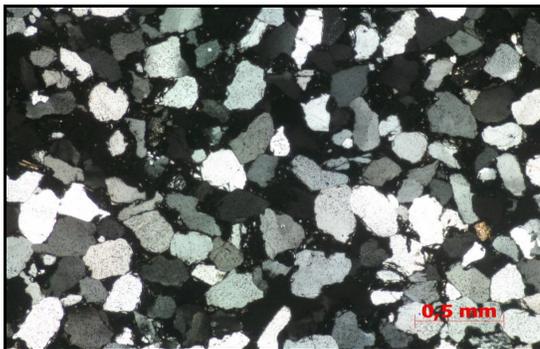


Figura 72. Fotomicrografía que refleja buen escogimiento (B6) y el grado de compactación entre los granos. Ocular 2.5X. Nicoles cruzados. Profundidad 9643' del núcleo VLC1184.

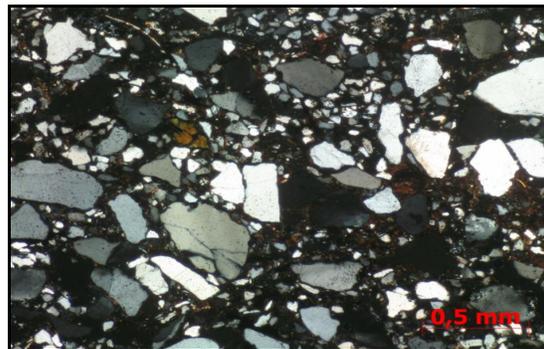


Figura 73. Fotomicrografía mostrando mal escogimiento (B5) y contacto entre granos. Ocular 40X. Nicoles cruzados. Profundidad 9528' del núcleo VLC1184.

CEMENTACIÓN

Este es otro de los procesos involucrados en la reducción de porosidad, debido a que los distintos tipos de cementos van a ocupar gran parte de los espacios porales de la roca, la cual esta representada en esta investigación por la presencia de cemento tipo silíceo, visualizado en escasos sobrecrecimientos de cuarzo en continuidad óptica, presencia de abundantes minerales de arcillas (principalmente caolinita), los cuales no se pueden diferenciar si son heredados o autigenicos a través de petrografía convencional, junto con la presencia de cementos de calcita (en mosaico tipo drusa y yeso) que generalmente se encuentran muy localizados en la mayoría de las muestras (ver figuras 74 y 75).

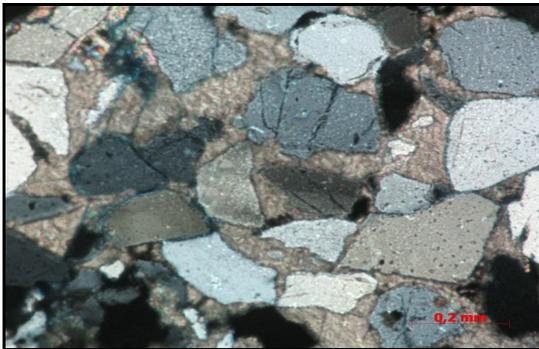


Figura 74. Fotomicrografía que permite visualizar cemento de yeso que rodea los granos. Ocular 10X. Nícoles cruzados. Profundidad 9502' del núcleo VLC1184.

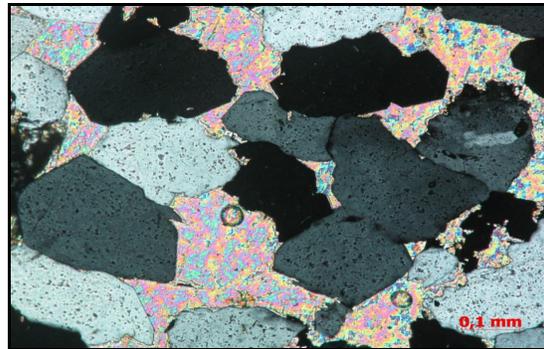


Figura 75. Fotomicrografía en donde se observa cemento de calcita tipo drusa alrededor de los granos. Ocular 10X. Nícoles cruzados. Profundidad 9558' del núcleo VLC1184.

ALTERACIÓN

Este proceso afecta a gran parte de los minerales lábiles, tales como las micas, los feldspatos, fragmentos de roca, los cuales al ser sometidos a procesos diagenéticos se transforman en minerales de arcillas. De la misma manera, la alteración de estos minerales de arcilla, generaran cambios en su estructura interna dando a lugar a arcillas de capas mixtas o interestratificados (Illita/Esmectita, Caolinita/Clorita, Illita/Clorita, etc.) (ver figuras 76 y 77).

DISOLUCIÓN PARCIAL

Este proceso influye directamente sobre los minerales inestables, representando uno de los principales generadores de porosidad secundaria con mayor influencia en el área estudiada (ver figuras 78 y 79).

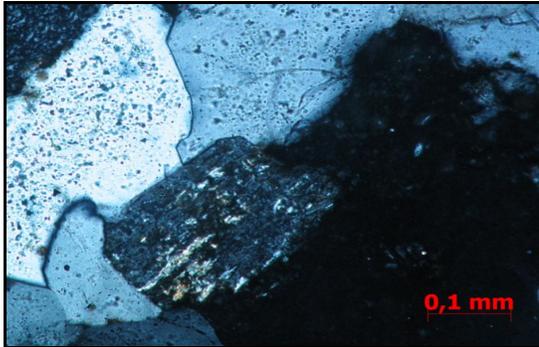


Figura 76. Fotomicrografía mostrando el grado de alteración de algunos feldespatos. Ocular 20X. Nicoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.

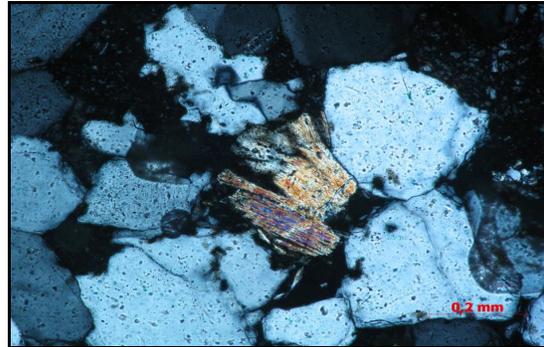


Figura 77. Fotomicrografía en donde se observa el proceso de alteración de micas moscovita. Ocular 20X. Nicoles paralelos. Profundidad 9723' del núcleo VLC1184.



Figura 78. Fotomicrografía mostrando disolución de minerales de arcilla. Ocular 10X. Nicoles paralelos. Profundidad 9684' del núcleo VLC1184.

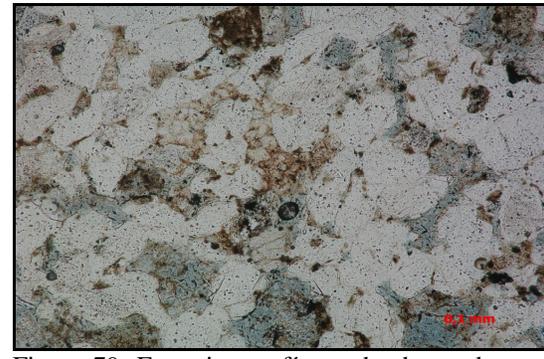


Figura 79. Fotomicrografía en donde se observa disolución de minerales de arcilla (caolinita). Ocular 10X. Nicoles cruzados. Profundidad 9739' del núcleo VLC1184.

De acuerdo a la secuencia de afectación de los procesos anteriormente mencionados dentro de la secuencia de estudio se plantea el siguiente cuadro diagénético, los cuales muestran una influencia diagénética de somera a intermedia (ver figura 80).

Reacciones Diagenéticas	Zonas Diagenéticas			
	25°C	80°C	130°C	200°C
	Diagénesis Somera	Diagénesis Intermedia	Diagénesis Profunda	Telodiagénesis
Compactación	[Barra amarilla]			
Rearreglo de Granos	[Barra amarilla]			
Deformación Plástica	[Barra amarilla]			
Presión - Solución	[Barra amarilla]			
Cementación – Precipitación de Calcita	[Barra amarilla]			
Cementación de Silice	[Barra amarilla]			
Precipitación de Caolinita	[Barra amarilla]			
Illitización		[Barra amarilla]		
Precipitación de Illita		[Barra amarilla]		
Disolución de Feldespatos		[Barra amarilla]		
Disolución de Fragmentos Líticos		[Barra amarilla]		
Disolución de Aluminosilicatos		[Barra amarilla]		
Alteración de Feldespatos		[Barra amarilla]		
Sobrecrecimiento de Cuarzo	[Barra amarilla]			

Figura 80. Cuadro Diagenético propuesto para las arenas B del Bloque III de la Cuenca de Maracaibo. (Modificado de Surdam, et. al.1989).

INTERPRETACIÓN GEOLÓGICA DE LA PROCEDENCIA DE LA FORMACIÓN MISOA (EOCENO)

Lugo y Mann (1995) proponen que a principios del Paleoceno tardío, un cinturón de empuje en el borde delantero de la placa del Caribe se movió al sur y dio origen al desarrollo de un foredeep al norte de la Cuenca de Maracaibo, para más tarde, debido a la migración hacia el sur de este cinturón de empuje, la cuenca de antepaís se amplificó en dirección sur-sureste. Por esta razón, la forma de la cuenca de antepaís en cualquier momento era triangular, debido a que sus límites estaban definidos por el cratón al sur, el área suturada al oeste, y el cierre de esta área de la cuenca hacia el este. En este sentido, la flexión de la cuenca de antepaís puede haberse obstaculizado en algún momento por la presencia al sureste del arco de Mérida.

La orientación del pliegue de rumbo noroeste y el cinturón de empuje a lo largo del borde oriental de la cuenca de Maracaibo con relación a una placa del Caribe en

movimiento hacia el este en general es problemático, sin embargo, el movimiento hacia el este de la Placa del Caribe y la presencia del arco de Mérida pueden haber interactuado para desviar el eje del foredeep con tendencia noroeste a una mayor tendencia hacia el este. Seguido hacia el este, el movimiento de la placa del Caribe se cerró la zona entre el arco de Mérida y el cinturón de empuje, dando lugar a un mayor hundimiento del foredeep hacia el este durante el Eoceno temprano a medio.

Con relación a lo expresado por Lugo y Mann (1995), es importante destacar que la depositación de los sedimentos de la Formación Misoa fue casi exclusivamente clástica, con aportes sedimentarios considerables y proporciones variables de lutitas, debido al comportamiento asumido por la Cuenca de Maracaibo durante el Eoceno temprano como una cuenca de antepaís, con sucesivos foredeeps que fueron migrando en dirección sur – sureste. Sin embargo, durante el Eoceno medio – tardío, se observa una migración de estos depocentros avanzando hasta chocar con el arco de Mérida, ocasionando una reorientación de los sedimentos debido al control tectónico ejercido por este, en donde además, mientras estos depocentros migran al sur - sureste, la cuenca reciclaba material ya depositado hasta el punto de canalizarse.

PROCEDENCIA DE LAS ARENAS DEL MIEMBRO B DE LA FORMACIÓN MISOA

Las muestras analizadas sobre las arenas B de la Formación Misoa, muestran la presencia de una fuente cuarzo-lítica muy marcada en todos los niveles estudiados (B7, B6 y B5). Todos los niveles reflejan tendencias en los diagramas ternarios hacia el campo de orógeno reciclado, con claro dominio de los fragmentos líticos limo-arcillosos (ver figura 81).

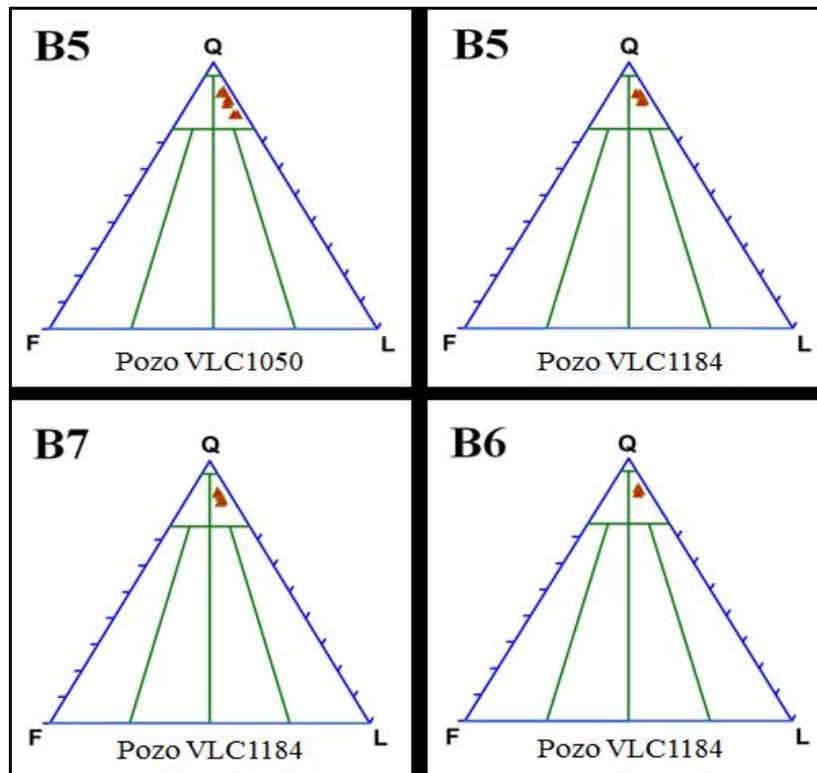


Figura 81. Diagramas ternarios de procedencia para cada uno de los niveles considerados en el estudio (B7, B6 y B5), sobre los cuales se evidencia una procedencia de orógeno reciclado, de acuerdo a los diagramas propuestos por Dickinson y Suczek mostrados en la Figura 40.

Esta abundancia podría ser el resultado de una mayor cercanía de la zona de aporte de estos fragmentos limo-arcillosos. De la misma manera, se evidencia un aumento de la presencia de feldespato con un predominio de plagioclasas sódicas (albita) sobre los feldespatos potásicos (microclinos), aunado a una muy baja presencia de cuarzos policristalinos. Entre los minerales accesorios encontramos el circón con características texturales variadas desde subangulares hasta subredondeados que permiten asociar las arenas pertenecientes a los niveles B inferior con un orógeno colisional y “foreland” expuestos con influencia cratónica.

Por otra parte, las muestras de los niveles B6 y B5 al igual que las arenas inferiores muestran una fuente asociada a un orógeno reciclado. Con respecto a los minerales trazas, se encontró circón en la mayoría de las muestras, los cuales por su alta

inestabilidad, permitieron inferir una cercanía de la fuente. Sin embargo, en los niveles B6 podemos observar una tendencia hacia bloque continental (cratón interior y continental transicional) evidenciado por los altos porcentajes en la fracción de cuarzo. Además muestran una característica muy resaltante en comparación con los intervalos B7 y B5, representada por una mayor proporción de arenas de grano medio a grueso, concediendo así, deducir una cercanía de la fuente. En cuanto a la mineralogía, se distingue que a diferencia de las muestras de otros niveles, hay un bajo porcentaje tanto en la fracción de fragmentos líticos sedimentarios como de feldespatos. Todo esto, nos lleva a inferir una fuente cratónica muy cercana para el momento de la depositación de los sedimentos derivados estas rocas.

En términos generales, la procedencia de las arenas B de la Formación Misoa es generada a partir de un orógeno reciclado con influencia del cratón interior, cuya influencia podría ser el producto del retrabajo de sedimentos asociados a ambientes de alta energía, donde estarían dadas las condiciones necesarias para que existan estos procesos. Aunado a esto, un periodo de fuerte de erosión (Discordancia SB44 Ma) ocasionado por el levantamiento de una nueva fuente y a la cercanía de la misma (arco de mérida), contribuyó en la depositación de estos sedimentos. Todo esto en concordancia con el modelo establecido por Lugo y Mann (1995) de cuenca antepaís mostrado en la figura 63, los cuales proponen clinoformos progradando hacia el SO durante el Eoceno medio - tardío sobre el área N-NE de la cuenca, ubicación sobre la cual los sedimentos están compuestos esencialmente por areniscas procedentes de un orógeno reciclado, de acuerdo a la teoría propuesta por Dickinson y Suczek (1979) (ver figura 82).

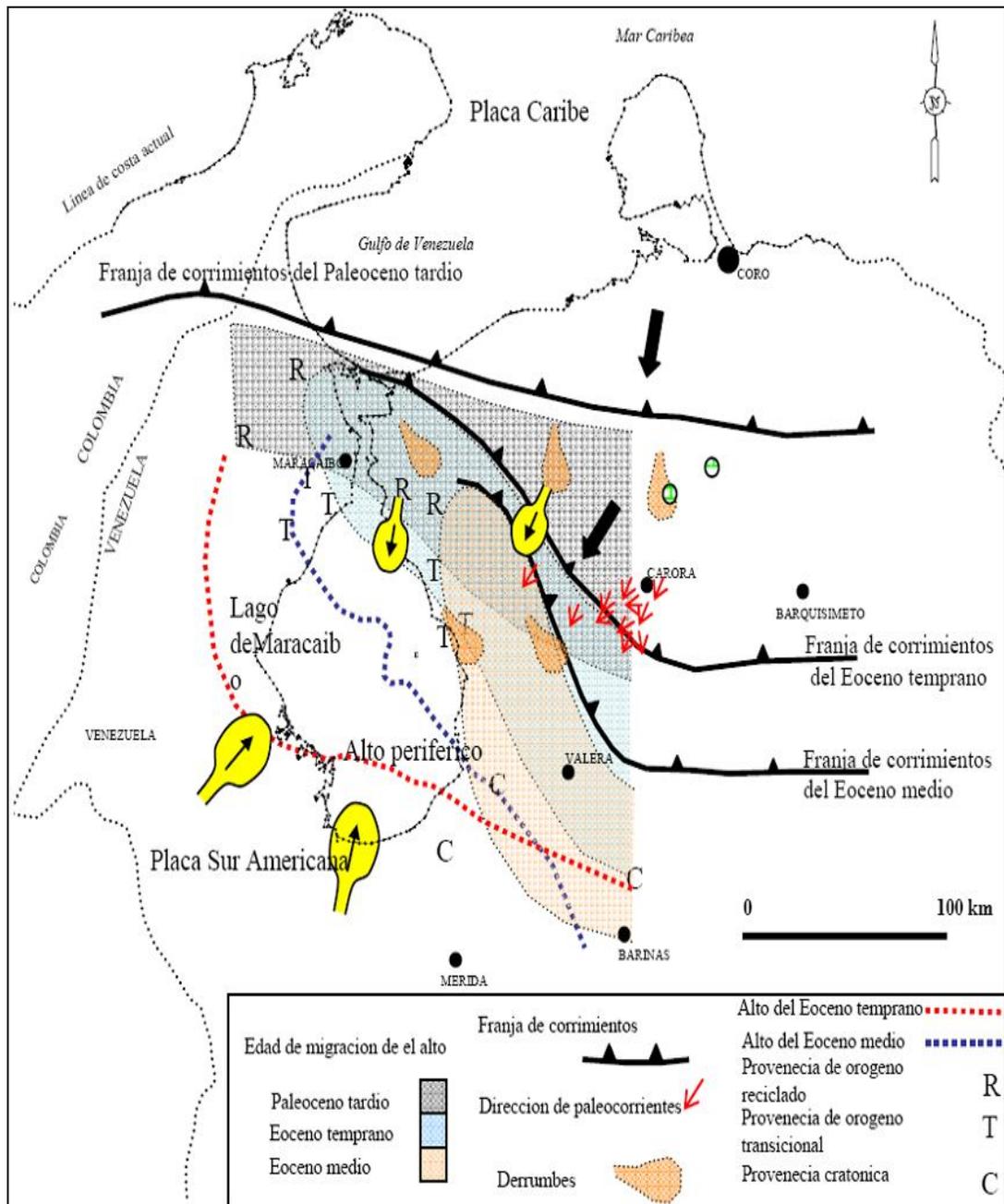


Figura 82. Modelo propuesto por Lugo, J. y Mann, P. (1995) de cuenca antepaís, en donde se observan también, las diferentes procedencias definidas para la cuenca de Maracaibo, tomando como referencia la teoría establecida por Dickinson ySuczek (1979).

CAPITULO VI

ESTRATIGRAFIA SECUENCIAL

La cuenca de Maracaibo ha sufrido una evolución estructural compleja, debido a los múltiples eventos tectónicos sucedidos desde el Jurásico hasta el presente. Basándose en esto, se presentan tres fases durante historia geológica del Lago de Maracaibo, que fueron la formación de Rift durante el Jurásico, relacionado con la separación de Norte y Sur América, seguido de una subsidencia del margen pasivo durante el Cretácico Inferior a Superior, y por último, una subsidencia de la cuenca de antepaís (Foreland Basin), producto de la colisión oblicua de la placa Caribe, derivada del Pacífico, contra el margen pasivo de Sur América. (*Lugo y Mann, 1995*).

Existen autores que han tratado de explicar la historia geológica de la Cuenca de Maracaibo, en función de las diferentes fases ocurridas sobre esta cuenca. Parnaud y Mann fueron dos de los autores que realizaron la división de esta evolución, fundamentándose en Supersecuencias y Fases de Tectonosecuencia respectivamente. Durante el periodo en estudio, comprendido entre el Eoceno temprano – medio, Parnaud (1995) la definió como la supersecuencia D, extendida desde el Paleoceno tardío hasta el Eoceno medio con las Formaciones Trujillo y Misoa (Arenas C y B) (Parnaud, et al. 1995). Esta Supersecuencia a su vez, corresponde a la tectonosecuencia 4 definida por Mann, Escalona y Castillo (2006) (ver figuras 83 y 84).

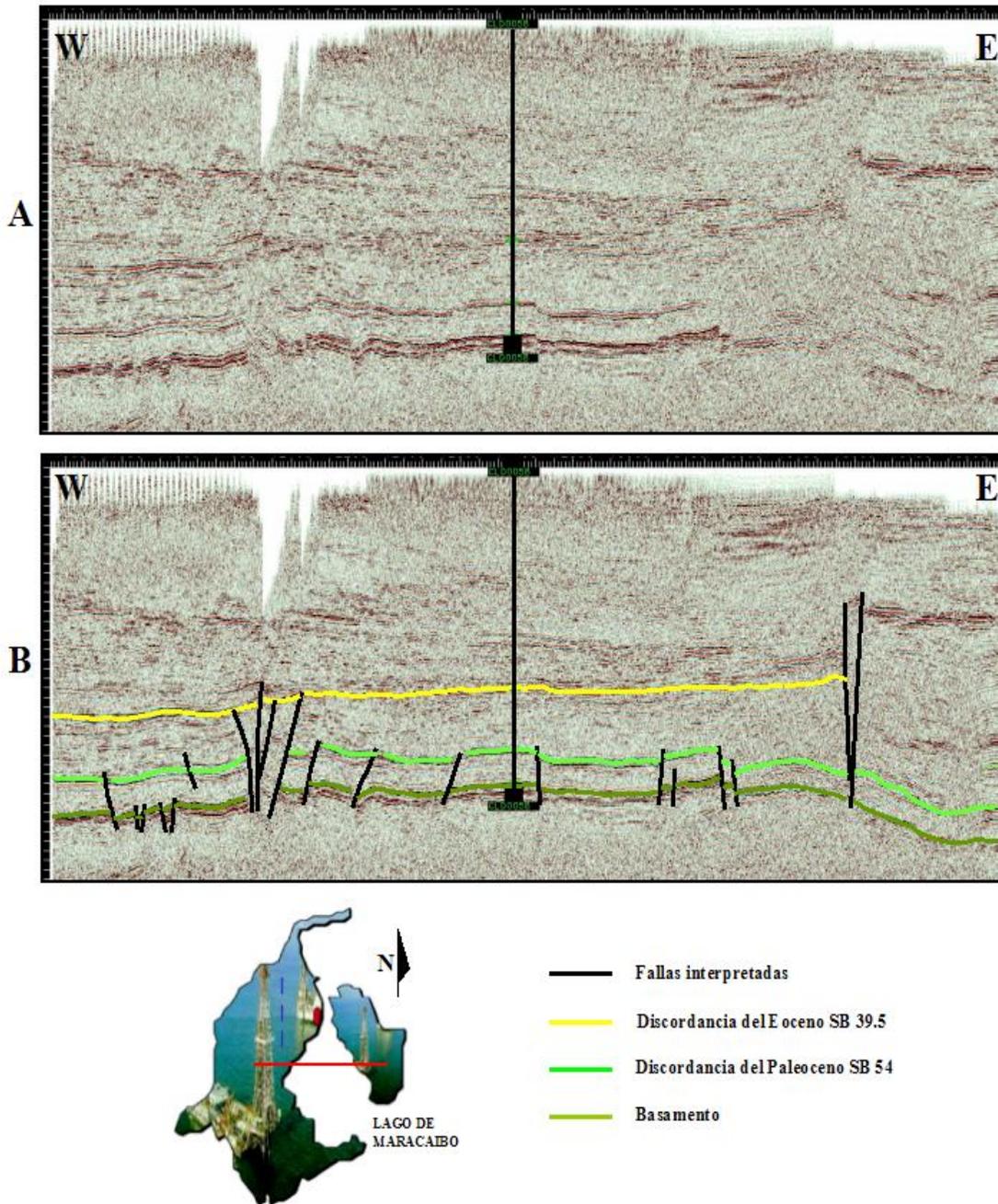


Figura 83. (A) Línea sísmica regional 2D extendida desde el flanco oriental de la Sierra de Perijá a los pies de los Andes de Mérida hacia el este, en donde las principales estructuras observadas en el sinclinal de Maracaibo son rift relacionados con fallas de alto ángulo, reactivadas durante el Paleógeno y Mioceno temprano (Icotea y Pueblo Viejo fallos) y una zona triangular en relación con la elevación de la Sierra de Perijá hacia el oeste. (B) Interpretación de la línea sísmica mostrada en A. Mas abajo, representación de la posición relativa del transecto sísmico 2D sobre la Cuenca de Maracaibo junto a una leyenda de los horizontes interpretados.

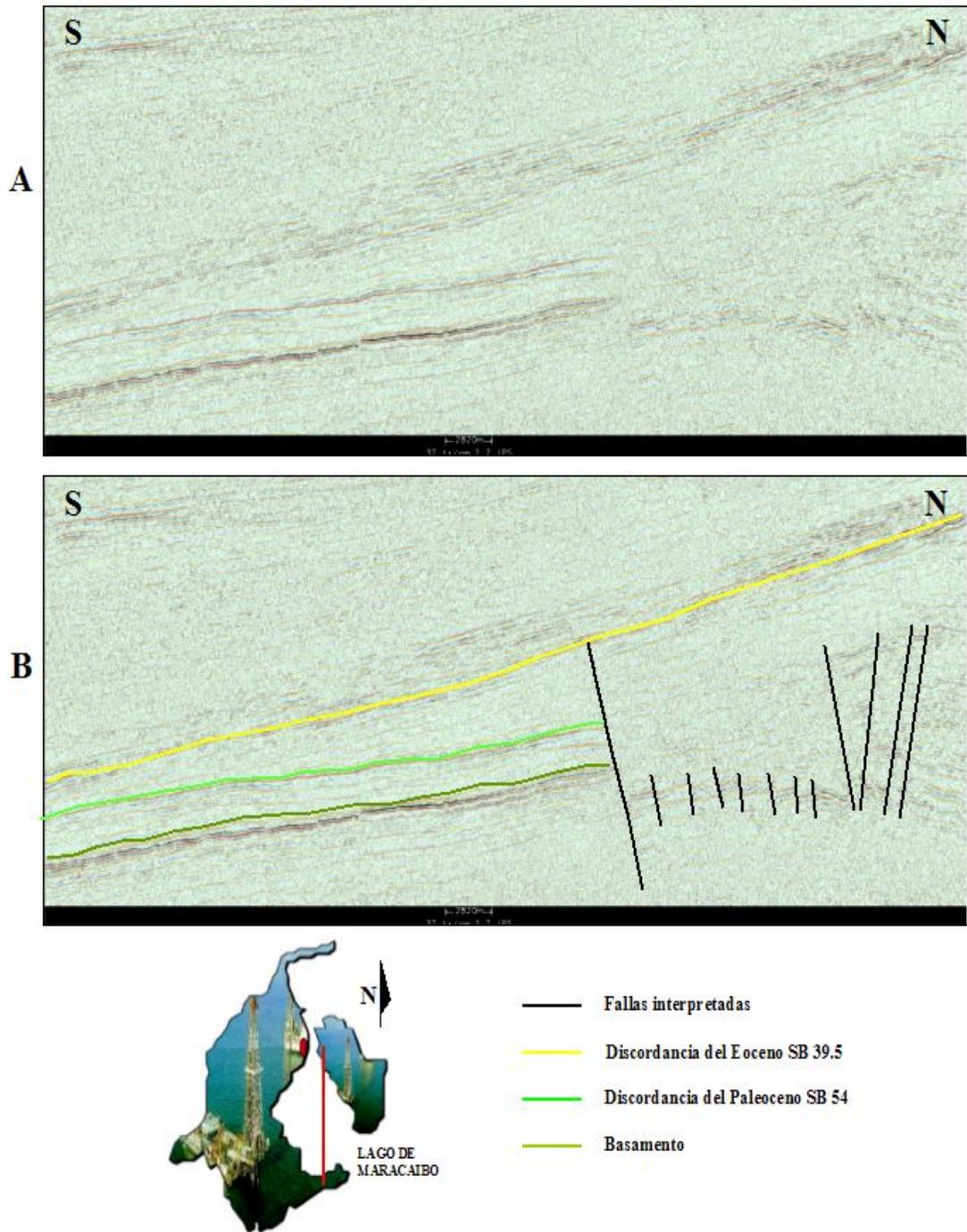


Figura 84. (A) Línea sísmica regional 2D extendida desde el sur hacia el norte de la cuenca, en donde las principales estructuras observadas en el sinclinal de Maracaibo son igualmente rift relacionados con fallas de alto ángulo, reactivados durante el Paleógeno y Mioceno temprano (Icotea y Pueblo Viejo fallos). (B) Interpretación de la línea sísmica mostrada en A. Mas abajo, representación de la posición relativa del transecto sísmico 2D sobre la Cuenca de Maracaibo junto a una leyenda de los horizontes interpretados.

BIOESTRATIGRAFIA

La identificación de marcadores estratigráficos se realizó tomando como referencia el estudio palinológico elaborado por el Señor Rull Valenti (1996) sobre 23 muestras de núcleo, 8 muestras correspondientes al núcleo del pozo VLC1050 y otras 15 muestras pertenecientes al núcleo del pozo VLC1184, las cuales permitieron la caracterización palinológica del límite B-Superior / B-Inferior en estos pozos. Dicho límite se encuentra cerca del contacto entre las zonas palinológicas N3 / N4, que supone un cambio floral más o menos importante. Desde el punto de vista paleoambiental, el límite B-Superior / B-Inferior se caracteriza también por encontrarse en el máximo de la asociación palinológica de manglares y de dinoflagelados que coinciden con la superficie de máxima inundación de 43 Ma. Además, los puntos palinológicos de control hallados permiten seguir, tanto en los registros como en las líneas sísmicas, las tendencias de los cuerpos de arena, conocer sus espesores y sus variaciones laterales, así como la continuidad de los mismos.

De la misma manera, se determinó si el mencionado contacto coincidía con algún evento o tendencia ambiental en específico, que permita correlacionarlos con posibles señales particulares de los registros eléctricos, y a su vez, obtener puntos de control directos (palinológicos) o indirectos de correlación.

Para la interpretación cronoestratigráfica se utilizó la zonación alfanumérica, usada tradicionalmente por MARAVEN, desarrollada por Muller en 1955 y mejorada por el mismo autor en el trabajo del norte de Sudamérica del año 1987, cuya equivalencia cronoestratigráfica se encuentra representada en la tabla 1 reseñada en el capítulo II.

Con respecto a la interpretación paleoambiental, se basó en las zonaciones palinológicas y las afinidades de las morfoespecies con sus probables equivalentes taxonómicos actuales, además del índice de paleosalinidad, calculado a través de los fósiles de organismos acuáticos (*Rull, 1994*) con un rango comprendido entre -3

(aguas dulces) y 3 (aguas marinas normales). Igualmente, la definición de los paleoambientes se realizó tomando como referencia la clasificación de Lorente (1986). Por otra parte, los análisis estadísticos se realizaron a través de la aplicación MVSP 2.0 (Kovach, 1989).

RESULTADOS OBTENIDOS

Los resultados obtenidos se representan en las cartas florales generadas para cada pozo, expresada en los anexo 5 y 6 (cartas florales). Todas las muestras analizadas mostraron abundancias y diversidades relativamente elevadas de esporoformos. Algunos conteos superaron los 200 granos/esporas con diversidades alrededor de 2, superando en algunas ocasiones el valor de 3 (Índice de Shannon-Weaver); el número de especies seleccionadas por muestra casi nunca estuvo por debajo de 20, siendo frecuente encontrar valores alrededor de 25. Entre las algas de agua dulce, *Pediastrum* fue claramente dominante, llegando a alcanzar valores de 1200% del total de los esporoformos. Los microfósiles marinos no fueron muy abundantes, observándose dinoflagelados por encima de los restos de foraminíferos. Estas características confieren una elevada confiabilidad a la interpretación paleoambiental, que está fuertemente condicionada por la representatividad de la flora palinológica.

Cronoestratigrafía y Estratigrafía Secuencial

En el pozo VLC1050 se identificaron dos zonas palinológicas: N4 o parte superior de *Retitricolporites magnus* (9564'7'' - 9615'3'') y N5, o parte inferior de *Bombacacidites soleamorfis* (9657'3'' - 9809'). La capa arenosa intermedia no pudo ser datada. Utilizando la correlación de la tabla 4, este intervalo se extiende entre ≥ 41.5 y ≥ 42.5 millones de años (Ma), correspondiendo a dos ciclos de tercer orden, separados por el límite de secuencia SB 42.5, entre 9615'3'' - 9657'3''. La situación más probable de la superficie de inundación menor MFS 43.0 es en la muestra 9795', donde el índice de salinidad tiene un máximo, aunque no llega a valores de marino normal.

Toda la sección del pozo VLC1184 se encuentra dentro de la zona palinológica de *Retitricolporites magnus*, en la parte media del Eoceno medio (final del Lutetiense). En el tercio superior (9487'6''- 9553'3''), se reconoció la subzona N4, mientras que el resto de la sección (9607'7''- 9824'1'') corresponde a la subzona N3. Desafortunadamente, la existencia de un intervalo arenoso entre las muestras 9553'3'' - 9607'7'' no permitió la datación de este intervalo.

Según la correlación de la tabla 4, el intervalo estudiado se extiende entre ≥ 42.5 y ≤ 44.0 millones de años (Ma), correspondiendo a un solo ciclo de tercer orden, o parte del mismo, en el marco de los ciclos eustáticos globales (Haq, et al., 1987). En este caso, la MFS 43.0 se encuentra a 9491' (Ver cartas florales anexas), permitiendo correlacionar ambos pozos, mostrando buena continuidad donde solo existe un pequeño intervalo de solapamiento entre ambos (ver figura 85).

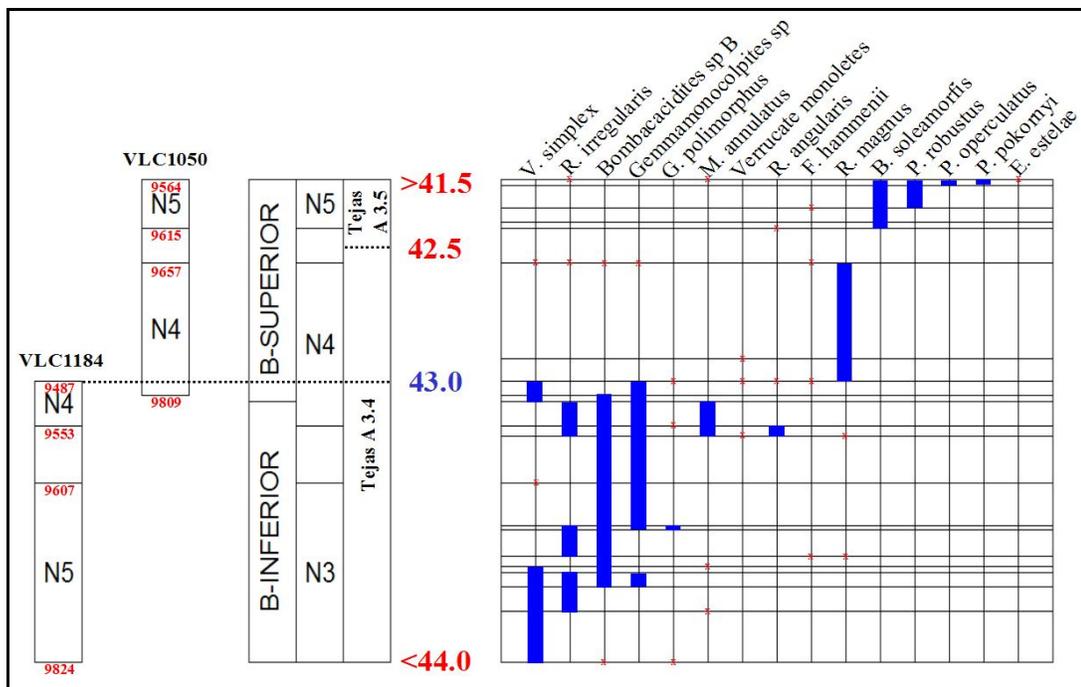


Figura 85. Sección compuesta de los pozos estudiados con su respectiva sucesión floral (Modificado de Rull, 1996).

Asociaciones Palinológicas

Para la definición de las asociaciones de polen y esporas, se usaron solamente aquellos Taxa que superaban el 2% de la suma de polen con el fin de evitar el “ruido” generado por los componentes minoritarios (Birks, 1985). Las agrupaciones se efectuaron mediante el índice de similaridad de Gower (1971) y un dendrograma construido por el método del centroide (Kovach, 1989). De las cuatro asociaciones obtenidas las más útiles son A2 y B2. La primera esta constituida por elementos cuyos afines actuales representan comunidades terrestres, especialmente *Mauritiidites franciscoi*, indicadora de ambientes costeros anegados con agua dulce, detrás del cinturón de manglares (Muller, 1959). La segunda esta formada por dos especies típicas de los manglares del Eoceno. Por el mismo método (pero en este caso forzando el análisis a conservar la secuencia estratigráfica de las muestras, “constrained analysis”) se subdividió la sección compuesta en dos zonas de conjunto (I y II), subdivisibles a su vez, en dos subzonas cada uno. Esta zonación pone de manifiesto un gran cambio ambiental, reflejado en el pozo VLC1184 entre 9553’-9607’, desde ambientes continentales de agua dulce o muy poco salobres (II) hasta condiciones costeras de aguas de salinidad mayor (ver índice de salinidad), bajo la influencia de mareas (manglares). Dicho cambio coincide con el límite N3 / N4, mientras el pozo VLC1050 presenta límite entre N4 / N5 (Ia/Ib) (ver figuras 86 y 87).

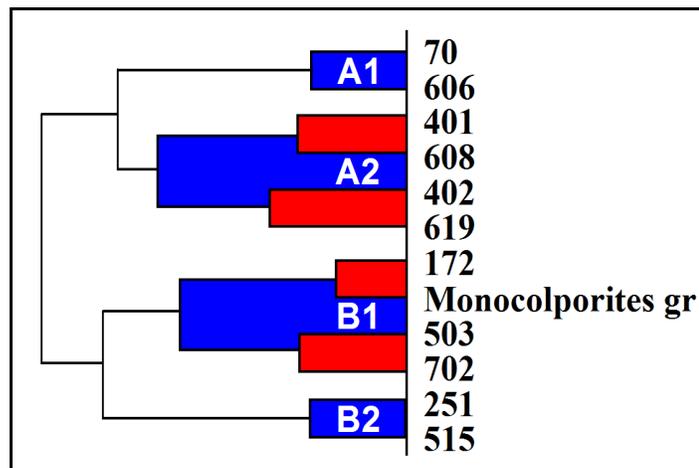


Figura 86. Dendrograma y asociaciones palinológicas (Modificado de Rull, 1996).

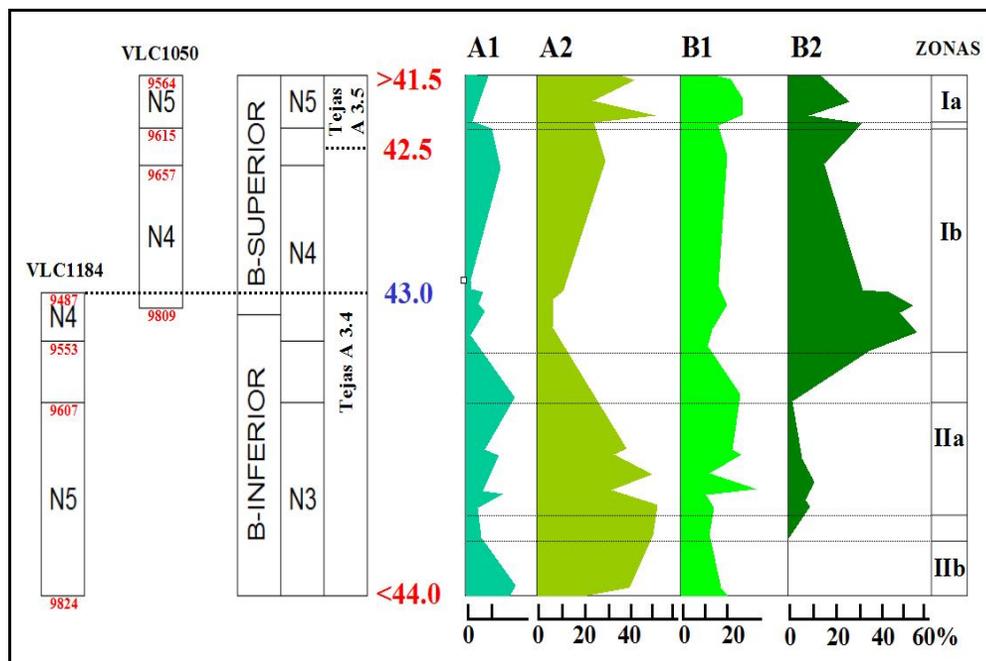


Figura 87. Sección compuesta de los pozos estudiados, con la abundancia relativa de las asociaciones palinológicas obtenidas (Modificado de Rull, 1996).

En términos generales, se observaron varias características palinológicas que permitieron caracterizar el límite B-Superior / B-Inferior en los pozos estudiados. Este límite se encontró solo en el pozo VLC1184, debido a la ligera ubicación el núcleo del pozo VLC1050 por encima del mismo. Este límite se encuentra en el tercio inferior de la subzona palinológica N4, cerca de un marcado cambio floral, el cual coincide aproximadamente con la superficie de inundación 43.0 Ma, con el máximo de la asociación palinológica N2 (manglares), y también con el mínimo de la asociación A2. Así, la combinación de la zonación con los cambios paleoecológicos, ambos derivados del análisis palinológico, permitió caracterizar fácilmente el contacto entre las arenas B-Superior / B-Inferior de la Formación Misoa.

INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS CONSIDERADOS PARA LA IDENTIFICACIÓN DE LÍMITES DE SECUENCIA ESTRATIGRÁFICOS

De acuerdo al estudio presentado por Rull (1996), se identificaron los límites secuenciales estratigráficos representados por una discordancia intraeocena

denominada SB 44, una superficie de máxima inundación conocida como MFS 43.0 y por otra discordancia intraeocena superior designada como SB 42.5. De la misma manera, se realizó la interpretación cronoestratigráfica utilizando la zonación alfanumérica, usada tradicionalmente por MARAVEN, establecidas por Muller (1955) para la Cuenca de Maracaibo, en donde se identificaron las subzonas palinológicas N3, N4 y N5.

Cabe destacar que estos resultados parecen cotejar bastante bien con respecto a lo observado sobre la discordancia SB 44 y la subzona palinológica N3. Sin embargo, la determinación de la MFS 43 y la SB 42,5 junto a las subzonas N4 y N5 parecen no contrastar muy bien con la estratigrafía secuencial del área estudiada, justificado principalmente por lo siguiente:

Pozo VLC1184

La discordancia SB 44 representa la base de las arenas B6 (9667'), cuyo tope (9560') está enmarcado por una superficie transgresiva (TS) bien marcada en toda el área, en donde se observa el desarrollo local de un sistema de bajo nivel (LST). Por su parte, la MFS 43 planteada por Rull está ubicada a 9487', tan solo 73' por encima de la TS, intervalo sobre el cual no es lógico el establecimiento de una MFS que significaría la culminación de todo un sistema transgresivo. Debido a esto, se colocó la MFS 43 sobre un intervalo superior al propuesto, nivel en el cual la interpretación estratigráfica secuencial tiene mayor relación con el cierre de este evento transgresivo. De la misma manera, se observa un rango probable de transición entre las subzonas definidas N3 / N4 (9607' - 9553'), lo cual nos lleva a pensar que las cantidades de especies manifestados en el estudio, no son lo suficientemente dominantes como para establecer esta superficie, debido a su asociación con un importante incremento en el número de foraminíferos béticos y planctónicos (ver figura 88).

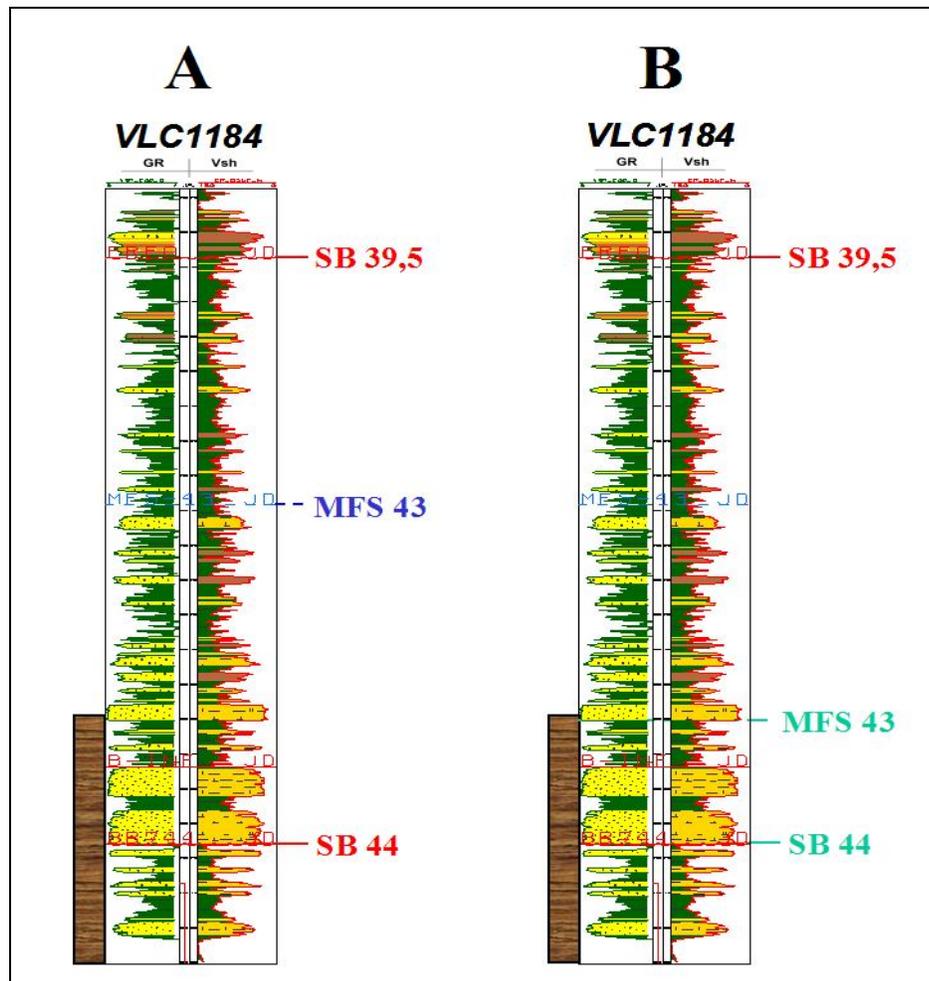


Figura 88. Representación de la información de núcleos y bioestratigráfica del pozo VLC1184, en donde se muestran los límites de secuencia estratigráficas identificados definidos en este estudio (A), comparados con los planteados por Rull (B).

Pozo VLC1050

La discordancia SB 42,5 representa regionalmente la base de las arenas B2. Sin embargo, el tope de esta discontinuidad estratigráfica se encuentra generalmente unificado en muchas zonas de la cuenca con la discordancia SB 39,5, debido a que esta última, significó un periodo de gran erosión sobre la cuenca a finales del Eoceno tardío. Desafortunadamente, el área correspondiente al Bloque III de la Cuenca de Maracaibo, fue una de las zonas mayormente afectadas por la erosión de esta discordancia SB 39,5, en donde solo se observa la base de las arenas B5 (MFS 43) y hacia el área norte del bloque, se puede visualizar escasos pies de las arenas

suprayacentes B4, controlado por una Falla de orientación NO – SE con buzamiento al NE dividiendo el área en dos grandes bloques. Por esta razón, el planteamiento de Rull parece nuevamente estar condicionado. En cuanto a las subzonas determinadas en este pozo (N4 / N5), similar al pozo VLC1184, se propone un rango probable de transición entre estas subzonas comprendido entre 9657' - 9615', lo cual nos lleva nuevamente a inferir que las cantidades de especies observadas, no son lo adecuadamente dominantes como para establecer una superficie cronoestratigráfica (ver figura 89).

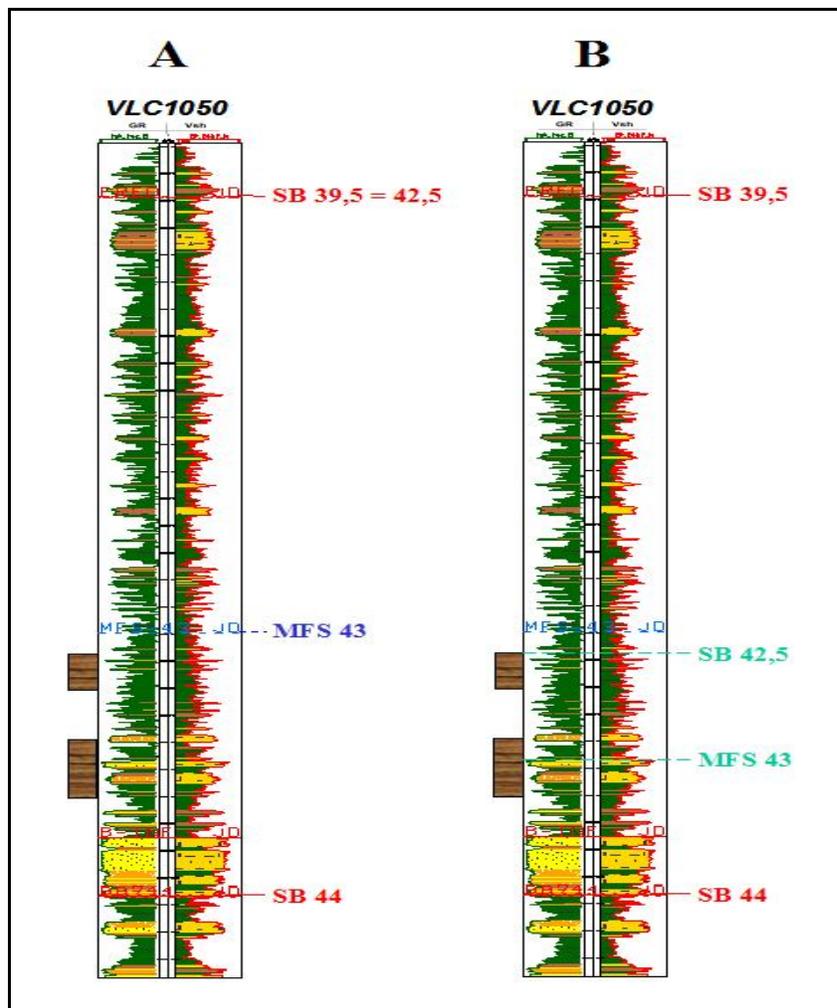


Figura 89. Representación de la información de núcleos y bioestratigráfica del pozo VLC1184, en donde se muestran los límites de secuencia estratigráficas identificados definidos en este estudio (A), comparados con los determinados por Rull (B).

SUPERFICIES ESTRATIGRAFICAS IDENTIFICADAS

SUPERFICIES EROSIVAS (SB)

Los límites de secuencia representan discontinuidades estratigráficas en donde los estratos inferiores y superiores mantienen angularidad con respecto a una superficie de erosión. La Cuenca de Maracaibo presenta este tipo de superficies en muchos de sus intervalos geológicos, sin embargo, para efectos de este estudio, se identificaron a través de la información sísmica, de núcleos, registros de pozos y bioestratigrafía (palinología) las discordancias correspondientes a la SB 44 y SB 39,5. Es importante destacar, de acuerdo a lo explica en la figura anterior (70), el área del bloque III fue una de las zonas especialmente afectadas por la erosión de la discordancia SB 39,5 ocurrida a finales del Eoceno tardío, la cual logró unificarse con la discordancia SB 42,5 conocida desde el punto de vista regional como base de las arenas B2.

La SB 44 corresponde a la discordancia intraeocena de mayor importancia, marcando el inicio de un periodo de transurrencia sobre la Cuenca de Maracaibo que causó una fuerte regresión del mar, permitiendo el avance de facies hacia cuenca y disponibilidad de grandes cantidades de sedimentos. Esta discordancia se identificó a través de un cambio de facies (L a S11) observado en el intervalo de 9666 pies del núcleo extraído al pozo VLC1184. De la misma manera, se validó la presencia de este límite secuencial por medio de un cambio abrupto visualizado a 9680 pies (considerando desfase núcleo-perfil) de profundidad del registro de rayos gamma tomado al pozo (Ver figura 70), y a su vez, los análisis palinológicos realizados por Rull, V. (1996) sobre muestras tomadas en este mismo núcleo, nos permitieron certificar la existencia de la mencionada discordancia (ver anexo 5).

Con respecto a la discordancia 42,5 (asociada a la base de las arenas B2), esta no causó una erosión tan significativa, ocasionando más bien una disminución de la actividad tectónica en el área evidenciada por la escasa angularidad entre los estratos. Por su parte, la discordancia 39,5 (relacionada a las arenas basales del Miembro Santa

Barbara) erosionó completamente esta última hasta el punto de unificarse, evidenciado el área del bloque III, por la presencia de las arenas B5 y parte de las arenas B4 (norte del bloque). Desafortunadamente, estas discordancias solo pudieron validarse con el apoyo de los registros de pozos y de información sísmica del área, justificado por el límite estratigráfico bien característico a nivel regional mostrado por la unificación de ambas, lo cual permitió una excelente correlación entre los pozos considerados para el estudio, así como también, una interpretación de las líneas sísmicas muy consistente. (ver figuras 90, 91 y 92).

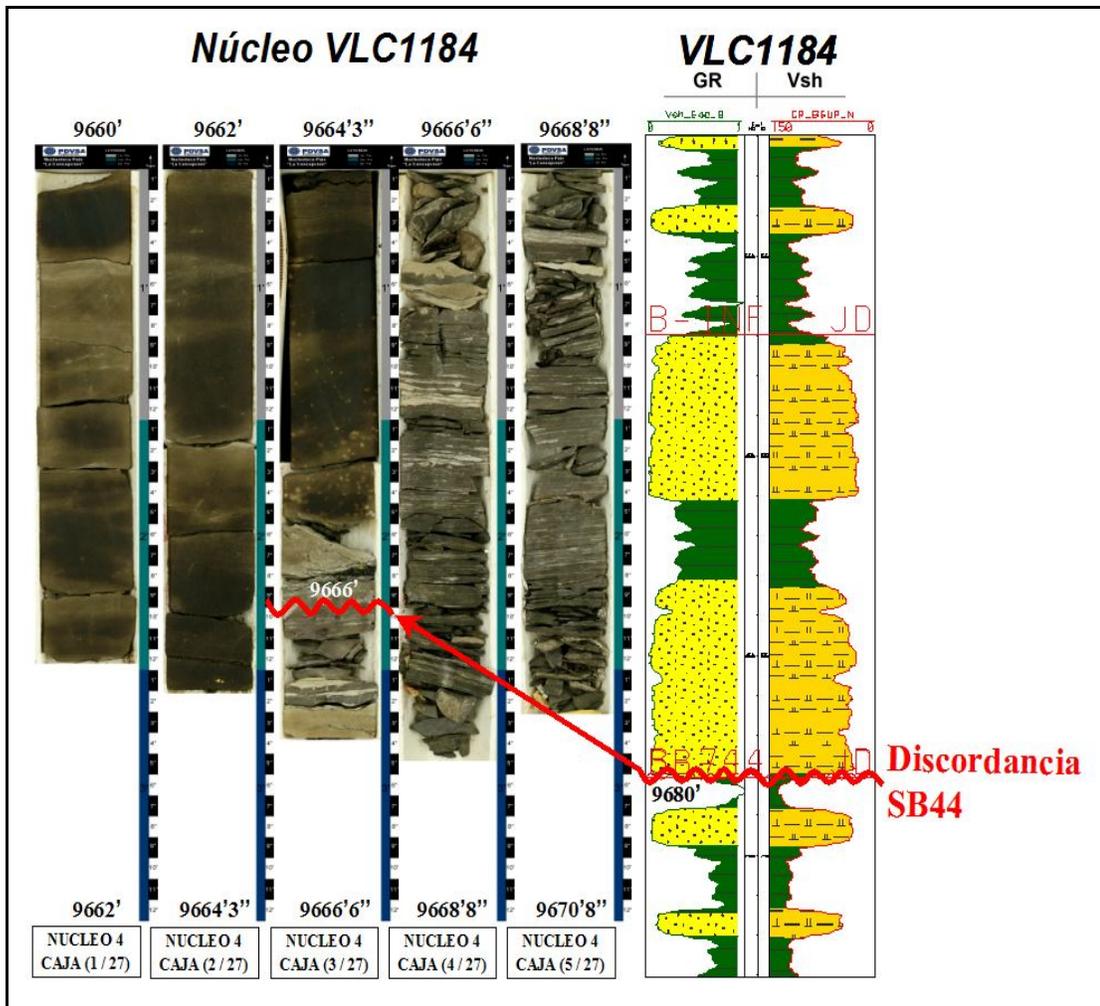


Figura 90. Validación de la Discordancia SB 44 a través de la descripción sedimentológica del núcleo del pozo VLC1184 (Cajas 1, 2, 3, 4 y 5 del núcleo 4), comparada con la información obtenida del registro.

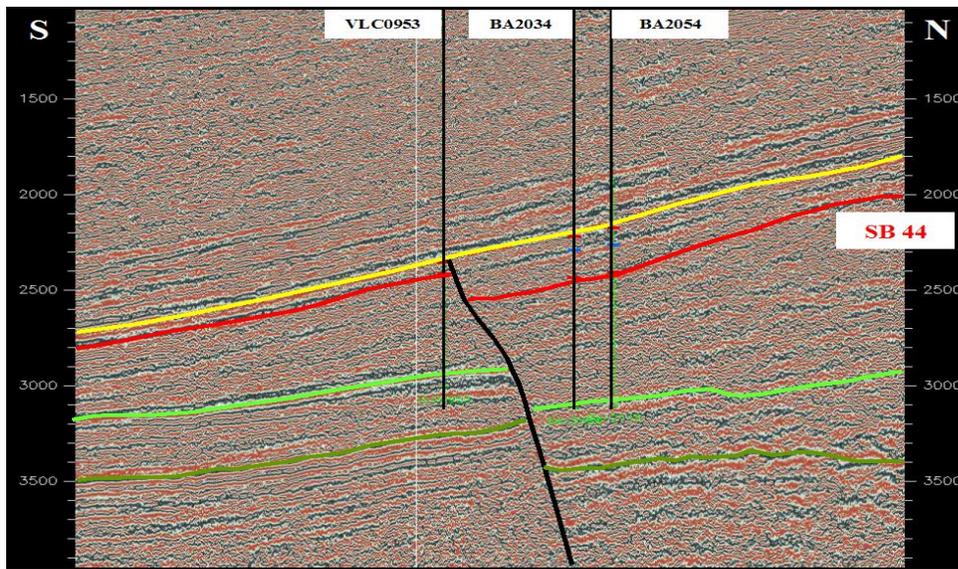


Figura 91. Visualización de la Discordancia SB 44 a través del uso de la información sísmica disponible en el área, observado en la sección sísmica sur-norte.

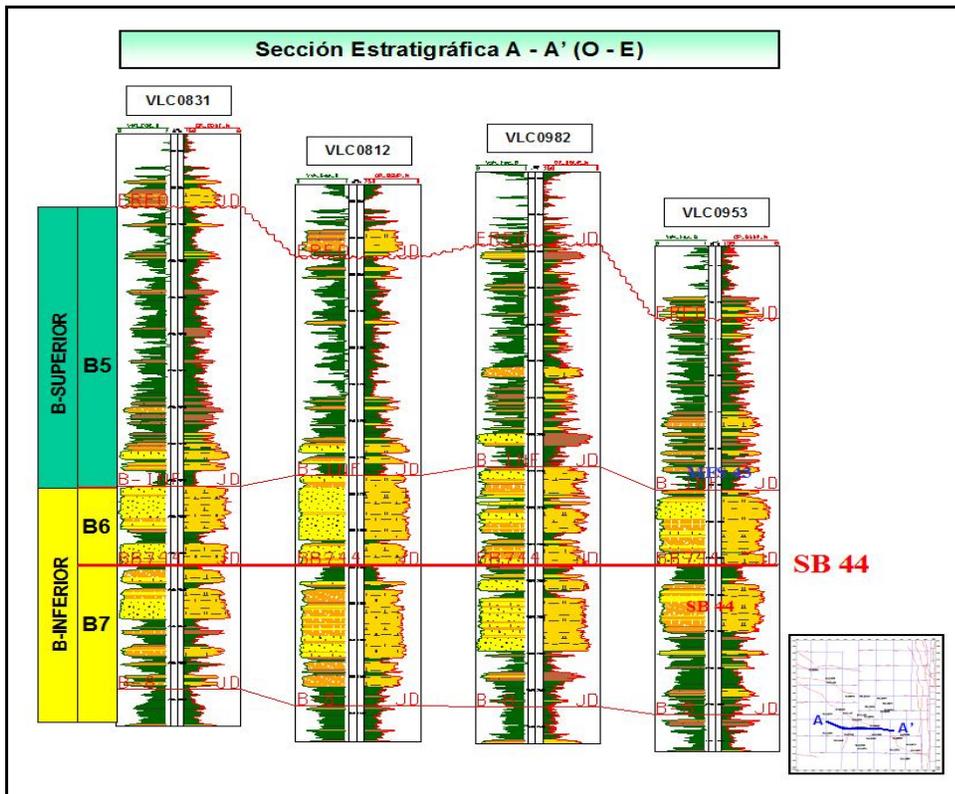


Figura 92. Validación de la Discordancia SB 44 a través de la información obtenida en los registros de los pozos seleccionados para el estudio, sobre los cuales se realizó la correlación de las diferentes superficies estratigráficas observadas.

SUPERFICIES DE MÁXIMA INUNDACIÓN (MFS)

La superficie de máxima inundación corresponde a una línea de tiempo estratigráfico, caracterizada por representar un cambio sobre los patrones de depositación durante los procesos de transgresión - regresión observados dentro de un sistema encadenado. Similar a las discordancias, estas superficies son observadas en muchos niveles geológicos de la Cuenca de Maracaibo, considerando en este caso las representadas por las MFS 48 y MFS 43. Estas superficies fueron establecidas a través del uso de la información sísmica y de registros de pozos, ya que lamentablemente, los núcleos encontrados en el área no cortaron los intervalos correspondientes a estas superficies, evitando a su vez, realizar algún análisis bioestratigráfico.

La MFS 48 corresponde al cierre de un evento transgresivo de gran estabilidad eustática a nivel mundial sucedido durante la transición entre el Eoceno temprano y el Eoceno medio. Esta superficie significa desde el punto de vista regional, la línea de división entre los Miembros C y B de la Formación Misoa, la cual está definida por lutitas localizadas sobre el tope del intervalo denominado C1. Por otra parte, la MFS 43 pertenece a otro intervalo transgresivo pero de menor magnitud comparado con la MFS 48, cuyas lutitas conforman regionalmente el tope de las arenas B5, el cual fue observado sobre el área norte del bloque III (bloque deprimido), ya que sobre la región sur (bloque levantado) de la zona estudiada fue totalmente erosionado por la discordancia SB 39,5, en donde solo se visualiza la parte basal de estas arenas.

Cabe destacar, que ambas superficies fueron validadas por medio de la interpretación de la información sísmica mostrada por los reflectores correspondientes a estas superficies. De la misma forma, el uso de los registros pertenecientes a cada uno de los pozos considerados en esta investigación, nos permitieron representar una buena correlación entre ellos (ver figuras 93 y 94).

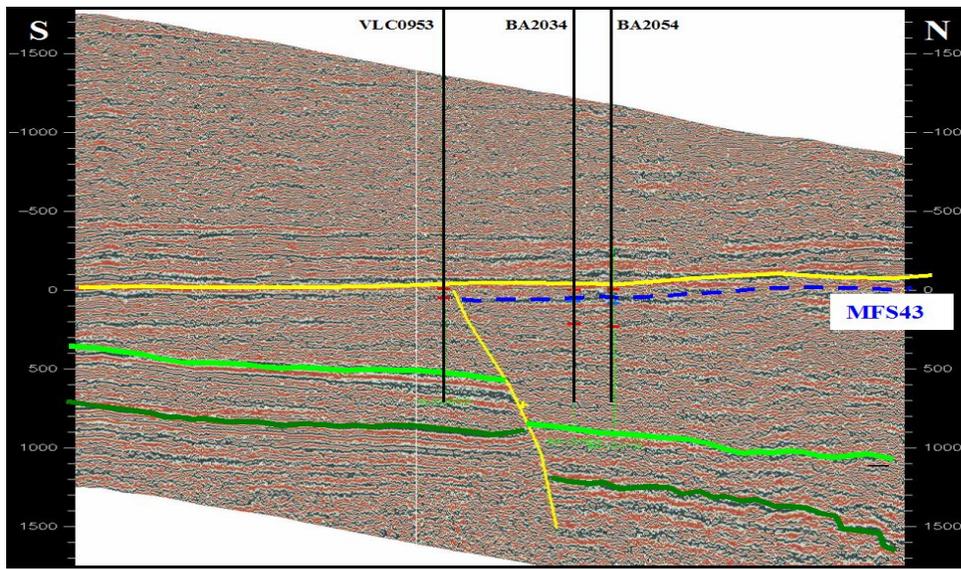


Figura 93. Demostración de la Superficie de Máxima Inundación MFS43 a través del uso de la información sísmica disponible en el área, tal y como lo muestra la sección sísmica horizontalizada sur- norte, en donde se observa el claro truncamiento de esta superficie con la falla principal que controla el área del Bloque III.

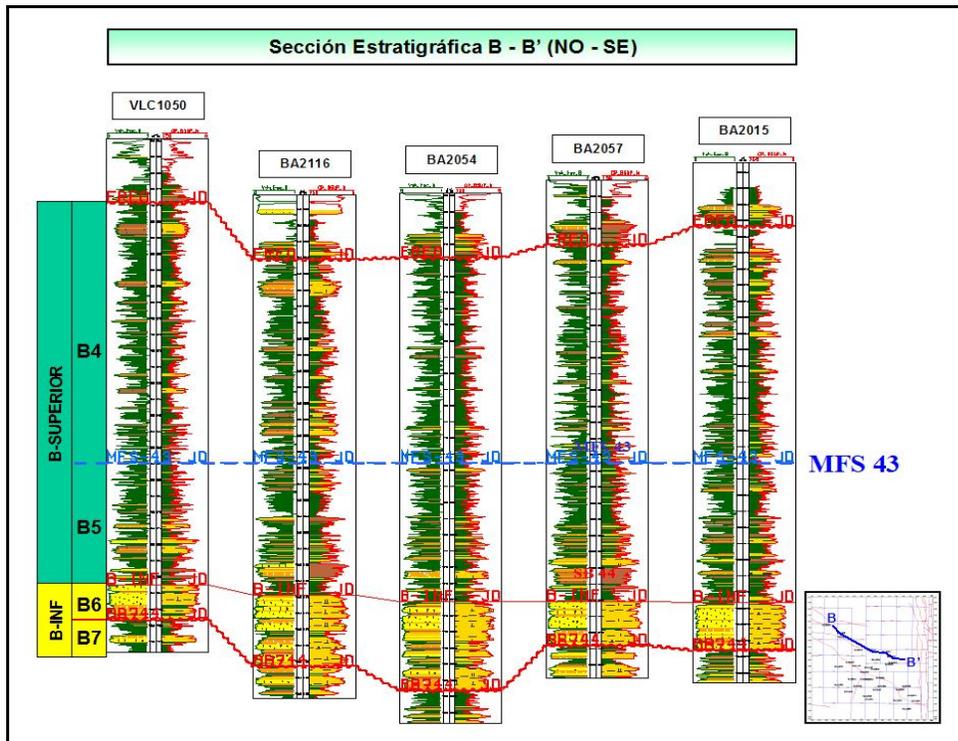


Figura 94. Validación de la Superficie de Máxima Inundación MFS 43 por medio de las curvas reflejadas por los registros de los pozos seleccionados para el estudio, sobre los cuales se realizó la correlación de las diferentes superficies estratigráficas observadas.

SUPERFICIES TRANSGRESIVAS DE RAVINAMIENTO (TS)

Las superficies transgresivas representan una discontinuidad estratigráfica caracterizada por presentar una transgresión de aguas poco profundas, mostrando cierto grado de erosión como resultado de procesos de socavación causados por las mareas o por el oleaje. Este tipo de superficies, son generalmente menos consideradas por ser más difíciles de definir en comparación con las discordancias y las superficies de máxima inundación. No obstante, durante la realización de este estudio, se identificó una superficie transgresiva a través del uso de la información de núcleos y de registros de pozos, localizada sobre el tope de las arenas B6.

La TS corresponde a una superficie transgresiva que marca el cierre de un sistema sedimentario rejuvenecido, relacionado principalmente con los procesos de levantamiento sufridos por la cuenca durante el Eoceno, generando posibles cambios en la fuente encargada de suministrar los sedimentos en el área. Esta superficie se identificó a través de un cambio de facies (S1 a L) observado en el intervalo de 9553 pies del núcleo perteneciente al pozo VLC1184. Cabe destacar, que sobre la definición de esta superficie fue de gran ayuda la utilización de la icnología, debido a una mayor abundancia de restos de conchas en este nivel, presencia de intervalos calcáreos, niveles bioturbados con frecuentes icnógenos, siendo los *chondrites* y *planolites* los más comunes. Esto evidencia a su vez, una diferencia entre los ambientes de depositación presentados por las arenas B6 (canales entrelazados) con respecto a las arenas B5 (canales de marea). De igual manera, se determinó la presencia de esta superficie por medio de un cambio abrupto visualizado a 9559 pies (considerando desfase núcleo-perfil) de profundidad del registro de rayos gamma tomado al pozo, el cual se correlaciona de manera consistente a nivel regional sobre todos los perfiles de pozos considerados en esta investigación (ver figuras 95 y 96).

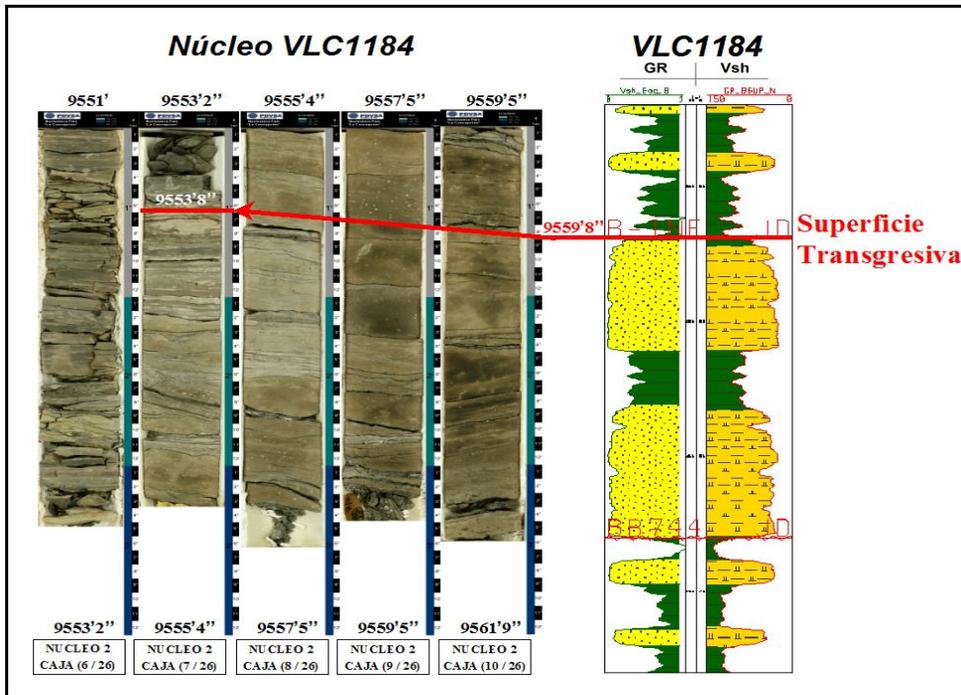


Figura 95. Validación de la Superficie Transgresiva (tope de las arenas B6) a través de la descripción sedimentológica del núcleo del pozo VLC1184 (Cajas 6, 7, 8, 9 y 10 del núcleo 2), comparada con la información obtenida del registro.

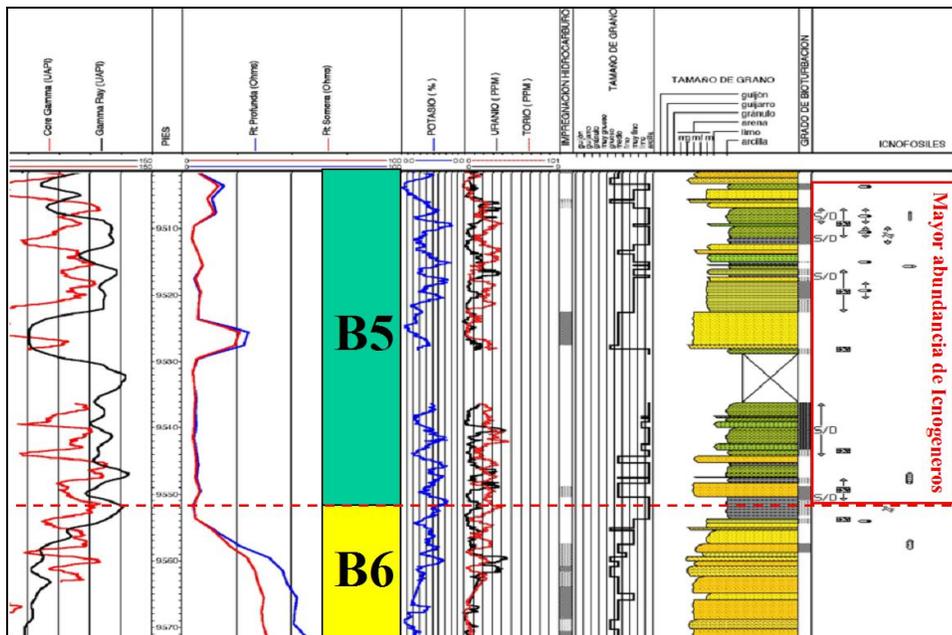


Figura 96. Certificación de la Superficie Transgresiva (base de las arenas B5) a través del incremento en abundancia de icnógenos observados durante la descripción sedimentológica del núcleo del pozo VLC1184 entre los niveles B6 y B5.

De acuerdo al modelo explicado por Catuneanu (2004), este nivel corresponde a la etapa de relleno del sistema de antepaís, en el cual el aumento gradual de la cantidad de aporte sedimentario a través del tiempo, es debida al levantamiento tectónico, formando un pliegue de empuje que conlleva a una pérdida de profundidad, permitiendo el establecimiento de un medio ambiente marino poco profundo en todo el sistema de antepaís, en donde el acomodamiento y la sedimentación se dan bajo condiciones similares de equilibrio (ver figura 98).

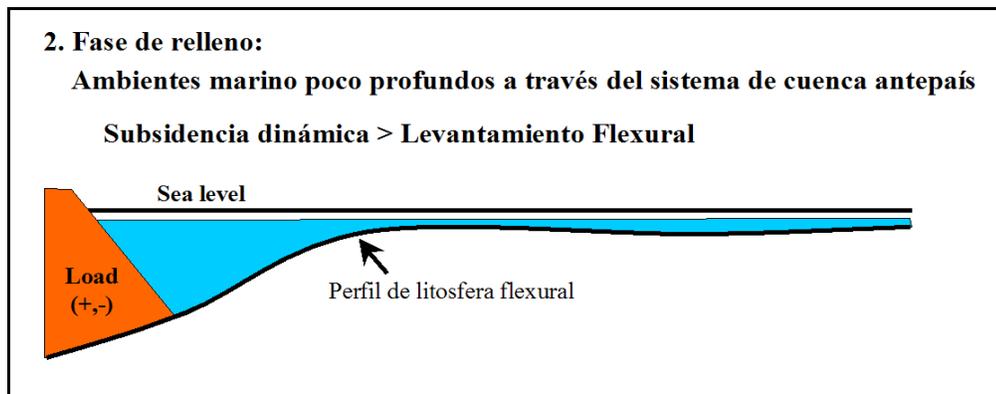


Figura 98. Etapa de relleno en donde se generan ambientes poco profundos a través del sistema de antepaís (Modificado en Catuneanu, 2004).

Por otra parte, conforme al modelo planteado por Pestman (1993), las arenas B7 se depositan durante una etapa en donde la pendiente plataformal es similar a la pendiente de la llanura costera, reflejado por una disminución en la subida del nivel del mar exponiendo la plataforma sin generar cambios en los sistemas fluviales, en donde los ríos que penetran la plataforma no tienen que adaptarse al cambio de pendiente agradando o erosionando, dando origen a una fase de progradación deltaica con influencia de marea, caracterizada por presentar intervalos arenosos no consecuentes, encontrados frecuentemente separados por niveles heterolíticos y lutíticos, evidenciando cierto nivel de equilibrio entre el acomodamiento y la sedimentación.

LOWSTAND SYSTEM TRACT (TST) “SB 44 - TS”

El nivel B6 representa un sistema de canales entrelazados dentro de una secuencia de bajo nivel (LST) muy regional, correspondiente a la base de la tectonosecuencia definida entre la SB44 y la discordancia SB 42,5, determinada como una secuencia de sucesiones granodecrecientes que marcan el rejuvenecimiento del sistema sedimentario, debido a la existencia de valles cavados producto de la incisión de los ríos, causados por el levantamiento tectónico de la cuenca durante el Eoceno medio (ver figura 99).

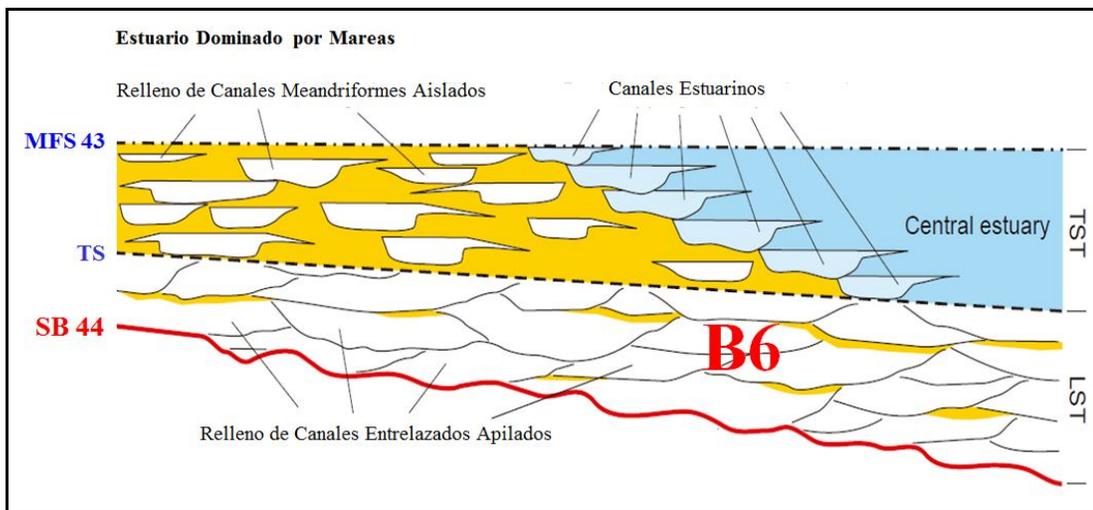


Figura 99. Representación gráfica del sistema de canales entrelazados de las arenas B6, en donde se observa el apilamiento de estos, limitados en su base por una discordancia y en su tope por una superficie transgresiva (Modificado en Catuneanu, 2006).

Acorde con el modelo expuesto por Catuneanu (2004), las arenas B6 se depositan durante la etapa de sobrerelleno del sistema de antepaís, periodo a través del cual se reflejan las fases de la evolución de la cuenca en donde el aporte de sedimentos supera a la disposición de espacio para el acomodamiento. Esta etapa representa la fase final de la evolución de un sistema de antepaís, cuando las tasas de hundimiento dinámico disminuyen con respecto a las tasas de levantamiento flexural, ocasionando un desequilibrio depositacional que expone los sedimentos por encima de los niveles normales de acomodo (ver figura 100).

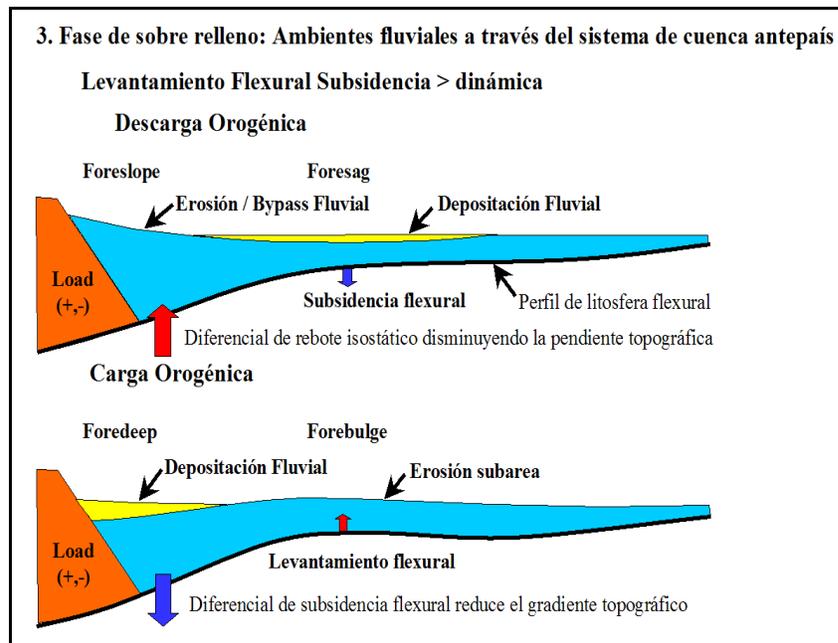


Figura 100. Etapa de sobrerrelleno sobre la cual se forman ambientes fluviales de un sistema de antepaís (Modificado en Catuneanu, 2004)

Con respecto al modelo expresado por Pestman (1993), el intervalo B6 corresponde a una pendiente plataformal que sobrepasa claramente a la pendiente de la llanura costera, lo cual genera una caída del nivel del mar causando erosión sobre la plataforma, debido a la incapacidad por parte de los ríos de ajustarse sólo modificando su canal al entrar en la plataforma expuesta, por consecuencia, empiezan a incidir la plataforma creando valles cavados.

Posteriormente, cuando el nivel del mar empieza a subir, se genera un espacio disponible para la sedimentación, dando origen a la depositación de sedimentos que se encuentran relacionados con depósitos fluviales, generalmente de ríos entrelazados en su parte basal, tal y como se observa sobre las arenas B6 a nivel regional.

TRANSGRESIVE SYSTEM TRACT (TST) “TS – MFS 43”

El intervalo B5 representa un sistema estuarino dominado por mareas dentro de una secuencia transgresiva (TST) atribuido a la tectonosecuencia comprendida entre la

SB44 y la SB42,5, la cual está definida como una secuencia de sucesiones granodecrecientes en una etapa posterior al relleno el valle cavados, en donde a medida que sigue subiendo el nivel del mar, aumenta la influencia marina sobre estos valles, estableciéndose un sistema estuarino dominado por mareas cuyos depósitos están representados por canales, barras y llanuras de marea (ver figuras 101 y 102).

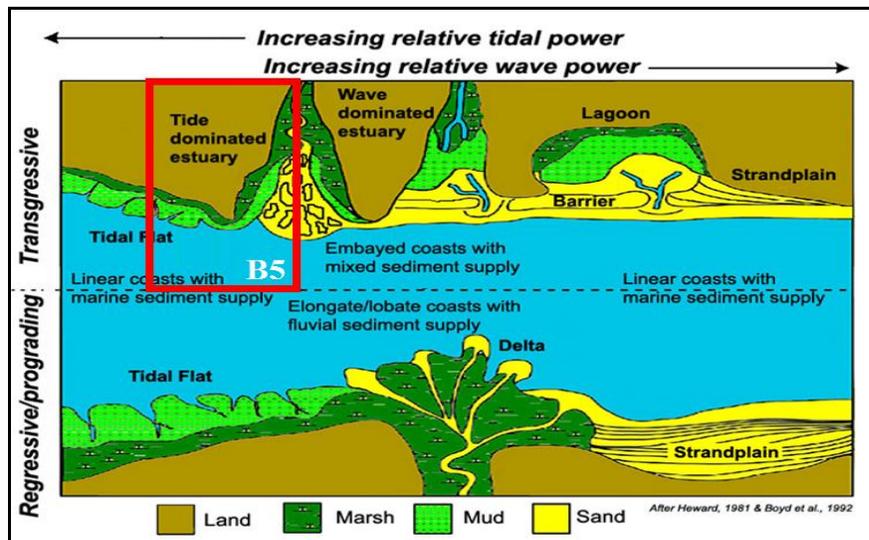


Figura 101. Planteamiento conceptual establecido para la sub-unidad B5, fundamentado en la información de los núcleos de los pozos VLC1184 y VLC1050 interpretada para estas arenas (Modificado de Boyd et al., 1992).

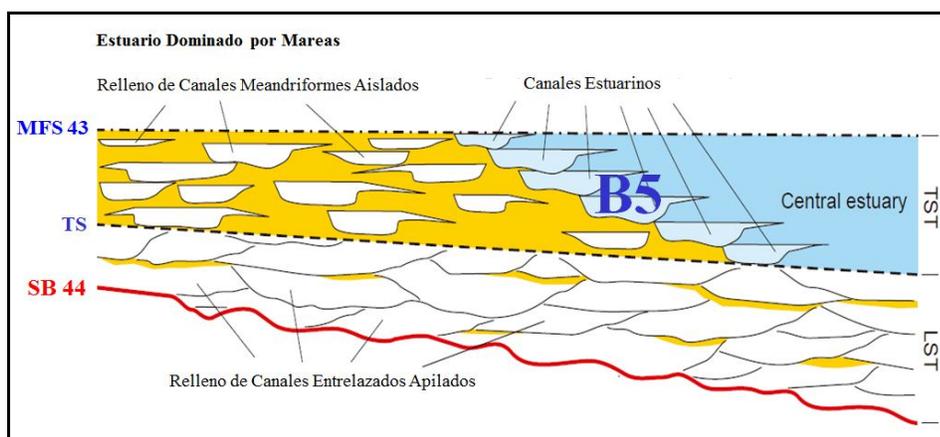


Figura 102. Representación gráfica del sistema estuarino dominado por mareas de las arenas B5, limitados en su base por una superficie transgresiva y en su tope por una superficie de máxima inundación (Modificado en Catuneanu, 2006)

De acuerdo al modelo expuesto por Pestman, (1993), las arenas B5 están enmarcadas por sedimentos característicos de una superficie de máxima inundación, ya que durante esta etapa, tanto los valles cavados como la plataforma están inundadas en su mayor parte o completamente. La posterior depositación estará limitada a zonas costeras, mientras no se alcance la inundación máxima, cuando la subida del mar genere suficiente espacio para sedimentar sobre la plataforma interior, en donde es común la formación de deltas de cabecera. Por ende, la depositación de sedimentos finos domina sobre el resto de la plataforma, formando un manto lutítico que cubre los rellenos depositados en los valles cavados (ver figura 103).

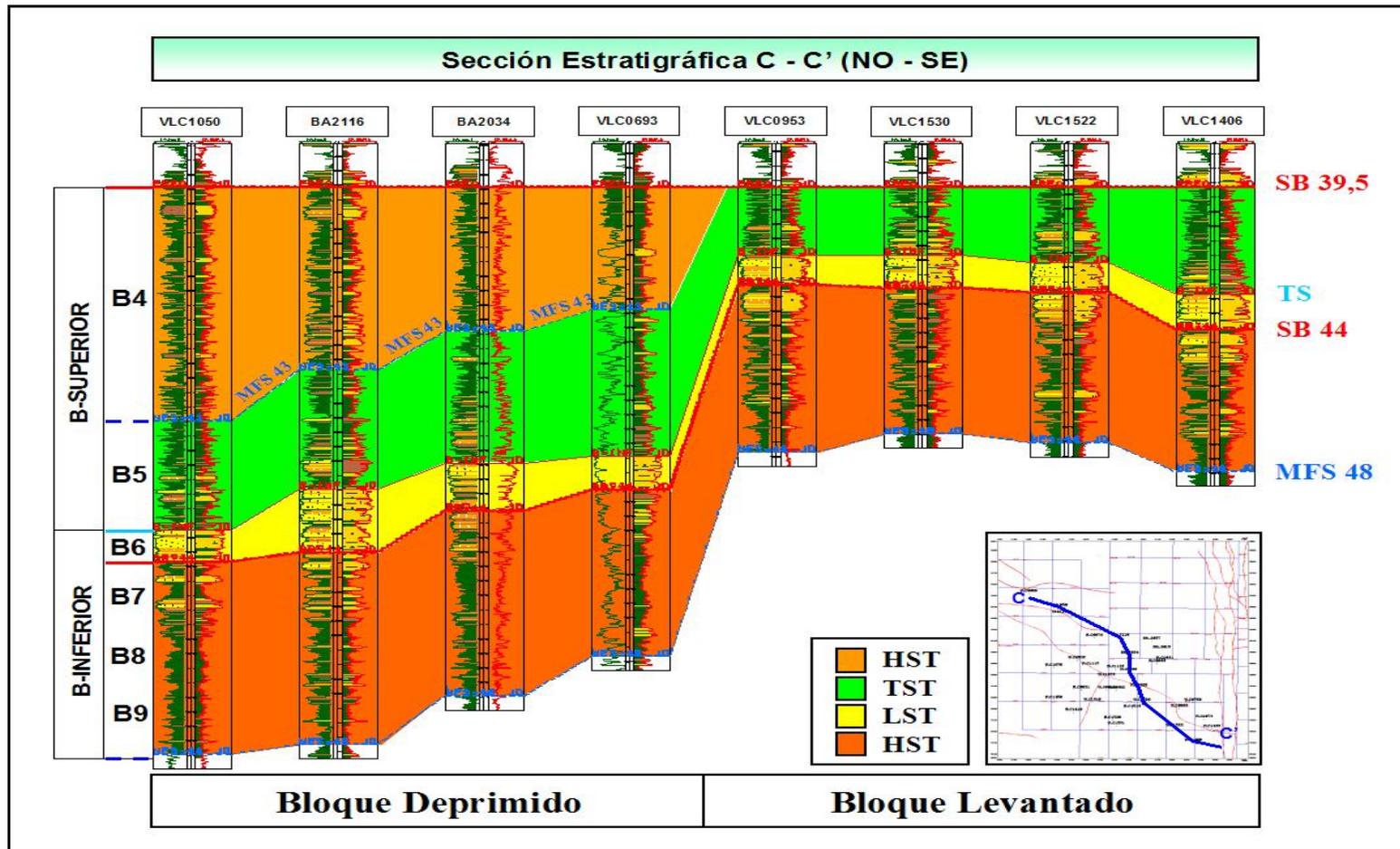


Figura 103. Sección estratigráfica esquemática indicando los diferentes sistemas encadenados identificados junto a los límites secuenciales estratigráficos definidos en esta investigación.

PARÁMETROS DE CONTROL ESTRATIGRÁFICOS

Los parámetros de control estratigráfico son los principales responsables de mantener las condiciones de interacción entre la generación de espacio o acomodamiento y de la afluencia de sedimentos que conforman la estratigrafía de una cuenca sedimentaria.

Por esta razón, la comprensión de estas variables representa un paso clave para el entendimiento vertical y lateral de los sistemas depositacionales. Basando en esto, se presentan tres factores considerados como los esenciales mecanismos de control estratigráficos presentes en una cuenca sedimentaria, definidos por los cambios en el nivel eustático del mar, suministro de sedimentos y de la tasa de subsidencia, los cuales fueron descritos individualmente, con el propósito de entender el origen del modelo propuesto en este estudio.

EUSTASIA

La eustasia está definida como el cambio vertical absoluto en el nivel del mar con respecto al centro de la tierra, en donde tres componentes de estos cambios corresponden a glacial, tectónico y geoidal (*Galloway, 1989*). De la misma manera, la eustasia puede variar con cambios en el volumen de los océanos o cambiando el espesor de agua en los océanos, cuyos cambios están relacionados a la interacción de placas tectónicas y a cambios en la tasa de subsidencia producidos por eventos tectónicos comprendidos entre 3 a 50 Ma de duración o a la apertura o cierre de barreras oceánicas (*Pitman, 1978*).

Existe poca información sobre la eustasia ocurrida sobre la cuenca de Maracaibo durante el Eoceno. Trabajos previos (*Lugo y Escalona, 2003*) están basados en las cartas del nivel del mar de Haq, et al. (1987). Estas cartas sobre el nivel del mar están basadas principalmente en interpretaciones sísmicas de “onlap” en varios márgenes pasivos encontrados a escala mundial cuya credibilidad es discutible. Por su parte, los

ciclos de facies transgresivas-regresivas de Hardenbol, et al. (1998) están fundamentados en la interpretación de patrones de apilamiento y acomodación en la plataforma en cuencas europeas (márgenes compresivos, extensivos y pasivos), que a su vez son correlacionados en tiempo utilizando datos de afloramientos, pozos, núcleos y sísmica. Este método proporciona un indicativo cuantitativo de la magnitud (menor, intermedio y mayor) de cambios del nivel del mar controlado por efectos tectono-eustáticos, permitiendo tener una idea de la arquitectura estratigráfica en otras cuencas que han sido menos estudiadas.

Los principales eventos relacionados con caídas máximas del nivel del mar incluyen: 53.5, 51, 48, 46, 44, 42, 39.5, 37 y 35 ma. Por otra parte, los sucesos asociados con subidas máximas del nivel del mar envuelven: 54, 52.5, 49, 47, 45, 43, 41, 38, 36 y 34 ma. Estos ciclos muestran una buena correlación con los ciclos transgresivos-regresivos de Hardenbol et al. (1998) durante el Eoceno medio - tardío, pero en el Eoceno temprano, ciclos transgresivos con duración de 0.5 a 1 ma son inferidos. Estos ciclos de alta frecuencia probablemente indican un incremento en la subsidencia tectónica tal y como es propuesto para la cuenca de Maracaibo.

En esta investigación, la determinación de los estados del nivel del mar (eustasia) durante la época Eoceno, se fundamentó en las curvas de los ciclos de facies transgresivos-regresivos propuestos por Hardenbol, et al. (1998), las cuales fueron comparadas con las de Haq, et al. (1987), pues la referencia cronoestratigráfica de los eventos en la cuenca ha sido comúnmente asociada y correlacionada con los cambios en los niveles eustáticos según la carta de Haq, et al. (1987). Sin embargo, las secuencias de tercer orden han estado vinculadas a fuertes eventos tectónicos, los cuales no necesariamente reflejan los mismos límites secuenciales descritos por Haq. No obstante, algunos eventos muy marcados dentro de la curva eustática global, son usados como referencia debido a la magnitud de la caída del nivel del mar durante estos episodios (ver figura 104).

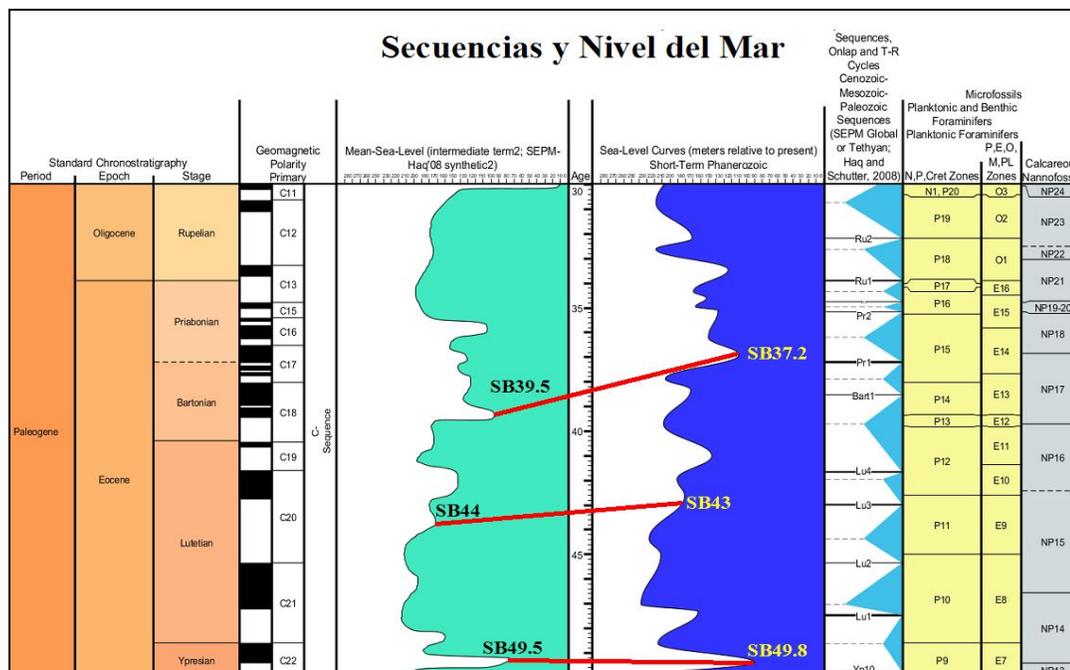


Figura 104. Actualización de los límites de secuencia en términos de eventos eustáticos más significativos comprendidos durante el intervalo de tiempo en estudio. Curva eustática de Haq (Izquierda) calibrada según Hardenbol y edades según Comité Internacional de Estratigrafía en 2008.

En este orden de ideas, los valores más probables para la edad de los diferentes eventos en el intervalo estudiado han sido ajustados considerando las nuevas cartas estratigráficas mundiales, e incluso, la nueva curva eustática resultante de una calibración de la curva de Haq para el Mesozoico - Cenozoico según Hardenbol, et al. (1998) y de igual manera, la adecuación de las mismas con la escala internacional del tiempo geológico cuyas edades fueron tomadas del trabajo realizado por Gradstein, et al. (2008).

A fin de exponer de manera más detallada los límites de secuencias a utilizar en la definición de mismas y su relación con las descritas por otros autores, un resumen de ellas se presenta a continuación:

- **SB49.8** (Antes **SB49.5**) se mantiene casi igual (aunque su correspondencia litoestratigráfica no sea la misma a las referencias que se tienen en distintos estudios según se explicará posteriormente). Representa una regresión mayor

al final del Eoceno temprano en la parte tardía del piso Ypresiano (Secuencia Yp10 de la carta Global de la SEPM según Haq y Shutter (2008). Zona Foram P9.

- **SB43** (SB42.98) (Antes **SB44**) Interno en la secuencia Lu3 de la carta Global de la SEPM según según Haq y Shutter (2008). NanoZona NP15c.
- **SB37.2** (Antes **SB39.5**) Este ajuste se refiere solo a la adaptación en la escala de tiempo en referencia, pues el evento eustático se mantendrá igual en este estudio por estar fuera del alcance del intervalo litoestratigráfico a estudiar (corresponde al tope erosionado de la Formación Paují y la parte superior de la Formación Misoa (ver figura 105).

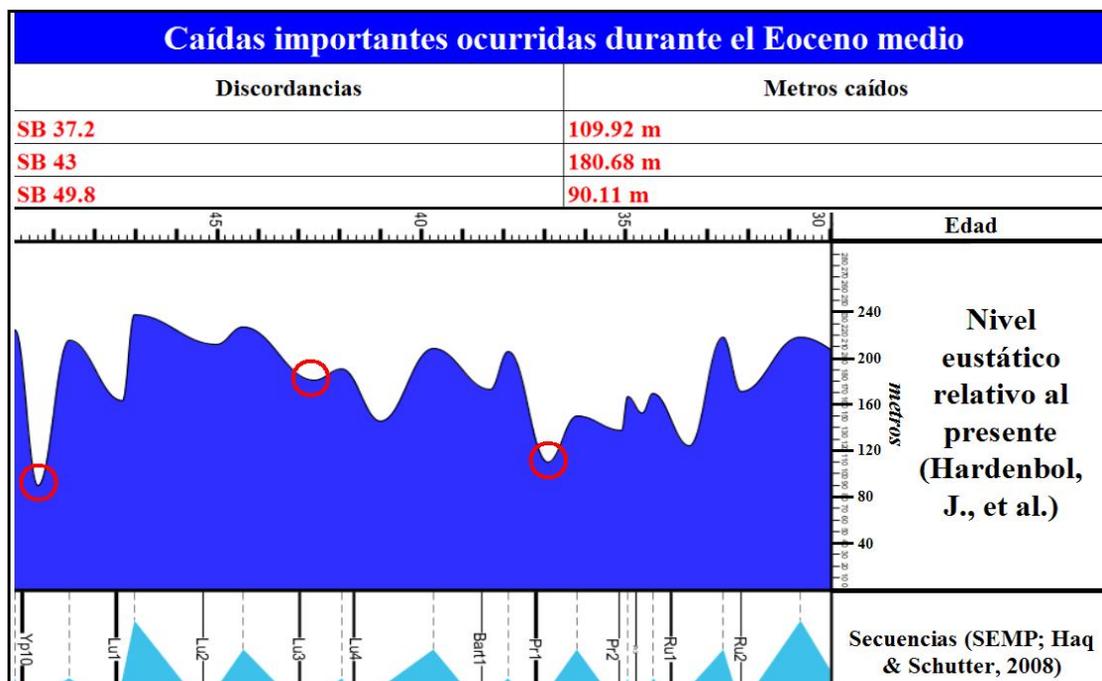


Figura 105. Fluctuación relativa del nivel del mar durante el Eoceno medio, de acuerdo a la curva eustática propuesta por Hardenbol, et al. (1998).

SUMINISTRO DE SEDIMENTOS

El aporte sedimentario está asociado principalmente con procesos de tectonismo, el cual está representado por la cantidad de sedimentos disponible y su relación con el área fuente. Los sistemas fluviales constituyen el mecanismo de transporte más efectivo de sedimentos entre continentes y cuencas sedimentarias. Es importante destacar, que este suministro es dependiente a su vez, de la variación de otros factores como el clima, fisiografía, configuración de la cuenca, entre otros, los cuales pueden influir considerablemente sobre las tasas de sedimentación dadas en una cuenca en un tiempo determinado.

Sobre la Cuenca de Maracaibo se han realizado estudios de procedencia de sedimentos, entre ellos Lugo (1991), el cual indica una fuente de sedimentos cratónica en el sur durante el Eoceno temprano-medio. Kasper y Larue (1986), Díaz de Gamero (1996), Driscoll y Diebold (1999) y Villamil (1999), han propuesto una ubicación del río paleo-Orinoco fluyendo de sur a norte sobre la cuenca, el cual migró progresivamente hacia el este hasta su posición actual en el noreste de Sur América. Sin embargo, cantidades significantes de sedimentos del proto-Orinoco durante el Eoceno no han sido reconocidas. Driscoll y Diebold (1999) plantearon un depocentro de 14 km de espesor ubicado en el cinturón deformado al sur del Caribe relleno con una gran cantidad de sedimentos derivados del proto-Orinoco durante el Eoceno.

Esta investigación establece para la época Eoceno, una Cuenca de Maracaibo abastecida con abundantes aportes sedimentarios de rocas casi exclusivamente clásticas y proporciones variables de lutitas, tal y como lo demuestran los grandes espesores mostrados por los Miembros C y B de la Formación Misoa, los cuales se depositaron bajo el régimen de una cuenca de antepaís que predominó sobre esta cuenca durante este lapso de tiempo geológico.

El área del Bloque III se caracterizó por la influencia de la etapa de relleno del sistema de antepaís predominante durante el Eoceno medio, en donde el aumento gradual en la cantidad de aporte sedimentario a través del tiempo, es causado por el levantamiento tectónico de la cuenca. En este sentido, el área se vio afectada por la posterior etapa de sobrerrelleno de este sistema, reflejando fases de la evolución geológica de la cuenca, en donde el aporte de sedimentos superó la disposición de espacio para el acomodamiento. Esta fase representó a finales del Eoceno tardío, la culminación de la evolución del sistema de antepaís, momento en el cual, las tasas de hundimiento dinámico disminuyeron con respecto a las tasas de levantamiento flexural, generando así, un desequilibrio importante sobre los aportes sedimentarios (ver figura 106).

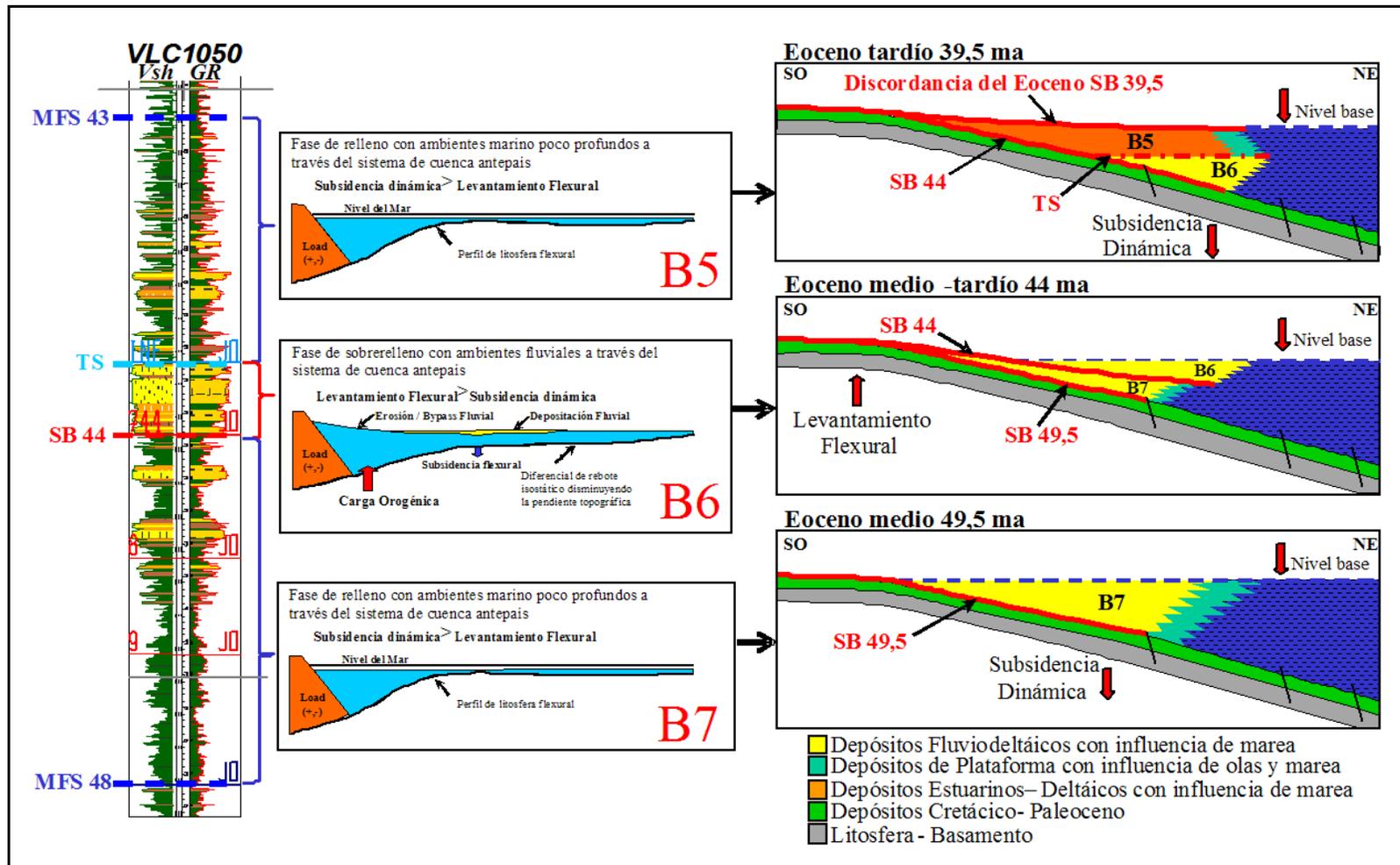


Figura 106. Interpretación de la evolución geológica de los etapas que afectaron la cuenca de Maracaibo y su relación con los parámetros de control estratigráficos que influenciaron el área del Bloque III durante el Eoceno medio – tardío.

SUBSIDENCIA

La subsidencia no es más que el proceso de hundimiento progresivo del fondo de una cuenca sedimentaria, responsable de la generación de espacio disponible para la depositación de sedimentos. El cálculo de la misma a partir de los efectos de carga de sedimentos, compactación y eustasia, permiten determinar el mecanismo tectónico que controla la subsidencia de una cuenca sedimentaria.

Los estudios realizados por Lugo (1991) sobre la Cuenca de Maracaibo, presentan gráficos que comprueban un incremento en las tasas de subsidencia durante el Eoceno en las regiones norte - noreste de la cuenca. De acuerdo a este análisis, las tasas de subsidencia observadas durante el Eoceno son: ~200 pies/ma (61 m) durante 54 y 48 ma, y ~300 pies/ma (91 m) durante 48 y 40 ma. De 40 a 25 Ma, el levantamiento ocurre en magnitudes equivalentes a la cantidad de subsidencia durante el período de cuenca de antepaís o de mayor subsidencia Paleógena. Este levantamiento explica los ~20 ma de registro sedimentario faltante en el Eoceno, los cuales están concentrado en la discordancia del Eoceno (39,5 Ma). La Cuenca de Maracaibo se estableció como una cuenca antepaís durante la colisión Eoceno de las placas Caribe y Sur Americana (*Lugo y Mann, 1995*). De la misma forma, estos gráficos de subsidencia demuestran conjuntamente con datos de afloramiento (*Mathieu, 1989*) y líneas sísmicas (*Escalona, A. y Mann, P. 2003*), que el depocentro principal formado durante este período se encuentra hacia el noreste de la cuenca. Por lo tanto, la secuencia Eocena es clasificada como una tectonosecuencia, cuya subsidencia es controlada por la interacción de las placas tectónicas (ver Figura 107).

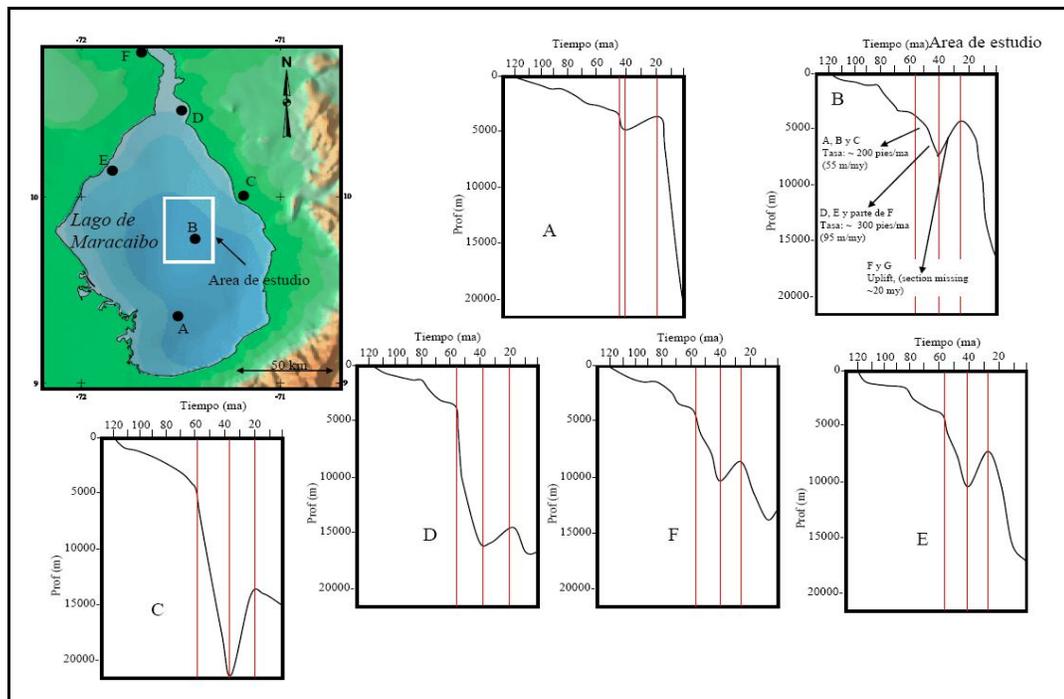


Figura 107. Gráficos de subsidencia sobre la cuenca de Maracaibo. Las líneas rojas representan los periodos de mayor inflexión observada en las curvas de subsidencia durante el Paleógeno (Tomado de Escalona, A. 2003).

De acuerdo a lo expresado por Lugo (1991) y explicados por Escalona (2003), el área del Bloque III de la Cuenca de Maracaibo se vio influenciada al igual que el resto de la cuenca, por altas tasas de subsidencia en donde la carga tectónica alcanza su máxima expresión promoviendo una retrogradación de la tectonosecuencia Eocena, la cual sugiere un estimado para las tasas de subsidencia de la cuenca alrededor de ~300 pies/ma (91 mts) sobre el depocentro principal durante esta época geológica. Posteriormente, el desplazamiento de la carga tectónica hacia el este, conlleva a una respuesta de rebote isostático por parte de la litosfera, generando tasas de levantamiento alrededor de ~200 pies/ma (61 mts). Este rebote afectó a su vez, toda la plataforma durante el Eoceno, provocando la formación de la discordancia correspondiente a la SB 39,5 ma, estableciendo grandes tasas de erosión sobre la parte sur de la cuenca.

CAPITULO VII

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

CAPITULO IV

- La descripción sedimentológica de los núcleos VLC1184 y VLC1050 permitió la determinación de catorce (14) facies sedimentarias, dentro de las cuales se definieron ocho (8) facies arenosas, cinco (5) facies heterolíticas y una (1) facie lutítica.
- Se identificaron asociaciones de facies de manera individual para cada una de las sub-unidades consideradas en esta investigación, comprendiendo canales distributarios y llanuras deltáicas para la sub-unidad B7, canales entrelazados y abanicos de rotura en la sub-unidad B6 y canales, barras y llanuras de marea para la sub-unidad B5.
- Los ambientes sedimentarios establecidos fueron: Sistema próximo-costero representado por un delta influenciado por mareas para la su-unidad B7, Sistema fluvial representado por canales entrelazados para la sub-unidad B6 y Sistema estuarino dominado esencialmente por mareas para la sub-unidad B5.

CAPITULO V

- El análisis de secciones finas permitió identificar rocas maduras desde el punto de vista textural y mineralógico para las sub-unidades B7, B6 y B5, evidenciado por contenidos de matriz menores al 15% y sus componentes mayoritarios están dominados por el cuarzo, algunos fragmentos de roca y

escasa presencia de feldespatos que generalmente se observaron en proceso de alteración, clasificándose estas rocas como Sublitarenitas de acuerdo a Pettijohn et. al. (1972)

- Los diagramas ternarios de procedencia elaborados para cada una de las sub-unidades considerados en esta investigación, reflejan tendencias orientadas hacia el campo de un orógeno reciclado con influencia del cratón interior (B6), de acuerdo a los diagramas propuestos por Dickinson y Suczek (1979).
- Los principales procesos diagenéticos que causaron los cambios mineralógicos y texturales de las arenas pertenecientes a las sub-unidades B7, B6 y B5 de la Formación Misoa fueron: compactación, cementación, alteración y disolución, llegando a alcanzar un grado de diagénesis intermedia a profunda, con temperaturas comprendidas entre 80° y 200°.

CAPITULO VI

- Las superficies estratigráficas y reflectores sísmicos asociados con límites de secuencia estratigráficas identificados en esta investigación fueron la discordancia intraeoceno denominada SB 44 (B7/B6), una superficie transgresiva (B6/B5) y una superficie de máxima inundación designada MFS 43 (B5/B4), la cual fue erosionada en gran parte del bloque levantado del área del Bloque III, hasta el punto de unificarse con la discordancia nombrada SB 39,5.
- El Miembro B de la Formación Misoa corresponde a dos (2) secuencias de tercer orden delimitadas por tres (3) discordancias denominadas SB 49,5, SB 44 y SB 39,5, en donde la discordancia SB 44, representa a su vez, el límite secuencial estratigráfico entre las unidades informales B-Inferior (B7-B6) y B-Superior (B5).

- Las facies sedimentarias asociadas a los parámetros de control estratigráficos presentes durante el Eoceno medio en el área del Bloque III, se caracterizaron por la influencia de una etapa de relleno del sistema de antepaís predominante durante la colisión Eoceno de las placas Caribe y Sur Americana, en donde:
 - 1) La eustasia adquirió su mayor significado con una caída importante del nivel del mar hace 44 ma, que trajo como consecuencia la generación de una discordancia (SB 44), señalada sobre la comparación de las curvas de Hardenbol, J. et al. (1998) y Haq, B.U. et al. (1987).
 - 2) El suministro de sedimentos en la cuenca demuestra un aumento gradual en la cantidad de aporte sedimentario a través del tiempo, causado por el levantamiento tectónico de la cuenca. En este sentido, el área se vio afectada por la posterior etapa de sobrerrelleno del sistema de antepaís, periodo a través del cual se reflejan las fases de la evolución de la cuenca en donde el aporte de sedimentos superó la disposición de espacio para el acomodamiento.
 - 3) La subsidencia manifestó altas tasas en donde la carga tectónica alcanza su máxima expresión promoviendo una retrogradación de la tectonosecuencia Eocena, la cual sugiere un estimado para las tasas de subsidencia de la cuenca alrededor de ~300 pies/ma (91 mts) sobre el depocentro principal durante esta época geológica. Posteriormente, el desplazamiento de la carga tectónica hacia el este, conlleva a una respuesta de rebote isostático por parte de la litosfera, generando tasas de levantamiento alrededor de ~200 pies/ma (61 mts). Este rebote afecto a su vez, toda la plataforma durante el Eoceno, provocando la formación de la discordancia correspondiente a la SB 39,5 ma, estableciendo grandes tasas de erosión sobre la parte sur de la cuenca.

- Por último, es importante destacar que tanto el aporte de sedimentos como la caída eustática registrada durante este período, no fueron significativas en comparación con las altas tasas de subsidencia reconocidas durante el Eoceno medio, las cuales están estimadas alrededor de ~500 pies/ma sobre el depocentro principal encontrado hacia el noreste de la cuenca.

RECOMENDACIONES

- Planificar la extracción de núcleos sobre el bloque levantado del área del Bloque III, que permita cotejar la información de los núcleos considerados en esta investigación.
- Obtención de registros de imágenes que soporten la información de núcleos en el proceso de identificación de superficies estratigráficas establecidas para la correlación de registros de pozos.
- Estudiar la posibilidad de obtener una mejor calidad de datos sísmicos en el área del Bloque III, ya que hoy en día la resolución de esta información es de apenas 250 pies, limitando el cotejo de esta información con los registros de pozos.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ARCHE, A. (2010) “Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria” Consejo superior de investigaciones científicas, Textos universitarios, Madrid, España.
- ALLEN, P.A., Y ALLEN, J.R. (2005). “Basin Analysis: Principles and Applications” Second edition, Blackwell Science. pp. 549.
- AUDEMARD, F. Y CRAMEZ, C. (1991) “Glosario de términos de Estratigrafía Secuencial” (Sin Publicar).
- BARBEITO, P.J., PETTELLI, R. Y EVANS, A.M. (1985) “Estudio estratigráfico del Eoceno en el área de Maracaibo, Venezuela occidental, basado en interpretaciones paleontológicas y palinológicas” 6th Venezuelan Geological Congress (Caracas, Venezuela), p. 109–139.
- BATES, R. L. y JACKSON, J.A. (1980) “Glossary of Geology” 2nd ed., American Geological Institute, 749 p.
- BEAUMONT, C. (1978) “The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: theory and examples: Royal Astron”. Soc. Geophys. Jour., v. 55, p. 471 - 497.
- BIRKS, H.J.B. Y GORDON, A.D. (1985) “Numerical methods in Quaternary pollen analysis” Academic Press, London. 317 pp.
- BOYD R., DALRYMPLE R.W. Y ZAITLIN B.A. (1992) “Classification of clastic coastal depositional environments: Sedimentary Geology” v. 80, p. 139–150.

- BRONDIJK, J.F. (1967) “Aportes de los AVGMP cuenca de Maracaibo” eocenos nomenclatura comitte PT 5 formaciones del Eoceno en la parte suroeste de la cuenca de Maracaibo. Bol. Inform. Asoc. Venez. Geol. . Miner, Gasolina, 10 (2): 34-50.
- BROWN, L.F. JR., Y FISHER, W.L. (1977) “Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazilian rift and pull apart basins” In Seismic Stratigraphy–Applications to Hydrocarbon Exploration (C. E. Payton, Ed.), pp. 213–248. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26.
- CAROZZI, A.V. (1993) “Sedimentary Petrography. Englewood Cliffs: Prentice Hall. Price not stated (hard covers)” Geological Magazine / Volume 131 / Issue 04 / July 1994, pp 572-572
- CATUNEANU, O. Y SWEET, A.R. (1999) “Maastrichtian-Paleocene foreland basin stratigraphies, Western Canada: A reciprocal sequence architecture” Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 36, pp. 685–703.
- CATUNEANU, O. (2004a). Retroarc foreland systems–evolution through time. Journal of African Earth Sciences, Vol. 38/3, pp. 225–242.
- CATUNEANU, O. (2006) “Principles of Sequence Stratigraphy” Elsevier, Amsterdam. 375 pp.
- CATUNEANU, O., ABREU, V., BHATTACHARYA, J.P., BLUM, M. D., DALRYMPLE, R.W., ERIKSSON, P. G., FIELDING, C. R., FISHER, W. L., GALLOWAY, W. E., GIBLING, M. R., GILES, K. A., HOLBROOK, J. M., JORDAN, R., KENDALL, C. G. ST. C., MACURDA, B., MARTINSEN, O. J., MIALI, A. D., NEAL, J. E., NUMMEDAL, D., POMAR, L., POSAMENTIER, H.W., PRATT, B. R., SARG, J.F., SHANLEY, K.W., STEEL, R. J., STRASSER, A., TUCKER, M. E., WINKER, C., 2009.

“Towards the standardization of sequence stratigraphy” *Earth-Science Reviews*, vol. 92, 1–33.

- CATUNEANU, O., GALLOWAY, W., KENDALL, C., MIALI, A., POSAMENTIER, H., STRASSER, A., TUCKER, T., (2011) “Sequence Stratigraphy: Methodology and Nomenclature” *Newsletters on stratigraphy*, vol. 44/3, 173–245, Stuttgart, Germany.
- CONTI, G. (2009) “Caracterización Geológica del Yacimiento Eoceno C-INF VLC-363 Bloque III, Cuenca del Lago de Maracaibo” Tesis.
- DÍAZ DE GAMERO, M.L. (1996) “The changing course of the Orinoco River during the Neogene: A review” *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* (123)1-4: 285-402
- DICKINSON, W.R. Y SUCZEK, C.A. (1979) “Plate tectonics and sandstone compositions” *AAPG Bulletin*, December, v. 63, p. 2164-2182.
- DRISCOLL, N.W. Y DIEBOLD, J.B., (1999). “New insights on the formation of the Caribbean basalt province revealed by multichannel seismic images of volcanic structures in the Venezuelan Basin” *Sedimentary Basins of the World: Caribbean Basins* 561-589 4.
- DOTT, R.H. (1964) “Wacke, graywacke and matrix- What approach to immature sandstone classification” *Jour. Sed. Petrol.* , v 34, p. 625-632.
- ESCALONA, A. Y MANN, P. (2003) “Three-dimensional architecture and evolutionary history of an Eocene pull-apart basin, Maracaibo basin, Venezuela” *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 20, p. 141-161.
- FOLK, R.L. (1968) “Stages of textural majority in sedimentary rocks” *Jour. Sedim. Petrol.*, v 21, p. 127-130.

- GALLOWAY, W. (1989) “Genetic stratigraphic sequences in basin analysis” I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 73, pp. 125–142.
- GALLOWAY, W. (2004) “Accommodation and the sequence stratigraphic paradigm” Reservoir, Canadian Society of Petroleum Geologists, Vol. 31, Issue 5, pp. 9–10.
- GAMERO DE VILLARROEL, H. Y OTROS (1997) “Estudio sedimentológico del Eoceno B-Inferior, área VLC100/949, Bloque III (Sin Publicar)
- GARNER, A.H. (1926). “Suggested nomenclature and correlation of the geological formations in Venezuela” Am. Inst. Min. Metall. Eng., Tr., pp 677-684.
- GONZÁLEZ, G. Y OTROS (1994) “Estudio Integrado del Eoceno B, área VLC-100/949, Bloque III” EPC-13.545. Maraven, S.A. Diciembre 1994.
- GONZÁLEZ DE JUANA, C. ET AL (1980) “Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas” Tomo I y II, Caracas, 1031 p.1. Vásquez H, Andrés R. Introducción a la Geomecánica petrolera, quinta edición 2001. Caracas, Venezuela.
- GOWER, J.C. (1971) “A general coefficient of similarity and some of its properties” Biometrics, 27: 857-872.
- GHOSH, K., MARUGUERI, J., GARCÍA, L., Y AGUADO, L. (1985) “Diagénesis y calidad de las areniscas de la Formación Misoa (Eoceno Inferior) al norte de la cuenca de Maracaibo” VI Cong. Geol. Venez., Caracas, 2: 749-774.

- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. Y OGG, G. (2008) “The Concise Geologic Time Scale” Cambridge University Press. 177 p.
- GRAVES, G. R. (1985) “Ambiente sedimentarios y entrapamientos de hidrocarburos en las arenas "B" Superior de la Formación Misoa en el área LL-370, Lago de Maracaibo” (Sedimentary environments and hydrocarbon traps in the upper "B" Sandstone of the Misoa Formation in the LL-370 area, Lake Maracaibo). Sociedad Venezolana de Geólogos. VI Congreso Geológico Venezolano, 6, p. 3085-3102. Caracas, Venezuela, Sep. 29-Oct. 6.
- HAQ, B., HARDENBOL, J. Y VAIL, P. (1988) “Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of relative sea level change” in Wilgis, C., Hastings, B., Kendall, C., Posamentier, H., Ross. and Van Wagoner, J., eds., Sea level changes: An integrated approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42, p. 3-17.
- HAQ, B.U., Y SHUTTER, S. R. (2008) “A chronology of Paleozoic sea-level changes” Science, 322, pp. 64-68.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M., DE GRACIANSKY, P-C Y VAIL, P. (1998) “Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins” in De Graciansky, P-C, Hardenbol, J., Jaquin, T. and Vail, P., eds., Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphic of European basins, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 60, p. 3-13.
- HELLAND-HANSEN, W. Y MARTINSEN, O.J. (1996) “Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios” Journal of Sedimentary Research, Vol. 66, no. 4, pp. 670–688.

- HUNT, D. Y TUCKER, M.E. (1992) “Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall” *Sedimentary Geology*, Vol. 81, pp. 1–9.
- INTEVEP-PDVSA, (1999) “Léxico Estratigráfico de Venezuela” Documento patrocinado por Petróleos de Venezuela, S.A.; editado por el Comité Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura. CIEN.
- JERVEY, M.T. (1988) “Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression” En Wilus et al., editores, *Sea Level Changes – An Integrated Approach: SEPM Spec. Pub. 42*, p.47-70.
- KASPER, D.C. Y LARUE, D.K. (1996). “Paleogeographic and tectonic implications of quartzose sandstones of barbados” *Tectonics*, v.5, p. 837-854.
- KENDALL, C. G. ST. C. y SCHLAGER, W. (2006). “Carbonates and relative changes in sea level” *Marine Geol.* 44, 181–212.
- KOVACH, W. L. (1989) “Comparisons of multivariate analytical techniques for use in Pre-quaternary plant paleoecology” *Rev. Palaeo. Palyn.* 60:255-82.
- KRUMBEIN, W.C. y SLOSS, L.L. (1963) “Stratigraphy and sedimentation” Freeman & Co., S. Francisco, 660 p.
- LEXICO ESTRATIGRAFICO DE VENEZUELA (1997) Ministerio de Energía y Minas. Dirección General Sectorial de Servigeomin. Dirección de Geología. Publicación Especial N° 12. Tomos I-II. Caracas
- LORENTE, M. A. (1986) “Palynology and palynofacies of the upper Tertiary in Venezuela” Tesis, PhD, Univ. Amsterdam, J. Cramer, Berlín-Stuttgart: 225 p.

- LUGO, J. (1997) “Curso de Análisis Secuencial Estratigráfico” Lagoven S.A. (filial de PDVSA).
- LUGO, J. Y MANN, P., (1995) “Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo Basin, Venezuela” in Tankard, A., Suarez, S. and Welsink, H., eds., Petroleum basins of South America, The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, p. 699-725.
- MANN, P., ESCALONA A. y CASTILLO, M.V. (2006) “Regional Geologic and Tectonic Setting of the Maracaibo Supergiant Basin, Western Venezuela” AAPG Bulletin, V. 90, No. 4 (April 2006), pp. 445–477 445.
- MATHIEU, X. (1989) “La Serranía de Trujillo-Ziruma aux confins du bassin de Maracaibo, de la Sierra du Falcón et de la Chaîne Caraïbe” Lithostratigraphie, tectonique (surfacesubsurface) et evolution geodynamique: (unpublished Ph.D dissertation) L'Universite de Bretagne Occidentale, Bretagne, 264 p.
- MÉNDEZ, J. (2006) “Petrología” Caracas, Venezuela.
- MIALI, A.D. (1996) “The Geology of Fluvial Deposit: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology” Springer-Verlag, Berlin, 582 pp.
- MITCHUM, R.M. JR., VAIL, P.R., Y SANGREE, J.B., 1977, Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. En C.E. Payton, Ed., Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Memoir 26, p.117-133.
- MULLER, J., KUYL, P. P. Y WATERBOLK, H. TH. (1955) “The application of palynology to oil geology with reference to western Venezuela” Geol. Mijnb., New Ser., Vol. 17, N° 3, pp 49-76.

- MULLER, J. (1959) "Palynology of Recent Orinoco Delta and shelf sediments: Reports of the Orinoco Shelf Expedition" *Micropaleontology*, 5(1): 1-32
- MULLER, J., DI GIACOMO, E. Y VAN ERVE, A. (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
- MUÑOZ, N. (1998) "Taller de Sedimentología Aplicada" CSC Petroleum Company, Maracaibo, Abril 1998.
- NATERA, B. (1961) "Correlation of the upper B-X members in the District of Bolívar, State of Zulia" *Asoc. Venez. Geol., Min y Petról., Bol. Inform.*, 4(9): 268-283.
- PARNAUD, F., GOU, PASCUAL, J-C., CAPELLO, M.A., TRUSKOWSKI, I. y PASSALACQUA, H. (1995). "Stratigraphic synthesis of western Venezuela" In: *Petroleum Basin of South America*. A.J. Tankard, R. Suarez and H.J. Welsink (eds). American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62, p. 681-698.
- PÉREZ, J. (2007) "Caracterización Petrofísica del Yacimiento Eoceno B-Inferior VLC-100 de Bloque III" Tesis de Grado, Universidad del Zulia, Maracaibo, Enero 2007.
- PESTMAN, P. (1993) "Influencia de Cambios del Nivel del Mar en Morfología y Sedimentación Fluvial" *Bol, Soc Venezolana Geól*, 47, 39-54 (1993)
- PETTIJOHN, E., POTTER, P. y SIEVER, R. (1972) "Sand and Sandstone". Springer-Verlag, New York-Heidelberg-Berlín. 618 p.

- PIERCE, G.R. (1960) "Geología de la cuenca de Barinas" Boletín de Geología Publicación Especial, 3 (1): 214-276. (Venezuela Dirección Geología), Caracas, Venezuela.
- PINTO, F. Y RODRÍGUEZ, L. (1989) "Plan de Explotación del Yacimiento Eoceno B del Bloque III del Lago de Maracaibo" Tesis de Grado, Universidad del Zulia, Maracaibo, Diciembre 1989.
- PITMAN, W.C., III (1978). "The relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins," Geological Society of America Bulletin, 89:1389-1403.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T., Y VAIL, P.R. (1988) "Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework" 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. 110–124. SEPM Special Publication 42.
- POSAMENTIER, H.W. Y ALLEN, G.P. (1999) "Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications" SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology no. 7, 210 p.
- PLINT, A.G. (1988) "Sharp-based shoreface sequences and offshore bars in the Cardium Formation of Alberta; their relationship to relative changes in sea level" 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.), SEPM Special Publication 42, pp. 357–370.
- PLINT, A.G. Y NUMMEDAL, D. (2000) "The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis" In Sedimentary Response to Forced Regression (D. Hunt and R. L. Gawthorpe, Eds.), pp. 1–17. Geological Society of London Special Publication 172.

- PLUMMER, C.C. Y MCGEARY, D. (1996) "Physical Geology" Wm. C. Brown Publishers, p. 539.
- RODRIGUEZ, A. (1988) "Facies Modeling and the Flow Unit Concept as a Sedimentological Tool in Reservoir Description" 63rd Annual Technical Conference and Exhibition of the Society of Petroleum Engineers held in Houston, TX, October 2-5, 1988.
- RONDÓN, H. (2006) "Caracterización del Yacimiento Eoceno B-Inferior VLC-100 de Bloque III del Lago de Maracaibo" Tesis de Grado, Universidad del Zulia, Cabimas, 2006.
- RULL, V. (1994) "Palinoestratigrafía del Eoceno Temprano y Medio, Bloque Centro Lago" (Lagoven) Maraven, S.A. Departamento de Exploración. Unidad de Servicios Geológicos Especializados. Palinología. Caracas. EPC-13548.
- SELLEY, R. (1971) "Ancient sedimentary environments" Cornell Univ. Press.
- SERRA, O., ROSSETTI, A.N.; BETT, M., DESPARMET, J.R., LANGLEY, R.L., MAIR, B.F., PLOSKIEWICZ, J.V., VÁSQUEZ, J. (1984) "Análisis de ambientes sedimentarios mediante perfiles de pozo" Schlumberger, 272 p.
- SINCLAIR, H.D. Y ALLEN, P.A. (1992) "Vertical versus horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin" Basin Res. 4, 215–232.
- SINGER J. M. (1997) "Venezuela WEC 1997, Well Evaluation" Schlumberger Sureco, Caracas.
- SURDAM, R.C., CROSSEY, L.G., HAGEN, E.S. Y HAESLER, H.P. (1989) "Organic-inorganic sandstone diagenesis" American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 73: I-23.

- SUTTON, F.A. (1946) "Geology of Maracaibo Basin, Venezuela" American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 30, p. 1621-1641.
- SCHLAGER, W. (1992) "Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms" Continuing Education Course Note Series #34, American Association of Petroleum Geologists, p. 71.
- SCHLUMBERGER (1997) WEC Venezuela 1997. Evaluación de Pozos. Caracas.
- SCHUMM, S.A. (1981) "Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications" en Ethridge, F.G. y Flores, R.M. (eds). Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration. Soc Econ Paleont Mineral, Spec Pub, 31:19-29.
- SHANLEY, K.W. Y MCCABE, P.J. (1994) "Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata" American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 78, pp. 544–568.
- SLOSS, L.L., KRUMBEIN, W.C. Y 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.
- SWANSON, D.C., BEAVER, H.H., DEWITT, R.J., FRAZIER, D.E., HOLLAND, W.C., HOPKINS, H.R., MILLING, M.E., SHANNON, J.P. (1976) "Manual de Facies Sedimentarias", Escuela de facies clásticas, Creole Petroleum Corporation.
- TWENHOFEL, W.H. (1950) "Principios de sedimentación" 2º ed. Nueva York, McGraw-Hill Book.

- VAIL, P.R., Y WORNARDT, W.W. (1990) “Well log-seismic stratigraphy; an integrated tool for the 90’s: Gulf Coast Section” SEPM Foundation Eleventh Annual Research Conference Program and Extended Abstracts, pp. 379–388.
- VAN ANDEL, T. (1958) “Origin and classification of Cretaceous, Paleocene sandstones of western Venezuela” United States AAPG, Boletín 42 (4): 734-764.
- VAN VEEN, F. R. (1972) “Ambientes sedimentarios de las formaciones Mirador y Misoa del Eoceno inferior y medio en la cuenca de Maracaibo” IV Cong. Geol. Venez., Caracas, 2: 1073-1104.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M. JR., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITIT, T.S. Y HANDENBOL, J. (1988) “An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions” en C.K. Wilgus et al., eds., Sea-level Change: an Integrated Approach: SEPM Spec. Pub. 42, p.39-46.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M. JR., CAMPION, K.M., Y RAHMANIAN, V.D. (1990) “Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies” American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, p. 55.
- VILLAMIL, T. (1999) “Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela” Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Editorial Elsevier, Amsterdam 153(1-4): 239-275

- WALTON, W.M. (1967) "Contributions of the AVGMP Maracaibo Basin Eocene Nomenclature Committee" IV. The informal units of the subsurface Eocene. *Asoc. Venez. Geol., Min y Petról., Bol. Inform.*, 10(1): 21-30.
- ZAMORA, L.G. (1977) "Uso de los perfiles de la identificación de ambientes sedimentarios del Eoceno del Lago de Maracaibo" V Cong. Geol. Venez., Caracas, 4: 1359-1376.

ANEXOS