

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ANÁLISIS DE FACIES Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL
INTERVALO CENOMANIENSE-EOCENO MEDIO EN LA
PORCIÓN NOROESTE DE LA CUENCA BARINAS-APURE,
VENEZUELA OCCIDENTAL**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Esparragoza I., Juan Carlos
Para optar al Título
de Magister en Ciencias Geológicas

Caracas, Octubre 2018

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ANÁLISIS DE FACIES Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL INTERVALO CENOMANIENSE-EOCENO MEDIO EN LA PORCIÓN NOROESTE DE LA CUENCA BARINAS-APURE, VENEZUELA OCCIDENTAL

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Rafael Falcón

TUTOR INDUSTRIAL: *MSc.* Dennis Sánchez

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Ing. Juan Carlos Esparragoza I.,
Para optar al Título
de Magister en Ciencias Geológicas

Caracas, Octubre 2018

© Juan Carlos Esparragoza, 2018
Hecho el Depósito de Ley.
Depósito Legal: AN2018000034



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



Comisión de
Estudios de
Postgrado

VEREDICTO

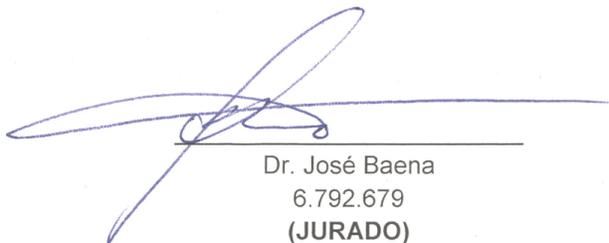
Quienes suscriben, miembros del jurado designado por el Consejo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Central de Venezuela, para examinar el **Trabajo Grado** presentado por el **ING. JUAN ESPARRAGOZA**, portador de la Cédula de Identidad No 15.548.533 bajo el título **“ANÁLISIS DE FACIES Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL INTERVALO CENOMANIENSE-EOCENO MEDIO EN LA PORCIÓN NORESTE DE LA CUENCA BARINAS-APURE, VENEZUELA OCCIDENTAL”**, a fin de cumplir con el requisito legal para optar al grado académico de Magister en Ciencias Geológicas; dejan constancia de lo siguiente:

1.- Leído como fue dicho trabajo por cada uno de los miembros del jurado, se fijó el día 3 de octubre de 2018, a las 10:00 a.m., para que el autor lo defendiera en forma pública, lo que éste hizo en el salón Zuloaga, de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, mediante un resumen oral de su contenido, luego de lo cual respondió a las preguntas que le fueron formuladas por el jurado, todo ello conforme con lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado.

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

Para este veredicto, el Jurado, los profesores estimaron que la obra examinada representa en su conjunto un aporte importante para el conocimiento de la geología del occidente de Venezuela y por lo tanto, el Jurado por unanimidad le asigna la calificación de **“APROBADO”**.

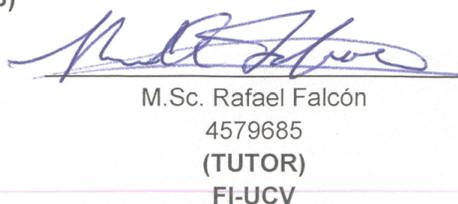
En fe de lo cual se levanta la presente ACTA, a los tres (3) días del mes de octubre del año 2018, conforme a lo dispuesto en el Reglamento de Estudios de Postgrado, actuó como Coordinador del Jurado el **M.Sc. Rafael Falcón**.



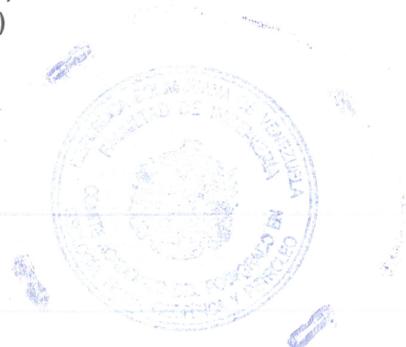
Dr. José Baena
6.792.679
(JURADO)
(USB)



M.Sc. Lenin González
12.259.380
(JURADO)
(FI-UCV)



M.Sc. Rafael Falcón
4579685
(TUTOR)
FI-UCV



AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación es el producto de mi esfuerzo y del apoyo de muchas personas e instituciones quienes colaboraron desinteresadamente para su ejecución.

En primer lugar quiero agradecer a mis tutores Rafael Falcón y Dennis Sánchez por el apoyo constante, sugerencias y compartir sus conocimientos durante el desarrollo de este trabajo.

A Manuel Delgado por su valioso aporte técnico a esta tesis. Me gustaría agradecer especialmente a Victor Padrón y Luís Buatois quienes han sido pilares fundamentales en mi desarrollo en el área de Sedimentología.

A la Gerencia del Laboratorio Geológico Oriente “El Chaure”, que sin su apoyo no hubiera sido posible la ejecución de esta tesis, al aportar los recursos financieros y apoyo logístico. Al proyecto PGO Flanco Surandino Norte, especialmente a María Espín, por permitirme formar parte del equipo y proporcionar la información necesaria para el desarrollo de este trabajo.

A la Universidad Central de Venezuela donde he tenido la oportunidad de realizar mis estudios de postgrado.

A mis padres María Itriago y Norberto Esparragoza por el apoyo y su amor incondicional.

A mi prometida Anhneglys por motivarme y darme su apoyo incondicional durante la realización de esta tesis.

A mis compañeros de trabajo Jacmira Rosa, José Torres, Araucy Mestre, Keyla Carmona, Olga Rodríguez por su colaboración.

Esparragoza I, Juan Carlos

**ANÁLISIS DE FACIES Y ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL DEL
INTERVALO CENOMANIENSE-EOCENO MEDIO EN LA PORCIÓN
NOROESTE DE LA CUENCA BARINAS-APURE, VENEZUELA
OCCIDENTAL**

**Tutor Académico: Prof. Rafael Falcón. Tutor Industrial: MSc. Dennis Sánchez
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de geología. Año 2018, n° 220 pág.**

Palabras Claves: facies clásticas, marino somero, costa afuera, estratigrafía
secuencial, Barinas (estado), Apure (estado), Cretácico, Eoceno Medio.

Resumen. Este trabajo presenta un modelo sedimentológico y estratigráfico secuencial de las unidades de edad Cenomaniense-Eoceno Medio en el área noroeste de la Cuenca Barinas-Apure, contribuyendo a la disminución de la incertidumbre geológica en futuras actividades exploratorias. Para ello se realizó la descripción e interpretación sedimentológica detallada 4489 pies (1368 m) de núcleos de 11 pozos, el análisis petrográfico de 302 secciones finas y su integración con datos biestratigráficos, información sísmica y registros eléctricos,

En el área se reconocieron dos secuencias de 2^{do} orden definidas por Santiago *et al.* (2015) y denominadas en este trabajo como secuencia SK depositada en el Cretácico durante la fase de margen pasivo (dividida a su vez en 2 secuencias SK1 y SK2) y la secuencia SE del Eoceno Medio perteneciente al margen activo. La sedimentación se inicia en el Albiense Tardío con la Formación Aguardiente, contentiva de depósitos fluviales que durante una trasgresión pasan verticalmente a ambientes de rampa carbonática somera. Los depósitos transgresivos más profundos corresponden al

Miembro “S” (Cenomaniense Temprano) de la Formación Escandalosa, representado por sedimentos depositados en ambientes de plataforma.

En el Cenomaniense se deposita el Miembro “P” (Formación Escandalosa) en un sistema fluvio-estuarino (sureste) con fuerte participación de mareas. Hacia el noroeste pasa lateralmente a ambientes marinos someros débilmente afectados por tormentas que son reemplazados verticalmente por depósitos de carbonatos transgresivos dolomitizados correspondiente al Miembro “O”, acumulados en una rampa carbonática interna durante el Cenomaniense-Turonense. Seguidamente se deposita la Formación Navay (Turonense- Campaniense) en un ambiente predominantemente de plataforma marcando el deceso de la rampa carbonática del Miembro “O”. Por encima se deposita la Formación Burgüita (Campaniense-Maastrichtense) representada principalmente por sistemas deltaicos dominados por oleaje. De forma discordante se acumula la Formación Gobernador (Eoceno Medio) en ambiente de valle fluvio-estuarino inciso y deltaicos dominados fluvialmente. Durante el avance de la transgresión estos depósitos pasan verticalmente a ambientes de rampa carbonática somera, correspondiente al Miembro Maparrito. Finalmente, los depósitos transgresivos del Eoceno Medio más profundos corresponden a ambientes marinos abiertos de plataforma de la Formación Pagüey, originando el deceso de la rampa carbonática. En cuanto al potencial como rocas reservorio, los cuerpos arenosos acumulados durante el *lowstand* (canales fluviales y distributarios) y en el sistema transgresivo (canales estuarinos y depósitos de rampa carbonática dolomitizados), representan las facies de mayor calidad con porosidades de hasta 25%.

INDICE

Agradecimientos	iii
Lista de Figuras	xiii
Lista de Tablas	xxii
Apéndices	xxiii
Anexos	xxiv
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos y Alcances	2
1.1.1. Objetivo general	2
1.1.2. Objetivos específicos	2
1.1.3. Alcances	3
1.2. Antecedentes	3
1.4. Ubicación geográfica del área de estudio.....	4
2. METODOLOGÍA	6
2.1. Revisión bibliográfica	7
2.2. Estudio sedimentológico	7
2.2.1. Descripción y análisis de muestras de núcleos	7
2.2.2. Caracterización petrográfica	11
2.3. Análisis estratigráfico secuencial.....	15
2.4. Elaboración de secciones estratigráficas y mapas de distribución de facies....	20
2.5. Integración de los análisis y redacción del informe final.....	22
3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	23
3.1. Apertura (<i>rift</i>) de corteza oceánica en el Jurásico.....	23
3.2. Margen pasivo durante el Cretácico Temprano a Tardío.....	24
3.3. Margen activo al oeste y pasivo durante el Cretácico Tardío-Paleoceno	26
3.4. Cuenca antepaís durante el Paleoceno Tardío-Eoceno Medio.....	27
3.5. Margen activo durante el Eoceno Tardío-Mioceno Temprano	28

3.6. Compresión andina durante el Mioceno Medio-Holoceno	29
2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	30
4.1. Análisis de facies	30
4.2. Icnología.....	31
4.3. Deltas	33
4.3.1. Deltas fluvio-dominados	35
4.3.2. Deltas dominados por el oleaje	37
4.3.3. Deltas dominados por mareas	40
4.4. Estuarios.....	41
4.4.1. Estuarios dominados por olas	42
4.4.2. Estuarios dominados por mareas.....	44
4.5. Ambientes marinos someros dominados por el oleaje	47
4.5.1. Trasplaya (<i>Backshore</i>)	49
4.5.2. Playa (<i>foreshore</i>).....	50
4.5.3. Anteplaya (<i>Shoreface</i>).....	50
4.5.4. Transición a costa afuera (transición al <i>offshore</i>)	52
4.5.5. Costa afuera superior u <i>offshore</i> superior	52
4.5.6. Costa afuera inferior (<i>offshore</i> inferior).....	53
4.5.7. Plataforma	53
4.6. Rampas carbonáticas	53
4.7. Estratigrafía secuencial	56
4.7.1. Superficies estratigráficas secuenciales	57
4.7.2. Modelos de secuencias estratigráficas	60
4.7.3. Sistemas encadenados o cortejos depositacionales (<i>systems tracts</i>)	62
4.7.4. Jerarquías de las secuencias y de los límites de secuencias	64
5. ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y PETROGRÁFICO	69
5.1 Facies, asociación de facies, interpretación paleoambiental y caracterización petrográfica.	69
5.2. Asociaciones de facies de la Formación Aguardiente.....	76

5.2.1. Canales fluviales apilados	76
5.2.2. Rampa carbonática interna a media	78
5.2.3. Marino abierto dominado por oleaje de baja intensidad y frecuencia de tormentas	80
5.2.4. Rampa carbonática externa	82
5.3. Modelo depositacional de la Formación Aguardiente.	83
5.4. Caracterización petrográfica de la Formación Aguardiente.....	85
5.5. Asociaciones de facies del Miembro “R” de la Formación Escandalosa.....	88
5.5.1. Depósitos marinos abiertos dominados por oleaje de baja intensidad y frecuencia de tormentas.....	89
5.5.2. Deltas influenciados por mareas	91
5.6. Modelo depositacional del Miembro “R” de la Formación Escandalosa	93
5.7. Asociaciones de facies del Miembro “P” de la Formación Escandalosa	94
5.7.1. Canales fluviales apilados	94
5.7.1 Canales estuarinos influenciados por mareas.....	97
5.7.2 Planicie de mareas.....	100
5.7.3 Barras de mareas	101
5.7.4 Depósitos marinos abiertos transgresivos	102
5.7.6. Marino abierto dominado por oleaje de baja intensidad y frecuencia de tormentas	102
5.7.7. Bancos carbonáticos (<i>shoals</i>).....	105
5.8. Modelo depositacional del Miembro “P” de la Formación Escandalosa	106
5.9. Caracaterización petrográfica del Miembro “P” de la Formación Escandalosa	111
5.10. Asociaciones de facies del Miembro “O” de la Formación Escandalosa	116
5.10.1. Llanura de mareas a zona supramareal	116
5.10.2. Rampa carbonática interna (depósitos submareales someros)	119
5.10.3. Marino abierto dominado por oleaje de baja intensidad y frecuencia de tormentas	121
5.11. Modelo sedimentológico del Miembro “O” de la Formación Escandalosa .	121

5.12. Caracterización petrográfica del Miembro “O” de la Formación Escandalosa	126
5.13. Modelo sedimentológico de la Formación Navay	132
5.14. Asociaciones de facies de la formación Burgüita	135
5.14.1. Marino abierto dominado por oleaje de baja intensidad y frecuencia de tormentas	135
5.14.2. Delta dominado por oleaje	138
5.15. Modelo sedimentológico de la Formación Burgüita	144
5.16. Caracterización petrográfica de la Formación Burgüita	148
5.17. Asociaciones de facies de la sección siliciclástica de la Formación Gobernador.....	152
5.17.1. Depósitos marinos abiertos transgresivos	152
5.17.2. Canales fluviales entrelazados	153
5.17.3. Canales estuarinos	155
5.17.4. <i>Shoreface</i> (anteplaya) inferior.....	156
5.17.5. Depósitos deltaicos dominados por olas?	156
5.17.6. Depósitos deltaicos fluvio-dominados	158
5.18. Modelo sedimentológico de la sección siliciclástica de la Formación Gobernador.....	161
5.19. Caracterización petrográfica de la sección siliciclástica de la Formación Gobernador.....	165
5.20. Asociaciones de facies del Miembro Masparrito de la Formación Gobernador (sección carbonática).....	169
5.20.1. Rampa carbonática interna	169
5.20.2. Rampa carbonática media	171
5.21. Modelo sedimentológico del Miembro Masparrito de la Formación Gobernador (sección carbonática).....	172
5.22. Caracterización petrográfica del Miembro Masparrito de la Formación Gobernador.....	175
5.23. Modelo sedimentológico de la Formación Pagüey	181

6. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL	184
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	195
7.1. Conclusiones	195
7.2. Recomendaciones.....	197
8. BIBLIOGRAFÍA.....	198

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de ubicación geográfica del área de estudio (cuadro azul) mostrando la localización de los pozos con núcleos analizados en este estudio.	5
Figura 2.1. Metodología aplicada durante la ejecución de esta investigación.	6
Figura 2.2. Pozos con núcleos analizados en el área de estudio y su ubicación estratigráfica. Los números dentro del paréntesis indican las cantidades de pies descritos en las unidades litoestratigráficas.	8
Figura 2.3. Ejemplo de una hoja sedimentológica (pozo SIP-1X) realizada con el <i>software</i> Wellcad.	10
Figura 2.4. Secciones finas analizadas y su ubicación estratigráfica. Los números dentro del paréntesis indican las cantidades de secciones finas en las unidades litoestratigráficas.	12
Figura 2.5. Sistema de clasificación de las areniscas (Pettijohn <i>et al.</i> , 1972).	13
Figura 2.6. Clasificación para carbonatos basada en la textura depositacional (Dunham, 1962).	14
Figura 2.7. Modelo de clasificación de carbonatos de mezcla (Mount, 1985).	14
Figura 2.8. Marco tectono-estratigráfico del área de estudio (modificado de Sanchez <i>et al.</i> , 2017).	16
Figura 2.9. Nomenclatura para sistemas encadenados y límites de secuencias según los enfoques de estratigrafía secuencial. En este estudio el tipo de secuencia depositacional III propuesto Van Wagoner <i>et al.</i> (1990). Modificado de Catuneanu <i>et al.</i> (2009).	19
Figura 2.10. Mapa de ubicación de las secciones estratigráficas.	21
Figura 2.11. Posición estratigráfica de los mapas de distribución de facies.	22
Figura 3.1. Límites de la cuenca Barinas-Apure. LEB: Lineamiento de El Baúl (Yoris y Ostos, 1997).	23
Figura 3.2. Distribución de facies sedimentarias durante el Barremiense- Albiense en las inmediaciones del Cratón de Guayana (Cuenca Barinas-Apure) (Yoris y Ostos, 1997).	25

Figura 3.3. Distribución de facies sedimentarias durante el Cenomaniense-Campaniense en las inmediaciones del Cratón de Guayana (Cuenca Barinas-Apure) (Yoris y Ostos, 1997).	26
Figura 3.4. Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense al norte del Cratón de Guayana (Cuenca Barinas-Apure) (Yoris y Ostos, 1997).	27
Figura 3.5. Distribución de facies sedimentarias durante el Paleoceno-Eoceno al norte del Cratón de Guayana (Cuenca Barinas-Apure) (Yoris y Ostos, 1997).	28
Figura 3.6. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno- Plioceno (Yoris y Ostos, 1997).	29
Figura 4.1. Modelo de icnofacies para trazas fósiles de invertebrados (Tomado de Buatois y Mágano, 2011).	31
Figura 4.2. Reconstrucción esquemática de la icnofacies de <i>Glossifungites</i> (Buatois y Mágano, 2011).	32
Figura 4.3. Clasificación genética de los sistemas deltaicos (Tomado de Bhattacharya 2006).	34
Figura 4.4. Distribución de las trazas fósiles en los deltas fluvio-dominados. Referencias: <i>Beaconites</i> (<i>Be</i>), <i>Taenidium</i> (<i>Ta</i>), <i>Ophiomorpha</i> (<i>Op</i>), <i>Skolithos</i> (<i>Sk</i>), <i>Teredolites</i> (<i>Tr</i>), <i>Planolites</i> (<i>Pl</i>), <i>Teichichnus</i> (<i>Te</i>), <i>Palaeophycus</i> (<i>Pa</i>), Trazas de raíces (<i>Rt</i>), <i>Rosselia</i> (<i>Ro</i>), <i>Cylindrichnus</i> (<i>Cy</i>), <i>Thalassinoides</i> (<i>Th</i>), <i>Phycosiphon</i> (<i>Ph</i>), <i>Chondrites</i> (<i>Ch</i>), <i>Protovirgularia</i> (<i>Pr</i>), <i>Gyrochorte</i> (<i>Gr</i>). (Tomado de Buatois y Mangano, 2011).	36
Figura 4.5. Subambientes y morfología de los deltas dominados por olas. La acción de las olas re trabaja el sedimento del frente deltaico formando barras arenosas costeras (Tomado Nichols, 2009).	37
Figura 4.6. Morfología generalizada de los deltas dominados por oleaje basado en el índice de asimetría definida por relación entre tasa de sedimentos transportados a lo largo de la costa por corrientes litorales en la desembocadura y el promedio de la descarga fluvial (Tomado de Bhattacharya y Giosan, 2003).	38

Figura 4.7. Modelo de distribución de las trazas fósiles en los deltas fluvio-dominados Referencias: <i>Beaconites</i> (<i>Be</i>), <i>Taenidium</i> (<i>Ta</i>), Trazas de raíces (<i>Rt</i>), <i>Ophiomorpha</i> (<i>Op</i>), <i>Skolithos</i> (<i>Sk</i>), <i>Planolites</i> (<i>Pl</i>), <i>Teichichnus</i> (<i>Te</i>), <i>Palaeophycus</i> (<i>Pa</i>), <i>Rosselia</i> (<i>Ro</i>), <i>Cylindrichnus</i> (<i>Cy</i>), <i>Diplocraterion</i> (<i>Di</i>), <i>Thalassinoides</i> (<i>Th</i>), <i>Arenicolites</i> (<i>Ar</i>), <i>Phycosiphon</i> (<i>Ph</i>), <i>Chondrites</i> (<i>Ch</i>), <i>Protovirgularia</i> (<i>Pr</i>), <i>Gyrochorte</i> (<i>Gr</i>). <i>Zoophycos</i> (<i>Zo</i>), <i>Asterosoma</i> (<i>As</i>). (Tomado de Buatois y Mangano, 2011).	39
Figura 4.8. Modelo de distribución de las trazas fósiles en los deltas dominados por mareas Referencias: <i>Beaconites</i> (<i>Be</i>), <i>Taenidium</i> (<i>Ta</i>), Trazas de raíces (<i>Rt</i>), <i>Ophiomorpha</i> (<i>Op</i>), <i>Skolithos</i> (<i>Sk</i>), <i>Planolites</i> (<i>Pl</i>), <i>Teichichnus</i> (<i>Te</i>), <i>Palaeophycus</i> (<i>Pa</i>), <i>Rosselia</i> (<i>Ro</i>), <i>Diplocraterion</i> (<i>Di</i>), <i>Thalassinoides</i> (<i>Th</i>), <i>Phycosiphon</i> (<i>Ph</i>), <i>Chondrites</i> (<i>Ch</i>), <i>Scalichnus</i> (<i>Sl</i>), <i>Gyrochorte</i> (<i>Gr</i>). (Tomado de Buatois y Mangano, 2011).	41
Figura 4.9. Subambientes y procesos depositacionales de un estuario dominado por olas (Tomado de Dalrymple et al. 1992).....	43
Figura 4.10. Modelo de distribución de las trazas fósiles en los estuarios dominados por oleaje. Referencias: <i>Cylindrichnus</i> (<i>Cy</i>), <i>Palaeophycus</i> (<i>Pa</i>), <i>Ophiomorpha</i> (<i>Op</i>), <i>Teichichnus</i> (<i>Te</i>), <i>Skolithos</i> (<i>Sk</i>), <i>Planolites</i> (<i>Pl</i>), <i>Thalassinoides</i> (<i>Th</i>), <i>Rosselia</i> (<i>Ro</i>), <i>Diplocraterion</i> (<i>Di</i>), <i>Asterosoma</i> (<i>As</i>). (Tomado de Buatois y Mangano, 2011).	44
Figura 4.11. Subambientes y procesos depositacionales de un estuario dominado por olas (Tomado de Dalrymple et al. 1992).	45
Figura 4.12. Distribución de las trazas fósiles en los estuarios dominados por mareas. Referencias: <i>Diplichnites</i> (<i>Dp</i>), <i>Diplopodichnus</i> (<i>Do</i>), <i>Gordia</i> (<i>Go</i>), <i>Treptichnus</i> (<i>Tr</i>), <i>Helminthopsis</i> (<i>He</i>), <i>Undichna</i> (<i>Un</i>), <i>Cincosaurus</i> (<i>Ci</i>), <i>Gyrolithes</i> (<i>Gy</i>), <i>Cylindrichnus</i> (<i>Cy</i>), <i>Planolites</i> (<i>Pl</i>), <i>Palaeophycus</i> (<i>Pa</i>), <i>Skolithos</i> (<i>Sk</i>), <i>Lockeia</i> (<i>Lo</i>), <i>Protovirgularia</i> (<i>Pr</i>), <i>Asterosoma</i> (<i>As</i>), <i>Gyrochorte</i> (<i>Gr</i>), <i>Teichichnus</i> (<i>Te</i>), <i>Diplocraterion</i> (<i>Di</i>), <i>Psammichnites</i> (<i>Ps</i>). (Tomado de Buatois y Mangano, 2011). 46	
Figura 4.13. Zonación para ambientes marinos someros dominados por olas de acuerdo a los diferentes autores indicados en la figura. Referencias: playa (<i>foreshore</i>), anteplaya (<i>shoreface</i>), <i>offshore</i> (costa afuera).	48

Figura 4.14. Aspectos sedimentológicos e icnológicos a lo largo de un perfil depositacional en una costa dominada por oleaje (Basado en MacEachern et al., 1999 en Buatois y Mángano, 2011).	49
Figura 4.15. Tipos principales de plataformas carbonáticas unidas al continente (Modificado de Pomar 2001).	54
Figura 4.16. Principales subdivisiones de una rampa carbonática homoclinal. Referencias: nivel del mar (MSL), nivel base de olas de buen tiempo (FWWB), nivel base de olas de tormentas (SWB), picnoclina (PC). (Modificado de Burchette y Wright, 1992).	56
Figura 4.17. Secuencias, cortejos depositacionales y superficies estratigráficas definidas en relación las curvas del nive de base y transgresiva-regresiva. Referencias: discordancia subaérea (SU), conformidad correlativa (cc), superficie basal de regresión forzada (BSFR), superfice de maxima regresión (MRS), superficie de máxima inundación (MFS), superficie de ravinamiento (R), valle inciso (IV), acomodación posítica(A), regresión normal (NR), regresión forzada (FR), cortejo depositacional de nivel del mar bajo (LST), cortejo depositacional transgresivo (TST), Cortejo depositacional de nivel del mar alto (HST),cortejo depositacional de caída de nivel del mar (FSST), cortejo depositacional regresivo (RST) secuencia depositacional (DS), secuencia genética (GS), secuencia transgresiva-regresiva (TR). (Tomado de Catuneanu, 2006).	58
Figura 4.18. Ambientes y procesos en los ambientes diagenéticos marino, meteórico y de soterramiento para rocas carbonáticas (Tomado de Moore, 2001).	66
Figura 4.19. Ambientes diagenéticos y tipos de cementos asociados (Basado en Longman, 1980 y Scholle y Ulmer-Scholle 2003, modificado de Padrón, 2011).	67
Figura 5.1. Depósitos fluviales en el tramo inferior de la Formación Aguardiente (pozo LY-1X). Los números en los circulos indican la posición del núcleo y el cuadro rojo corresponde a una sección ampliada del basamento y el tramo basal de Formación Aguardiente.	77

Figura 5.2. Depósitos de rampa interna a media y cara de playa inferior (<i>shoreface</i> inferior) en la sección basal y media de la Formación Aguardiente (pozo LY-1X). El número en el círculo indica la posición del núcleo.	79
Figura 5.3. Depósitos de <i>shoreface</i> (anteplaya) inferior en la en la sección media de la Formación Aguardiente (pozo LY-1X). Los números en los círculos indican la posición de los nucleos.	81
Figura 5.4. Modelo depositacional esquemático conceptual (sin escala) propuesto para la Formación Aguardiente. Los depósitos fluviales se acumularon posiblemente durante la etapa tardía del cortejo despositacional de nivel del mar bajo o el comienzo de un cortejo transgresivo. Referencias: discordancia subaérea (SB), superficie transgresiva (ST), superficie de máxima inundación (MFS), cortejo depositacional de nivel del mar bajo (LST), cortejo depositacional transgresivo (TST). Basado en Catuneanu <i>et al.</i> (2011).	84
Figura 5.5. Aspectos texturales y composicionales de la Formación Aguardiente (pozo LY-1X).	86
Figura 5.6. Depósitos marinos abiertos y deltaicos del Miembro “R” de la Formación Escandalosa (pozo GU-507). Los números en los círculos indican la posición del núcleo.	90
Figura 5.7. Depósitos fluviales del Miembro “P” de la Formación Escandalosa (pozo TOR-1X). Los números en los círculos indican la posición del núcleo.	96
Figura 5.8. Depósitos fluviales-estuarinos del Miembro “P” de la Formación Escandalosa (pozo BOR-31). Los números en los círculos indican la posición del núcleo.	98
Figura 5.9. Depósitos estuarinos del Miembro “P” de la Formación Escandalosa (pozo MPN-1X). Los números en los círculos indican la posición del núcleo.	99
Figura 5.10. Depósitos marinos abiertos someros en el Miembro “P” de la Formación Escandalosa (pozo SIP-1X). Los números en los círculos indican la posición del núcleo.	104
Figura 5.11. Modelo sedimentológico esquemático conceptual (sin escala) para el Miembro “P” de la Formación Escandalosa, representado por un sistema fluvio-	

estuarino dominado por mareas (suroeste y sureste) y ambientes marinos abiertos débilmente afectados por tormentas (noreste y noroeste). Basado en Nichols (2009).	108
Figura 5.12. Mapa de distribución de facies sedimentarias al tope del Miembro “P” de la Formación Escandalosa.	110
Figura 5.13. Aspectos texturales y composicionales del Miembro “P” de la Formación Escandalosa (pozo BOR-31).....	112
Figura 5.14. Aspectos texturales y composicionales del Miembro “P” de la Formación Escandalosa (pozo SIP-1X).	113
Figura 5.15. Porosidades visuales (indicadas en números rojos) y su relación con los depósitos sedimentarios del Miembro “P” de la Formación Escandalosa.	115
Figura 5.16. Depósitos de llanura de mareas a supramareal en el Miembro “O” de la Formación Escandalosa (pozo MPN-1X).	118
Figura 5.17. Depósitos de rampa interna y <i>shoreface</i> (anteplaya) en el Miembro O de la Formación Escandalosa (pozo GSM-1X).	120
Figura 5.18. Modelo sedimentológico esquemático conceptual (sin escala) del Miembro “O” de la Formación Escandalosa. La sedimentación corresponde a una rampa carbonática homoclinal (mayormente rampa interna).....	123
Figura 5.19. Mapa de distribución de facies sedimentarias al tope del Miembro “O” de la Formación Escandalosa.	125
Figura 5.20. Aspectos texturales y composicionales del Miembro “O” de la Formación Escandalosa (pozo BOR-31).....	127
Figura 5.21. Aspectos texturales y composicionales del Miembro “O” de la Formación Escandalosa (pozo GSM-1X).	128
Figura 5.22. Porosidades visuales (indicadas en números rojos) y su relación con los depósitos en el Miembro “O” de la Formación Escandalosa.	131
Figura 5.23. Depósitos marino abiertos en la Formación Navay (pozo GSM-1X). 134	
Figura 5.24. Depósitos marinos abiertos y deltaicos en la Formación Burgüita (pozo MPN-1X).	137

Figura 5.25. Depósitos marinos abiertos y deltaicos en la Formación Burgüita (pozo GSM-1X).	140
Figura 5.26. Depósitos deltaicos en la Formación Burgüita (pozo SAB-1X).....	142
Figura 5.27. Modelo sedimentológico esquemático conceptual (sin escala) para la Formación Burgüita. Hacia el tramo inferior dominan los ambientes marinos abiertos débilmente afectados por tormentas, y hacia los tramos medio y superior la sedimentación está representada por un sistema deltaico dominado por olas.	145
Figura 5.28. Mapa de distribución de facies sedimentarias al tope de la Formación Burgüita.....	147
Figura 5.29. Aspectos texturales y composicionales de la Formación Burgüita. (Pozo SAB-1X).	149
Figura 5.30. Porosidades visuales (indicadas en números rojos) y su relación con los depósitos en la Formación Burgüita.....	151
Figura 5.31. Depósitos fluvio-esturinos y marinos abiertos en la sección siliciclástica de la Formación Gobernador (pozo SIP-1X).	154
Figura 5.32. Depósitos deltaicos en la sección siliciclástica de la Formación Gobernador (pozo BEJ-1X).	160
Figura 5.33. Modelo esquemático conceptual (sin escala) aplicable a la depositación de la sección siliciclástica de la Formación Gobernador. Referencias: discordancia subaérea (SB), superficie transgresiva (ST), superficie de máxima inundación (MFS), cortejo depositacional de nivel del mar bajo (LST), cortejo depositacional transgresivo (TST). Basado en Catuneanu <i>et al.</i> (2011).	162
Figura 5.34. Mapa de distribución de facies sedimentarias al tope de la sección siliciclástica de la Formación Gobernador.	164
Figura 5.35. Aspectos texturales y composicionales de la sección siliciclástica de la Formación Gobernador (pozo SIP-1X).	166
Figura 5.36. Porosidades visuales (indicadas en números rojos) y su relación con los depósitos en la sección siliciclástica de la Formación Gobernador.	168

Figura 5.37. Aspectos texturales y composicionales de los depósitos de rampa interna a media del Miembro Masparrito de la Formación Gobernador (pozo SAB-1X).	170
Figura 5.38. Modelo sedimentológico conceptual para el Miembro Masparrito de la Formación Gobernador. Dominan los ambientes de rampa media.	173
Figura 5.39. Mapa de distribución de facies al tope del Miembro Masparrito de la Formación Gobernador, acumulada principalmente en ambiente de rampa media. .	174
Figura 5.40. Extracción de Amplitud (máximo positivo) al tope del Miembro Masparrito de la Formación Gobernador. Las zonas de altas amplitudes (en líneas punteadas), se asocian con bancos carbonáticos (Baptista <i>et al</i> , 2015).	175
Figura 5.41. Aspectos texturales y composicionales del Miembro Masparrito de la Formación Gobernador (pozo SAB-1X).	177
Figura 5.42. Porosidades visuales (indicadas en números rojos) y su relación con los depósitos sedimentarios en el Miembro Masparrito de la Formación Gobernador. .	180
Figura 5.43. Depósitos de plataforma de la Formación Paguey (pozo SAB-1X). ...	182
Figura 5.44. Depósitos marinos abiertos de <i>shoreface</i> (anteplaya) inferior a medio en la la Formación Paguey (pozo GU-507).	183
Figura 6.1. Sección estratigráfica SO-NE (D-D'), donde se observa el escaso desarrollo de los depósitos asociados a la etapa tardía del cortejo depositacional de nivel del mar bajo (<i>lowstand systems tract</i>) de la secuencia depositacional S1.	186
Figura 6.2. Sección estratigráfica SO-NE (A-A'), donde se observa una ligera disminución de espesor hacia el área de Guanarito (noreste) de los depósitos asociados de la secuencia depositacional S1.	188
Figura 6.3. Sección estratigráfica SO-NE (B -B'), mostrando la erosión parcial de los depósitos la secuencia depositacional S2 vinculada a la incisión de sistemas fluviales/deltaicos durante la caída relativa del nivel del mar. En el área de Sipororo (pozos SIP-1X y SIP-2X) los depósitos de nivel del mar bajo (<i>lowstand systems tract</i>) de la secuencia depositacionl SE alcanzan su mayor espesor.	192

Figura 6.4. Sección estratigráfica NO-SE (C -C'), donde se observa un gran desarrollo de espesor de los depósitos de nivel del mar bajo (*lowstand systems tract*) correspondiente a la secuencia depositacional SE. 193

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Desfases de profundidad obtenidos para los pozos descritos.....	11
Tabla 2. Facies sedimentarias dominadas por procesos fluviales del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure.	70
Tabla 3. Facies sedimentarias influenciadas por mareas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure.	71
Tabla 4. Facies sedimentarias influenciadas por olas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure.	72
Continuación de Tabla 4. Facies sedimentarias influenciadas por olas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure	73
Tabla 5. Facies sedimentarias carbonáticas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure.....	74
Continuación de Tabla 5. Facies sedimentarias carbonáticas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure.	75

APÉNDICES

Apéndice 1. Hoja petrográfica del pozo LY-1X	209
Apéndice 2. Hoja petrográfica del pozo SAB-1X	210
Apéndice 3. Hoja petrográfica del pozo MPN-1X	211
Apéndice 4. Hoja petrográfica del pozo BOR-31	212
Apéndice 5. Hoja petrográfica del pozo SIP-1X	213
Apéndice 6. Hoja petrográfica del pozo LLM-2X	214
Apéndice 7. Hoja petrográfica del pozo TOR-1X.....	215
Apéndice 9. Hoja petrográfica del pozo GU-507	217
Apéndice 10. Hoja petrográfica del pozo GSM-1X	218
Apéndice 11. Hoja petrográfica del pozo BEJ-1X	219

ANEXOS

Anexo 1. Hoja sedimentológica del pozo LY-1X

Anexo 2. Hoja sedimentológica del pozo BEJ-1X

Anexo 3. Hoja sedimentológica del pozo GSM-1X

Anexo 4. Hoja sedimentológica del pozo GU-507

Anexo 5. Hoja sedimentológica del pozo TOR-1X

Anexo 6. Hoja sedimentológica del pozo BOR-31

Anexo 7. Hoja sedimentológica del pozo MPN-1X

Anexo 8. Hoja sedimentológica del pozo SAB-1X

Anexo 9. Hoja sedimentológica del pozo SIP-1X

Anexo 10. Hoja sedimentológica del pozo LLM-2X

Anexo 11. Hoja sedimentológica del pozo OBI-3X

Anexo 12. Sección estratigráfica SO - NE (A-A')

Anexo 13. Sección estratigráfica SO - NE (B-B')

Anexo 14. Sección estratigráfica NO - SE (C-C')

Anexo 15. Sección estratigráfica SO - NE (D-D')

Anexo 16. Sección estratigráfica NO - SE (E-E')

1. INTRODUCCIÓN

La cuenca Barinas-Apure, situada en la región sur-occidental de Venezuela, tiene asociadas importantes reservas de hidrocarburos, siendo la tercera del país por su volumen de recursos petrolíferos (González de Juana *et al.*, 1980; Chacin *et al.*, 2005). La sección del Cretácico-Paleógeno representada por las formaciones Escandalosa, Burgüita y Gobernador, constituyen los principales yacimientos en el suroeste del país. Estas unidades presentan una gran variedad de facies sedimentarias de naturaleza mixta clástica-carbónica, resultando los reservorios altamente heterogéneos.

Esta cuenca ha sido objeto de varios estudios sedimentológicos, así como estratigráficos-secuenciales en las unidades del Cretácico y Paleógeno. Los modelos de acumulación propuestos para las rocas reservorios, en su mayoría han sido estudios a escala muy local (a nivel de pozos), siendo realizados por varios profesionales con diferentes criterios de análisis. Estas diferencias de criterios ha llevado a algunos sedimentólogos a proponer modelos de acumulación tan distintos como son deltas (depósitos progradacionales) y estuarios (depósitos retrogradacionales) para una misma unidad (Formación Gobernador y Miembro “P” de la Formación Escandalosa) en un mismo nivel estratigráfico.

Este trabajo surge de la necesidad de realizar una revisión que permita unificar los criterios del análisis de los núcleos del área de estudio, para mejorar la definición de los modelos de acumulación propuestos, caracterizando detalladamente las unidades reservorios y sellos, que puedan ser utilizados para predecir las geometrías de los cuerpos sedimentarios, las variaciones de facies, la continuidad lateral y heterogeneidad de los reservorios, contribuyendo a la disminución de la incertidumbre geológica en futuras actividades exploratorias y de producción.

1.1. Objetivos y Alcances

1.1.1. Objetivo general

Generar un modelo sedimentológico y estratigráfico altamente predictivo y confiable para las unidades de edad Cenomaniense-Eoceno Medio en el área noroeste de la Cuenca Barinas-Apure.

1.1.2. Objetivos específicos

- Identificar y caracterizar facies sedimentarias y sus asociaciones laterales y verticales en términos de procesos y ambientes sedimentarios.
- Establecer el modelo de depositación de las rocas reservorios y sellos del Cenomaniense-Eoceno Medio, para contribuir a la documentación del sistema petrolífero con la finalidad de disminuir la incertidumbre en la prospección y desarrollo de hidrocarburos en el área.
- Realizar secciones estratigráficas y mapas de distribución de facies sedimentarias con la finalidad de evaluar: dirección de aportes de sedimentos, variaciones paleoambientales y de facies.
- Caracterizar petrográfica y petrofísicamente las rocas reservorios del Cenomaniense-Eoceno Medio para evaluar el potencial hidrocarburífero del flanco surandino norte.
- Generar un marco estratigráfico secuencial que sirva como herramienta de correlación confiable para orientar la exploración y desarrollo de hidrocarburos.

1.1.3. Alcances

Este trabajo enfatizará el carácter genético de las unidades de la sección del Cenomaniense- Eoceno Medio en el área de estudio, principalmente en ciclos de alta frecuencia y los controles que actuaron sobre la sedimentación (con énfasis sobre las rocas reservorios) a partir de información de núcleos y registros de pozos, mejorando el poder predictivo del modelo geológico y, en consecuencia, el éxito exploratorio y el recobro final de hidrocarburos.

1.2. Antecedentes

El área de Barinas-Apure ha sido objeto de numerosos estudios sedimentológicos y estratigráficos, sin embargo, destacan los siguientes trabajos que sirvieron de base para esta investigación:

Bejarano (2001), realiza un estudio sedimentológico y estratigráfico secuencial de la Formación Gobernador, proponiendo un modelo de sedimentación en valles fluvio-estuarinos incisos. En las zonas de incisión grandes, cargas de ríos entrelazados, con dirección de sur a norte, acumularon depósitos apilados durante un sistema de nivel del mar bajo. Estos depósitos a su vez, fueron cubiertos por areniscas costeras de depósitos de delta entrelazado, y de anteplaya a costa afuera, representando un sistema encadenado transgresivo. Finalmente, las areniscas de la Formación Gobernador son cubiertas por los carbonatos bioclásticos del Miembro Masparrito de la Formación Gobernador.

Mendez (2002), realiza un estudio sedimentológico para el Miembro "O" de la Formación Escandalosa (Cenomaniense-Turonense) en los pozos BOR-12 y BOR-14 del Campo Borburata, y propone una sedimentación cíclica en un ambiente de franja costera a llanura de mareas, durante caídas y subidas relativas del nivel del mar.

Santiago *et al.* (2014) realizan un estudio regional en la Cuenca Barinas Apure, donde identifican tres (3) ambientes tectónicos formadores de cuencas sedimentarias: Apertura Continental, Margen Pasivo y Margen Convergente o Activo, los cuales fueron caracterizados estructural, estratigráfica y termalmente. Además, identificaron y analizaron siete (07) eventos tectónicos cuyos depósitos fueron clasificados en Unidades Depositacionales (UD), que son consideradas como ciclos depositacionales de orden mayor, limitados por discordancias y doce (12) secuencias de orden menor, controladas por procesos tectónicos menores y eustacia.

Baptista *et al.* (2015), realizaron un modelo geológico en la región ubicada al Este del área tradicional de Barinas a nivel del Miembro Masparrito de la Formación Gobernador y Miembro “P” de la Formación Escandalosa. Proponen para el Miembro “P” una sedimentación en un ambiente estuarino, cuyos depósitos corresponden a canales de delta de cabecera de bahía y cuenca estuarina. Por su parte, el Miembro Masparrito de la Formación Gobernador se depositó en una plataforma carbonática somera durante una fase transgresiva, con desarrollo de bancos (*shoals*) carbonáticos en la plataforma interna a media.

De Sousa y Santiago (2016), realizaron un estudio sedimentológico y estratigráfico de la Formación Escandalosa (miembros “P” y “O”) y la Formación Navay (Miembro La Morita) en el Campo Maporal, Cuenca de Barinas. Proponen un modelo de sedimentación marino restringido para el Miembro “P” y principalmente submareal a intemareal para el Miembro “O”.

1.4. Ubicación geográfica del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en el piedemonte andino, al noroeste del estado Barinas y suroeste del estado Portuguesa, en la parte noroeste de la cuenca Barinas-Apure. Posee una extensión superficial de aproximadamente 6500 km² (Figura 1.1).

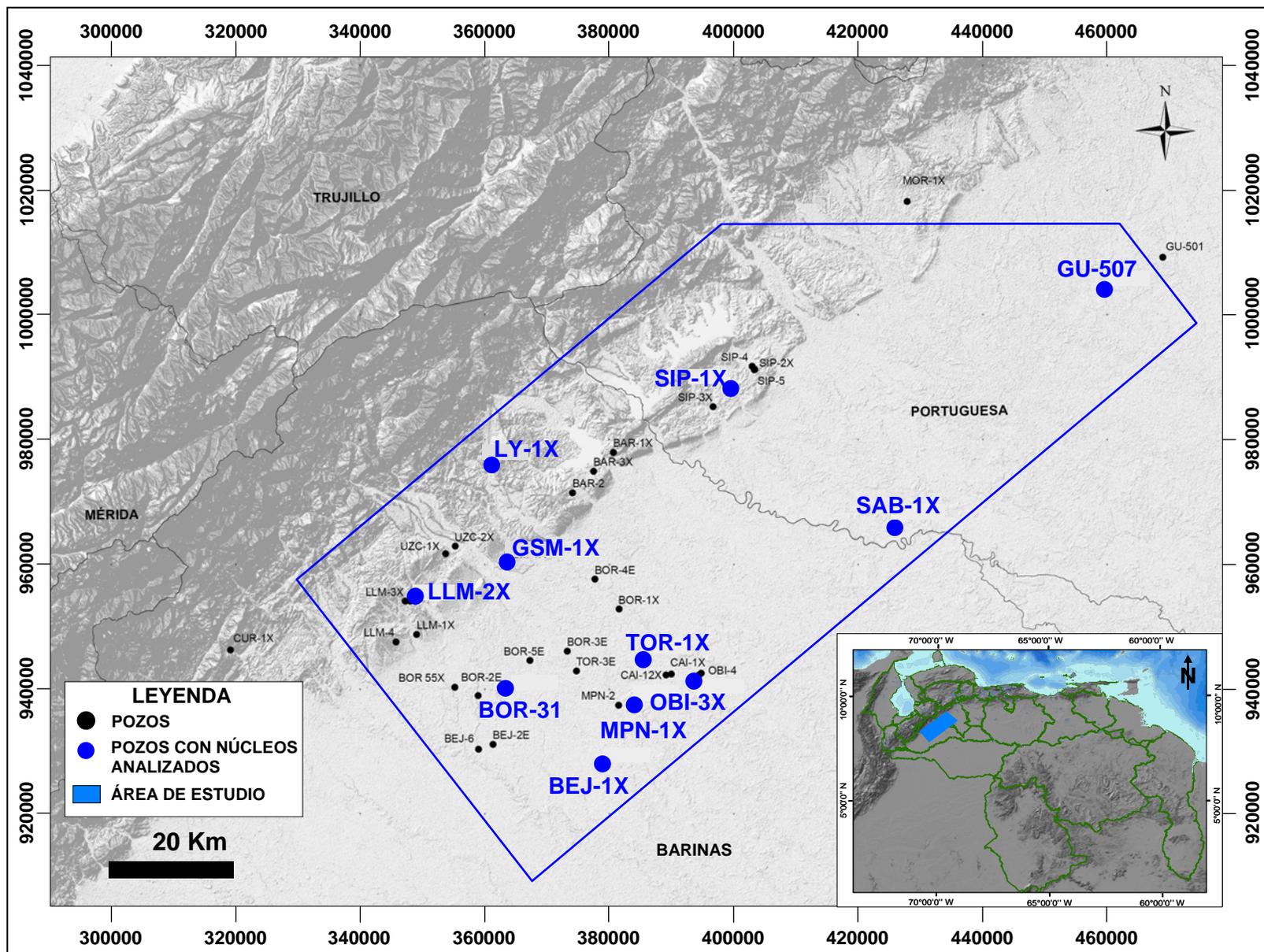


Figura 1.1. Mapa de ubicación geográfica del área de estudio (cuadro azul) mostrando la localización de los pozos con núcleos analizados en este estudio.

2. METODOLOGÍA

La metodología empleada en el presente estudio se dividió en seis (6) fases: I) revisión bibliográfica; II) estudio sedimentológico (descripción e interpretación sedimentológica de muestras de núcleos); III) caracterización petrográfica de las unidades reservorios; IV) análisis secuencial (definición de cortejos depositacionales, jerarquización y correlación de secuencias); V) elaboración de secciones estratigráficas y mapas de distribución de facies; VI) integración de los análisis y redacción del informe final (Figura 2.1).



Figura 2.1. Metodología aplicada durante la ejecución de esta investigación.

A continuación se describen las principales actividades llevadas a cabo en el presente estudio:

2.1. Revisión bibliográfica

Se realizó la compilación y revisión de toda la información disponible y relevante del área de estudio que sirvió de base para esta investigación. La información previa incluye carpetas de pozos, informes técnicos internos, entre los cuales destacan los trabajos de Buatois (1998, 2005), Bejarano (2001) y Méndez (2002), tesis de grado, artículos publicados, así como la disponibilidad de muestras geológicas (núcleos, pared y ripios).

Se seleccionaron los pozos claves, que permitieron realizar la caracterización sedimentológica de las principales unidades del Cenomaniense-Eoceno Medio (Figura 2.2), tomando en consideración los de mayor sección de núcleos e información disponible (principalmente registros eléctricos y con análisis bioestratigráficos). Ésta información sirvió como base de datos para la elaboración de las correlaciones estratigráficas y los mapas de distribución de facies sedimentarias.

2.2. Estudio sedimentológico

2.2.1. Descripción y análisis de muestras de núcleos

Se realizó la descripción e interpretación sedimentológica de 4489 pies de núcleos de once (11) pozos, pertenecientes a los campos Bejucal (BEJ-1X), Maporal (MPN-1X), Obispo (OBI-3X), Torunos (TOR-1X), Borburata (BOR-31), Sabaneta (SAB-1X), Guanarito (GU-507), Las Lomas (LLM-2X), Guasimito (GSM-1X), La Yuca (LY-1X) y Sipororo (SIP-1X), los cuales poseen la mayor sección estratigráfica en el Cretácico y Eoceno (Figura 2.2).

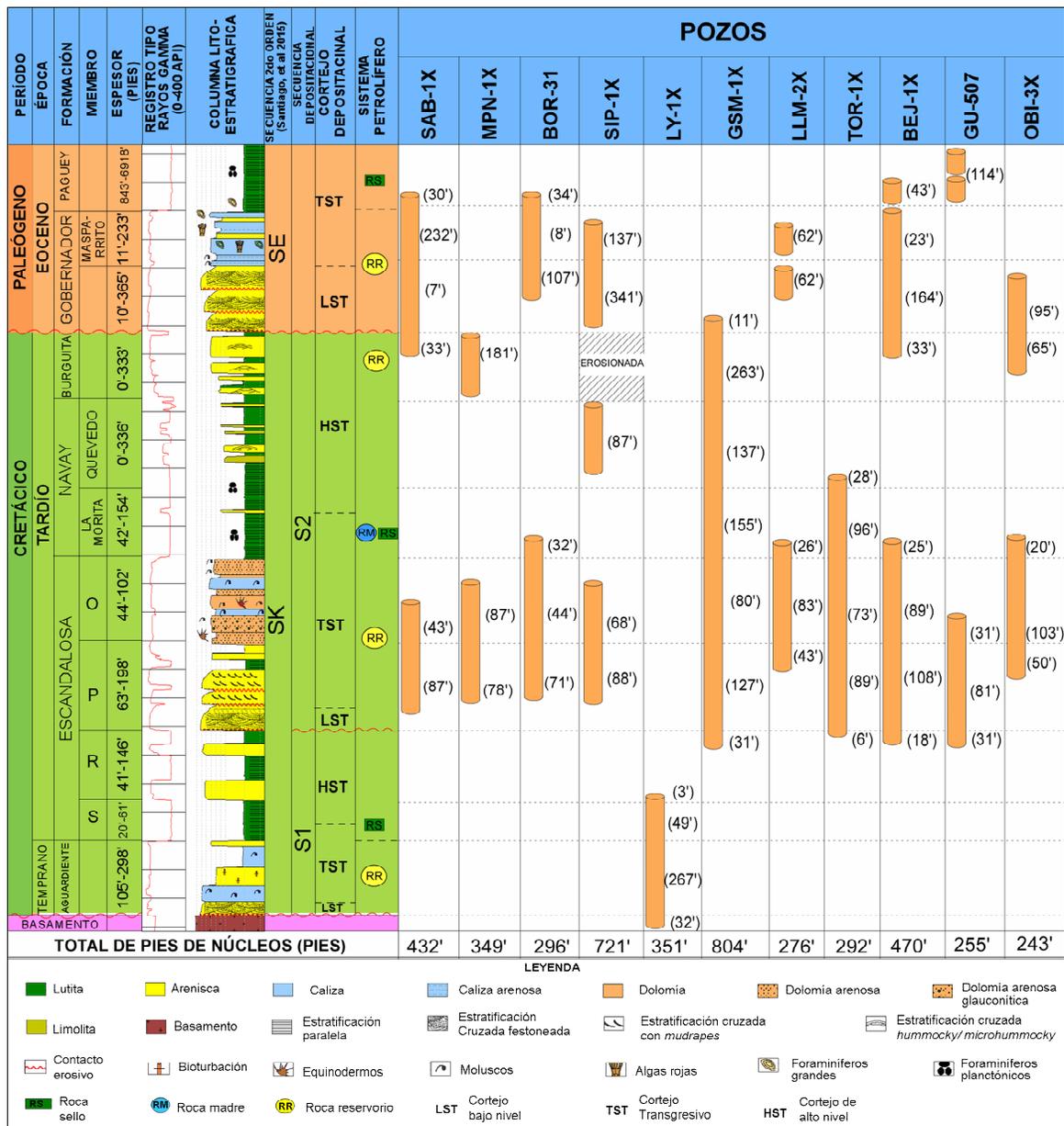


Figura 2.2. Pozos con núcleos analizados en el área de estudio y su ubicación estratigráfica. Los números dentro del paréntesis indican las cantidades de pies descritos en las unidades litoestratigráficas.

El análisis de facies sedimentarias se realizó sobre la base de características sedimentológicas e icnológicas, tales como: litología, textura, estructuras sedimentarias primarias, tipos de contactos, presencia de fósiles, trazas fósiles (icnodiversidad, grado de bioturbación, entre otras). El análisis de facies

sedimentarias permitió determinar las condiciones de acumulación, la interpretación del ambiente depositacional y los controles (autocíclicos y alocíclicos) que actuaron sobre la sedimentación. Es importante resaltar que la caracterización macroscópica de los intervalos carbonáticos se efectuó con la ayuda de una lupa binocular, lo que facilitó el reconocimiento de los componentes principales tanto esqueletales como no esqueletales: foraminíferos, algas calcáreas, moluscos, equinodermos, serpúlidos, ostrácodos, ooides, peloides, rodolitos, litoclastos, entre otros.

La información de la descripción e interpretación de los núcleos se organizó en hojas sedimentológicas mediante el uso del *software Wellcad 3.1*. En estas hojas se incluyen, además de la información recabada durante la descripción (útiles para el análisis de facies), edad, formación, registros de pozos (rayos *gamma*, densidad y resistividad), descripción y códigos de facies, interpretación ambiental y datos paleobatimétricos (Figura 2.3). La descripción de los núcleos se llevo a cabo en el Laboratorio Geológico “El Chaure”, ubicado en la ciudad de Guanta y en la Nucleoteca de INTEVEP, localizada en la ciudad de los Teques.

Adicionalmente, se realizó la calibración de las profundidades núcleo-perfil en los pozos descritos, utilizando los registros rayos *gamma* de los núcleos y de los pozos. El desfase de profundidad para cada uno de los pozos se indica en la Tabla 1.

Tabla 1. Desfases de profundidad obtenidos para los pozos descritos.

POZO	INTERVALO (PIES)	DEFASE (PIES)	OBSERVACIONES
SAB-1X	7758' - 8058'	+16	<p>CUANDO EL DESFASE ES POSITIVO:</p> <p>Se suma al núcleo los pies de desfase obtenido para obtener la profundidad del registro rayos gamma del pozo o se restar al registro rayos gamma del pozo los pies de desfase obtenido para obtener la profundidad del núcleo.</p> <p>CUANDO EL DESFASE ES NEGATIVO:</p> <p>Se resta al núcleo los pies de desfase obtenido para obtener la profundidad del registro rayos gamma o se sumar al registro los pies de desfase obtenido para obtener la profundidad del núcleo.</p>
	8630' - 8760'	+18	
MPN-1X	9900' - 10081'	+4	
	10590' - 10759'	+5	
SIP-1X	8791' - 9386'	+12	
	9467' - 9631'	+12	
BOR-31	10990' -	+18	
	11641' - 11793'	+23	
BEJ-1X	RAYOS GAMMA DEL NÚCLEO NO DISPONIBLE		
LLM-2X	11166' - 11229'	+16	
	11371' - 11433'	+15	
TOR-1X	10766' - 11056'	-8	
GU-507	3885' - 4000'	-	
	4245' - 4266'	+2	
	4583' - 4727'	-	
LY-1X	10470' - 10616'	+15	
	10636' - 10856'	+8	
GSM-1X	11330' - 11826'	+0,5	
OBI-3X	9970' - 9997'	+9	
	10057' - 10217'		
	10780' - 10952'		

2.2.2. Caracterización petrográfica

Se realizó el análisis petrográfico de 302 secciones finas, seleccionadas en los intervalos de interés (Figura 2.4), con el propósito de determinar las características composicionales y texturales de las rocas, así como estimar los procesos diagenéticos que afectaron positiva o negativamente la calidad física de la roca yacimiento. Así mismo, el estudio petrográfico sirvió de base para la interpretación de las condiciones de acumulación y del ambiente depositacional en los intervalos carbonáticos, debido a que los organismos productores de carbonatos arrojan información sobre las condiciones ecológicas y ambientales durante la depositación de los sedimentos en

Cabe destacar que la mayoría de los pozos contaban con secciones finas elaboradas, siendo ubicadas en el Laboratorio Geológico “El Chaure”. Sin embargo, se realizó un muestreo más sistemático en cada uno de los pozos estudiados.

El sistema utilizado para la clasificación de las rocas clásticas es el propuesto por Pettijohn *et al.*, (1972), el cual está basado en un esquema que separa estas rocas en tres grandes familias, de acuerdo al contenido de matriz: arenitas que contienen menos del 15% de matriz, las wacas que presentan entre 15 y 75 % de matriz y las lutitas con más de 75% de matriz (Figura 2.5). Cada subdivisión en las arenitas y las wacas se basa en la abundancia relativa del contenido de cuarzo (Q), feldespato (F) y fragmentos de rocas (F.R).

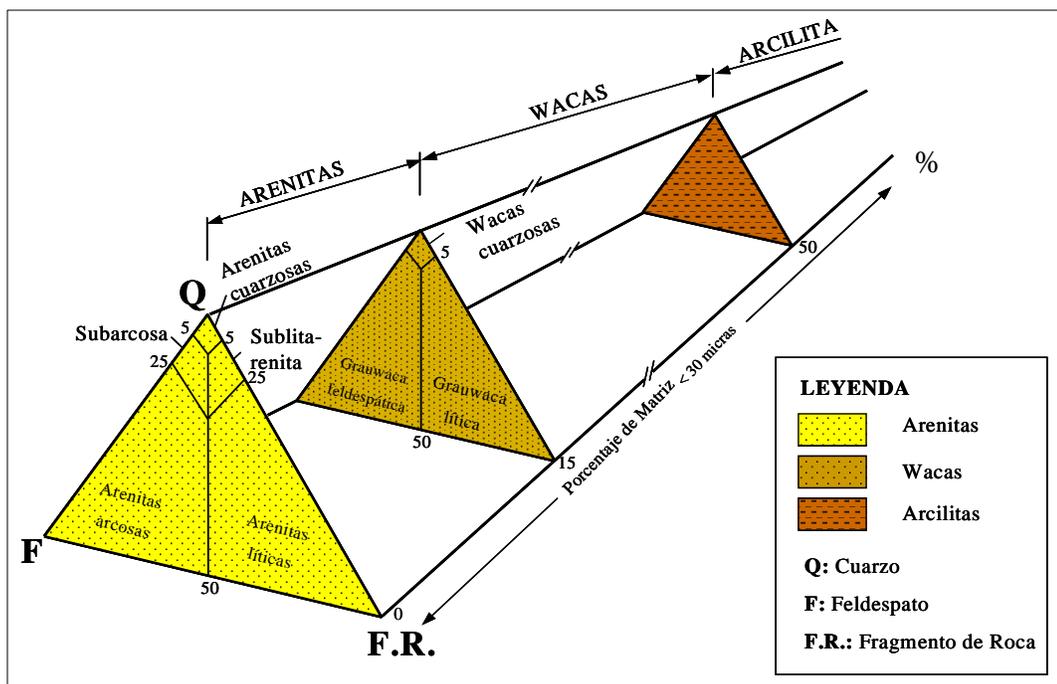


Figura 2.5. Sistema de clasificación de las areniscas (Pettijohn *et al.*, 1972).

En las rocas carbonáticas se utilizó el esquema de clasificación de Dunham (1962), debido a que su criterio textural proporciona los datos útiles para la determinación de ambientes depositacionales. Esta actividad se llevó a cabo evaluando visualmente la naturaleza y porcentaje de los granos, contenido de matriz, cemento, el

empaquetamiento de los granos y porosidad (Figura 2.6). En cuanto a la textura de las dolomías, se utilizó la clasificación de Sibley y Gregg (1987).

Textura deposicional reconocible				Textura deposicional no reconocible	
Componentes originales no enlazados durante la deposición				Componentes orinales enlazados en la deposición: intercrecimiento de materia esquelética, laminación contraria A la gravedad, organismo Incrustantes y aglutinantes, Sedimentos relleno cavidades de origen orgánico, Etc.	
Contienen lodo (arcilla y limo fino de carbonato)			Sin lodo soportada por granos		Subdivididos por Clasificaciones relacionadas con la textura física o diagénesis
Soportada por lodo		Soportada por granos		Carbonato cristalino	
Granos: < 10 %	Granos: > 10 %				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone		

Figura 2.6. Clasificación para carbonatos basada en la textura deposicional (Dunham, 1962).

Por último, para las rocas mixtas o carbonatos de mezcla se utilizó el sistema de clasificación de Mount (1985); que comprende cuatro componentes principales: contenido de arena, aloquímicos, lodo carbonático (micrita) y matriz arcillosa (Figura 2.7).

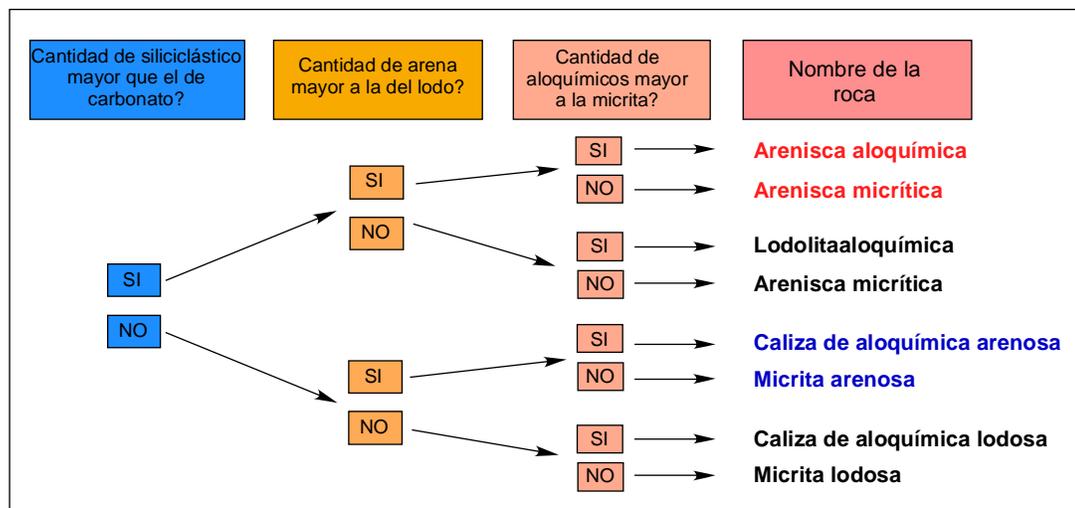


Figura 2.7. Modelo de clasificación de carbonatos de mezcla (Mount, 1985).

El análisis petrográfico incluyó la toma de fotomicrografías de las características más relevantes de cada muestra (textura, composición, procesos diagenéticos y porosidad, entre otras) tomadas con una cámara modelo CANON EOS 1000D.

Es importante resaltar que, de la revisión de la información recopilada de los pozos estudiados, no hay disponibilidad de datos petrofísicos que sirvieran de respaldo a la información sedimentológica.

2.3. Análisis estratigráfico secuencial

Se estableció un marco estratigráfico secuencial basado en la distinción de diferentes órdenes de jerarquía de las superficies estratigráficas limitantes, mediante el análisis de núcleos de los pozos, registros eléctricos, información sísmica, datos bioestratigráficos, permitiendo así establecer correlaciones confiables y la predicción de facies fuera de los puntos de control.

Para la definición de las secuencias de mayor jerarquía, se basó en el reconocimiento y caracterización de las superficies estratigráficas secuenciales (discordancias subaéreas y superficies de máxima inundación), tomando en cuenta los eventos tectónicos ocurridos en la Cuenca de Barinas-Apure. De acuerdo con Santiago *et al.* (2014) y Baptista *et al.* (2015), en el área se acumularon unidades depositacionales durante la fase de Apertura Continental (Triásico-Barremiense), Margen Pasivo (Aptiense-Maastrichtiense) y Margen Activo (Paleoceno-Reciente) (Figura 2.8).

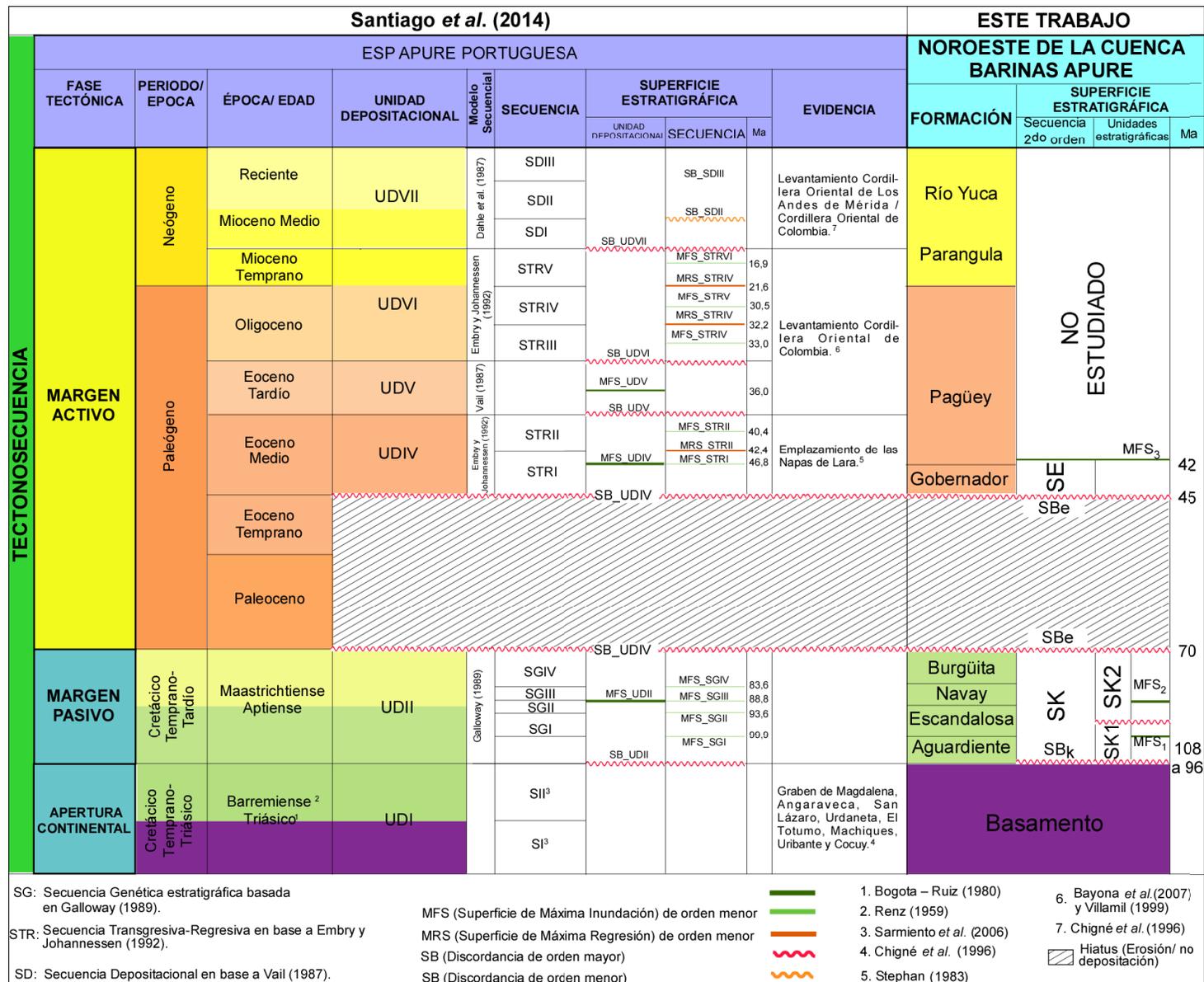


Figura 2.8. Marco tectono-estratigráfico del área de estudio (modificado de Sanchez et al., 2017).

Estos autores, utilizando la interpretación de líneas sísmicas semi-regionales y basado en el modelo de Mitchum *et al.* (1977), identificaron dos superficies depositacionales de orden mayor a partir de las terminaciones de las reflexiones sísmicas denominadas en este estudio SB_k y SB_e (Figura 2.8). La superficie SB_k corresponde a una inconformidad del Basamento ígneo-metamórfico del Paleozoico y el relleno sedimentario del Cretácico, marcando el inicio de la sedimentación que se desarrolló de forma diacrónica y de acuerdo a Baptista *et al.* (2015) varía entre 109 Ma hacia el suroeste y sur del área, en los pozos de los campos Guasimito (GSM-1X), Borburata (BOR-4E y BOR-1X) y Torunos (TOR-1X y TOR-2X) y 96 Ma hacia el sur (pozos MPN-1X, CAI-12X, OBI-3X y SMW-31) y sureste (pozo SAB-1X).

La discordancia SB_e que corresponde al límite Cretácico/Paleógeno (K/P), representa una superficie diacrónica cuyo límite inferior varía entre 70 Ma y 66 Ma (Zona de *Racemiguembelina fructicosa*-*Abathomphalus mayaroensis*/ CC24-CC25/VI12-13 de acuerdo a los esquemas de zonación de Renz, 1948; Sissingh, 1978 y Regali *et al.*, 1974 respectivamente, todos citados en Baptista *et al.*, 2015) siendo identificada en los pozos BEJ-6, BEJ-2E, BOR-4E, TOR-1X y SSW-66X. El límite superior es de aproximadamente 45.0 Ma (equivalente a las zonas P10 / NP15 según la zonación de Wade *et al.*, 2011 y Martín, 1971, citados en Baptista *et al.*, 2015). El hiatus de esta discordancia es de aproximadamente 28 a 24 Ma (Baptista *et al.*, 2015).

Las superficies SB_k y SBe delimitan las unidades del margen pasivo y se le asigna en esta investigación el nombre de secuencia SK (Secuencia del Cretácico). Los datos bioestratigáficos sugieren que la secuencia del margen pasivo definen ciclos de 2do orden (Embry, 2009), entre 38 y 26 Ma. La discordancia subaérea SBe marca la base de la secuencia de 2^{do} orden denominada SE (Secuencia del Eoceno), asociada a las formaciones Gobernador y Pagüey, cuyo límite superior no es objeto de estudio en este trabajo (Figura 2.8).

Las superficies depositacionales SB_k y SBe que representan el contacto entre el Basamento/Cretácico y el Cretácico/Paleógeno respectivamente, fueron reconocidas en algunos núcleos (pozos LY-1X, SIP-1X SAB-1X, BEJ-1X y OBI-3X) y calibrados en profundidad con la sísmica por Espín *et al* (2017), extendiéndose a los pozos sin núcleos.

La identificación y caracterización de las superficies de menor jerarquía, se realizó a partir de los registros eléctricos y el análisis de facies llevado a cabo en el área de estudio. La secuencia de 2^{do} orden del margen pasivo fue subdividida en unidades estratigráficas de menor duración denominadas secuencias depositacionales SK1 y SK2. En la secuencia de 2^{do} orden SE (Secuencia del Eoceno) se analizó el intervalo sedimentario comprendido entre la superficie basal SB_e y una superficie de máxima inundación denominada MFS_3 datada en 42.0 Ma, utilizando la primera ocurrencia (FAD) del nanofósil calcáreo *Reticulofenestra reticulata*.

En este trabajo, las secuencias depositacionales se subdivieron en sistemas encadenados de acuerdo al modelo de Secuencia Depositacional III propuesto por Van Wagoner *et al.* (1990), el cual comprende tres sistemas: cortejo de nivel del mar bajo, transgresivo y de nivel del mar alto (Figura 10). El cortejo de nivel del mar bajo está limitado a la base por la discordancia subaérea y al tope por la superficie transgresiva. En el cortejo transgresivo la base corresponde a la superficie transgresiva y el tope a la superficie de máxima inundación. En el caso del cortejo de nivel del mar alto la base está delineada por la superficie de máxima inundación y al tope por la discordancia subaérea (Figura 2.9).

Modelo de secuencia Eventos	Secuencia depositacional tipo II	Secuencia depositacional tipo III	Secuencia depositacional tipo IV	Secuencia genética	Secuencia T-R
Final de la transgresión	HST	HST temprano	HST	HST	RST
Final de la regresión	TST	TST	TST	TST	TST
Final de la caída del nivel base	LST tardío (cuña)	LST	LST	LST tardío (cuña)	MFS
Inicio de la caída del nivel base	LST temprano (abanico)	HST tardío	FSST	LST temprano (abanico)	MRS
	HST	HST temprano	HST	HST	RST

 Límite de secuencia	FSST Sistema encadenado de caídas del nivel del mar
 Límite del sistema encadenado	RST Sistema encadenado regresivo
 Dentro de la superficie del sistema encadenado	T-R Transgresivo-Regresivo
LST Sistema encadenado de nivel del mar bajo	MFS Superficie de máxima inundación
TST Sistema encadenado transgresivo	MRS Superficie de máxima regresión
HST Sistema encadenado de nivel del mar alto	CC Conformidad correlativa

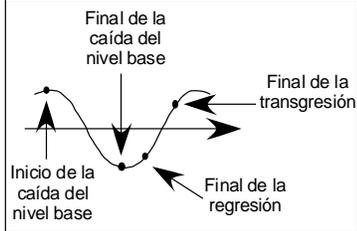


Figura 2.9. Nomenclatura para sistemas encadenados y límites de secuencias según los enfoques de estratigrafía secuencial. En este estudio el tipo de secuencia depositacional III propuesto Van Wagoner *et al.* (1990). Modificado de Catuneanu *et al.* (2009).

La equivalencia de las secuencias depositacionales definidas y las unidades litoestratigráficas son las siguientes:

Secuencia depositacional S1, asociada a la Formación Aguardiente y a los miembros “S” y “R” y de la Formación Escandalosa.

Secuencia depositacional S2, asociada a los miembros “P” y “O” de la Formación Escandalosa y las formaciones Navay y Burgüita.

Secuencia despositacional SE (seccion basal) asociada a la Formación Gobernador y la sección inferior de la Formación Pagüey.

Es importante destacar que Baptista *et al.* (2015), reconocen una discordancia en el límite Turoniense/Coniaciense (Intra Zona de *Dicarinella concavata* / CC13-CC-15/V10) representando un hiatus de aproximadamente 0,5 Ma, siendo identificada en los pozos BEJ-6, BEJ-2E y OBI-3X, BOR-4E, BOR-1X, TOR-1X y SMW-31. Esta superficie estaría posicionada dentro del Miembro La Morita de la Formación Navay. Sin embargo, en el pozo SIPX-1X, único pozo donde están presentes los núcleos representativos de toda la Formación Navay, existe una relativa uniformidad de las facies sedimentarias observadas, que no evidencian discontinuidades importantes en la sedimentación.

2.4. Elaboración de secciones estratigráficas y mapas de distribución de facies

Una vez definidos los cortejos y secuencias depositacionales, se realizó su correlación en el área de estudio, para predecir las variaciones de facies, la continuidad lateral y heterogeneidad de los reservorios y sellos. Para tal fin, se elaboraron un total de cinco (5) secciones estratigráficas (A-A', B-B', C-C', D-D' y E-E'), trazadas tres (3) en dirección paralela y dos (2) perpendicular a la dirección de sedimentación propuesta (en este caso SE-NO) (Figura 2.10).

Sobre la base de la integración de datos que incluyen: interpretación paleoambiental de los núcleos, registros de pozos, datos bioestratigráficos y la interpretación de amplitudes sísmicas realizada por Baptista *et al.*, (2015), se elaboraron cinco (5) mapas de distribución de facies, a fin de evaluar la dirección de aporte de sedimentos y las variaciones paleoambientales en el área. Los mapas de distribución de facies se

elaboraron a nivel de las formaciones Escandalosa y Gobernador, que están asociadas a cambios importantes de facies en toda el área (Figura 2.11).

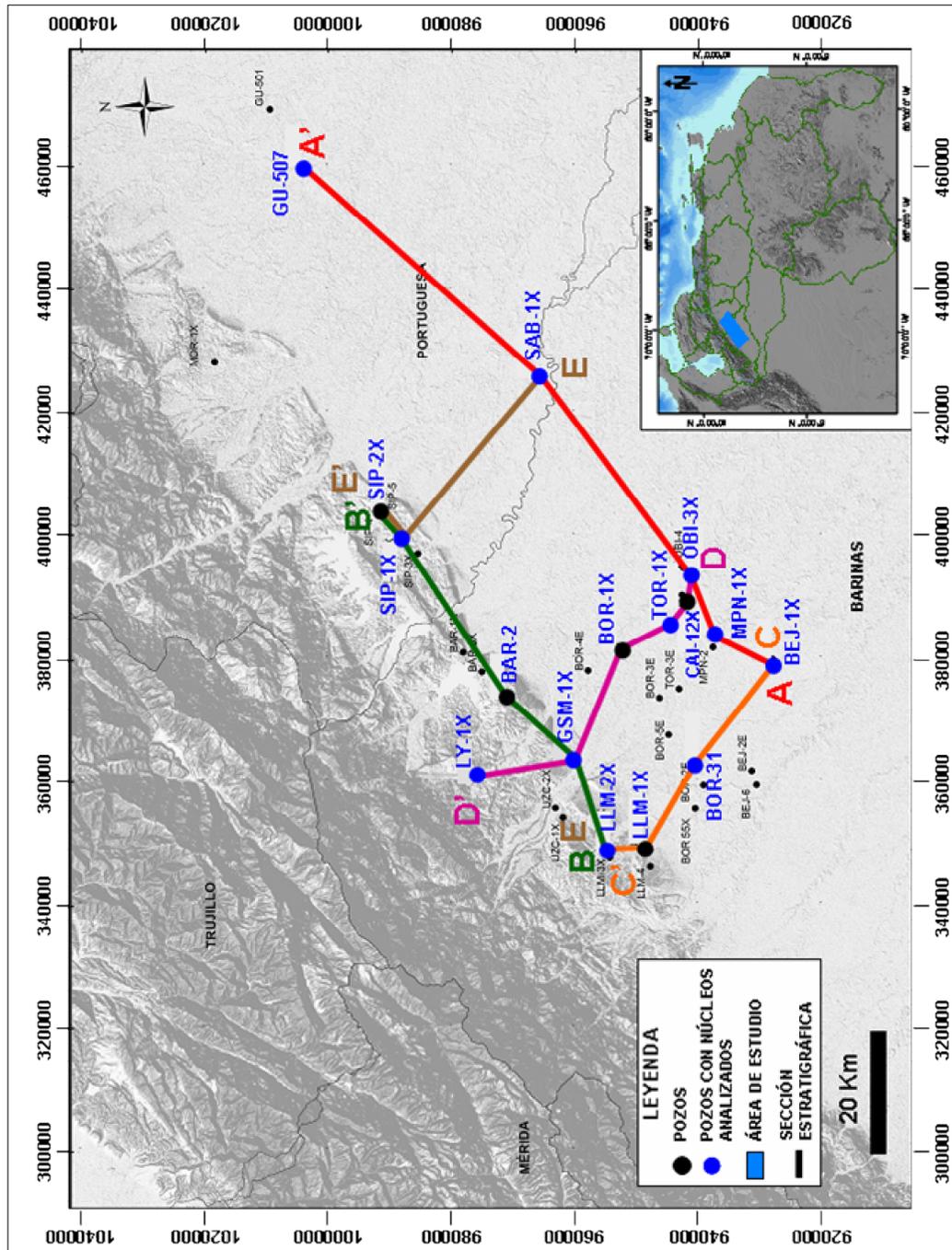


Figura 2.10. Mapa de ubicación de las secciones estratigráficas.

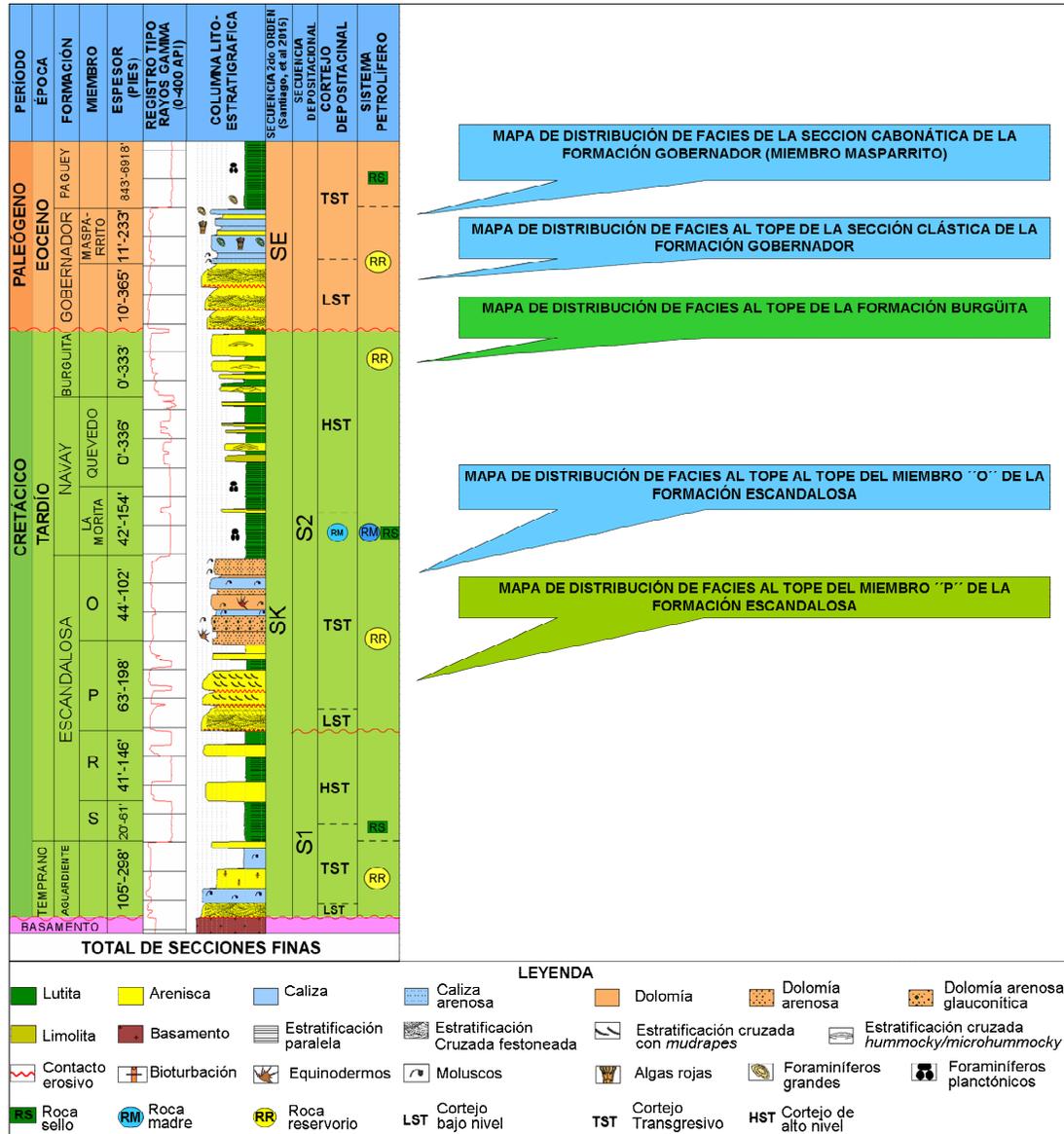


Figura 2.11. Posición estratigráfica de los mapas de distribución de facies.

2.5. Integración de los análisis y redacción del trabajo final

En esta etapa se realizó la redacción del trabajo final, en el cual se integraron e interpretaron todos los resultados obtenidos en las fases previas de la investigación, para así entender la dinámica y los controles que actuaron sobre la sedimentación de las unidades de la sección del Cenomaniense- Eoceno Medio en el área de estudio (con énfasis en las rocas reservorios).

3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La cuenca Barinas-Apure se ubica en el noroeste de la Placa Suramericana. Es una depresión estructural, con una extensión de aproximadamente 95.000 km² y un máximo de espesor de rocas sedimentarias de 5000 metros (Chacín *et al*, 2005). Está limitada hacia el noroeste por los Andes venezolanos, al este y noreste por el Arco de El Baúl y al sur está separada de la Cuenca de los llanos colombianos por un alto gravimétrico situado entre los ríos Apure y Arauca (González de Juana *et al.*, 1980) (Figura 3.1).

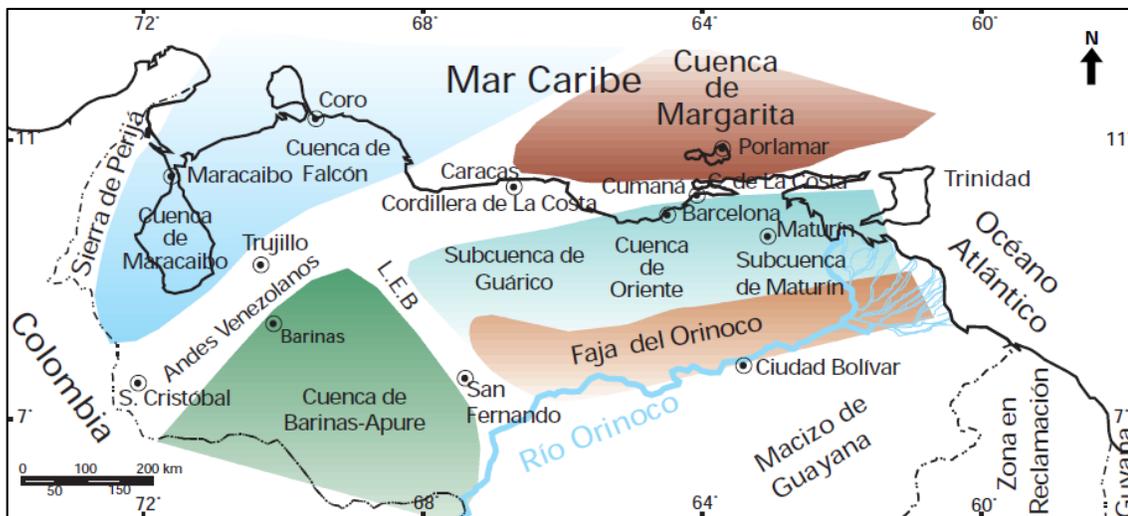


Figura 3.1. Límites de la cuenca Barinas-Apure. L.E.B: Lineamiento de El Baúl (Yoris y Ostos, 1997).

Diversos autores, han dividido la historia de la Cuenca Barinas-Apure en múltiples episodios tectono-estratigráficos. Parnaud *et al.* (1994), dividen en cinco episodios la evolución geodinámica y stratigráfica de la Cuenca Barinas-Apure:

3.1. Apertura (*rift*) de corteza oceánica en el Jurásico

Se caracteriza por un período de formación de grábenes y semigrábenes con una tendencia nor-noreste producto de la fragmentación de Pangea. La secuencia asociada a este período en la Cuenca Barinas-Apure se reconoce únicamente en

perfiles sísmicos. En los Andes de Mérida está descrita como una sedimentación volcánico-clástica de origen continental asociada a la Formación La Quinta mientras que en Perijá corresponde al Grupo La Ge (Parnaud *et al.*, 1994).

3.2. Margen pasivo durante el Cretácico Temprano a Tardío

Al inicio del Cretácico se generaliza un evento transgresivo relacionado a cambios eustáticos a nivel mundial y que culmina durante el Cenomaniense-Campaniense. En este período de tiempo, en el occidente venezolano se desarrolló una cuenca marginal que se comunica al oeste con una cuenca de retroarco (*back arc basin*) predominando al norte y noroeste condiciones de margen pasivo (Parnaud *et al.*, 1994).

La sedimentación del Cretácico en el occidente en Venezuela estuvo controlada en sus inicios por los grábenes del Jurásico (producto de la ruptura de Pangea), como se evidencian en los cambios de espesores de los clásticos arenosos de la Formación Río Negro (Barremiense) en el Surco de Machiques y en Flanco norandino (Yoris y Ostos, 1997). La Formación Río Negro está ausente en la Cuenca Barinas-Apure (Parnaud *et al.*, 1994).

Seguidamente, la subsidencia se estabilizó y el Grupo Cogollo (Barremiense-Albiense) se depositó en una plataforma carbonática derivada de una trasgresión rápida sobre Venezuela occidental (Méndez, 2008; Yoris y Ostos, 1997).

La Cuenca Barinas Apure ocupaba la posición marginal de lo que hoy constituye la Cuenca de Maracaibo (González de Juana *et al.*, 1980), depositándose los clásticos de la Formación Aguardiente sobre el basamento pre-Cretácico ígneo-metamórfico (Figura 3.2).

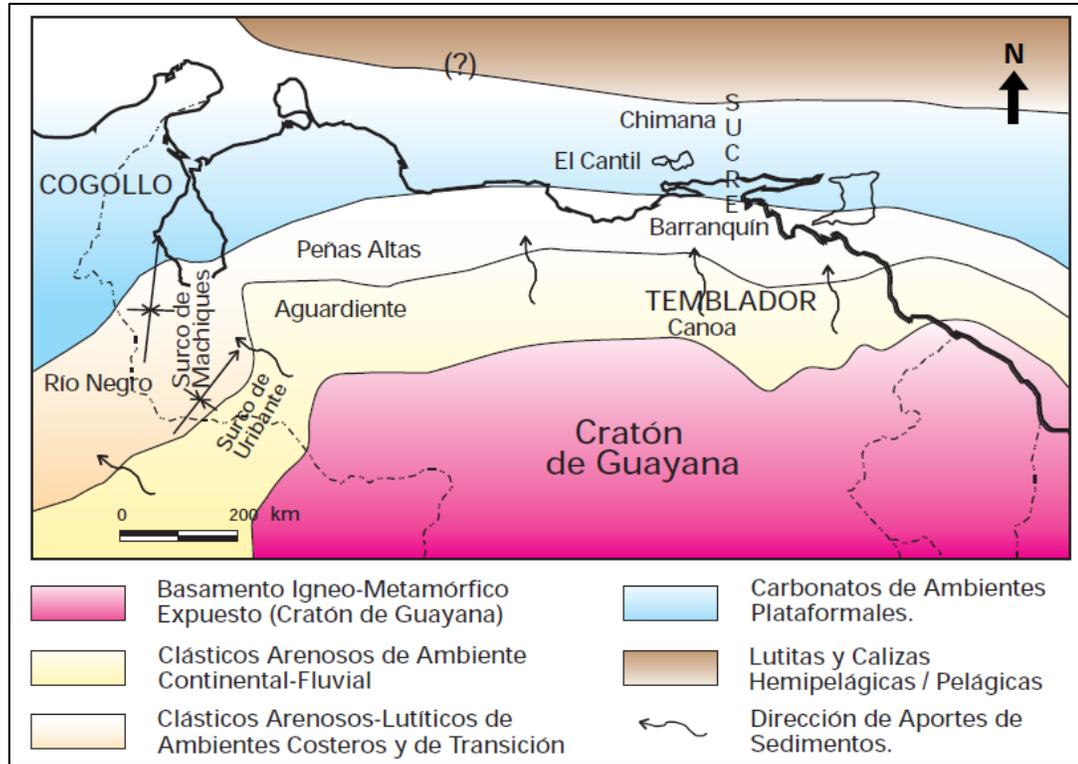


Figura 3.2. Distribución de facies sedimentarias durante el Barremiense- Albiense en las inmediaciones del Cratón de Guayana (Cuenca Barinas-Apure) (Yoris y Ostos, 1997).

Al avanzar la transgresión durante el Cenomaniense-Turonense sobre el cratón de Guayana (Cuenca de Barinas-Apure), se producen ambientes marinos marginales y de plataforma somera con la acumulación de areniscas glauconíticas y rocas carbonáticas de la Formación Escandalosa (González de Juana *et al.*, 1980, Méndez 2008). Seguidamente se sedimenta la Formación Navay (Figura 3.3) (González de Juana *et al.*, 1980). En la cuenca no se observan mayores estructuras sintectónicas, mostrando los estratos un suave gradiente positivo en dirección suroeste (Santiago *et al.*, 2014).

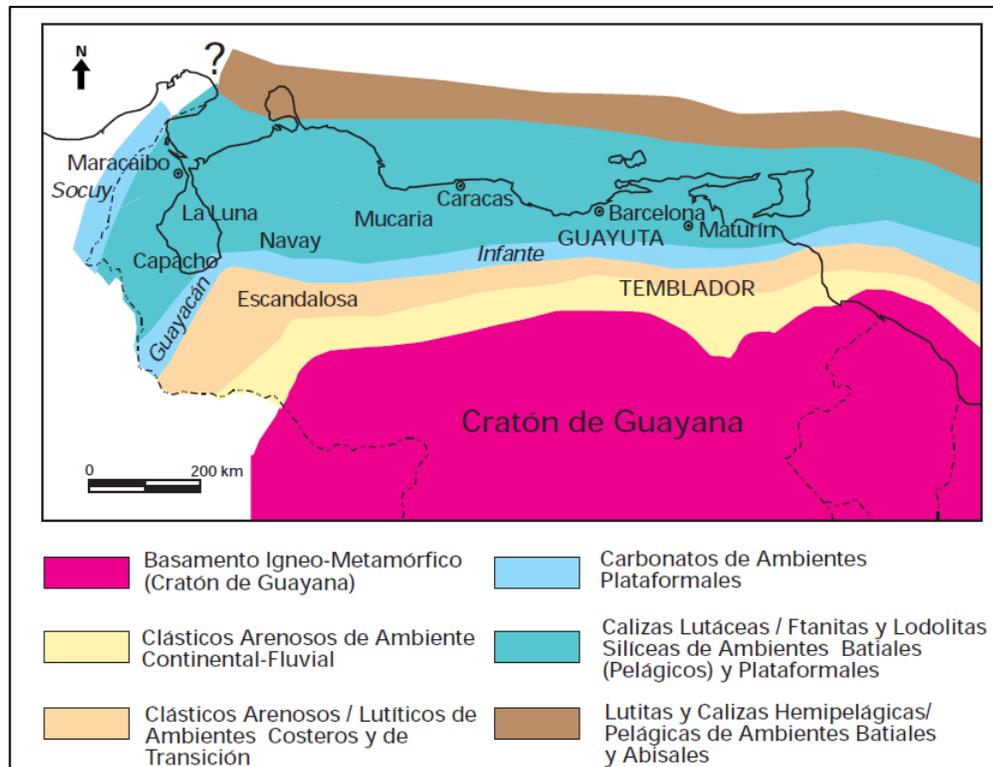


Figura 3.3. Distribución de facies sedimentarias durante el Cenomaniense- Campaniense en las inmediaciones del Cratón de Guayana (Cuenca Barinas-Apure) (Yoris y Ostos, 1997).

3.3. Margen activo al oeste y pasivo durante el Cretácico Tardío-Paleoceno

Durante esta época la colisión al oeste de la Placa del Caribe contra la Placa Suramericana, transforma el margen pasivo en margen activo creando una cuenca de antepaís con una antefosa en la zona de Perijá y un alto periférico en la cuenca de Barinas-Apure, el cual permanecerá como zona positiva hasta el Eoceno Medio (Parnaud *et al.*, 1994).

La sedimentación del Cretácico culmina con la depositación de las formaciones Colón (Campaniense-Maastrichtiense) en ambientes de plataforma externa a talud en el sector del Lago de Maracaibo y Mito Juan (Maastrichtiense Tardío) (Parnaud *et al.*, 1994; González de Juana *et al.*, 1980). Hacia el cratón de Guayana (Cuenca de Barinas-Apure) se deposita la Formación Burgüita (Figura 3.4) durante una fase

regresiva, en un ambiente marino somero a marino marginal (Parnaud *et al.*, 1994; González de Juana *et al.*, 1980).

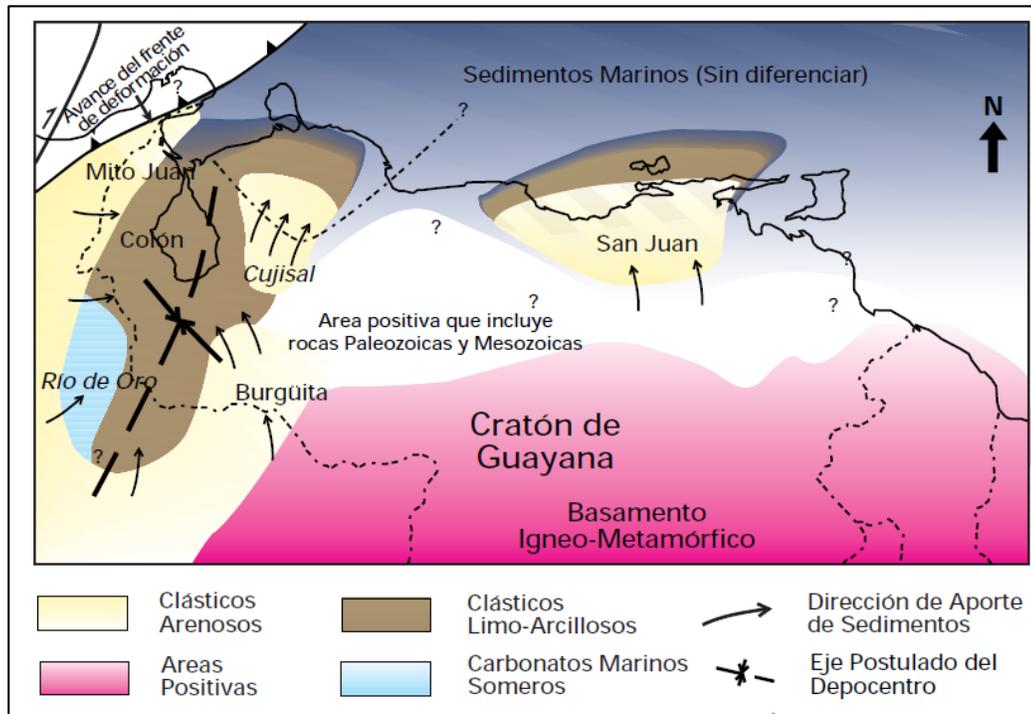


Figura 3.4. Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense al norte del Cratón de Guayana (Cuenca Barinas-Apure) (Yoris y Ostos, 1997).

3.4. Cuenca antepaís durante el Paleoceno Tardío-Eoceno Medio

Está caracterizado por un período de margen activo donde ocurrió la colisión del Arco Volcánico Pacífico sobre Suramérica y emplazamiento al norte de las Napas de Lara generando nuevas antefosas. El final del Cretácico y el Paleoceno Temprano se caracterizó por un período de erosión en la Cuenca Barinas-Apure (Parnaud *et al.*, 1995).

Durante el Eoceno Medio los mares transgreden nuevamente el área de Barinas-Apure que queda otra vez en posición marginal. Se individualizan tres dominios sedimentarios alimentados desde el sur y suroeste. Al sur, se caracteriza por una

sedimentación clástica de origen continental asociada a la Formación Mirador. En la Cuenca de Maracaibo (Formación Misoa) y en Barinas (formaciones Gobernador y Cobre) se presenta una sedimentación clástica de origen marino marginal/marino somero y carbonática (Miembro Masparrito de la Formación Gobernador). En Barinas la sedimentación durante el avance de la transgresión culmina con lutitas de plataforma a talud de la Formación Pagüey (Parnaud *et al.*, 1994; González de Juana *et al.*, 1980) (Figura 3.5).

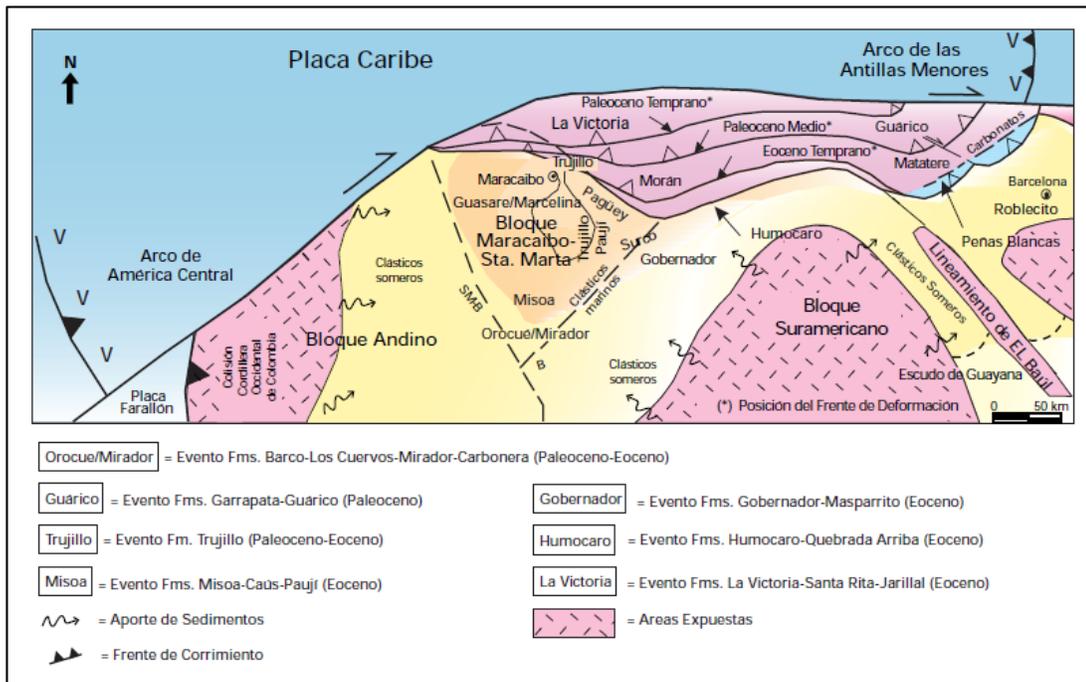


Figura 3.5. Distribución de facies sedimentarias durante el Paleoceno-Eoceno al norte del Cratón de Guayana (Cuenca Barinas-Apure) (Yoris y Ostos, 1997).

3.5. Margen activo durante el Eoceno Tardío-Mioceno Temprano

Está caracterizado por el emplazamiento de una zona positiva en Zulia Oriental que, aísla la Cuenca del lago de Maracaibo de la cuenca marina de Apure. La sedimentación en el sector del Lago corresponde a depósitos deltaicos (Formación Carbonera) mientras que en Apure es más marino (Formación Guafita) (Parnaud *et al.*, 1994).

Durante el Eoceno Tardío-Oligoceno se registra un período importante de erosión en la parte Central y Oriental de las cuencas del Lago de Maracaibo y Barinas-Apure (Parnaud *et al.*, 1994).

3.6. Compresión andina durante el Mioceno Medio-Holoceno

La colisión del Arco de Panamá-Baudó contra la esquina noroccidental de Suramérica produce un evento compresivo de gran importancia en el occidente de Venezuela. Durante este tiempo (Mioceno Tardío-Holoceno) los Andes de Mérida y la Sierra de Perijá adquieren su morfología actual y, por consecuencia, se separa la Cuenca del Lago de Maracaibo de la Cuenca Barinas-Apure. Durante este período en la Cuenca Barinas-Apure se depositan espesas secuencias molásicas (Figura 3.6), asociadas a las formaciones Parángula y Río Yuca (Parnaud *et al.*, 1994).

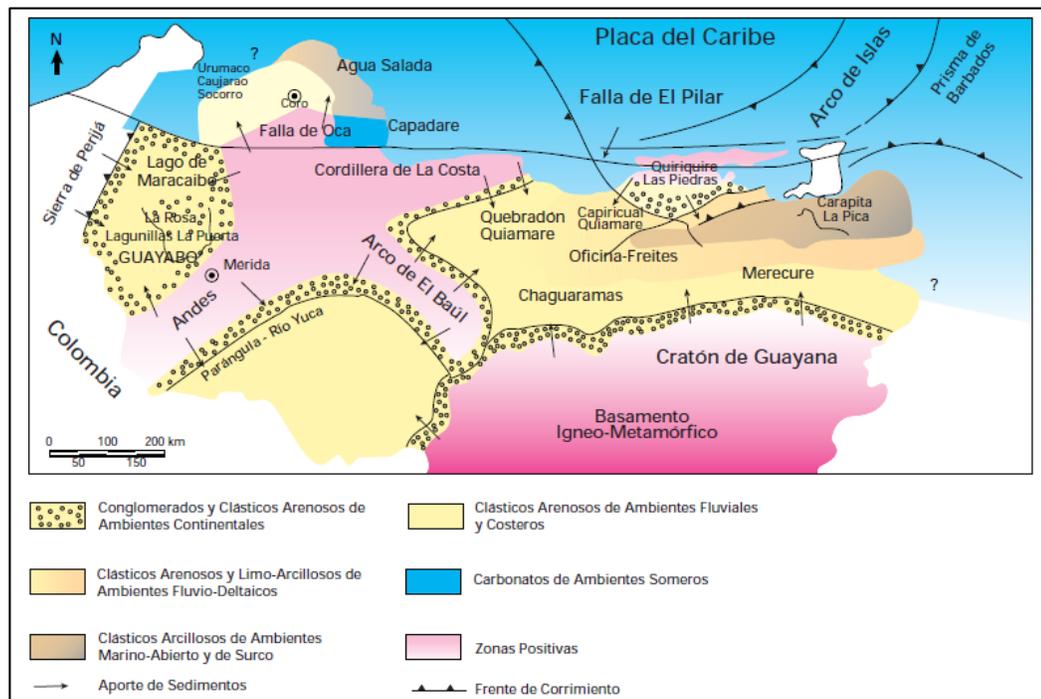


Figura 3.6. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno- Plioceno (Yoris y Ostos, 1997).

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

En este trabajo la caracterización de las rocas reservorios y sellos se realizó de forma integrada a partir de datos sedimentológicos, información icnológica, estratigráfica secuencial y petrográfica. La sedimentación dominante en el área de interés, corresponde a ambientes marino marginales (deltas y estuarios), marinos abiertos dominados por oleaje y rampa carbonática. A continuación se explica de forma resumida los conceptos fundamentales aplicados durante la realización de este estudio.

4.1. Análisis de facies

A los fines del análisis de facies, en este estudio se considera a una facies como la suma de las características primarias (litología, textura, estructuras sedimentarias, contactos, geometría, contenido paleontológico, trazas fósiles, entre otras) de un cuerpo de roca sedimentaria, relevantes para analizar sus condiciones hidrodinámicas de depositación (Teichert, 1958; modificado por Zavala, 2005). El agrupamiento de las facies en un marco tridimensional constituyen las asociaciones de facies y su expresión vertical recibe el nombre de secuencia de facies.

Debido a que el análisis de facies proporciona datos fundamentales para las reconstrucciones paleoambientales y paleogeográficas, así como para la definición de superficies de valor estratigráfico, constituye un método de suma importancia para cualquier estudio de estratigrafía secuencial. Es particularmente importante para el estudio de los cambios cíclicos en los procesos que forman los sistemas deposicionales individuales, en respuesta a los cambios en el nivel de base (Catuneanu, 2006).

4.2. Icnología

La icnología comprende el estudio de las trazas producidas por organismos (animales y plantas) sobre o dentro del sustrato (Buatois y Mángano, 2011). Las trazas fósiles proporcionan información sobre parámetros ambientales (energía, nutrientes, salinidad, oxigenación, tasas de sedimentación/erosión, entre otros) durante la depositación del sedimento, por lo que son esenciales en el análisis de facies y la caracterización de ambientes sedimentarios (Buatois y Mángano, 2000).

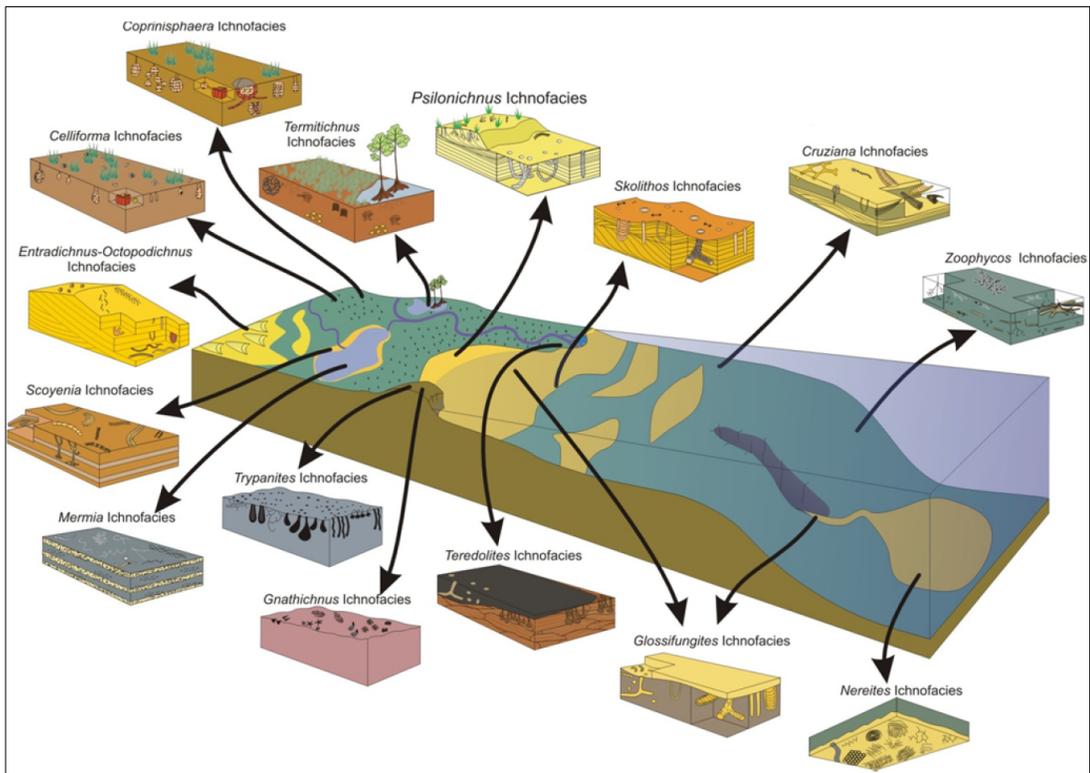


Figura 4.1. Modelo de icnofacies para trazas fósiles de invertebrados (Tomado de Buatois y Mángano, 2011).

De acuerdo a Buatois y Mángano (2011), uno de los conceptos fundamentales de la icnología es el de icnofacies, siendo definida como una asociación de trazas fósiles que se repiten a lo largo del tiempo geológico y es característica de un conjunto de condiciones ambientales determinadas. Se agrupan en cuatro grandes categorías: 1) icnofacies marinas de sustratos blandos (*Ppsilonichnus*, *Skolithos*, *Cruziana*

Zoophycos y *Nereites*); 2) icnofacies sustrato-controladas (*Glossifungites*, *Trypanites* y *Teredolites*); 3) icnofacies continentales de invertebrados (*Scoyenia*, *Mermia* y *Coprinisphaera*); 4) icnofacies de vertebrados (Figura 4.1).

En los últimos años se ha enfatizado la importancia de la icnología en el entendimiento de superficies con importancia estratigráfica (Carmona *et al.*, 2006). La identificación de *suite* de sustratos firmes y duros en sucesiones clásticas posibilita delinear y correlacionar superficies de valor aloestratigráficas. En ambientes clásticos, las variaciones del nivel del mar son el mecanismo alogénico más común por el cual se generan superficies con la icnofacies de sustratos firmes, aunque procesos erosivos autogénicos pueden ser responsables de su generación. Por lo tanto, el reconocimiento de estas discontinuidades es fundamental en estratigrafía secuencial (Buatois y Mángano, 2011).

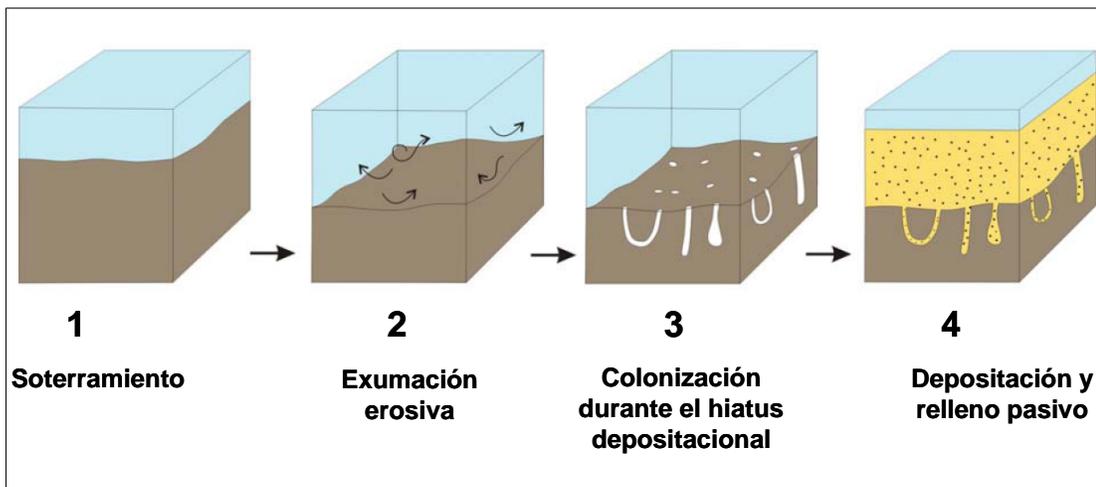


Figura 4.2. Reconstrucción esquemática de la icnofacies de *Glossifungites* (Buatois y Mángano, 2011).

De éstas la icnofacies de *Glossifungites* es más utilizada, la cual, se desarrolla en sustratos firmes, no litificados, comúnmente lutitas deshidratadas (Figura 4.2). Se reconoce por presencia excavaciones de habitación de paredes netas, sin revestimiento y relleno pasivo de suspensívoros o predadores pasivos y excavaciones con paredes ornamentadas. La colonización de los sustratos firmes ocurre durante un

hiato depositacional (superficies de omisión) entre el evento erosivo que exhumó el sustrato y la sedimentación de la unidad suprayacente (Buatois y Mángano, 2011).

Las discontinuidades asociadas a factores externos (alocíclicos) al sistema depositacional reflejan rupturas abruptas en el registro estratigráfico (cambios bruscos de facies), asociados a cambios fundamentales en el ambiente depositacional (Buatois *et al.*, 2002).

4.3. Deltas

Los deltas se definen como una protuberancia que se genera en la línea de costa cuando un río ingresa en un cuerpo de agua permanente (océano o lago), aportando un volumen de sedimentos mayor al que puede ser redistribuido por los procesos en la cuenca tales como las olas y mareas (Elliott 1986, Bhattacharya y Walker 1992, Bhattacharya, 2006). Los deltas son fundamentalmente regresivos y todos en algún grado, se encuentran influenciados por la acción fluvial (Bhattacharya, 2010).

Los deltas se dividen en tres regiones principales: 1) **planicie deltaica**, donde dominan los procesos fluviales y es subdividida en dos partes: planicie inferior o subaérea y superior o subácea, cuyo límite se ubica en la línea de alta marea; 2) **frente deltaico**, que es el área con marcada interacción de procesos fluviales y marinos y donde se depositan el mayor volumen de sedimentos gruesos (tamaño arena o grava), formando las barras de desembocadura; 3) **prodelta**, dominado por procesos marinos y se caracteriza por una sedimentación principalmente arcillosa. La planicie deltaica es definida por la presencia de los canales distributarios e incluye una gran variedad de subambientes continentales y de aguas salobres como pantanos, planicies de mareas y bahías interdistributarias (Reading y Collinson 1996; Bhattacharya y Walker, 1992; Bhattacharya, 2006).

Galloway (1975), propuso una clasificación genética en tres grandes categorías tomando en cuenta principalmente los efectos de la interacción entre los depósitos de corrientes fluviales y los procesos marinos como olas y mareas: deltas dominados por la acción fluvial, deltas dominados por el oleaje y deltas dominados por mareas (Figura 4.3).

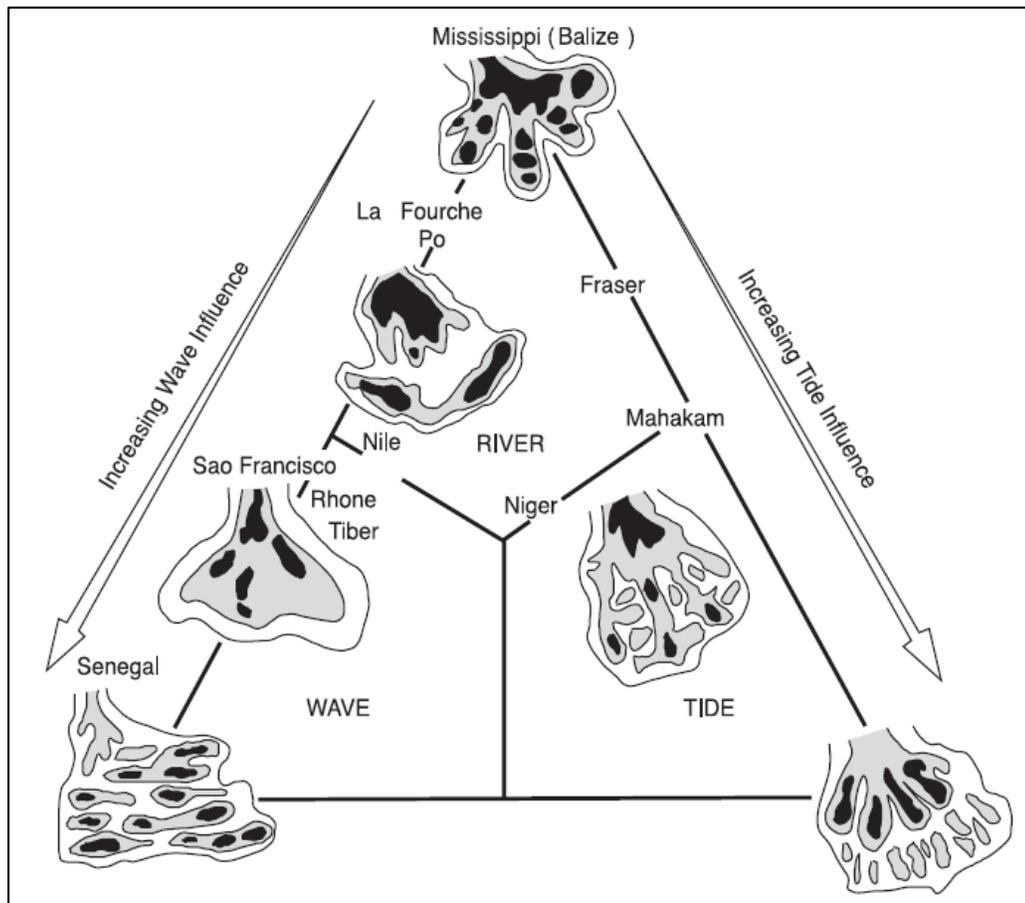


Figura 4.3. Clasificación genética de los sistemas deltaicos (Tomado de Bhattacharya 2006).

Bhattacharya (2006), establece que la distribución interna de las facies y la forma general de los depósitos deltaicos depende de los siguientes factores: 1) si la densidad de la descarga fluvial es más densa (flujo hiperpícnico), de igual densidad (flujo mesopícnico) o menos densa (flujo hipopícnico) que la cuenca receptora; 2) la interacción de la pluma descargada por el sistema fluvial con los procesos marinos

(mareas, olas, corrientes marinas) y retrabajo biogénico; 3) la posición del delta dentro de la cuenca.

4.3.1. Deltas fluvio-dominados

Nichols (2009), señala que los deltas dominados por la acción fluvial se generan donde la energía de las mareas y olas son bajas, típicamente en ambientes con regímenes micromareales y donde la energía de las olas es disipada antes de alcanzar la costa. Los deltas fluvio-dominados se caracterizan por presentar redes de drenajes densas, favorecidas por la baja pendiente de la planicies deltaica y la alta descarga de sedimentos, con alta frecuencia de eventos de desbordes y procesos avulsión de los canales distributarios (Bhattacharya, 2006; Nichols, 2009). Estos deltas presentan una morfología lobada a elongada o “pata de pájaro” (Bhattacharya, 2006).

En deltas fluvio-dominados, el prodelta constituido por sucesiones heterolíticas, puede presentar areniscas o limolitas masivas o con gradación producto de descargas hiperpícnicas. Las estructuras de oleaje pueden desarrollarse al tope de las capas gradadas. En el frente deltaico (depósitos arenosos) dominan las estructuras de corrientes unidireccionales (rizaduras de corrientes, estratificación cruzada) y pueden presentar capas de areniscas masivas o gradadas. La presencia de materia orgánica es comúnmente alta en estos depósitos, reflejando numeroso pulsos fitodetríticos de depositación. Tanto en el prodelta como en el frente deltaico son comunes las estructuras de deformación sinsedimentarias debido a las altas tasas de sedimentación y las grietas de sinéresis (Bhattacharya y Walker, 1992 y Bhattacharya, 2006).

Buatois y Mangano (2011), indican que los deltas fluvio-dominados son los que presentan mayores condiciones de estrés de todos los deltas, debido al predominio de procesos inducidos por los ríos (altas tasas de sedimentación, cambios de salinidad, flujos gravitativos de sedimentos, pulso fitodetríticos, entre otros) y por lo tanto,

contiene una icnofauna más empobrecida que los deltas dominados por mareas y olas (Figura 4.4).

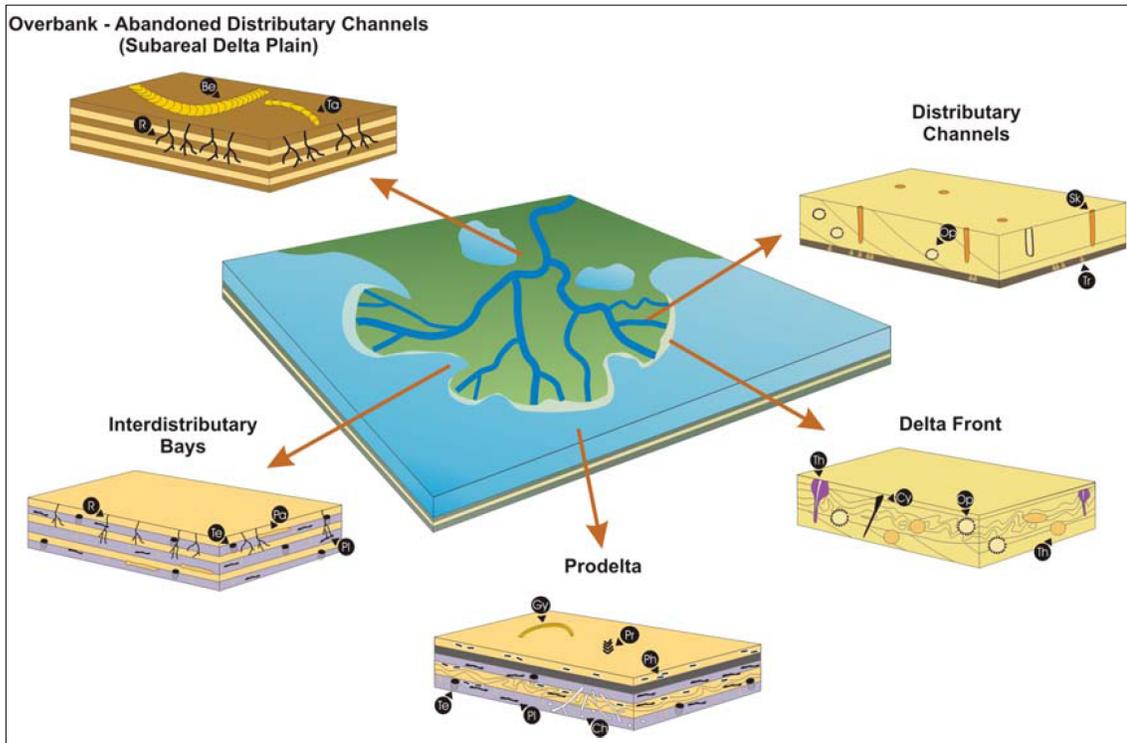


Figura 4.4. Distribución de las trazas fósiles en los deltas fluvio-dominados. Referencias: *Beaconites* (*Be*), *Taenidium* (*Ta*), *Ophiomorpha* (*Op*), *Skolithos* (*Sk*), *Teredolites* (*Tr*), *Planolites* (*Pl*), *Teichichnus* (*Te*), *Palaeophycus* (*Pa*), Trazas de raíces (*Rt*), *Rosselia* (*Ro*), *Cylindrichnus* (*Cy*), *Thalassinoides* (*Th*), *Phycosiphon* (*Ph*), *Chondrites* (*Ch*), *Protovirgularia* (*Pr*), *Gyrochorte* (*Gr*).
(Tomado de Buatois y Mangano, 2011).

Las asociaciones de trazas fósiles en la planicie deltaica subaérea (canales distributarios y planicies de inundación) son muy similares a los de sistemas fluviales representada por una combinación de trazas fósiles terrestres y de agua dulce, típicamente *Taenidium* y *Beaconites* componentes de la icnofacies de *Scoyenia*. En la planicie deltaica subacuea, bahía interdistributaria y frente deltaico, la icnofauna esta representada por elementos de las icnofacies de *Cruziana* y *Skolitos* empobrecidas, con trazas de *Ophiomorpha* y *Diplocraterion* en las areniscas de barra de desembocadura y canales distributarios. En las bahías interdistributarias contienen *Planolites* y *Teichichnus* como formas dominantes. En el frente deltaico distal y el

prodelta muestra la presencia icnofacies de Cruziana empobrecida, donde los organismos suspensívoros son inhibidos por la turbidez del agua (Buatois y Mángano, 2011).

4.3.2. Deltas dominados por el oleaje

Consisten de una serie cuerpos arenosos alargados (cordones de playa) progradantes, donde los sedimentos aportados por el sistema fluvial son retrabajados por el oleaje (Figura 4.5) y distribuidos paralelos a la línea de costa (Bhattacharya y Walker, 1992; Bhattacharya, 2006, Nichols, 2009). Están representados por una morfología arcuada a puntiaguda (Bhattacharya y Walker, 1992).

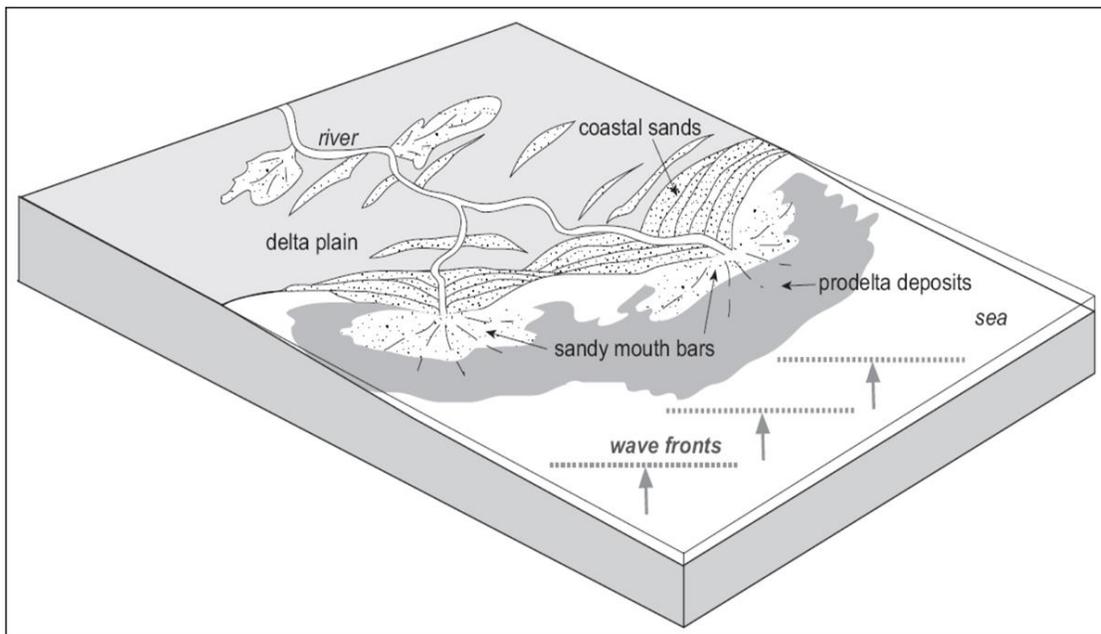


Figura 4.5. Subambientes y morfología de los deltas dominados por olas. La acción de las olas retrabaja el sedimento del frente deltaico formando barras arenosas costeras (Tomado Nichols, 2009).

Los deltas dominados por oleaje pueden ser simétricos o asimétricos, dependiendo si el transporte neto de sedimentos por deriva litoral es pequeño o es dominante en una dirección (Figura 4.6). En los deltas asimétricos, hacia el área del *updrift* (corriente arriba) dominan los depósitos arenosos y presenta mayor madurez textural, mientras

que, hacia *el downdrift* (corriente abajo) muestra depósitos más arcilloso (Bhattacharya y Giosan, 2003; Bhattacharya, 2006). En casos extremos, los canales distributarios en algunos deltas dominados por olas pueden ser deflectados paralelamente a la línea de costa, producto de corrientes litorales unidireccionales fuertes (Bhattacharya y Giosan, 2003; Bhattacharya, 2010).

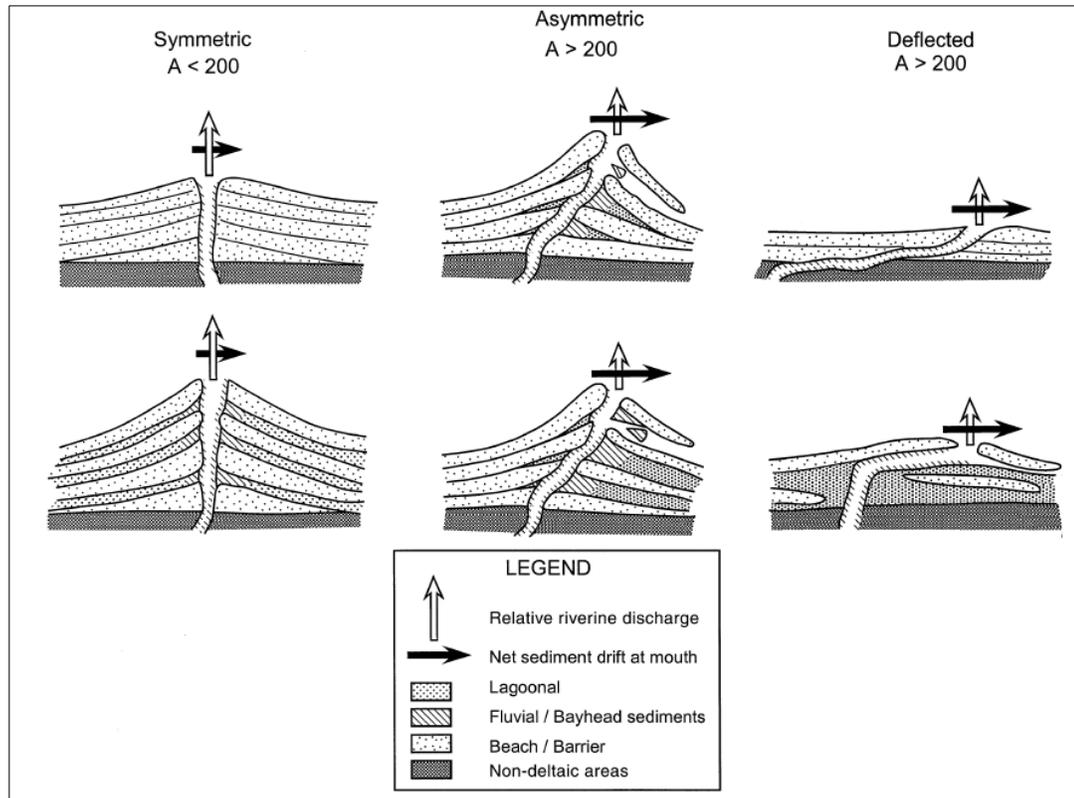


Figura 4.6. Morfología generalizada de los deltas dominados por oleaje basado en el índice de asimetría definida por relación entre tasa de sedimentos transportados a lo largo de la costa por corrientes litorales en la desembocadura y el promedio de la descarga fluvial (Tomado de Bhattacharya y Giosan, 2003).

El frente deltaico en los deltas dominados por olas, se caracterizan por una sucesión grano-estratocreciente dominada por estructuras generadas por la acción del oleaje (ódulas de olas, estratificación cruzada *hummocky*). Las estructuras indicadoras de altas tasas de sedimentación y de dilución de salinidad por descargas de agua dulce (deformación sinsedimentarias y grietas de sinéresis) son escasas. Las lutitas del

prodelta presentan intensa bioturbación y las capas de areniscas son mas delgadas que en los deltas fluvio-dominados (Bhattacharya y Giosan, 2003; Bhattacharya, 2006).

Buatois y Mangano (2011), señalan que los deltas dominados por oleaje son los que muestran la mayor diversidad y abundancia de trazas fósiles de todos los sistemas deltaicos. La icnofauna en la planicie deltaica subaérea, es muy similar a aquella de los deltas fluvio-dominados (icnofacies de *Scoyenia*). La planicie deltaica *subácuea* que contiene icnofauna de aguas salobres, carece prácticamente de bioturbación, presentando localmente los canales distributarios *Ophiomorpha* y *Skolithos*. Los componentes dominantes en los depósitos de bahía interdistributaria son *Planolites*, *Palaeophycus*, *Teichichnus* y trazas de raíces. El frente deltaico, la bioturbacion está representada por las icnofacies *Cruziana* y *Skolithos* empobrecida. En general, los depósitos de prodelta contienen asociaciones relativamente diversas de la icnofacies *Cruziana* (Figura 4.7)

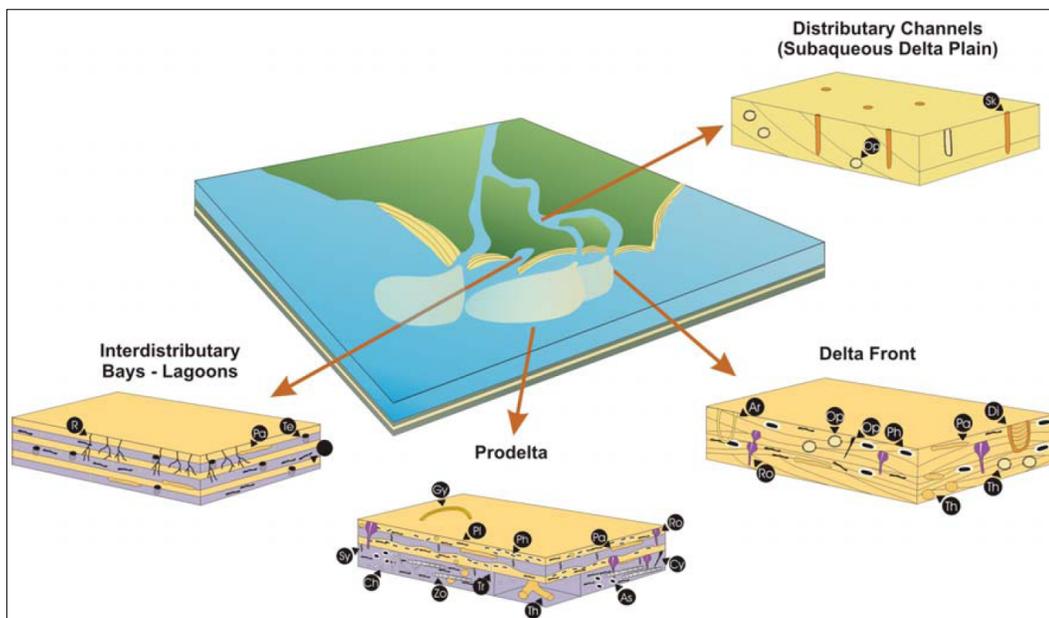


Figura 4.7. Modelo de distribución de las trazas fósiles en los deltas fluvio-dominados Referencias: *Beaconites* (Be), *Taenidium* (Ta), Trazas de raíces (Rt), *Ophiomorpha* (Op), *Skolithos* (Sk), *Planolites* (Pl), *Teichichnus* (Te), *Palaeophycus* (Pa), *Rosselia* (Ro), *Cylindrichnus* (Cy), *Diplocraterion* (Di), *Thalassinoides* (Th), *Arenicolites* (Ar), *Phycosiphon* (Ph), *Chondrites*(Ch), *Protovirgularia* (Pr), *Gyrochorte* (Gr), *Zoophycos* (Zo), *Asterosoma* (As). (Tomado de Buatois y Mangano, 2011).

4.3.3. Deltas dominados por mareas

Los deltas dominados por mareas tienen lugar en costas con alto rango mareal y baja energía de olas (Willis, 2005). Los procesos mareales forman cuerpos arenosos orientados de forma paralela a la dirección de las corrientes de mareas y típicamente perpendicular a la línea de costa (Bhattacharya y Walker, 1992; Bhattacharya, 2006). Los depósitos relacionados a corrientes de mareas son generalmente más heterolíticos que los formados durante las crecidas fluviales debido a que la mareas fluctúan en escalas de tiempo más cortos (Willis, 2005).

Los deltas dominados por mareas se caracterizan por sucesiones grano-estratocreciente con dominio de estructuras de mareas. Los depósitos del frente deltaico consisten de una intercalación de areniscas y lutitas que pueden ser masivas y sin bioturbación, debido a la depositación rápida por fango fluido (Dalrymple y Choi, 2007). Las estructuras físicas diagnósticas de los procesos mareales en los depósitos del frente deltaico incluyen: estratificación cruzada en hueso de arenque (*herringbone*), paquetes mareales (*tidal bundles*), superficies de reactivación (Bhattacharya y Walker, 1992; Bhattacharya, 2006) y estructuras bidireccionales con láminas de lodo en los *foresets* (Nichols, 2009; Bhattacharya, 2010).

Desde el punto de vista icnológico, la planicie deltaica subaérea muestra un dominio estructuras producidas por elementos terrestres y de agua dulce (icnofacies de *Scoyenia*), similar a aquellas de los deltas dominados por olas y la acción fluvial (Figura 4.8). La icnofauna de la planicie deltaica subaérea en deltas dominados por mareas, es típica de ambientes de aguas salobres (elementos de las icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos* empobrecidas), generalmente emplazada durante los momentos de sedimentación por decantación. El frente deltaico y prodelta presentan trazas de la icnofacies de *Cruziana*. Los cuerpos arenosos submareales de alta energía contienen elementos de la icnofacies de *Skolithos* o no están bioturbados (Buatois y Mangano, 2011).

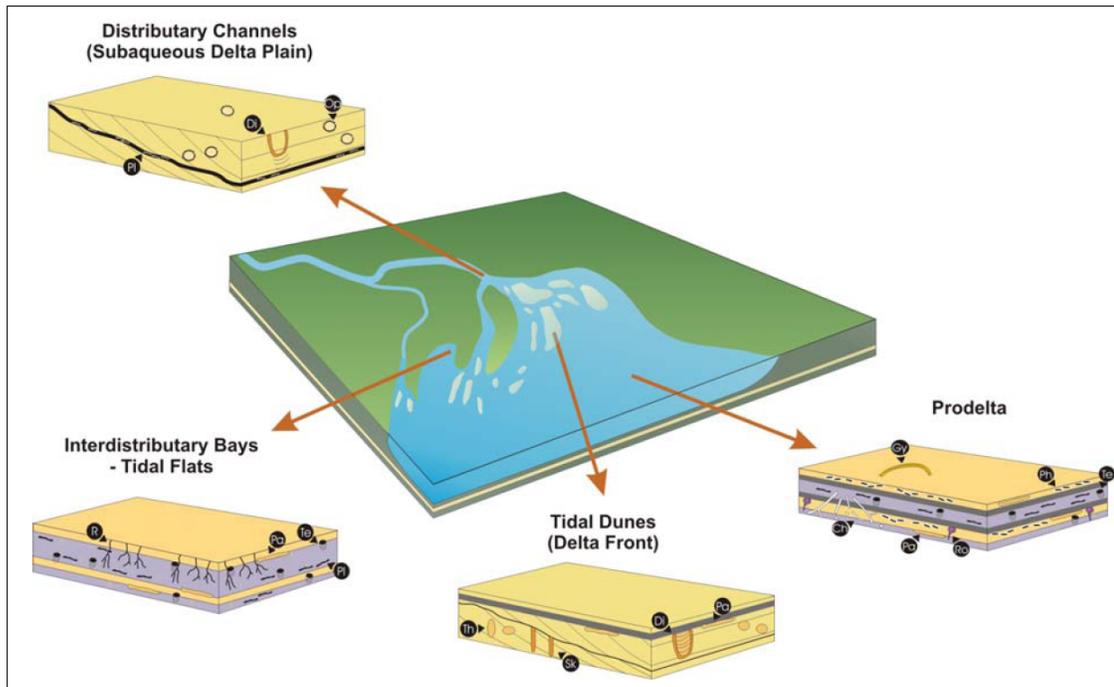


Figura 4.8. Modelo de distribución de las trazas fósiles en los deltas dominados por mareas
Referencias: *Beaconites* (*Be*), *Taenidium* (*Ta*), Trazas de raíces (*Rt*), *Ophiomorpha* (*Op*), *Skolithos* (*Sk*), *Planolites* (*Pl*), *Teichichnus* (*Te*), *Palaeophycus* (*Pa*), *Rosselia* (*Ro*), *Diplocraterion* (*Di*), *Thalassinoides* (*Th*), *Phycosiphon* (*Ph*), *Chondrites* (*Ch*), *Scalichnus* (*Sl*), *Gyrochorte* (*Gr*). (Tomado de Buatois y Mangano, 2011).

4.4. Estuarios

Dalrymple *et al.* (1992), con base en criterios sedimentológicos definen un estuario como la porción ubicada hacia el mar de un valle inundado, que recibe sedimento tanto de fuentes fluviales como marinas y contiene facies influenciadas por procesos de oleaje, mareas y fluviales. Se extiende desde el límite superior del ascenso de las mareas hacia el continente hasta las facies costeras hacia el mar. El estuario sólo se forma durante un aumento relativo del nivel del mar y son típicamente transgresivos.

Este autor en el año 2006, propone la modificación de su definición original de los estuarios, considerándolos como ambientes costeros transgresivos que no requiere

necesariamente la inundación de valles incisos para formarse (Tesier, 2012). De esta manera, las porciones abandonadas de la planicie deltaica que son inundadas durante una trasgresión son consideradas como estuarios (Dalrymple y Choi, 2007).

Los estuarios pueden ser clasificados en dos tipos principales, con base a la influencia relativa de los procesos de oleaje y mareas: estuarios dominados por olas y estuarios dominados por mareas (Dalrymple *et al.*, 1992; Boyd *et al.*, 2006). Pueden ser divididos en tres zonas: 1) una zona externa dominada por procesos marinos (olas o corrientes de mareas); 2) una zona central de relativamente baja energía donde la energía marina es disipada por corrientes fluviales y 3) una zona interna donde predomina la acción fluvial (Dalrymple *et al.*, 1992).

4.4.1. Estuarios dominados por olas

Los estuarios dominados por olas muestran una división tripartita bien definida: una zona arenosa en la boca del estuario, una zona media o cuenca central con sedimentación generalmente arcillosa y un delta de cabecera de bahía en la zona interna del estuario caracterizada por una sedimentación arenosa o conglomerática (Dalrymple *et al.*, 1992).

De acuerdo a Dalrymple *et al.* (1992), los estuarios dominados por olas se caracterizan por la alta energía de olas en la boca del estuario y baja influencia de las corrientes de mareas, donde el sedimento re TRABAJADO principalmente por acción del oleaje forman una isla de barrera o barra sumergida que generalmente impiden a las olas entrar al estuario y pueden estar cortada por uno o más canales de mareas. En la cuenca central el nivel de energía es mínimo, con limitada influencia tanto de la acción fluvial como de olas. En la zona del delta de cabecera de bahía, domina la descarga fluvial y los depósitos muestran influencia marina (estructuras de mareas o fauna de aguas salobres). Boyd *et al.* (2006), establecen que los deltas de cabecera de bahía presentan

morfología típica de deltas fluvio-dominados por la poca influencia de los procesos marinos en esta zona (Figura 4.9).

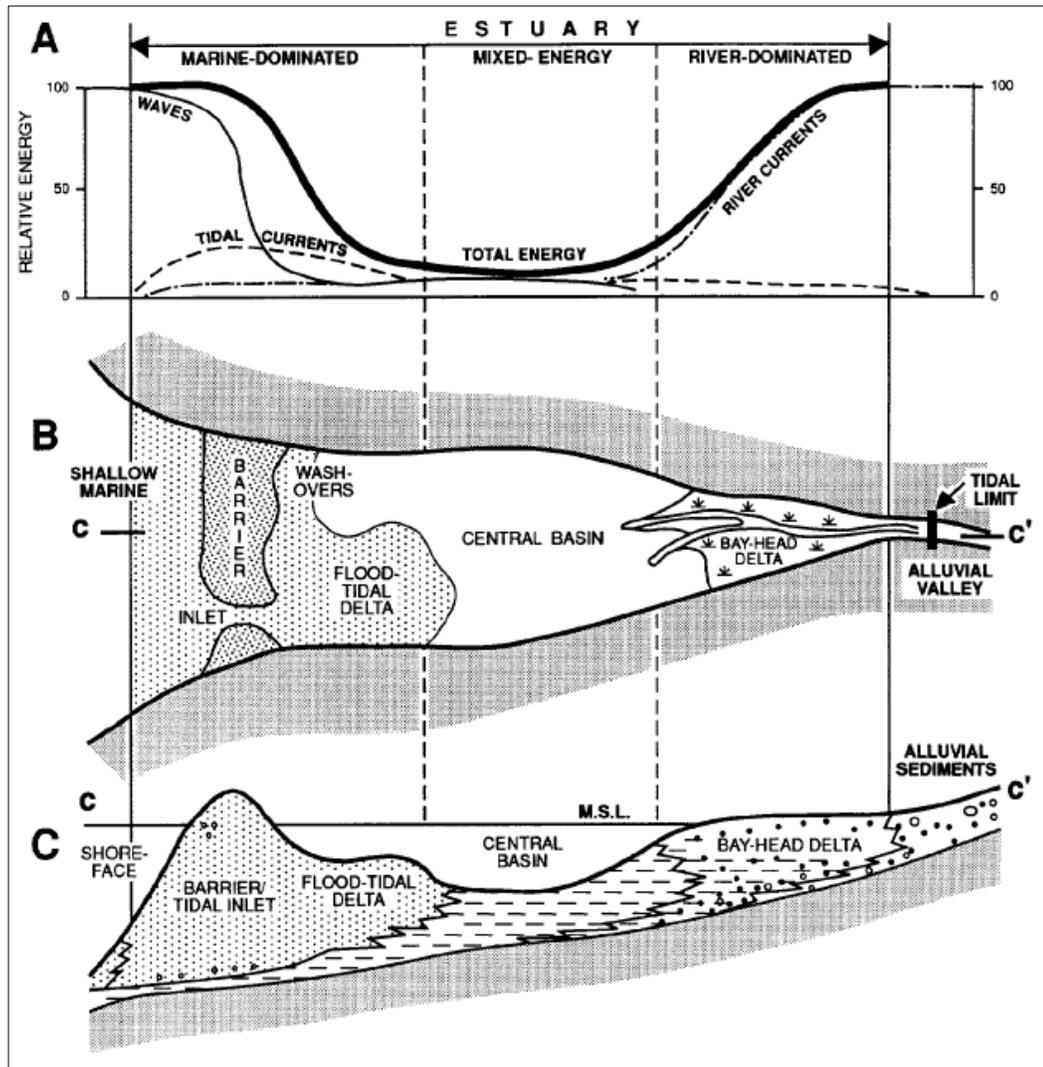


Figura 4.9. Subambientes y procesos depositacionales de un estuario dominado por olas (Tomado de Dalrymple et al. 1992).

Desde el punto de iconológico Buatois y Mangano (2011), indican que los depósitos de delta de cabecera de bahía y de la cuenca central se encuentran escasamente bioturbados y contienen elementos de la icnofacies de *Skolithos* y *Cruziana* empobrecida. Los depósitos de boca de estuario presentan un grado de bioturbación y niveles de icnodiversidad moderados a relativamente altos, reflejando salinidad

cercana a la normal a excepción de los depósitos que se acumulan del lado estuarino de la barrera que poseen menor icnodiversidad e intensidad de bioturbación (Figura 4.10).

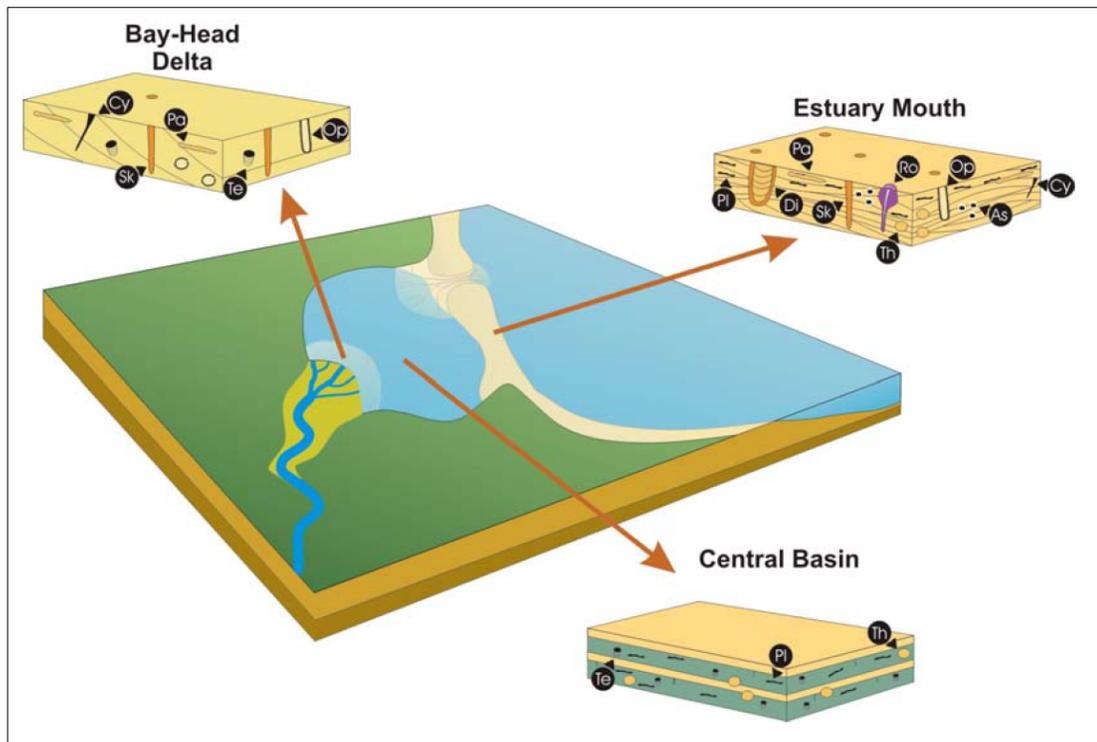


Figura 4.10. Modelo de distribución de las trazas fósiles en los estuarios dominados por oleaje.

Referencias: *Cylindrichnus* (Cy), *Palaeophycus* (Pa), *Ophiomorpha* (Op), *Teichichnus* (Te), *Skolithos* (Sk), *Planolites* (Pl), *Thalassinoides* (Th), *Rosselia* (Ro), *Diplocraterion* (Di), *Asterosoma* (As).

(Tomado de Buatois y Mangano, 2011).

4.4.2. Estuarios dominados por mareas

Los estuarios dominados por mareas se forman generalmente en costas macromareales o en zonas de regímenes mareales menores si la influencia del oleaje es limitada (Boyd *et al*, 2006). A diferencia de los estuarios dominados por el oleaje el mínimo de energía en la zona central del estuario no es tan marcado debido al establecimiento de canales de mareas (Figura 4.11). Por lo tanto, la distribución tripartita de las facies arena-fango-arena en los estuarios dominados por mareas no está bien definida (Dalrymple *et al*. 1992).

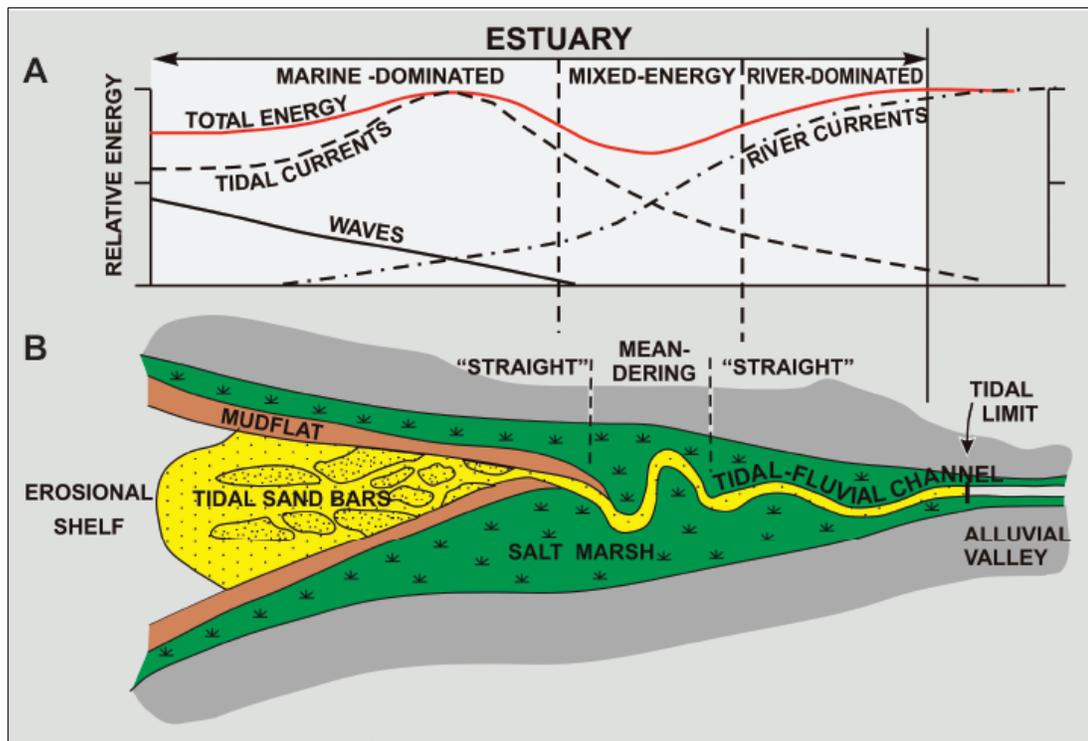


Figura 4.11. Subambientes y procesos depositacionales de un estuario dominado por olas (Tomado de Dalrymple *et al.* 1992).

La forma característica en embudo de los estuarios dominados por mareas, produce la aceleración de las corrientes mareales hasta cierta distancia en el estuario, donde la disipación por fricción excede los efectos de la amplificación y la energía de las mareas disminuye llegando finalmente a cero (Dalrymple *et al.*, 1992; Boyd *et al.*, 2006).

De acuerdo a Buatois y Mangano (2011), los estuarios dominados por mareas se caracterizan por: 1) una zona interna arenosa representada por canales rectos influenciado por mareas correspondiente al estuario superior; 2) un sector central arcilloso y arenoso con desarrollo de canales de mareas rectos a meandriformes, planicies de mareas y pantanos en los márgenes del estuario; 3) un sector externo

caracterizada por barras arenosas elongadas y planicies mareales en los márgenes del estuario (estuario inferior).

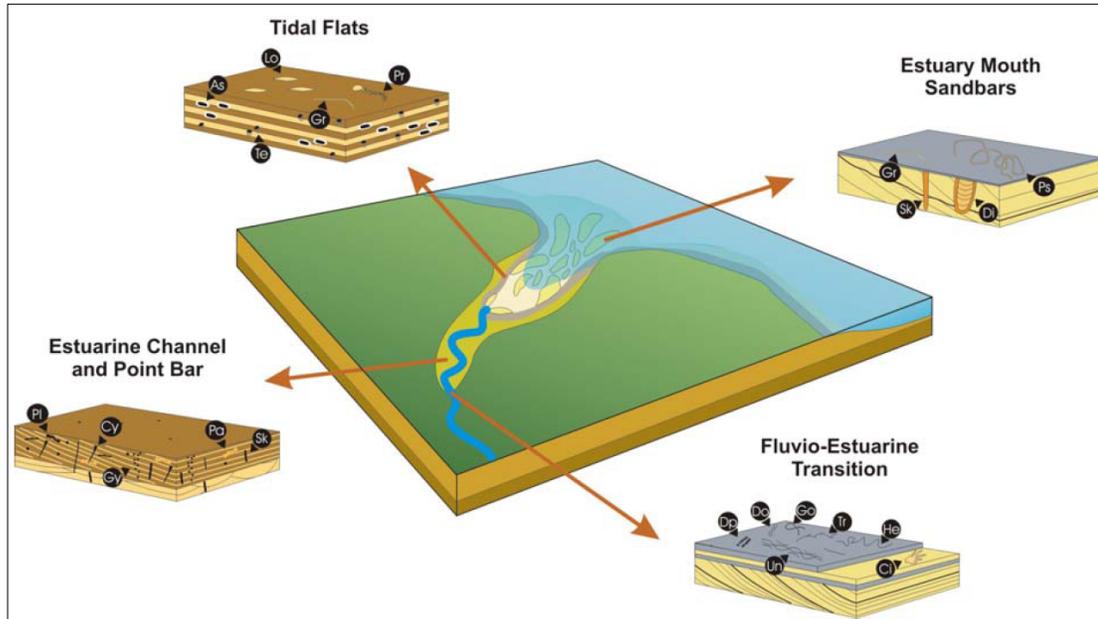


Figura 4.12. Distribución de las trazas fósiles en los estuarios dominados por mareas. Referencias:

Diplichnites (Dp), *Diplopodichnus (Do)*, *Gordia (Go)*, *Treptichnus (Tr)*, *Helminthopsis (He)*, *Undichna (Un)*, *Cincosaurus (Ci)*, *Gyrolithes (Gy)*, *Cylindrichnus (Cy)*, *Planolites (Pl)*, *Palaeophycus (Pa)*, *Skolithos (Sk)*, *Lockeia (Lo)*, *Protovirgularia (Pr)*, *Asterosoma (As)*, *Gyrochorte (Gr)*, *Teichichnus (Te)*, *Diplocraterion (Di)*, *Psammichnites (Ps)*. (Tomado de Buatois y Mangano, 2011).

En la zona de transición fluvio-estuarina (zona de agua dulce pero influenciada por mareas) correspondiente al estuario superior, la icnofauna contiene huellas de artrópodos, trazas de pastoreo y trazas de invertebrados correspondientes a una mezcla de las icnofacies de *Mermia* y *Scoyenia* (Figura 4.12). Hacia el mar, los canales estuarinos desarrollados bajo condiciones de aguas salobres permiten el establecimiento de una combinación empobrecida de las icnofacies de *Cruziana* y *Skolithos*. Los depósitos de la boca del estuario aumenta la icnodiversidad por las condiciones de salinidad cercanas a la normal con dominio de trazas de organismos suspensivos, pastoreos y alimentación (Buatois y Mángano, 2011).

4.5. Ambientes marinos someros dominados por el oleaje

El perfil de una costa dominada por la acción del oleaje posee un número de zonas con procesos, facies y morfología característicos. Los subambientes son diferenciados tomando en cuenta la posición del nivel base de olas de tormentas, de olas de buen tiempo, las líneas de baja y alta marea así como las transformaciones experimentadas por las olas cuando alcanzan la costa (Reading y Collinson, 1996).

La terminología puede variar de acuerdo a los modelos propuestos por diferentes autores dependiendo si el enfoque es sobre las características morfológicas o los procesos asociados (Reading y Collinson, 1996). Las diferencias principales corresponden a los subambientes definidos por debajo del nivel base de olas normales y el quiebre del talud. Según Reineck y Singh (1980), la región ubicada entre el nivel base de olas de buen tiempo y de tormentas corresponde a la **zona de transición**. De forma similar Reading y Collinson (1996), definen esta zona como **transición a costa afuera (transición al *offshore*)**. En ninguno de estos modelos se realiza una subdivisión más detallada de esta zona (Figura 4.13).

La zona ubicada por debajo del nivel base de olas de tormentas y el quiebre del talud, Reineck y Singh (1980) y Reading y Collinson (1996), la definen como **costa afuera (*offshore*)**. Sin embargo, Walker y Plint (1992) de forma más amplia, consideran a la región comprendida entre el nivel base de olas de normales y el quiebre del talud como **costa afuera (*offshore*)** (Figura 4.13).

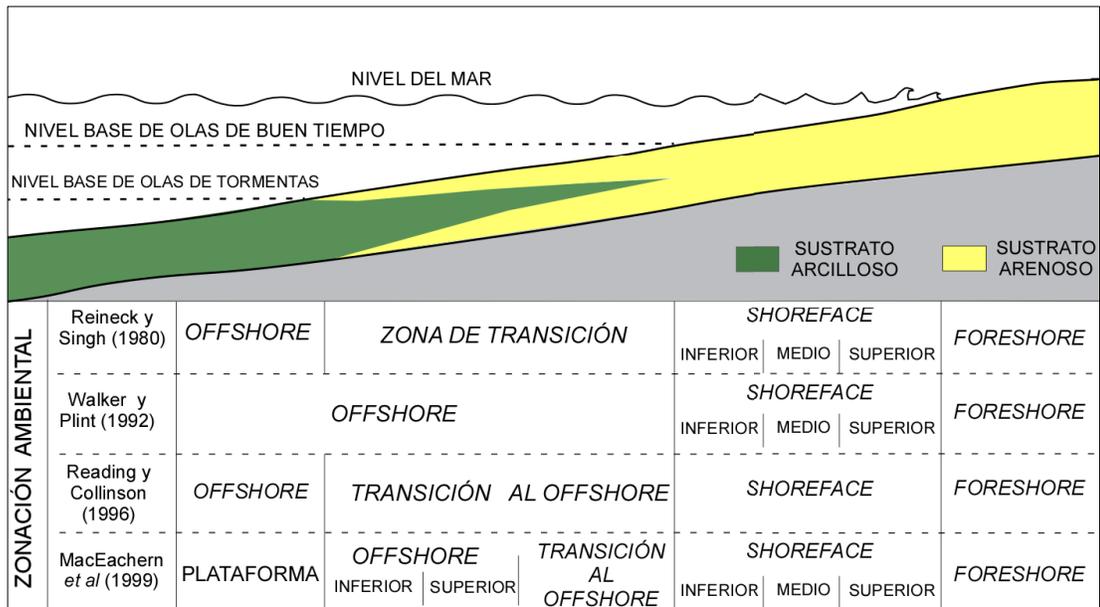


Figura 4.13. Zonación para ambientes marinos someros dominados por olas de acuerdo a los diferentes autores indicados en la figura. Referencias: playa (*foreshore*), anteplaya (*shoreface*), *offshore* (costa afuera).

MacEachern *et al.*, (1999), propone un modelo que se basa en la integración de datos icnológicos y sedimentológicos que permite delinear tendencias de proximalidad-distalidad a lo largo de un perfil de la costa (Buatois y Mángano 2001). Este modelo considera las siguientes subdivisiones: **plataforma** (ubicada por debajo del nivel de base de olas de tormentas y el quiebre de talud), **costa afuera** u *offshore* (comprendido entre los niveles de base de olas de tormentas y de buen tiempo; subdividida en transición a costa afuera, costa afuera superior y costa afuera inferior); **anteplaya** o *shoreface* (por encima del nivel de base de olas normales y por debajo de la línea de baja marea; subdividida a su vez en anteplaya inferior, media y superiores) **playa** o *foreshore* (ubicada entre la línea de baja y alta marea) y **trasplaya** o *backshore* (por encima de la línea de alta marea) (Figuras 4.13 y 4.14).

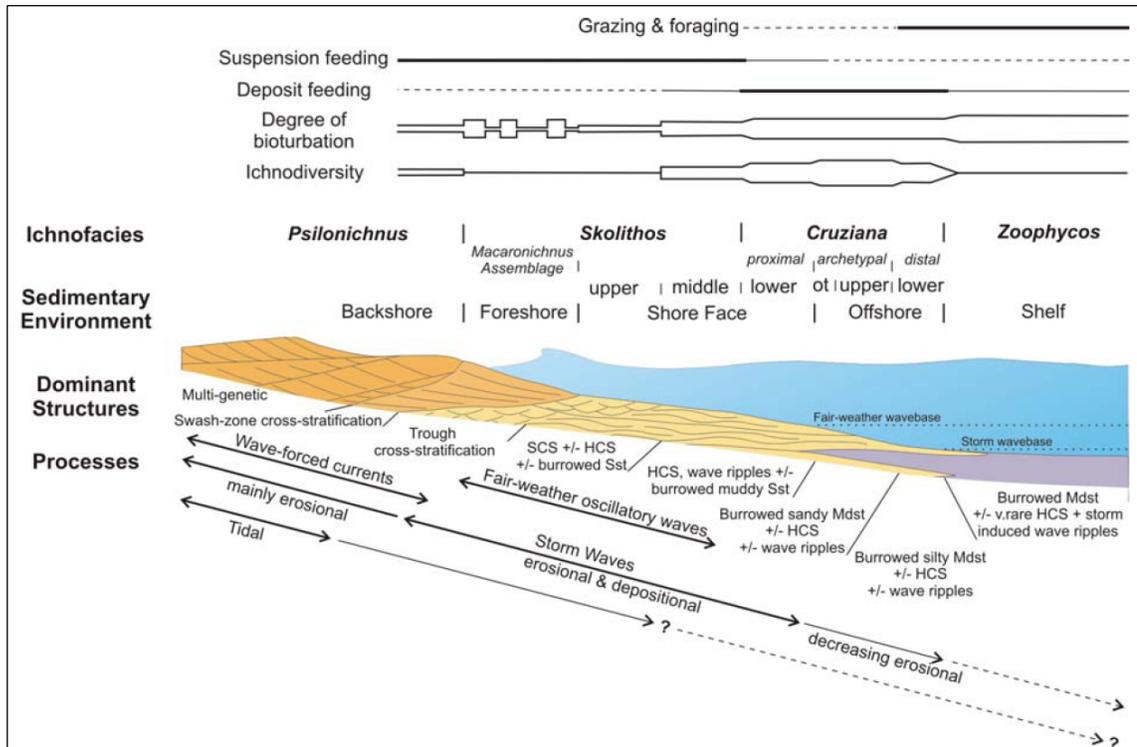


Figura 4.14. Aspectos sedimentológicos e icnológicos a lo largo de un perfil depositacional en una costa dominada por oleaje (Basado en MacEachern et al., 1999 en Buatois y Mángano, 2011).

En este sentido, el término **plataforma** se usa de forma más restringido y separado del *offshore* (costa afuera). El gradiente proximal-distal de energía, en las costas dominadas por el oleaje muestra un decrecimiento en la energía de las olas hacia el mar, razón por la cual, disminuye la relación arena-lutita con la profundidad, estando los ambientes dominados por el oleaje representados por costas arenosas (Buatois y Mángano, 2011).

4.5.1. Trasplaya (*Backshore*)

Es una zona relativamente plana y sin vegetación, ubicada por encima de la línea de alta marea (Figura 4.14). Sólo es inundada durante mareas y tormentas excepcionales, que transportan sedimentos hacia el continente y son retrabajados por procesos

eólicos. Hacia el continente pasa a las zonas de dunas eólicas formados por areniscas derivadas de la playa (Reading y Collinson, 1996).

En los depósitos *backshore* dominan las areniscas con laminación paralela (Reineck y Singh, 1980). Buatois y Mángano (2011), señalan que estos depósitos son diversos, incluyendo areniscas con laminación ondulítila de olas y corriente en zonas lacustres y areniscas con estructuras generadas por procesos eólicos (ripples eólicos). Las dunas eólicas se caracterizan por areniscas con estratificación cruzada de gran escala. Estos depósitos contienen una mezcla de estructuras producidas por animales marinos, terrestres y plantas que se incluyen en la icnofacies de *Psilonichnus*.

4.5.2. Playa (*foreshore*)

Se ubica en la zona intermareal (Figura 4.14) y se caracteriza por condiciones de alta energía debido a las intensas corrientes de saca y resaca (Buatois y Mángano, 2011; Walker y Plint, 1992; Reading y Collinson, 1996). Los depósitos de *foreshore* consisten de areniscas de grano grueso a fino con laminación subparalela y cruzada de bajo ángulo (estratificación cruzada tipo *swash*). Los depósitos presentan escasa bioturbación y baja icnodiversidad, típicamente con estructuras profundas de habitación de suspensívoros (tales como *Skolithos* y *Ophiomorpha*) y localmente con intensa bioturbación por *Macaronichnus* correspondientes a la icnofacies de *Skolithos* (Buatois y Mángano, 2011).

4.5.3. Anteplaya (*Shoreface*)

Corresponde a la zona ubicada entre la línea de baja marea y el nivel base de olas de buen tiempo (Figura 4.14). Se divide en shoreface superior, medio e inferior.

- **Anteplaya superior (*shoreface superior*)**

Corresponde a la región ubicada en la zona de *surf*, entre la línea de baja marea hacia el continente y la rompiente hacia el mar, y está sujeta a flujos de corrientes multidireccionales. Los depósitos de *shoreface superior* consisten de areniscas de grano grueso a medio con estratificación cruzada festoneada y planar (Figura 4.14). Debido a las condiciones de alta energía la mayoría de estos depósitos no están bioturbados y las icnofaunas son similares a los depósitos de *foreshore*, con escasa bioturbación, baja icnodiversidad y dominio de domicilios verticales de la icnofacies de *Skolithos* y abundancia local de *Macaronichnus* (Buatois y Mángano, 2011).

- **Anteplaya media (*shoreface medio*)**

Corresponde a la región ubicada entre la zona de olas de batida (*shoaling*) y rompiente (*breaking*). Los depósitos de *shoreface medio* consisten de areniscas de grano fino a medio con estratificación cruzada *swaley* y localmente óndulas de flujos combinados y estratificación cruzada *hummocky* (Figura 4.14). Debido a las condiciones de alta energía son tipificados por la icnofacies de *Skolithos*, siendo la icnodiversidad e intensidad de bioturbación ligeramente superior con respecto al *foreshore* y *shoreface superior*. Los icnofósiles representativos de estos ambientes son *Skolithos*, *Ophiomorpha*, *Diplocraterion*, *Monocraterion*, *Arenicolites*, *Conichnus* y *Bergaueria* (Buatois y Mángano, 2011).

- **Anteplaya inferior (*shoreface inferior*)**

Se ubica inmediatamente por encima por encima del nivel de base de olas de buen tiempo. Los depósitos de *shoreface inferior* presentan estructuras físicas generadas por la acción del oleaje, siendo la estratificación cruzada *hummocky* y las óndulas de flujos combinados las estructuras más comunes (Figura 4.14). El grado de

bioturbación es variable como resultado de la frecuencia e intensidad de tormentas (Buatois y Mángano, 2011). En los depósitos débilmente afectados por tormentas (baja energía), caracterizados por menores proporciones de tempestitas, dominan las asociaciones de trazas fósiles de buen tiempo (icnofacies de *Cruziana* arquetípica).

Los moderadamente afectados por tormentas (energía intermedia) muestran una alternancia de capas de tormenta y depósitos de buen tiempo bioturbados (alternancia de elementos de la icnofacies de *Skolithos* y de la icnofacies de *Cruziana*). Los depósitos de *shoreface* intensamente afectados por tormentas (alta energía) consisten de areniscas con estratificación entrecruzada *hummocky* amalgamadas sin bioturbar o con escasa bioturbación (Buatois y Mángano, 2011)

4.5.4. Transición a costa afuera (transición al *offshore*)

Corresponde a la región ubicada inmediatamente por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo (Figura 4.14). Las condiciones ambientales reflejan la alternancia de eventos de tormenta de alta energía y depositación de lutitas durante el buen tiempo. Los depósitos de transición al *offshore* consisten de una intercalación regular de areniscas de grano fino a muy fino, con estratificación cruzada *hummocky*, óndulas de flujos combinados y de olas y lutitas con laminación paralela a bioturbadas. La bioturbación se caracteriza por alternancia de elementos de la icnofacies de *Skolithos* relacionada a las capas de tormentas y en las capas de buen tiempo tipificados por la icnofacies de *Cruziana* arquetípica (Buatois y Mángano, 2011).

4.5.5. Costa afuera superior u *offshore* superior

Región ubicada entre la transición a *offshore* y el *offshore* inferior (Figura 4.14). Está sujeto a la alternancia de eventos de tormentas de alta energía y corta duración y períodos más largos de decantación durante el buen tiempo. Los depósitos de *offshore* superior se caracterizan por una intercalación de lutitas bioturbadas con capas

delgadas de areniscas de grano muy fino, limosas con laminación paralela, ondulas de flujos combinados, óndulas de ola y estratificación cruzada *hummocky*, *microhummocky*. Muestran la alternancia de *suites* de trazas fósiles de tormenta (icnofacies de *Skolithos*) y de buen tiempo (icnofacies de *Cruziana* arquetípica) (Buatois y Mángano, 2011).

4.5.6. Costa afuera inferior (*offshore* inferior)

Corresponde a la región ubicada inmediatamente por encima del nivel de base de olas de tormenta (Figura 4.14). La decantación es el proceso dominante, siendo los depósitos de *offshore* inferior predominantemente lutíticos. Debido a que la sedimentación tiene lugar por encima del nivel de base de olas de tormenta, los depósitos bioturbados de buen tiempo, se intercalan localmente con capas delgadas de areniscas (tempestitas) de grano muy fino limosas, con óndulas de flujos combinados y laminación paralela. La bioturbación es comúnmente muy intensa representada por la icnofacies de *Cruziana* distal (Buatois y Mángano, 2011).

4.5.7. Plataforma

Se ubica entre el nivel de base de olas de tormenta hasta el quiebre del talud. Domina el proceso de decantación y es una región caracterizada por depósitos arcillosos (Figura 4.14). Típicamente se encuentran completamente bioturbados, con dominio de trazas de alimentación y pastoreo de depositívoros, representando la icnofacies de *Zoophycos*. Bajo ciertas condiciones, la plataforma puede ubicarse dentro de la zona de mínimo oxígeno, razón por la cual, sus depósitos pueden estar escasamente bioturbados o sin bioturbación (Buatois y Mángano, 2011).

4.6. Rampas carbonáticas

Tucker y Wright (1990), señalan que aunque son muchos los factores que determinan la naturaleza de la formación de los carbonatos, existen dos controles principales en

la sedimentación carbonática: el marco geotectónico y el clima, que combinados controlan otra variable importante como es el nivel del mar. Los carbonatos de las plataformas continentales tanto actuales como del registro fósil están formados fundamentalmente por material esquelético o son producto de la precipitación inducida por la actividad orgánica (Mas, 2010).

Pomar (2001) señala que se han descrito muchos tipos de plataformas carbonáticas, desde rampas homoclinales hasta plataformas bordeadas y un espectro de variaciones entre ellas (Figura 4.15). Los modelos de clasificación son básicamente descriptivos y basados principalmente en las características morfológicas como el perfil deposicional, el tamaño y la adyacencia o no al continente y en el caso de las plataformas ahogadas tomando en cuenta su evolución a través del tiempo.

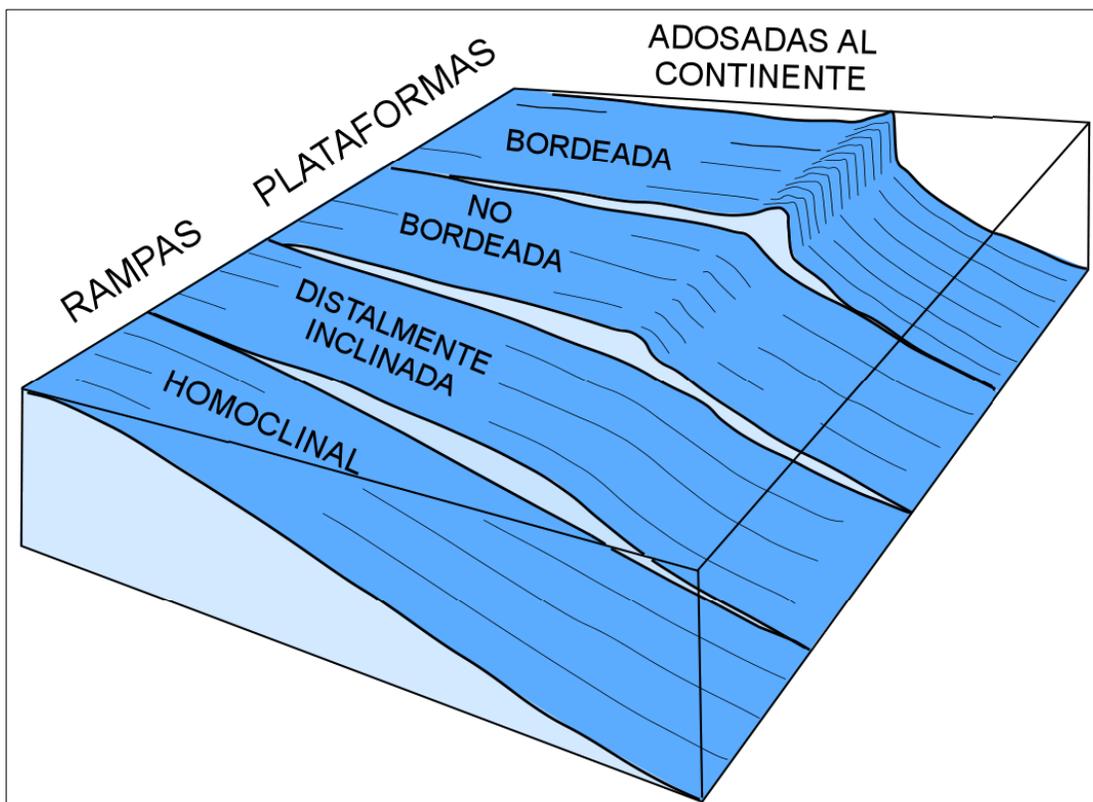


Figura 4.15. Tipos principales de plataformas carbonáticas unidas al continente (Modificado de Pomar 2001).

Las rampas carbonáticas son plataformas que tienen una suave pendiente depositacional (generalmente menor a 1°) y pasan gradualmente sin un quiebre de marcado de talud (Figura 4.15), desde facies arenosas en la costa producto de la acción del oleaje a facies lodosas de zonas de aguas profunda de baja energía (Tucker y Wright 1990, Burchette y Wright 1992; Flügel, 2004).

En función de la pendiente, se clasifican en rampas homoclinales y rampas distalmente inclinadas (Figura 4.15). Las rampas homoclinales presentan una pendiente relativamente uniforme hacia la cuenca y carecen de flujos gravitativos de sedimentos en las facies de aguas profundas. Por su parte, en las rampas distalmente inclinadas poseen algunas características de las plataforma carbonáticas (abundantes depósitos flujos gravitatorios). Sin embargo, a diferencia de ésta el quiebre principal de pendiente se encuentra en la zona mas profunda de la rampa (por debajo del limite de acción del oleaje), por lo cual, los depósitos resedimentados no provienen facies someras (Read, 1982).

Burchette y Wright (1992), establecen que las rampas carbonáticas pueden ser subdivididas en ambientes de rampa interna, media y externa. La rampa interna se extiende desde el límite de la anteplaya superior (línea de costa de la laguna) hasta el nivel base de olas de buen tiempo. Esta zona experimenta casi constantemente la acción del oleaje (Figura 4.16). Está dominado por barras de arena o barreras orgánicas, depósitos de anteplaya (*shoreface*) y perimareales.

La rampa media comprende la región ubicada entre el nivel base de olas de buen tiempo y de olas de tormenta (Figura 4.16). Los depósitos comúnmente están afectados por tormentas, presentando típicamente capas gradadas y estratificación cruzada *hummocky*. La rampa externa se ubica por debajo del nivel base de olas de tormentas hasta la planicie cuencial (Burchette y Wright, 1992).

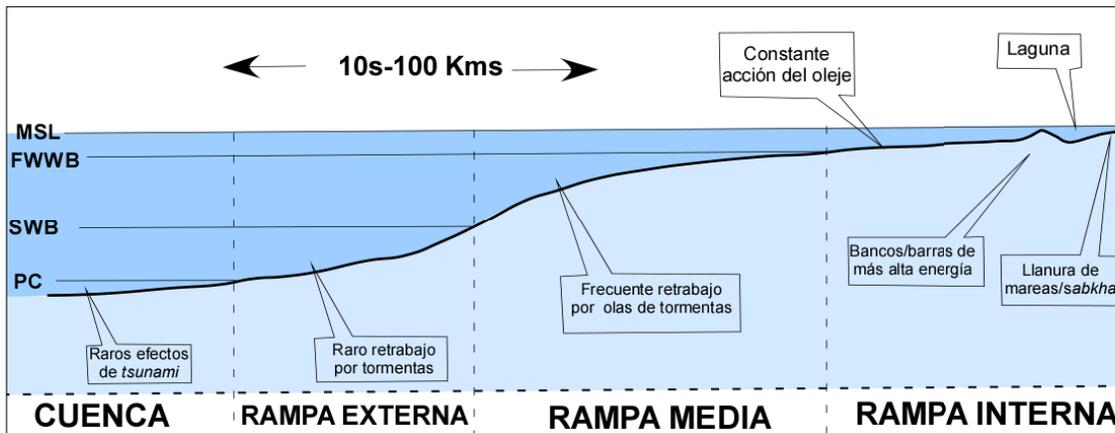


Figura 4.16. Principales subdivisiones de una rampa carbonática homoclinal. Referencias: nivel del mar (MSL), nivel base de olas de buen tiempo (FWWB), nivel base de olas de tormentas (SWB), picnoclina (PC). (Modificado de Burchette y Wright, 1992).

4.7. Estratigrafía secuencial

La estratigrafía secuencial es una metodología que ha revolucionado el campo de la geología sedimentaria, facilitando reconstrucciones paleogeográficas y la predicción de facies lejos de puntos de control (Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2011). Analiza la respuesta sedimentaria a los cambios en el nivel de base así como el arreglo depositacional que resulta de la interacción de la acomodación y la sedimentación. Los principios sobre los que se basa son independientes de la escala (Catuneanu *et al.*, 2009).

Se utilizan los cambios en las tendencias depositacionales para definir y delinear superficies estratigráficas secuenciales (discordancias subaéreas, superficie de máxima inundación, entre otras) y sus correlaciones a lo largo de la cuenca (Embry, 2009).

4.7.1. Superficies estratigráficas secuenciales

Las superficies con importancia estratigráfica marcan cambios a través del tiempo en los regímenes depositacionales (cambios en el ambiente depositacional), generadas por la interacción entre las fluctuaciones del nivel base y la sedimentación. Proporcionan un marco fundamental para la interpretación genética de cualquier sucesión sedimentaria (Catuneanu, 2006) y pueden servir como límites de los cortejos depositacionales (Catuneanu et al., 2011).

- **Discordancia subaérea**

La discordancia subaérea es una superficie de erosión o no depositación, generada durante la caída del nivel de base (caída del nivel del mar), por procesos subaéreos tales como: incisión fluvial, erosión eólica, *bypass* de sedimentos (transporte y no depositación), pedogénesis. Se extiende gradualmente hacia la cuenca durante las regresiones forzadas y alcanza su máxima expresión al final de la misma (Figura 4.17). Posee una conformidad correlativa marina que es contemporánea con el final de la caída del nivel base (Catuneanu, 2006).

De acuerdo a Catuneanu (2006), las discordancias subaéreas representan grandes hiatos estratigráficos en el registro sedimentario (indicando cambios bruscos de facies), separando estratos que no están genéticamente relacionados (Figura 4.17).

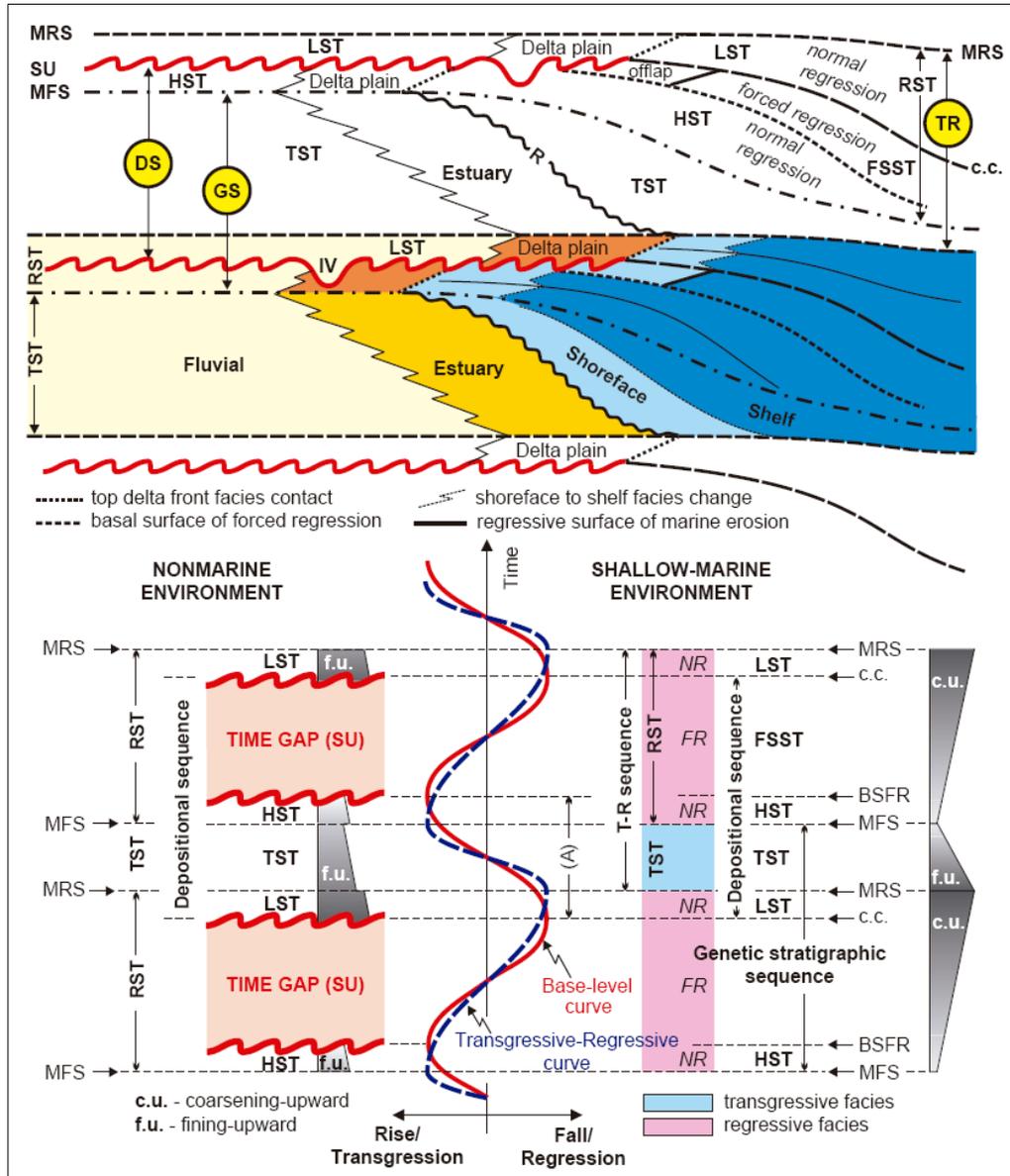


Figura 4.17. Secuencias, cortajos depositacionales y superficies estratigráficas definidas en relación las curvas del nive de base y transgresiva-regresiva. Referencias: discordancia subaérea (SU), conformidad correlativa (cc), superficie basal de regresión forzada (BSFR), superfice de maxima regresión (MRS), superficie de máxima inundación (MFS), superficie de ravinamiento (R), valle inciso (IV), acomodación positiva(A), regresión normal (NR), regresión forzada (FR), cortejo depositacional de nivel del mar bajo (LST), cortejo depositacional transgresivo (TST), Cortejo depositacional de nivel del mar alto (HST),cortejo depositacional de caída de nivel del mar (FSST), cortejo depositacional regresivo (RST) secuencia depositacional (DS), secuencia genética (GS), secuencia transgresiva-regresiva (TR). (Tomado de Catuneanu, 2006).

- **Superficie de máxima inundación**

Catuneanu (2006) menciona que la superficie de máxima inundación se genera cuando la tasa de sedimentación es menor a la tasa de aumento del nivel de base. Representa la superficie de depositación al momento en que la costa se encontraba en su posición de máxima extensión hacia el continente (Figura 4.17). Separa el cortejo depositacional transgresivo del de nivel del mar alto (Buatois y Mángano, 2011).

Debido a que durante la máxima transgresión los depocentros costeros migran hacia el continente, la sedimentación en las zonas de plataforma es muy lenta, dando como resultado que la máxima inundación está caracterizada por secciones condensadas (Buatois y Mángano, 2011). La superficie de máxima inundación se expresa a menudo como una superficie de *downlap* en términos de estratigrafía sísmica, debido a que típicamente es cubierta por los clinomorfos progradantes del sistema encadenado alto nivel (Catuneanu *et al.*, 2011).

- **Superficie regresiva de erosión marina**

Es una superficie erosiva generada por la erosión de oleaje durante caídas relativas del nivel del mar, asociadas con regresiones forzadas (Figura 4.17). Es producto del descenso del nivel base de las olas con relación al fondo del mar (Catuneanu, 2006; Catuneanu *et al.*, 2011).

- **Superficies transgresivas**

Marca un cambio en los patrones de apilamiento de regresión normal de un cortejo depositacional de nivel del mar bajo a patrones de apilamiento transgresivos (Figura 4.17). La superficie transgresiva de erosión (superficie de ravinamiento) se forma por erosión del oleaje y mareas durante la migración de la línea de costa hacia el continente durante un ascenso relativo del nivel del mar (Buatois y Mángano, 2011 y

los autores allí citados). La superficie transgresiva es también llamada superficie de máxima regresión (Catuneanu *et al.*, 2011).

4.7.2. Modelos de secuencias estratigráficas

Catuneanu *et al.* (2009) señalan que el término secuencia fue originalmente definido por Sloss *et al.* (1949) como una unidad estratigráfica limitada por discordancias. El concepto de secuencia es posteriormente modificado por Mitchum (1977), como una sucesión relativamente conformable de estratos genéticamente relacionados, limitada en su base y techo por discordancias (generadas durante una caída del nivel del mar) o sus conformidades correlativas (Figura 4.17).

El continuo desarrollo de la estratigrafía secuencial condujo a la diversificación de enfoques y a la definición de varios tipos de secuencias (Catuneanu *et al.*, 2009; Catuneanu *et al.*, 2011). Catuneanu (2002) menciona que los modelos de secuencias pueden ser agrupados en dos categorías principales: un grupo que define los límites de secuencias en relación a la curva del nivel base (secuencia depositacional II, III y IV) y otro grupo con relación a la curva Transgresiva-Regresiva (secuencia T-R y secuencia genética). El momento de formación de los límites de secuencia se muestra en la figura 2.9 del capítulo de la metodología.

- **Secuencia depositacional**

Catuneanu (2006) menciona que la secuencia depositacional utiliza las discordancias subaéreas y sus conformidades correlativas marinas como un límite de secuencia compuesto (Figura 4.17). La discordancia subaérea se forma durante la etapa de caída del nivel base y la conformidad correlativa corresponde al fondo marino, bien sea al inicio (secuencia depositacional II) o al final (secuencia depositacional III y IV) de la regresión forzada. Las secuencias depositacionales III y IV son similares, con la diferencia de que dentro de esta última, se adiciona un cuarto sistema encadenado

denominado cortejo depositacional de caída de nivel del mar (Figuras 2.9 y 4.17). Todos los modelos de secuencia depositacional reconocen la importancia de separar los depósitos de regresión forzada, regresión normal y transgresivos como unidades genéticas distintas (Catuneanu, 2009).

Un punto débil de este modelo, es que la porción marina somera de la conformidad correlativa es típicamente invisible en afloramientos promedio o de pequeña escala, núcleos y registros eléctricos. Sin embargo, su posición se puede inferir en sísmica (Catuneanu, 2002).

- **Secuencia estratigráfica genética**

De acuerdo a Catuneanu (2006) la secuencia estratigráfica genética definida por Galloway (1989), utiliza como límites de secuencias las superficies de máxima de inundación tanto en la porción marina como continental de una cuenca sedimentaria, formadas durante el tiempo de acomodación positiva (Figura 4.17). Se basa en que cambios los principales en la distribución paleogeográfica de los sistemas depositacionales y los depocentros se producen durante la máxima trasgresión de la línea de costa.

Con este modelo se supera la dificultad de reconocer la conformidad correlativa y tiene la ventaja de que las superficies de máxima inundación son más fáciles de mapear a lo largo de la cuenca. Sin embargo, en este modelo se incluye la discordancia subaérea dentro de la secuencia, lo que implicaría agrupar sucesiones de estratos que no están genéticamente relacionados, contraviniendo la definición generalmente aceptada de la misma (Catuneanu, 2006).

- **Secuencia transgresiva-regresiva (T-R)**

Catuneanu (2006) señala que el modelo de secuencia transgresiva-regresiva definida por Embry y Johannesen (1992), está limitada por una superficie compuesta que incluye la discordancia subaérea en el margen de la cuenca y la porción marina de la superficie de máxima regresión (representa la conformidad correlativa) hacia el mar (Figura 4.17). Los autores de este modelo reconocen el valor de la discordancia subaérea como límite de secuencia, pero elimina el uso de las conformidades correlativas como parte de estos límites, debido a las dificultades para reconocerlas en sucesiones marino someras, especialmente cuando no se disponen de datos sísmicos. La superficie de máxima inundación es utilizada para subdividir la secuencia T-R en cortejos depositacionales transgresivos y regresivos.

El amalgamiento de los diferentes tipos genéticos de depósitos (cortejos depositacional de nivel mar alto, regresión forzada y de nivel del mar bajo) en una sola unidad (cortejo depositacional regresivo) provee una manera simple de subdividir el registro sedimentario en dos sistemas encadenados cuando no existe suficientes evidencias o datos para separar los diferentes depósitos regresivos. Sin embargo, al agrupar los depósitos de regresión normal y forzada no es práctico desde el punto de vista exploratorio, debido a la pérdida de resolución en términos genéticos en el análisis estratigráfico (Catuneanu, 2006).

4.7.3. Sistemas encadenados o cortejos depositacionales (systems tracts)

Un sistema encadenado es una asociación de sistemas depositacionales contemporáneos, formando la subdivisión de una secuencia (Brown y Fisher, 1977, citados en Catuneanu, 2006). Es independiente de las escala de tiempo y espacio. Son interpretados con base a los patrones de apilamiento, posición dentro de la secuencia y los tipos de superficies limitantes. Se forman durante fases específicas del ciclo relativo del nivel del mar (Catuneanu, 2006).

Existen varios esquemas de cortejos depositacionales en los que se puede subdividir las sucesiones sedimentarias (Figura 4.17). De acuerdo a Catuneanu (2009), los siguientes sistemas encadenados se definen por interjuego de los cambios del nivel base y la sedimentación:

- **Cortejo depositacional de nivel del mar bajo (*lowstand systems tract*)**

Incluye los depósitos que se acumulan después del inicio de la subida del nivel relativo del mar, durante una regresión normal (Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2011). Es depositado durante el intervalo entre el nivel relativo del mar en su posición más baja y el aumento pronunciado del espacio de acomodación (Figura 4.17). Esta limitado a la base por la discordancia subaérea (límite de secuencia) y al tope por la superficie transgresiva. Los *sets* de parasecuencias son progradacionales a agradacionales (Catuneanu, 2002; Buatois, 2014).

- **Cortejo depositacional transgresivo (*transgressive systems tract*)**

Comprende los depósitos que se acumulan desde el inicio de la transgresión hasta el momento de máxima trasgresión de la costa (Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2011). Es depositado durante el intervalo en el que tasa de aumento en el espacio de acomodación es mayor a la tasa de aportes de sedimentos (Figura 4.17). Esta limitado a la base por la superficie transgresiva y al tope por la superficie de máxima inundación. Los *sets* de parasecuencias son retrogradacionales (Catuneanu, 2002; Buatois, 2014).

- **Cortejo depositacional de nivel del mar alto (*highstand systems tract*)**

Incluye los depósitos que se acumulan cuando las tasa de aporte de sedimentos supera a la tasa de aumento del espacio de acomodación, durante la etapas tardías del aumento relativo del nivel del mar (Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2011). Está

limitado a la base por la superficie de máxima inundación y al tope por la discordancia subaérea o la superficie regresiva de erosión marina (Figura 4.17). Los *sets* de parasecuencias son agradacionales a progradacionales (Catuneanu, 2002; Buatois, 2014).

- **Cortejo depositacional de caída de nivel del mar (*falling stage systems tract*)**

Comprende todos los depósitos que se acumulan después del inicio de una caída relativa del nivel del mar (Figura 4.17), asociados a un regresión forzada (Catuneanu *et al.*, 2011). Está limitado a la base por la superficie regresiva de erosión marina y al tope por la discordancia subaérea (límite de secuencia). Los *sets* de parasecuencias son progradacionales (Buatois, 2014).

El cortejo depositacional de caída de nivel del mar también es considerado como la fase temprana del cortejo depositacional de nivel del mar bajo (Posamentier *et al.* 1988; Posamentier y Allen, 1999, todos citados en Catuneanu *et al.*, 2011).

4.7.4. Jerarquías de las secuencias y de los límites de secuencias

El concepto de jerarquía se refiere a la clasificación de secuencias y de sus superficies en diferentes órdenes basadas en escalas relativas y su significado estratigráfico (Catuneanu, 2002; Catuneanu *et al.*, 2011). Los órdenes de jerarquías reflejan cambios cíclicos en las tendencias depositacionales a diferentes escalas de observación (Catuneanu *et al.*, 2009). De acuerdo a Catuneanu (2006), las secuencias de mayor importancia son denominadas de orden superior (tienen baja frecuencia en el registro estratigráfico), mientras que las de menor importancia son de orden inferior (tienen alta frecuencia en el registro estratigráfico).

Existen dos enfoques diferentes para la determinación de las jerarquías de las secuencias y sus límites: uno basado en la duración temporal del ciclo (duración de las secuencias), mientras que el otro considera la magnitud de los cambios de nivel de base que produjo la formación de los límites de secuencia que es independiente de la duración del ciclo (Catuneanu, 2002; Catuneanu, 2006).

El sistema de jerarquía basado en la duración temporal del ciclo estratigráfico es el siguiente: las secuencias de primer orden (> 50 ma) y segundo orden (3-50 ma) están relacionadas a procesos tectono-eustático (Embry, 2009). Las secuencias de tercer orden (0.5-3 ma) se vinculan con ciclos glacioeustáticos o tectónicos regionales. Las secuencias de cuarto orden (0,08-0,5 ma) se relacionan a procesos glacioeustáticos. Las secuencias de quinto orden (0.03-0.08) o mayores relacionan con ciclos orbitales de Milankovitch (Embry, 2009; Catuneanu, 2006).

Cuando no exista un control geocronológico preciso, se recomienda referirse a las secuencias en un sentido relativo (por ejemplo secuencias de alta o baja frecuencia), e interpretar su significado estratigráfico basado en criterios que pueden ser observados en el registro sedimentario. Estos criterios incluyen la extensión de las discordancias (límites de secuencias), la profundidad de valles fluviales incisos o la magnitud con que cambian las facies a través de las superficies estratigráficas (Catuneanu *et al.*, 2011).

4.8. Diagénesis en rocas carbonáticas y clásticas

La diagénesis comprende cualquier cambio físico o químico que experimentan los sedimentos o las rocas sedimentarias que ocurren después su depositación, excluyendo los procesos que involucran altas temperaturas y presiones que generen metamorfismo (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003; Nichols, 2009). Abarca los procesos post-depositacionales mecánicos, químicos y biológicos por los cuales los sedimentos

y el agua intersticial interactúan para alcanzar un equilibrio termodinámico y textural con su ambiente (Worden y Burley, 2003).

La diagénesis puede aumentar o reducir la porosidad y permeabilidad en depósitos carbonáticos y siliciclásticos. Sin embargo, la tendencia general es hacia la pérdida progresiva tanto de la porosidad y la permeabilidad inicial con el incremento de la profundidad de soterramiento y tiempo (Scholle y Ulmer-Scholle, 2003; Sandoval, 1997; Tucker y Wright, 1990).

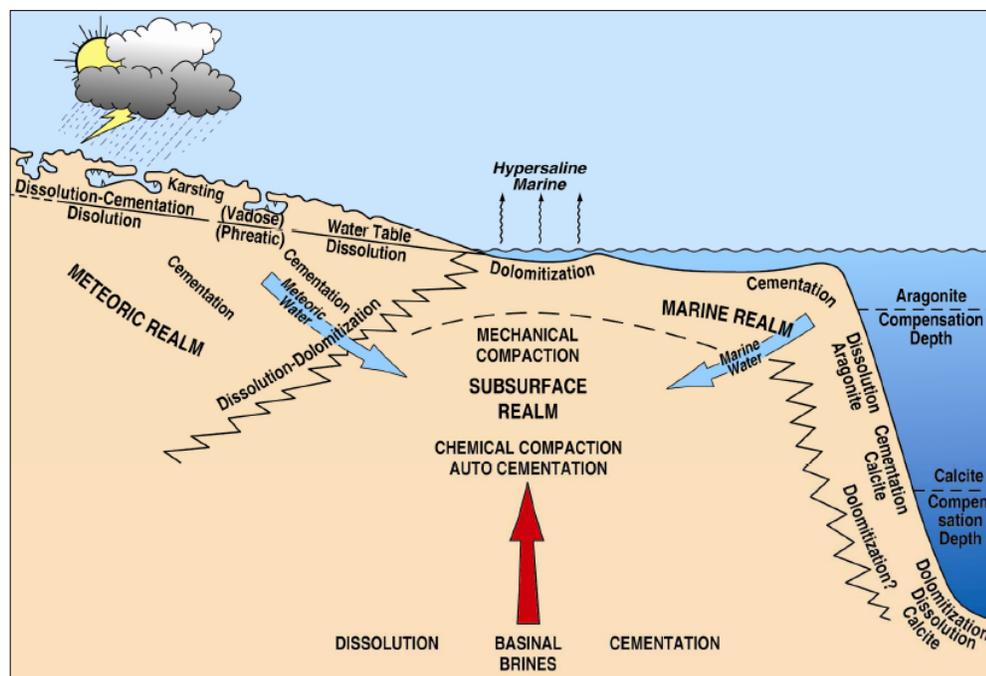


Figura 4.18. Ambientes y procesos en los ambientes diagenéticos marino, meteórico y de soterramiento para rocas carbonáticas (Tomado de Moore, 2001).

Los procesos que actúan sobre los depósitos sedimentarios en diferentes ambientes diagenéticos se han tipificados en varias etapas por distintos autores. De acuerdo a Tucker y Wright (1990), la diagénesis en los carbonatos opera en tres ambientes principales: ambiente marino (poros rellenos con agua de mar), meteórico (espacio poroso ocupado por agua dulce y aire o por agua dulce) y de soterramiento (Figura 4.18), donde existen características de las fábricas de los cementos y de otras texturas

que son diagnósticas para cada ambiente en particular (Figura 4.19). Choquette y Pray (1970), dividieron la diagénesis en tres etapas: eogénesis, mesogénesis y telogénesis para procesos diagenéticos que tienen lugar en la superficie o a poca profundidad, durante el soterramiento y los que operan durante levantamiento tectónico de las rocas soterradas respectivamente. Sin embargo, Tucker y Wright (1990) consideran que estos términos no son ampliamente utilizados y dividen la diagénesis en temprana para los procesos cercanos a la superficie y tardía durante el soterramiento.

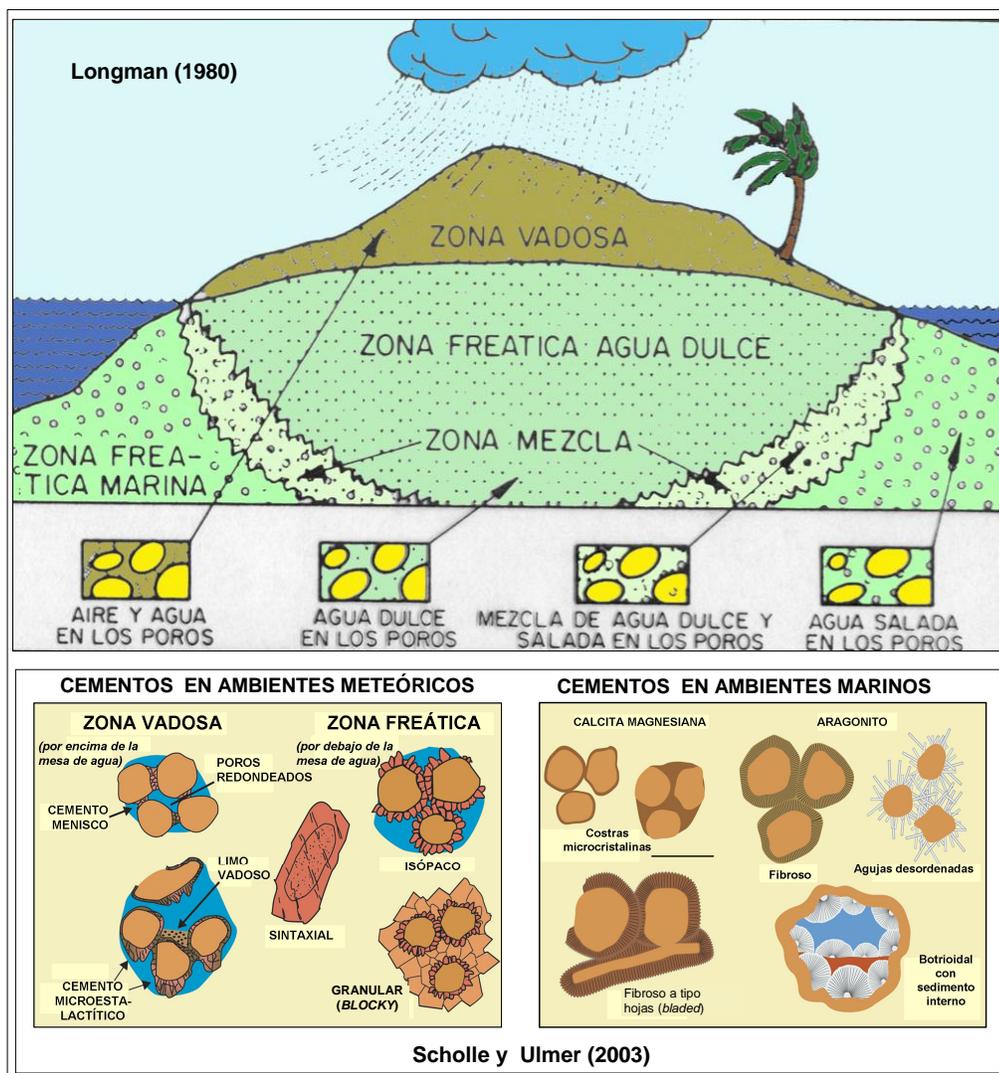


Figura 4.19. Ambientes diagenéticos y tipos de cementos asociados (Basado en Longman, 1980 y Scholle y Ulmer-Scholle 2003, modificado de Padrón, 2011).

Flügel (2004) señala que los principales procesos diagenéticos que afectan a los sedimentos y rocas carbonáticas son micritización, disolución y cementación, compactación, neomorfismo, dolomitización y el reemplazamiento de los granos y la matriz carbonática por mineralogías no carbonáticas. Estos factores diagenéticos permiten preservar la porosidad inicial o modificarla en su totalidad, creando una porosidad secundaria completamente diferente a la original (Méndez, 2009).

La clasificación de diagénesis de Choquette y Pray (1970) también ha sido aplicada a rocas clásticas. La diagénesis en areniscas depende de varios factores como son: ambientes sedimentarios del depósito, composición y textura del sedimento, profundidad del soterramiento, características del fluido de poro y el tiempo de duración de los procesos diagenéticos (Sandoval 2000; Méndez, 2006). Los procesos que ocurren durante la diagénesis comprenden la compactación, precipitación de minerales (cementos), la disolución de granos inestables y el reemplazamiento por otros minerales (Gier *et al*, 2008; Méndez, 2006). La compactación incluye la compactación mecánica (reordenamiento de granos) y compactación química (proceso de presión-solución).

5. ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y PETROGRÁFICO

5.1 Facies, asociación de facies, interpretación paleoambiental y caracterización petrográfica.

Se realizó un modelo depositacional integrado para el área, de las principales unidades reservorios y sellos del Cretácico Tádío-Eoceno Medio, correspondientes a las formaciones: Aguardiente, Escandalosa, Navay, Burgüita, Gobernador y Pagüey.

Para la codificación de facies se consideró la litología, estructuras sedimentarias físicas, presencia de fósiles y trazas fósiles (grado de bioturbación e icnodiversidad). Se identificaron cuarenta y seis (46) facies sedimentarias descriptivas, agrupadas en 4 categorías: influenciadas por procesos fluviales, mareas, olas y facies carbonáticas. En las Tablas 2, 3,4 y 5 se presentan un cuadro síntesis mostrando las principales características de las facies reconocidas para las unidades del Albiense-Eoceno Medio. Las hojas sedimentológicas de los pozos analizados corresponden a los anexos 1 al 11.

En este trabajo la zonación paleoambiental utilizada para ambientes marinos someros dominados por oleaje es la propuesta por MacEachern *et al.*, (1999), cuyo modelo considera las siguientes subdivisiones: **plataforma** (ubicada entre el nivel base de olas de tormentas y el quiebre de talud), **costa afuera** u *offshore* (comprendido entre los niveles base de olas de tormentas y normal; subdividida en transición a costa afuera, costa afuera superior y costa afuera inferior); **anteplaya** o *shoreface* (por encima del nivel de base de olas normales y por debajo de la línea de baja marea; subdividida en anteplaya inferior, media y superior), **playa** o *foreshore* (ubicada entre la línea de baja y alta marea) y **trasplaya** o *backshore* (por encima de la línea de alta marea). La descripción sedimentológica detallada de los núcleos de los pozos estudiados, y su interpretación paleoambiental, se muestra en los Anexos 1 al 11.

Tabla 2. Facies sedimentarias dominadas por procesos fluviales del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure.

FACIES DOMINADAS POR PROCESOS FLUVIALES						
FACIES (CÓDIGO)	LITOLOGÍA (TEXTURA)	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	ICNOLOGÍA	MECANISMO DEPOSITACIONAL	DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS	DISTRIBUCIÓN (FORMACIÓN)
F1	Conglomerado de clastos de grava fina, clasto sostén.	Aspecto masivo. Base erosiva.	No se observa bioturbación	Acumulación a partir de flujos unidireccionales con importante carga de lecho. Depósito de fondo de canal (<i>Lags</i>)	Canales fluviales entrelazados	Gobernador (pozo SIP-1X)
F2	Arenisca de grano muy grueso a medio, formando varios ciclos de tendencia granodecreciente	Estratificación cruzada festoneada a planar. Superficies erosivas internas.	No se observa bioturbación.	Migración de dunas 2D y 3D a partir de flujos unidireccionales. Deposición en en zonas de canales.		Aguardiente (pozo LY-1X); Escandalosa P (pozos BEJ-1X, TOR-1X y BOR-31); Gobernador (pozos SIP-1X y BEJ-1X)
F3	Arenisca de grano grueso a fino.	Estratificación paralela. Base erosiva/neta.	No se observa bioturbación.	Migración de lecho plano a partir de flujos de bajo a alto régimen.		Gobernador (pozo SIP-1X)
F4	Arenisca de grano medio a fino, formando varios ciclos de tendencia granodecreciente.	Estratificación cruzada festoneada a planar. Comúnmente con restos carbonosos. Base erosiva	No se observa bioturbación.	Migración de dunas 2D y 3D a partir de flujos unidireccionales. Deposición en en zonas de canales.		Escandalosa P (pozos BOR-31 y SIP-1X).
F5	Arenisca de grano fino a muy fino	Laminación ondulítica de corriente. Base transicional	No se observa bioturbación	Deposición a partir de flujos de baja energía. Migración de óndulas de corriente. Se relaciona a estadios finales del relleno del canal.		Gobernador (pozo SIP-1X)
F6	Intercalación centimétrica de lutitas y de forma subordinada areniscas de grano muy fino, limosa.	Estratificación lenticular.	No se observa bioturbación	Alternancia de sedimentación por decantación (dominante) y tracción en zonas de baja energía. Se relaciona a estadios finales del relleno del canal	Planicie de inundación	Escandalosa P (pozos BEJ-1X y BOR-31)
F7	Arcilita de color gris claro.	Laminación paralela a masiva. Base neta.	Trazas de raíces.	Decantación a partir de aguas calmas. Desarrollo de paleosuelos. Abandono de canal.		Escandalosa P (pozo BEJ-1X); Gobernador (pozo SIP-1X)
F8	Carbón/lutita carbonosa	Fractura astillosa	-	Zonas de aguas estancadas.	Pantano	Escandalosa P (pozo BEJ-1X)

Tabla 3. Facies sedimentarias influenciadas por mareas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure.

FACIES INFLUENCIADAS POR MAREAS						
FACIES (CÓDIGO)	LITOLÓGIA (TEXTURA)	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	ICNOLOGÍA	MECANISMO DEPOSITACIONAL	DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS	DISTRIBUCIÓN (FORMACIÓN)
F9	Arenisca de grano muy grueso a medio, con tendencia granodecreciente.	Estratificación cruzada festoneada a planar, con láminas de lodo en los <i>foresets</i> (<i>mud drapes</i>), en ocasiones formando cuplas. Escasa glauconita. Grietas de sinéresis. Superficies erosivas internas.	Bioturbación escasa (<i>Thalassinoides</i> , <i>Ophiomopha</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Rhizocorallium</i> , <i>Cylindrichnus?</i> , <i>Diplocraterion</i> y <i>Asterosoma</i>).	Migración de dunas 2D y 3D, en zonas canalizadas. Influencia de mareas. Fluctuaciones de salinidad.	Canales estuarinos/ Canales distributarios	Escandalosa P (pozos BEJ-1X, OBI-3X, MPN-1X, SAB-1X y BOR-31); Burgüita (pozo OBI-3X); Gobernador (pozos SIP-1X, BEJ-1X, LLM-2X, OBI-3X, BOR-31 y SAB-1X).
F10	Arenisca de grano medio a fino de tendencia granodecreciente	Estratificación cruzada festoneada a planar, con <i>mud drapes</i> . Restos carbonos. Base erosiva/neta	Bioturbación escasa a moderada (<i>Palaeophycus</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Diplocraterion</i> , <i>Planolites</i> , <i>Rosselia</i> y <i>Asterosoma</i>).	Migración de formas de lecho 2D y 3D en zonas canalizadas. Influencia de mareas. Fluctuaciones de salinidad.		Escandalosa P (pozos BOR-31, MPN-1X, OBI-3X, SAB-1X); Burgüita (pozo OBI-3X); Gobernador (pozos BEJ-1X, BOR-31, LLM-2X y OBI-3X)
F11	Arenisca de grano muy fino a fino, tendencia granodecreciente.	Laminación ondulítica de corriente, con láminas de lodo en los <i>foresets</i> . Base neta /transicional	Bioturbación escasa (<i>Planolites</i> , <i>Thalassinoides</i> y <i>Palaeophycus</i>).	Migración de óndulas de corriente en condiciones de bajo régimen de flujo. Influencia de mareas.		Escandalosa P (pozos BEJ-1X, BOR-31, OBI-3X y TOR-1X); Gobernador (pozos BEJ-1X , SIP-1X y BOR-31)
F12	Arenisca de grano muy grueso a medio, de tendencia granodecreciente.	Aspecto masivo. Escasos foraminíferos grandes, algas rojas y moluscos, siendo más abundantes al tope de los intervalos. Contacto erosivo/neto	No se observa bioturbación	Acumulación a partir de flujos unidireccionales con importante carga de lecho en zonas de canales. Influencia de mareas	Canales estuarinos?	Gobernador (pozo BOR-31 y LLM-2X)
F13	Arenisca de grano muy fino a medio, tendencia granocreciente.	Estratificación cruzada planar y laminación odulítica corriente, con láminas de lodo en los <i>foresets</i> . Base neta/transicional.	Bioturbación es escasa (<i>Planolites</i> , <i>Palaeophycus</i> y <i>Asterosoma</i>).	Migración dunas 2D y óndulas y. Influencia de mareas. Estrés ambiental por fluctuaciones de salinidad.	Barras de mareas/ frente deltaico proximal	Escandalosa P (pozos GSM-1X, GU-507 y TOR-1X); Burgüita (pozo SAB-1X)
F14	Alternancia centimétrica de areniscas de grano fino a muy fino, limosa y lutitas	Estratificación ondulosa. Localmente estratificación lenticular, flaser, óndulas bidireccionales y paralela. Láminas de lodo en los <i>foresets</i> de laminación óndulítica. Grietas de sinéresis. Escaso a moderada glauconita y restos carbonosos.	Escasa a moderada bioturbación (<i>Planolites</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Cylindrichnus</i> , <i>Thalassinoides</i> y <i>Asterosoma</i>).	Sedimentación por tracción (dominante) y decantación en zonas de baja energía. Migración de óndulas, lecho plano y dunas 2D. Influencia de mareas. Fluctuaciones de salinidad.	Bahía interdistributaria/ llanura de mareas/ frente deltaico distal ó barras de mareas	Escandalosa P (pozo BEJ-1X, BOR-31, GSM-1X, GU-507, LLM-2X, MPN-1X, SAB-1X y TOR-1X); Escandalosa R (pozos BEJ-1X y GU-507); Burgüita (pozo SAB-1X). Gobernador (pozos BEJ-1X y GSM-1X).
F15	Intercalación centimétrica de lutitas y de forma subordinada areniscas de grano muy fino, limosa.	Estratificación lenticular y ondulosa. Localmente óndulas bidireccionales. Óndulas de corriente con láminas de lodo en los <i>foresets</i> . Grietas de sinéresis. Escasa glauconita y restos carbonosos.	Bioturbación escasa a intensa (<i>Planolites</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>Teichichnus</i> y <i>Chondrites</i>).	Sedimentación por decantación (dominante) y tracción en zonas de baja energía. Influencia de mareas. Fluctuaciones de salinidad.	Prodelta proximal/ llanura de mareas/ bahía interdistributaria	Escandalosa R (pozo GU-507); Escandalosa O (pozos BEJ-1X, MPN-1X, OBI-3X y TOR-1X); Escandalosa P (pozos GSM-1X , GU-507, LLM-2X , MPN-1X y OBI-3X); Burgüita (pozos OBI-3X y SAB-1X); Gobernador (pozo BEJ-1X)
F16	Lutita/arcilita,	Laminación paralela a masiva. Escasa glauconita y restos carbonosos. Base abrupta.	Escasos <i>Thalassinoides</i> .	Decantación a partir de aguas calmas.	Bahía interdistributaria/ llanura de mareas	Escandalosa R (pozos GSM-1X y GU-507); Escandalosa P (pozos GU-507, LLM-2X , MPN-1X , SAB-1X y SIP-1X); Navay (pozos BOR-31, GSM-1X , SIP-1X y TOR-1X); Burgüita (pozo BEJ-1X)

Tabla 4. Facies sedimentarias influenciadas por olas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure.

FACIES INFLUENCIADAS POR OLAS						
FACIES (CÓDIGO)	LITOLOGÍA (TEXTURA)	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	ICNOLOGÍA	MECANISMO DEPOSITACIONAL	DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS	DISTRIBUCIÓN (FORMACIÓN)
F17	Arenisca de grano medio a grueso, tendencia granocreciente.	Aspecto masivo a localmente con estratificación paralela a festoneada y planar. Escasos moluscos, foraminíferos grandes y glauconita. Base neta/erosiva.	Bioturbación escasa a moderada (<i>Ophiomopha</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Teichichnus</i> y <i>Thalassinoides</i>).	Acumulación en ambientes de alta energía a partir de olas y corrientes unidireccionales.	Shoreface medio a superior/frente deltaico	Aguardiente (pozo LY-1X); Burgüita (pozo MPN-1X); Pagüey (GU-507)
F18	Arenisca de grano muy fino a fino, tendencia granocreciente.	Muy localmente estratificación cruzada <i>hummocky</i> y ondulas de flujo oscilatorios relicticas. Localmente escasos moluscos, foraminíferos grandes y glauconita. Base neta/erosiva.	Bioturbación intensa (<i>Thalassinoides</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Ophiomopha</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Asterosma</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Diplocraterion</i> , <i>Rhizocorallium</i> , <i>Phycosiphon</i> y <i>Scolicia?</i>).	Acumulación en un ambiente estable de baja energía por encima del nivel base de olas normales. Baja intensidad y frecuencia de tormentas	Shoreface inferior	Aguardiente (pozo LY-1X); Escandalosa P (pozos GSM-1X, GU-507, LLM-2X y SIP-1X); Escandalosa O (pozos GSM-1X, OBI-3X, SIP-1X y TOR-1X); Burgüita (pozos GSM-1X y MPN-1X); Gobernador (pozo SAB-1X); Pagüey (GU-507)
F19	Areniscas de grano muy fino a fino, con intercalaciones delgadas de lutitas.	Arenisca en ocasiones con estratificación cruzada <i>microhummocky</i> , <i>hummocky</i> , ondulas de topes simétricos y asimétricos. Lutita laminada a masiva. Escasos fragmentos de moluscos, foraminíferos, equinodermos y glauconita. Base transicional	La arenisca comunmete presenta intensa bioturbación (<i>Thalassinoides</i> , <i>Planolites</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Phycosiphon</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Ophiomopha</i> , <i>Asterosma</i> y <i>Rhizocorallium</i>).	Alternancia de sedimentación a partir de flujos oscilatorios y combinados durante eventos de tormenta y acumulación por decantación durante estadios de buen tiempo, inmediatamente por debajo del nivel base de olas de normales	Transición al offshore	Aguardiente (pozo LY-1X); Escandalosa R (pozos GSM-1X, GU-507, TOR-1X, GU-507, LLM-2X y SIP-1X); Escandalosa O (pozo OBI-3X); Navay (pozo GSM-1X); Burgüita (pozo MPN-1X); Pagüey (pozo GU-507).
F20	Lutitas con intercalaciones recurrentes de areniscas de grano muy fino a fino, limosas.	Lutita laminada a masiva. La arenisca localmente con estratificación cruzada <i>microhummocky</i> , estratificación paralela y ondulas de topes simétricos. Base transicional.	La arenisca presenta intensa bioturbación (<i>Thalassinoides</i> , <i>Planolites</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Phycosiphon</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Rhizocorallium</i>).	Alternancia de sedimentación por decantación durante estadios de buen tiempo y acumulación por flujos oscilatorios y combinados durante eventos de tormenta.	Offshore superior	Aguardiente (pozo LY-1X); Escandalosa R (pozo GSM-1X); Escandalosa P (pozo GSM-1X); Burgüita (pozo MPN-1X)
F21	Lutitas con delgadas intercalaciones de areniscas de grano muy fino.	Lutitas laminadas a masivas. La arenisca presenta localmente estratificación cruzada <i>microhummocky</i> , ondulas de topes asimétricos y simétricos. Base transicional.	La arenisca presenta intensa bioturbación (<i>Thalassinoides</i> , <i>Planolites</i> y <i>Palaeophycus</i>).	Alternancia de sedimentación por decantación durante estadios de buen tiempo y acumulación por flujos oscilatorios y combinados durante eventos de tormenta.	Offshore inferior	Aguardiente (pozo LY-1X); Escandalosa R (pozo GSM-1X); Navay (pozo GSM-1X); Burgüita (pozo MPN-1X); Pagüey (pozos GU-507)
F22	Limolita de color gris oscuro.	Aspecto masivo, con restos esqueléticos fosfatizados comúnmente dispuestos en láminas.	Biturbación escasa a intensa (trazas sin diferenciar)	Decantación en ambientes de baja energía. Bajas tasas de sedimentación. Ambientes reductores.	Offshore/Plataforma	Navay (pozos BEJ-1X, BOR-31, GSM-1X, MPN-1X); Burgüita (pozo GSM-1X, TOR-1X)
F23	Lutitas de color gris oscuro.	Laminación paralela a masiva. En ocasiones escaso a abundantes foraminíferos, ostrácodos y equinodermos. Restos fosfatizados. Escasa a abundante glauconita. Base abrupta.	No se observa bioturbación	Decantación a partir de aguas calmas. Baja tasas de sedimentación. Ambientes reductores	Plataforma	Aguardiente (pozo LY-1X); Escandalosa (pozos LY-1X, GU-507 y GSM-1X y SIP-1X) Navay (pozos BEJ-1X, BOR-31, GSM-1X, LLM-2X, MPN-1X, OBI-3X, BOR-31, SIP-1X y TOR-1X); Navay (pozos BEJ-1X, TOR-1X y GSM-1X, LLM-2X, OBI-3X); Burgüita (pozos GSM-1X y MPN-1X); Pagüey (pozos BEJ-1X, GU-507, BOR-31, OBI-3X y SAB-1X)

Continuación de Tabla 4. Facies sedimentarias influenciadas por olas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure

FACIES INFLUENCIADAS POR OLAS						
FACIES (CÓDIGO)	LITOLOGÍA (TEXTURA)	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	ICNOLOGÍA	MECANISMO DEPOSITACIONAL	DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS	DISTRIBUCIÓN (FORMACIÓN)
F24	Arenisca glauconítica de grano fino a medio.	Escasos moluscos. Base erosivo/neta, comúnmente (Icnofacies de <i>Glossifungites</i>).	Bioturbación intensa (<i>Thalassinoides</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Asterosma</i> , <i>Skolithos</i> , <i>Planolites</i> , <i>Chondrites</i>).	Acumulación en un ambiente estable de baja energía por encima del nivel base de olas normales. Ambientes reductores. Exhumación erosiva de sustrato firme	Marino abierto transgresivo/ Llanura de mareas?	Escandalosa P (pozo BOR-31, GSM-1X, GU-507, LLM-2X, OBI-3X, SAB-1X, SIP-1X y TOR-1X); Escandalosa O (pozos MPN-1X y OBI-3X)
F25	Arenisca de grano muy fino a fino, tendencia granocreciente.	Estratificación cruzada <i>hummocky</i> amalgamadas, onduladas de olas y estratificación paralela. Grietas de sinéresis y restos carbonosos. Base neta/erosiva.	Biturbación escasa <i>Diplocraterium</i> , <i>Thalassinoides</i> , <i>ophiomorpha</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Chondrites</i> , <i>Phycosiphon</i> , <i>Skolithos</i> y trazas de escape)	Sedimentación a partir de flujos oscilatorios a combinados durante eventos repetidos de tormentas. Fluctuaciones de salinidad.	Frente deltaico proximal	Burgüita (pozos GSM-1X y MPN-1X y SAB-1X)
F26	Areniscas de grano muy fino a fino con intercalaciones delgadas de lutitas	Arenisca con estratificación cruzada <i>hummocky</i> y <i>microhummocky</i> y onduladas de olas. Lutitas laminadas a masivas. Localmente estructuras de deformación sinsedimentaria. Grietas de sinéresis y restos carbonosos.	Biturbación escasa con ejemplares <i>Planolites</i> , <i>Phycosiphon</i> , <i>Paleophycus</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Thalassinoides</i> <i>Diplocraterium</i> y trazas de escape.	Alternancia de sedimentación por flujos oscilatorios a combinados durante eventos de tormentas (dominante) y decantación a partir de aguas calmas durante etapas de buen tiempo. Fluctuaciones de salinidad.	Frente deltaico distal	Burgüita (pozos GSM-1X y MPN-1X)
F27	Lutitas con intercalaciones recurrentes de areniscas de grano muy fino a fino, limosas.	Lutitas laminadas a masivas. Arenisca con estratificación cruzada <i>microhummocky</i> , <i>hummocky</i> y óndulas de topes simétricos. Localmente estructuras de deformación sinsedimentaria. Grietas de sinéresis y restos carbonosos.	Biturbación escasa con ejemplares <i>Thalassinoides</i> , <i>Phycosiphon</i> y <i>Paleophycus</i> .	Alternancia de decantación (dominante) a partir de aguas calmas durante etapas de buen tiempo y sedimentación por flujos oscilatorios a combinados durante eventos de tormentas. Fluctuaciones de salinidad.	Prodelta proximal/ bahía interdistributaria	Burgüita (pozos GSM-1X, MPN-1X y SAB-1X, OBI-3X)
F28	Lutitas con intercalaciones delgadas de areniscas de grano muy fino a fino, limosas.	Lutitas laminadas a masivas. La arenisca presenta estratificación cruzada <i>microhummocky</i> , <i>hummocky</i> , óndulas de topes simétricos y asimétricos. Estructuras de deformación sinsedimentaria. Grietas de sinéresis.	Biturbación escasa con ejemplares <i>Thalassinoides</i> , <i>Planolites</i> , <i>Phycosiphon</i> y Trazas de escape.	Alternancia de decantación (dominante) a partir de aguas calmas durante etapas de buen tiempo y sedimentación por flujos oscilatorios a combinados durante eventos de tormentas. Fluctuaciones de salinidad.	Prodelta distal/ bahía interdistributaria	Burgüita (pozos GSM-1X, MPN-1X)
F29	Arenisca de grano muy fino a medio, granocreciente.	Restos carbonosos. Grietas de sinéresis. Base neta	Bioturbación intensa con dominio de icnogéneros de <i>Thalassinoides</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Teichichnus</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Planolites</i> , <i>Terebellina</i> , <i>Asterosma</i> y <i>Chondrites</i> .	Acumulación en un ambiente predominantemente estable de baja energía por encima del nivel base de olas normales, con interrupciones de descarga de agua dulce. Fluctuaciones de salinidad	Frente deltaico proximal	Gobernador (pozo BEJ-1X)
F30	Areniscas de grano fino a muy fino y lutitas	En ocasiones la arenisca presenta estratificación paralela. Restos carbonosos. Lutitas laminadas a masivas. Restos carbonosos.	La bioturbación es intensa con dominio de icnogéneros de <i>Thalassinoides</i> y <i>Palaeophycus</i> .	Alternancia de sedimentación por tracción (dominante) y decantación en zonas de baja energía. Descarga de agua dulce	Frente deltaico distal/prodelta proximal	Gobernador (pozo BEJ-1X)
F31	Arenisca media a gruesa con abundante matriz arcillosa.	Masiva y pobremente seleccionada. Delimitado hacia la base por icnofacies de sustratos firmes (Icnofacies de <i>Glossifungites</i>).	Intensamente bioturbadas con icnogéneros de <i>Thalassinoides</i> , <i>Rhizocorallium</i> y trazas sin diferenciar	Alta energía por ravinamiento de oleaje. Exhumación erosiva de sustrato firme	Depósitos transgresivos	Aguardiente (pozo LY-1X); Escandalosa O (pozos LLM-2X, SIP-1X); Escandalosa P (pozos BOR-31, GSM-1X, LLM-2X, MPN-1X, SIP-1X y TOR-1X); Burgüita (pozos MPN-1X, OBI-3X y SIP-1X); Gobernador (pozos BEJ-1X, GSM-1X, LL-2X y SIP-1X)

Tabla 5. Facies sedimentarias carbonáticas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure

FACIES CARBONÁTICAS						
FACIES (CÓDIGO)	LITOLOGÍA (TEXTURA)	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	ICNOLOGÍA	MECANISMO DEPOSITACIONAL	DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS	DISTRIBUCIÓN (FORMACIÓN)
F32	Caliza arenosa/arenisca calcárea de grano muy fino a fino	Aspecto masivo, localmente estratificación paralela. Moderado a abundantes moluscos. Escasos equinodermos y peloides. Escasa a moderada glauconita. Base neta/erosiva.	Biotubación escasa a intensa (<i>Thalassinoides</i> , <i>Palaeophycus</i> y <i>Teichichnus</i> y <i>Ophiomorpha</i>)	Ambientes de baja energía en condiciones restringidas. Aporte continental	Rampa interna / media	Aguardiente (pozo LY-1X); Escandalosa R (pozo GU-507); Escandalosa P (pozos GSM-1X, GU-507 y SIP-1X); Escandalosa O (pozos BOR-31, GSM-1X, GU-507, LLM-2X, MPN-1X, OBI-3X, SAB-1X y TOR-1X); Pagüey (pozo GU-507); Gobernador/Maparrito (pozo SAB-1X)
F33	Caliza arenosa/arenisca calcárea de grano fino a muy grueso	Aspecto masivo. Moderado a abundantes foraminíferos grandes, algas rojas (formando en ocasiones rodolitos) y escasos fragmentos de moluscos, equinodermos y corales. Escasa glauconita. Base neta/erosiva.	Biotubación escasa a intensa (<i>Thalassinoides</i> , <i>Palaeophycus</i> , <i>Ophiomorpha</i> , <i>Asterosoma</i> y <i>Chondrites</i>)	Ambientes de baja energía en condiciones restringidas. Aporte continental	Rampa interna/ Depósitos transgresivos	Gobernador (pozo BEJ-1X, BOR-31, GSM-1X, LLM-2X, SAB-1X, SIP-1X); Pagüey (pozo GU-507)
F34	Caliza arenosa glauconítica /arenisca calcárea de grano muy fino a fino	Aspecto masivo. Escasos fragmentos de moluscos (bivalvos). Base neta/erosiva.	Biotubación (moteado indistinto). Se reconocen <i>Thalassinoides</i> y <i>Palaeophycus</i>	Condiciones de baja energía en condiciones restringidas. Aporte continental	Rampa interna/ Depósitos transgresivos	Escandalosa P (pozo GU-507) ; Escandalosa O (pozo BEJ-1X)
F35	<i>Wackestone-Packstone/ Mustone</i> dominados por moluscos	Aspecto masivo. Moderado a abundantes bivalvos y escasos gaterópodos, ostreas, equinodermos, corales, serpúlidos, briozoarios y peloides. Escasa a moderada glauconita y material terrígeno. Base neta.	Muy localmente ejemplares de <i>Thalasinoides</i> .	Ambientes de baja energía en condiciones restringidas. Aporte continental	Rampa interna/media	Aguardiente (pozo LY-1X); Escandalosa P (pozo SIP-1X); Escandalosa O (pozos BEJ-1X, GSM-1X, GU-507, LLM-2X, SAB-1X, SIP-1X); Navay (pozo SIP-1X)
F36	<i>Mudstone</i> con foraminíferos planctónicos	Laminación paralela. Escasa glauconita y material terrígeno.	No se observa bioturbación	Deposición por decantación en ambientes de baja energía.	Rampa externa	Aguardiente (pozo LY-1X); Navay (pozo LLM-2X)
F37	<i>Wackestone-Packstone/ Graistone</i> dominado por foraminíferos grandes y algas rojas.	Aspecto masivo. Moderado a abundantes rotálidos grandes, algas rojas (en ocasiones formando rodolitos) y de forma subordinada moluscos, equinodermos, fragmentos de corales, miliólidos, briozoarios, intraclastos. Escaso a moderado material terrígeno. Base neta/transicional.	Muy localmente ejemplares de <i>Thalasinoides</i> .	Condiciones de baja energía, en ocasiones con esporádicos eventos altamente energéticos Zona oligofótica	Rampa intrena media	Gobernador/Masparrito (pozos BEJ-1X, SAB-1X y SIP-1X)
F38	<i>Wackestone-Packstone</i> dominado por algas rojas	Aspecto masivo. Moderado a abundantes algas rojas (en ocasiones formando rodolitos). Escasos rotálidos grandes y moluscos. Escaso a moderado material terrígeno. Base neta/transicional.	No se observa bioturbación	Ambiente de baja energía, en ocasiones con esporádicos eventos de corriente o tormentas Zona oligofótica	Rampa media	Gobernador/Masparrito (pozos SAB-1X)
F39	<i>Wackestone-Packstone</i> dominados por foraminíferos grandes	Aspecto masivo. Moderado a abundantes rotálidos grandes y de forma subordinada algas rojas (en ocasiones formando rodolitos), moluscos, equinodermos, fragmentos de corales, miliólidos, serpúlidos, briozoarios. Escaso a moderado material terrígeno. Base neta/transicional.	Muy localmente ejemplares de <i>Thalasinoides</i> .	Condiciones de baja energía, en ocasiones con esporádicos eventos de corriente o tormentas Zona oligofótica	Rampa media	Gobernador/Masparrito (pozos BEJ-1X, LLM-2X, SAB-1X); Pagüey (pozo GU-507, SAB-1X)

Continuación de Tabla 5. Facies sedimentarias carbonáticas del Cretácico Tardío-Eoceno Medio de la Cuenca Barinas-Apure.

FACIES CARBONÁTICAS						
FACIES (CÓDIGO)	LITOLOGÍA (TEXTURA)	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS Y OTRAS CARACTERÍSTICAS	ICNOLOGÍA	MECANISMO DEPOSITACIONAL	DEPÓSITOS SEDIMENTARIOS	DISTRIBUCIÓN (FORMACIÓN)
F40	<i>Wackestone-Packstone</i> dominados por corales	Aspecto masivo. Moderado a abundantes corales muy fragmentados y de forma subordinada foraminíferos grandes y rodoides. Base neta/transicional.	No se observa bioturbación	Condiciones de baja a alta energía posiblemente por eventos de tormentas..	Rampa interna	Gobernador/Masparrito (pozo BEJ-1X).
F41	<i>Wackestone-Packstone</i> dominados por corales y algas rojas.	Aspecto masivo. Moderado a abundantes corales muy fragmentados y algas rojas, y de forma subordinada intraclastos y rotálidos grandes. Base neta/transicional.	No se observa bioturbación	Condiciones de baja a alta energía posiblemente por eventos de tormentas.	Rampa media	Gobernador/Masparrito (pozo SAB-1X)
F42	<i>Wackestone-Packstone</i> dominados por moluscos y algas rojas.	Aspecto masivo. Moderado a abundantes moluscos y algas rojas incrustantes. De forma subordinada rotálidos grandes y equinodermos. Escaso a moderado material terrígeno. Base neta/transicional.	No se observa bioturbación	Condiciones de baja a alta energía posiblemente por eventos de tormentas.	Rampa media	Gobernador/Masparrito (pozos SAB-1X y SIP-1X)
F43	<i>Wackestone-Packstone</i> dominados por moluscos y foraminíferos grandes.	Aspecto masivo. Moderado a abundantes moluscos y rotálidos grandes. De forma subordinada algas rojas incrustantes y equinodermos. Escaso a moderada galuconita y material terrígeno. Base neta/transicional.	No se observa bioturbación	Condiciones de baja a alta energía posiblemente por eventos de tormentas.	Rampa media	Gobernador/Masparrito (pozo BEJ-1X).
F44	Dolomías	Aspecto masivo, localmente con estructuras relicticas de moluscos y equinodermos, con escaso a moderado material terrígeno de grano fino a muy fino y glauconita. Porosidad móldica y tipo <i>vug</i> . Base neta/transicional.	Escasa a intensa (<i>Thalasinoides</i> , <i>Ophimorpha</i> en ocasiones con relleno laminado (tidalita tubular), <i>Palaeophycus</i> , <i>Teichichnus</i> y <i>Rhizocorallium</i> , <i>Asterosoma</i>)	Ambientes de baja energía en condiciones restringidas., dolomitización durante la etapa temprana de la diagénesis	Supra a intermarea	Escandalosa O (pozos BEJ-1X, BOR-31, LLM-2X, MPN-1X, OBI-3X, SAB-1X y TOR-1X)
F45	Dolomías galuconíticas.	Escasos a abundante material clástico. Escasos bivalvos. Porosidad tipo <i>vug</i>	Bioturbación intensa, con un motedo indistinto.	Ambiente estable de baja energía en condiciones restringidas. Dolomitización durante la etapa temprana de la diagénesis. Ambientes reductores	Llanura de mareas	Escandalosa O (pozos MPN-1X y OBI-3X)
F46	Brechas clasto sostén.	Aspecto masivo, localmente con estructuras relicticas de moluscos, cos escaso clastos de arena fina	Dolomías masivas , localmente con estructuras relicticas de moluscos, cos escaso clastos de arena fina	Fracturamiento por posible exposición subaérea.	Llanura de mareas	Escandalosa O (pozos BOR-31;GU-507, MPN-1X)

5.2. Asociaciones de facies de la Formación Aguardiente

La Formación Aguardiente en el pozo LY-1X, consiste de areniscas de grano grueso a medio, que forman intervalos granodecrecientes, calizas arenosas con abundantes moluscos, intercaladas con areniscas de grano fino, bioturbadas y delgados niveles de lutitas. Su espesor varía entre 105 y 298 pies. La descripción sedimentológica e icnológica de los núcleos, permitió definir cuatro (4) asociaciones de facies en estos depósitos: 1) canales fluviales apilados; 2) rampa carbonática interna a media; 3) depósitos marinos abiertos dominados por oleaje de baja intensidad y frecuencia de tormentas; 4) rampa carbonática externa (Anexo 1).

A continuación se describen de forma detallada los depósitos sedimentarios interpretados, de base a tope, para la Formación Aguardiente en el pozo LY-1X:

5.2.1. Canales fluviales apilados

Estos depósitos presentan base erosiva, localmente delineadas por clastos conglomeráticos y se disponen sobre un basamento de origen ígneo (granito). Consisten de areniscas de grano grueso a medio (**Facies F2**), tendencia granodecreciente con estratificación cruzada planar y festoneada. Se apilan formando sucesiones de 9 pies de espesor. No se observa bioturbación (Figura 5.1y anexo 1).

Interpretación: La estratificación cruzada planar y festoneada indican migración de dunas de crestas rectas (2D) y sinuosas (3D), respectivamente (Nichols, 2009). La base erosiva y la tendencia granodecreciente reflejan una acumulación en sistemas de canales (Bhattacharya y Walker 1992). La presencia de superficies erosivas internas y unidades amalgamadas indica el desarrollo de canales apilados (Buatois *et al.*, 2012). La ausencia de bioturbación, especialmente de organismos típicamente marinos y estructuras sedimentarias que indiquen acción de mareas, permiten interpretar que estos depósitos se acumularon en ambientes de agua dulce.