

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LAS UNIDADES “R” Y “F” PERTENECIENTES A LA FORMACIÓN OFICINA EN EL CAMPO AGUASAY CENTRAL, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Annee A. Duarte B.
Para optar al Título
de Ingeniero Geólogo

Caracas, Noviembre de 2011

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

MODELADO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LAS UNIDADES “R” Y “F” PERTENECIENTES A LA FORMACIÓN OFICINA EN EL CAMPO AGUASAY CENTRAL, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA

TUTOR ACADÉMICO: MSc. Ing. Rafael Falcón

TUTOR INDUSTRIAL: MSc. Ing. José Teixeira

CO-TUTOR: Ing. Mauricio Hernández

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela

Por la Br. Annee A. Duarte B.

Para optar al Título
de Ingeniero Geólogo

Caracas, Noviembre de 2011

DEDICATORIA

A Ricardo Andrés, mi único ahijado, motivo de inspiración...
A mis tres mamás: Aymee, Alejandrina y Ana Iris, este logro también es suyo.

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela, por estos años de educación y experiencias invaluableles.

A mi tutor Rafael Falcón, por haber creído en mí y en mi potencial, por haber sido más que un tutor un excelente amigo, que me brindó su total colaboración en todo momento y por no dejar que desmayara.

A mi tutor industrial José Teixeira, por ser un ejemplo de trabajo, dedicación y constancia, que nunca me dejó sola en el camino y me alentó a no quedarme dormida y a no conformarme.

A ti, Diego Alfonso, por haber estado ahí, para ayudarme y motivarme a seguir adelante frente a cualquier adversidad. Por tus palabras, por tu paciencia, por tu comprensión y por todas las veces que metiste tu mano para rescatarme.

A mi madre Aymee, porque fuiste la calma en los momentos de tormenta, por ser una inspiración de vida, la fuerza para salir adelante y mi héroe personal. A mi papá Víctor por haberme acompañado en todo esto y en todos mis proyectos de vida, eres el mejor papá, no podría pedir más...

A mi abuela Aleja y a mi tío Alan por haberme acogido en su casa y brindado su apoyo en todo nivel mientras completaba este trabajo.

A Loreima León y Willians Gómez, quienes movieron cielo y tierra para que se me diera la oportunidad de realizar este trabajo de tesis, les estoy infinitamente agradecida.

A los trabajadores colaboradores de Intevop, que no me dejaron sola cuando lo necesité y desinteresadamente me entregaron parte de su tiempo y esfuerzo, Mauricio, Wilmer, Kathy, José... fueron lo máximo!

A mis amigos, que llevo en mi corazón y han sido parte de mi vida universitaria y de los hermosos recuerdos que atesoro.

A todos, millones de gracias, ¡sin ustedes nunca lo hubiese logrado!

Duarte B. Annee A.

**MODELADO ESTRATIGRÁFICO Y SEDIMENTOLÓGICO DE LAS UNIDADES “R”
Y “F” PERTENECIENTES A LA FORMACIÓN OFICINA EN EL CAMPO AGUASAY
CENTRAL, CUENCA ORIENTAL DE VENEZUELA**

**Tutor Académico: MSc. Ing. Rafael Falcón. Tutor Industrial: MSc. Ing. José
Teixeira. Co-Tutor: Mauricio Hernández. Tesis, Caracas, UCV Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2011. 159 p.**

Palabras clave: sedimentología, estratigrafía, estratigrafía secuencial, facies, Formación Oficina, campo Aguasay Central, Cuenca Oriental de Venezuela

RESUMEN

El campo Aguasay Central se encuentra ubicado en la Cuenca Oriental de Venezuela, específicamente en el “Área Mayor de Oficina; entre los estados Anzoátegui y Monagas. En la actualidad carece de modelo estático que permita implementar un adecuado plan de explotación de los recursos. Parte de este modelo estático es el modelo sedimentológico y estratigráfico, objeto de este trabajo. Al observar los núcleos de roca disponibles se realizó su descripción y revisión, a partir de los cuáles se obtuvieron sus respectivas hojas sedimentológicas y se definieron las litofacies y asociaciones de litofacies para realizar la interpretación ambiental preliminar de la zona. Posteriormente examinando los registros de pozos se realizó el análisis secuencial y se correlacionaron las superficies de interés en los demás pozos de la zona, delimitando así las unidades estratigráficas de interés. Seguidamente se elaboraron los mapas de parámetros estratigráficos para cada unidad (espesores, arena neta, arena lutita y *net to gross*) que permitieron definir la dirección de sedimentación en el campo, luego se interpretaron secciones estratigráficas con orientaciones paralelas y perpendiculares a esta. Finalmente comparando la distribución de los cuerpos arenosos observados en los mapas estratigráficos con la interpretación ambiental preliminar se definen ambientes y subambientes presentes y se construyen los mapas de facies. Como resultado, en el análisis secuencial se definieron 5 unidades que forman una serie de sistemas encadenados. Las unidades de interés fueron identificadas como UN1, UN3 y UN5 (de base a tope). Se observan a nivel general, pocas variaciones en estas tres unidades (UN1 equivalente a la “arena R”, UN3 secuencia genética y UN5 equivalente a la “arena F”). En cuanto a litología se aprecia en las tres unidades, intercalaciones de lutitas y limolitas marrones a negras a veces calcáreas, carbonosas; areniscas marrón claro (grises y marrón rojizo oscuro en la UN1), a veces calcáreas; heterolitas a veces calcáreas; algunos lignitos y un mudstone, con características sedimentológicas similares (escogimientos moderados, granos

subredondeados a redondeados, abundantes laminaciones lenticular, flaser, paralela y cruzada e ichnofósiles pertenecientes a las facies cruziana, glossifungites y skolithos); siendo el intervalo más arenoso la UN1 y el más lodoso la UN3. La dirección de sedimentación interpretada es suroeste-noreste; determinada por el aumento relativo de arenas netas en dirección noreste y este a nivel general en las tres unidades. En las secciones estratigráficas, no se observan mayores cambios ni variaciones en el espesor de las unidades. El ambiente propuesto para los tres intervalos de la Formación Oficina evaluados en este estudio y para el área ocupada por el campo Aguasay Central, es próximo costero, de llanuras mareales.

ÍNDICE GENERAL

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Generalidades.....	1
1.2. Planteamiento del Problema	2
1.3. Localización del área estudio.....	3
1.4. Objetivos.....	3
1.4.1. Objetivo General	3
1.4.2. Objetivos Específicos	3
1.5. Justificación	5
1.6. Metodología.....	5
1.7. Trabajos Previos.....	9
2. MARCO TEÓRICO	13
2.1. MODELO ESTÁTICO DE YACIMIENTO	13
2.2. REGISTROS DE POZOS.....	14
2.2.1. Registros Eléctricos Resistivos (RS)	15
2.2.2. Registro de Potencial Espontáneo (SP)	15
2.2.3. Registro de Rayos Gamma (<i>Gamma Ray</i> - GR)	16
2.2.4. Registro Caliper o Perfil Calibrador	18
2.2.5. Registros de porosidad	19
2.3. FACIES SEDIMENTOLÓGICAS.....	23
2.3.1. Definición de facies.....	25
2.3.2. Las Asociaciones de facies	26
2.4. ICHNOFACIES	27
2.5. INTERPRETACIÓN AMBIENTAL	29
2.5.1. Ambientes transicionales de depositación.....	30

2.6. ESTRATIGRAFÍA POR SECUENCIAS.....	37
2.6.1. Algunas Consideraciones Históricas.....	38
2.6.2. Evolución del concepto de “Secuencia”.....	38
2.6.3. Concepto de Parasecuencia.....	42
2.6.4. Tipos de parasecuencias:.....	42
2.6.5. Conjunto de Parasecuencias.....	44
2.6.6. Tipos de Secuencia y Sistemas Encadenados	45
3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	49
3.1. Estratigrafía Regional.....	49
3.2. Geología Histórica.....	56
3.2.1. Generalidades	56
3.2.2. Evolución Tectono-Estratigráfica	57
3.2.3. Marco Estructural.....	62
4. GEOLOGÍA LOCAL.....	67
4.1. Generalidades	67
4.2. Caracterización de facies Sedimentarias del Campo Aguasay Central	69
4.2.1. Areniscas.....	69
4.2.2. Limolitas	79
4.2.3. Lutitas	81
4.2.4. Heterolitas.....	83
4.2.5. Mudstone	84
4.2.6. Lignito:.....	84
4.3. Asociaciones de facies	85
4.4. Paleoambiente.....	93
4.5. Identificación y descripción de unidades.....	96
4.5.1. Unidad UN1.....	100

4.5.2.	Unidad UN2.....	105
4.5.3.	Unidad UN3.....	106
4.5.4.	Unidad UN4.....	112
4.5.5.	Unidad UN5.....	113
5.	SUMARIO.....	121
6.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	125
7.	BIBLIOGRAFÍA	127

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación relativa del campo Aguasay Central	4
Figura 2. Ejemplo de los registros de potencial espontáneo (SP) y resistivos (RS)	17
Figura 3. Ejemplo de registro gamma-ray (GR)	18
Figura 4. Ejemplo de registro Caliper y Sónico	20
Figura 5. Ejemplo de registro de densidad, con caliper y GR	21
Figura 6. Ejemplo de registro neutrónico, con caliper y GR	23
Figura 7. Patrones de apilamiento en siliciclásticos y variaciones generalizadas en el tamaño de grano.....	24
Figura 8. Modelo de Seilacher, donde se muestran la distribución de los conjuntos de ichnofacies en determinados ambientes sedimentarios.....	29
Figura 9. Representación gráfica de la mayoría de los ambientes transicionales y próximo costeros de depositación.....	31
Figura 10. Diagrama esquemático mostrando la relación entre las zonas submareal, intermareal y supramareal en un ambiente de llanura de mareas.....	34
Figura 11. Diagrama esquemático de una típica llanura de mareas siliciclástica .	34
Figura 12. Sucesión progradacional de los depósitos de llanura de mareas.....	37
Figura 13. Árbol genealógico de la estratigrafía de secuencias.....	40
Figura 14. Modelo de Galloway, 1989	41
Figura 15. Resumen Evolución de la Estratigrafía Secuencial	41
Figura 16. Ilustración esquemática de parasecuencias definidas por facies.....	43
Figura 17. Ilustración esquemática de parasecuencias definidas por cambios de espesor de los estratos	44
Figura 18. Tipos de conjuntos de parasecuencias	45
Figura 19. Esquema de secuencia depositacional según modelo de Haq <i>et al.</i> Ilustra los sistemas encadenados y su relación con los cambios relativos del nivel del mar y la subsidencia.....	48

Figura 20. Columna Estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela	50
Figura 21. Síntesis gráfica de la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela, mostrando los eventos tectónicos generales desde el Mesozoico hasta el presente	61
Figura 22. Corte geológico conceptual noroeste-sureste desde la Plataforma Margarita-Los Testigos hasta el Río Orinoco	62
Figura 23. Mapa tectónico de Venezuela Oriental, mostrando la interacción de la oceánica placa Caribe con la continental placa Suramericana.....	65
Figura 24. Mapa Cronoestructural de la región norcentral de la Cuenca Oriental.	66
Figura 25. Mapa de ubicación de todos los pozos utilizados en el estudio	68
Figura 26. Facies AMF. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16092'	69
Figura 27. Facies AMF. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15999'	70
Figura 28. Facies AMFE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16095'	70
Figura 29. Facies AMFE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15764'	71
Figura 30. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16048'.	71
Figura 31. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16107'	72
Figura 32. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16110'	72
Figura 33. Facies AFM. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 13386'	72
Figura 34. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15977'	73

Figura 35. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15755'	73
Figura 36. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15655,7'	73
Figura 37. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15648,5'	74
Figura 38. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15742'	74
Figura 39. Facies AFE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15775'	75
Figura 40. Facies AFE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16046'	75
Figura 41. Facies AME. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16085'	76
Figura 42. Facies AMEC. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15817'	76
Figura 43. Facies AME. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16058'	76
Figura 44. Facies AME. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 13310,5'	77
Figura 45. Facies AGM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16080,5'	77
Figura 46. Facies AGM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15748'	78
Figura 47. Facies AGE. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 13276'	78
Figura 48. Facies AGE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15748'	79

Figura 49. Facies AGE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15756'	79
Figura 50. Facies LI1. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16038'.	80
Figura 51. Facies LI1. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 11401,7'	80
Figura 52. Facies LI2. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15783'.	80
Figura 53. Facies LU1. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 11389'.	81
Figura 54. Facies LU1. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16066,5'	81
Figura 55. Facies LU1. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 11427'	82
Figura 56. Facies LU1. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16050'.	82
Figura 57. Facies LU2. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15943,5'	82
Figura 58. Facies LUC. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15708'.	83
Figura 59. Facies HC. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 13261'.	83
Figura 60. Facies H. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15641'...	84
Figura 61. Facies MU. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15859,5'.	84
Figura 62. Facies LG. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15886'.	85
Figura 63. Facies LG. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16103'.	85
Figura 64. Asociaciones de facies en los canales mareales	86
Figura 65. Asociaciones de facies en los canales mareales	87

Figura 66. Asociaciones de facies en los canales mareales	87
Figura 67. Asociaciones de facies en los canales mareales	88
Figura 68. Asociaciones de facies en las llanuras de mareas baja	89
Figura 69. Asociaciones de facies en las llanuras de marea media	91
Figura 70. Asociaciones de facies en las llanuras de marea media y alta	92
Figura 71. Asociaciones de facies en las llanuras de marea media y alta.	93
Figura 72. Ambiente actual de llanura de mareas. <i>Ashe Island</i> , Carolina del Sur, Estados Unidos de América	94
Figura 73. Ambiente actual de llanura de mareas. Monte Saint-Michel, Francia... 95	
Figura 74. Ambiente actual de llanura de mareas, dentro de un delta influenciado por mareas. Margen sur del Río Orinoco, Venezuela.....	95
Figura 75. Análisis por estratigrafía secuencial del pozo control AGV-423.	98
Figura 76. Mallado utilizado para la extracción de las secciones estratigráficas. .	99
Figura 77. Mapa de espesor total unidad UN1.	101
Figura 78. Mapa de arena neta de la unidad UN1.	102
Figura 79. Mapa de relación arena/lutita de la unidad UN1.....	102
Figura 80. Mapa de relación arena/espesor o <i>net to gross</i> de la UN1.....	103
Figura 81. Mapa de facies de la UN1.....	105
Figura 82. Mapa de espesor total de la unidad UN3.....	108
Figura 83. Mapa de arena neta de UN3	108
Figura 84. Mapa de relación Arena/Lutita de la unidad UN3.....	109
Figura 85. Mapa de relación Arena/Espesor o <i>net to gross</i>	109
Figura 86. Mapa de facies de la UN3.....	112
Figura 87. Mapa isópaco de espesor total de la unidad UN5	115
Figura 88. Mapa de arena neta de UN5	115
Figura 89. Mapa mostrando la relación arena/lutita para UN5	116
Figura 90. Mapa mostrando el porcentaje de arenas (<i>net to gross</i>).....	117
Figura 91. Mapa de facies de la UN5.....	120

LISTADO DE APÉNDICES

APÉNDICE 1: HOJAS SEDIMENTOLÓGICAS

- 1.1. Hoja sedimentológica del núcleo AGV-423 (I)
- 1.2. Hoja sedimentológica del núcleo AGV-423 (II)
- 1.3. Hoja sedimentológica del núcleo AGV-423 (III)
- 1.4. Hoja sedimentológica del núcleo AGV-507 (I)
- 1.5. Hoja sedimentológica del núcleo AGV-507 (II)
- 1.6. Hoja sedimentológica del núcleo AGV-702
- 1.7. Hoja sedimentológica del núcleo AN-007 (I)
- 1.8. Hoja sedimentológica del núcleo AN-007 (II)
- 1.9. Hoja sedimentológica del núcleo AN-007 (III)
- 1.10. Hoja sedimentológica del núcleo AN-007 (IV)
- 1.11. Hoja sedimentológica del núcleo AN-007 (V)
- 1.12. Hoja sedimentológica del núcleo CN-009

APÉNDICE 2: MAPAS

- 2.1. Mapa isópaco UN1 (arena "R")
- 2.2. Mapa de arena neta UN1 (arena "R")
- 2.3. Mapa de relación Arena/Espesor o "*net to gross*" UN1 (arena "R")
- 2.4. Mapa de relación Arena/Lutita UN1 (arena "R")
- 2.5. Mapa de facies UN1 (arena "R")
- 2.6. Mapa isópaco UN3 (secuencia genética)
- 2.7. Mapa de arena neta UN3 (secuencia genética)
- 2.8. Mapa de relación Arena/Espesor o "*net to gross*" UN3 (secuencia)
- 2.9. Mapa de relación Arena/Lutita UN3 (secuencia genética)
- 2.10. Mapa de facies UN3 (secuencia genética)
- 2.11. Mapa isópaco UN5 (arena "F")
- 2.12. Mapa de arena neta UN5 (arena "F")

2.13. Mapa de relación Arena/Espesor o “*net to gross*” UN5 (arena “F”)

2.14. Mapa de relación Arena/Lutita UN5 (arena “F”)

2.15. Mapa de facies UN5 (arena “F”)

ANEXO 3: SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

3.1. Sección en dirección NO-SE (I) (perpendicular a la dirección de sedimentación)

3.2. Sección en dirección NO-SE (II)

3.3. Sección en dirección NO-SE (III)

3.4. Sección en dirección SO-NE (I) (paralela a la dirección de sedimentación)

3.5. Sección en dirección SO-NE (II)

APÉNDICE 4: OTROS AMBIENTES TRANSICIONALES: Deltáicos y de Isla de barrera.

CAPITULO I

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Generalidades

Según Mendoza (2005), la Cuenca Oriental de Venezuela es una cuenca de tipo *foreland* o antepaís, que se encuentra en el borde norte continental del cratón de Suramérica, de importante complejidad estructural y estratigráfica que permite la existencia de muy importantes acumulaciones de petróleo y gas y en la que se localizan varios campos gigantes de hidrocarburos. Se extiende por los estados Guárico, Anzoátegui, Monagas, Delta Amacuro y parte de Sucre, para una superficie total de unos 165.000 km² con una longitud de unos 800 km en sentido E-O y un ancho promedio de 200 km en dirección aproximada N-S. Se estima un volumen total de sedimentos superior a los 500.000 km³.

La Cuenca Oriental de Venezuela está compuesta por dos Subcuencas; la Subcuenca de Guárico y la Subcuenca de Maturín, separadas por el Alto de Urica. Las rocas madres del petróleo son mayormente de edad Cretácico Tardío pero los principales yacimientos se concentraron en areniscas de edad Oligoceno, en trampas que en gran parte son cierres contra fallas normales o inversas. Estratégicamente ha sido dividida para la explotación petrolera en campos y conjuntos de campos (Área Mayor de Anaco, Área Mayor de Oficina, etc).

El Área Mayor de Oficina está localizada en la región central de los estados Anzoátegui y Monagas y tiene aproximadamente 120 km de largo por 60 km de ancho. Al sur, limita con la Faja Petrolífera del Orinoco y está separada del Área Mayor de Anaco por el Corrimiento de Anaco, al noroeste. El petróleo producido va de liviano en el centro de la cuenca a pesado y extrapesado hacia los bordes de la cuenca, particularmente al sur en la Faja Petrolífera del Orinoco.

Este petróleo se originó en las lutitas que separan las arenas de la Formación Oficina y en las lutitas de la Formación Carapita.

El campo "Aguasay Central", descubierto en 1955, pertenece a esta "Área Mayor de Oficina" y cuenta con 86 yacimientos probados, contentivos de hidrocarburos líquidos (crudos livianos, medianos y condensados) y gaseosos, que han sido explotados desde hace un poco más de 50 años y a la fecha son considerados yacimientos maduros. Para el año 2006, según el "Libro oficial de Reservas de diciembre 2006" (citado en: PDVSA Gas, 2008), este importante campo petrolero tenía un valor de POES (petróleo original en sitio) de 799 MMBN y de GOES (gas original en sitio) de 1402 MMMPCN; con reservas recuperables de 181 MMBN (petróleo) y de 856 MMMPCN (gas).

1.2. Planteamiento del Problema

El campo petrolero "Aguasay Central", a pesar del tiempo de explotación que presenta y de la importancia estratégica que puede tener para el país por la calidad de los hidrocarburos de la zona (se trata de yacimientos de petróleos livianos, medianos y condensados), no cuenta con estudios geológicos completos hasta la fecha; nunca se ha generado el modelo estático completo de estos yacimientos, que permita determinar y conocer la arquitectura y las características geológico-estructurales de los mismos.

El presente trabajo surge como respuesta a la necesidad que se tiene de crear ese modelo estático, centrándose en el modelado sedimentológico y estratigráfico como parte fundamental del mismo, para manejar la mayor cantidad de información posible en el área; el cual consiste en la caracterización completa de las facies rocosas que integran la zona, su distribución, continuidad, mineralogía, contactos, extensión, ambientes y relaciones verticales y laterales dentro de la zona estudio.

1.3. Localización del área estudio

La zona estudio se encuentra ubicada en el "Área Mayor de Oficina", situada en la Cuenca Oriental de Venezuela; específicamente en la Subcuenca de Maturín, entre las zonas centro-occidental del estado Monagas y centro-oriental del estado Anzoátegui [entre las coordenadas N: 1020000 - 1030000 y E: 385000 - 410000] (ver Figura 1). Estratigráficamente, el intervalo de interés está compuesto por las unidades (denotadas operacionalmente como "arenas") "R" y "F", pertenecientes a la Formación Oficina de edad Mioceno. Ocupa un área de aproximadamente unos 200 km².

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo General

Desarrollar un modelo estratigráfico y sedimentológico de las unidades litoestratigráficas denotadas operacionalmente como "arenas" "R" y "F", pertenecientes a la Formación Oficina en el campo Aguasay Central, Cuenca Oriental de Venezuela (Subcuenca de Maturín), entre las zonas centro-occidental del estado Monagas y centro-oriental del estado Anzoátegui.

1.4.2. Objetivos Específicos

- Construir la hoja sedimentológica de cada uno de los núcleos de interés descritos en la zona estudio.
- Determinar las litofacies presentes.
- Determinar secuencias y conjuntos de parasecuencias depositacionales a partir del análisis secuencial de la información disponible en los registros de pozos.
- Determinar los ambientes depositacionales de la zona estudio.
- Elaborar secciones de correlación para el campo, mediante la adecuada interpretación estratigráfica de las secuencias determinadas y de sus límites.

- Generar mapas de facies para las unidades sedimentarias identificadas.

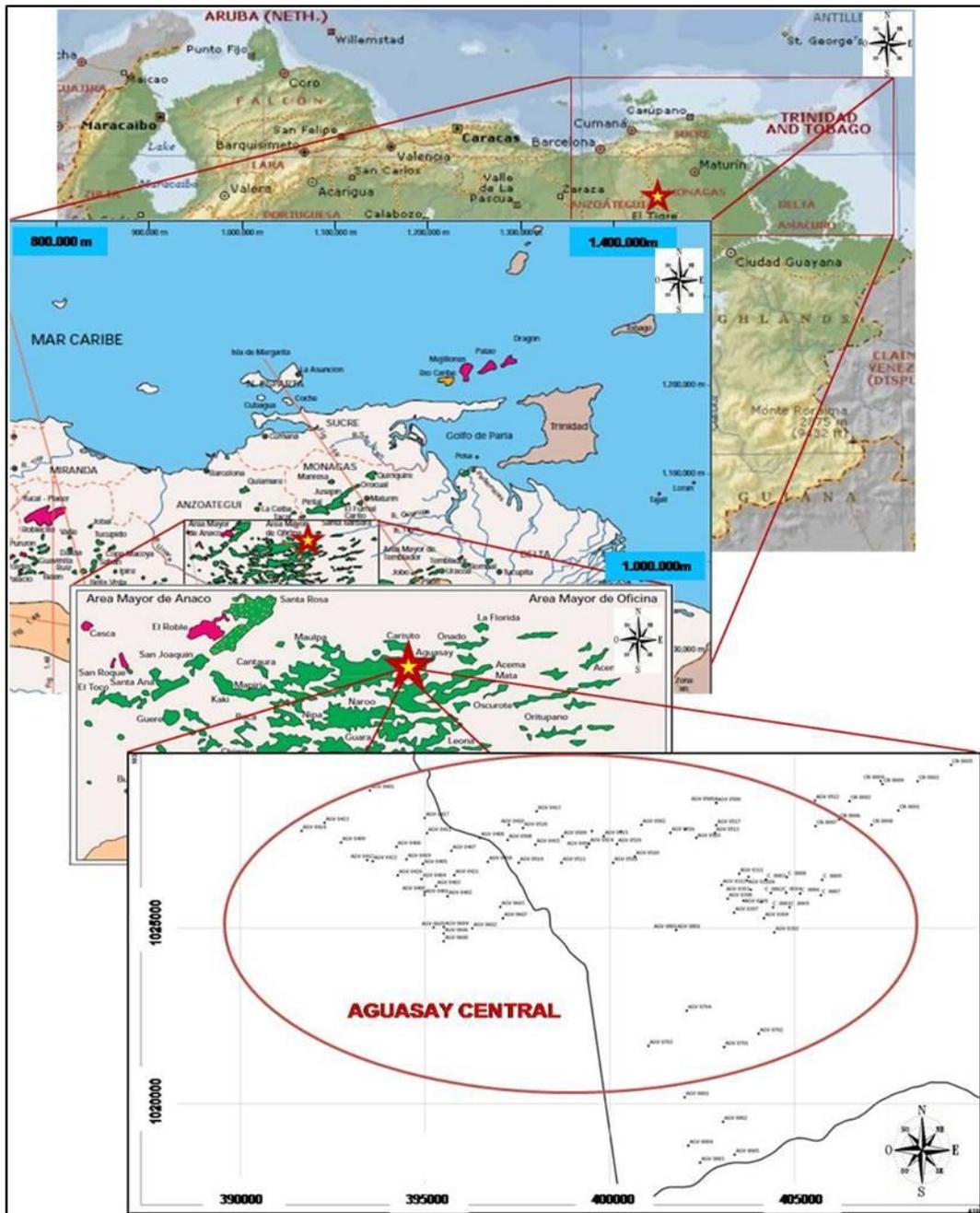


Figura 1. Ubicación relativa del campo Aguasay Central. Tomado y modificado de http://fdra.blogspot.com/2010_04_04_archive.html, de PDVSA (2010) y de Yoris, F. y Ostos, M. (1997).

1.5. Justificación

Con miras a lograr la comprensión a detalle de la estructura, sedimentología, estratigrafía, arquitectura y distribución de depósitos prospectivos que puedan representar oportunidades de desarrollo y crecimiento de las reservas del campo Aguasay Central, se hace necesario y conveniente el desarrollo del modelo estático de los yacimientos de la zona. A su vez, parte fundamental del mismo es el análisis sedimentológico-estratigráfico. En el presente trabajo de investigación, se realizará este análisis para los yacimientos o "arenas" contenedoras de hidrocarburos pertenecientes a la Formación Oficina.

Además, este proyecto constituirá un aporte que permitirá ampliar los conocimientos actuales acerca de los sistemas de depositación en la Cuenca Oriental y más específicamente, en un campo con tanto potencial como Aguasay Central del Área Mayor de Oficina. Así mismo, será un aporte académico interesante y valioso para futuros geólogos interesados en la sedimentología y prospección petrolera.

1.6. Metodología

- **Revisión Bibliográfica**, que consistió en la recopilación continua de toda la información previa disponible del campo Aguasay Central y sus alrededores. Se consultaron mapas previos de la zona estudio, tesis de grado (Teixeira y Zapata, 1999; González y Vásquez, 2005) y publicaciones (Parnaud 1995, Eisma 1998, Jácome 2003, Sánchez 2010, entre otros) de la Cuenca Oriental de Venezuela (su estratigrafía, marco estructural, condiciones tectónicas de formación, etc), que permitieron conocer las condiciones geológicas generales de la zona de interés. Además, se dispuso de todos los estudios y reportes previos de interés de los pozos en la zona, para así conocer y manejar la data disponible con miras a alcanzar los objetivos del trabajo.

- **Construcción del mapa base de la zona.** Con la información de coordenadas disponibles para cada pozo perteneciente al estudio, se ubicó cada pozo de interés en un mapa construido en el *software Surfer 10.0*. (ver Figura 25)

- **Descripción sedimentológica de los núcleos;** etapa que consistió en la visita a la nucleoteca "El Chaure", en Puerto La Cruz, con el objetivo de realizar la descripción macroscópica detallada de los núcleos extraídos de los pozos AGV-423, AN-007, AGV-702, AGV-507 y CN-009. Las características evaluadas fueron: litología, tamaño de grano, colores, escogimiento, redondez, bioturbaciones y contenido fósil, estructuras sedimentarias, grado de impregnación de hidrocarburos, efectos diagenéticos resaltantes y contactos.

- **Construcción de las hojas sedimentológicas;** mediante el empleo del *software "Sirius"* versión 2.0.1, se realizó la representación gráfica de la información sintetizada, obtenida de cada uno de los núcleos descritos. Además se realizó la calibración núcleo-perfil, ubicando la posición de la columna de roca descrita dentro de los registros *Gamma-Ray* del pozo, utilizando como ayuda el registro *Core-Gamma* en caso de poseerlo; procedimiento que permitió anexar a las hojas los registros *Gamma-Ray* de cada pozo. El formato utilizado para la construcción de éstas y las hojas construidas pueden apreciarse directamente en el Apéndice 1.

- **Definición y descripción de las litofacies de la zona.** A partir de las descripciones de los núcleos, se integró y comparó la información obtenida en cuanto a litologías presentes para determinar las litofacies de la zona. De la misma manera, se describen características como: litología, tamaño de grano, escogimiento, redondez, estructuras sedimentarias, contenido fósil, etc. La caracterización de litofacies es muy importante, pues permite unificar los criterios usados en el análisis sedimentológico y la asociación de las mismas, es uno de los criterios utilizados para la interpretación paleo-ambiental.

- **Interpretación ambiental.** A partir de las características sedimentológicas de las litofacies definidas en los núcleos y de las

consideraciones paleoecológicas basadas en las ichnofacies encontradas, se estudiaron las asociaciones de facies presentes y sus equivalentes electrofacies en las zonas carentes de núcleos, para determinar así los ambientes y subambientes depositacionales probables; los cuales se incluyeron en las hojas sedimentológicas.

- **Análisis secuencial y correlación.** A partir de las curvas de los registros electro-acústicos (GR, Resistividad, SP, etc.), cargados en el *software Open Works 2003*, módulo *StratWorks (Landmark, Halliburton®)*, se realizó un análisis según criterios de estratigrafía secuencial en el pozo control AGV-423; identificando superficies de inundación, de máxima inundación y de erosión (dentro de lo posible). Posteriormente, se realizó la correlación de esas superficies en los distintos pozos del campo, con el objetivo de determinar unidades sedimentarias de interés (limitadas por estas superficies), como parasecuencias, conjuntos de parasecuencias o secuencias.

- **Mapas Estratigráficos.** Una vez que se han marcado las superficies de interés en todos los pozos, se eligieron las unidades sedimentarias a caracterizar. En este proyecto específicamente, se tomaron unidades que incluyeran a los yacimientos conocidos como "arenas" "F" y "R"; además de una secuencia importante que se determinó en el desarrollo del trabajo.

Para realizar el mapa de **Espesor Total**, se exportaron los datos de profundidad de las superficies limitantes de estas unidades a *Microsoft Office Excel®*, y allí se calcularon los espesores totales de las capas (ESPESOR = Prof. superficie base - Prof. superficie tope). Con esos espesores, en el *software Autocad Land 2007*, se construyó el mapa isópaco de las unidades en estudio.

Posteriormente, en el módulo *Lithology* del *software Open Works 2003 (Landmark, Halliburton®)*, fueron analizadas las curvas de GR y SP de cada uno de los pozos, y se determinó el *cutt-off* para cada uno de ellos. Una vez establecido, fueron calculados cada uno de los valores de interés para la construcción de cada mapa (arena neta, lutita neta, etc).

Para el mapa de **Arena Neta**, se obtienen los espesores netos de arena en cada unidad medidos sobre la línea establecida de *cutt-off*. Por ejemplo, si el valor es de 60, la arena neta será la suma de todos los espesores de la curva GR que estén por debajo de ese valor, y una vez calculada la arena neta para cada unidad, se exportaron los datos y se construyó el mapa, utilizando los programas *Microsoft Office Excel®* y *Autocad Land 2007*.

Para el mapa de relación arena/espesor o **Net to gross**, se dividieron los valores de arena neta para cada unidad entre los valores de espesor total de cada una. De la misma manera, se exportaron los datos y se construyó el mapa, utilizando los programas *Microsoft Office Excel®* y *Autocad Land 2007*.

Por su parte, para los mapas de relación **Arena/Lutita**, se dividieron los valores de arena neta para cada unidad entre los valores de lutita neta de cada una. La lutita neta es el espesor de lutita para cada unidad, según el *cutt-off* utilizado (los valores mayores a ese *cutt-off*, se considerarán lutita) o simplemente, puede restarse el espesor total de la unidad menos el espesor de arena neta y se obtendrá el espesor de lutita. Este mapa presentará curvas con valores entre 0 y 1. De igual forma, se exportaron los datos y se construyó el mapa, utilizando los programas *Microsoft Office Excel®* y *Autocad Land 2007*.

- **Mallado del Campo.** A través del análisis de los espesores y de la variación en la cantidad de arenas de un pozo a otro, se determinó la tendencia en la dirección y sentido de la sedimentación. Con esta información, se realizó un mallado de los pozos con líneas paralelas y perpendiculares a esa dirección (ver Figura 76).

- **Secciones Estratigráficas.** Según las direcciones del mallado, se tomaron los pozos para armar las secciones de correlación estratigráfica; que permitieron determinar la arquitectura y disposición de los cuerpos de roca.

- **Mapa de facies.** Basado en la forma y los patrones observados en los registros de pozos ("*GammaRay*", principalmente), en cada una de las unidades determinadas, se realizó la comparación y determinación de electrofacies y

ambientes depositacionales para la construcción de un mapa de distribución de los paleo-subambientes. Así pues, se limitan las zonas en las que se interpretan depósitos de canal, barras, llanuras deltaicas, etc.

1.7. Trabajos Previos

- **Parnaud, F. et al. (1995)**, construye por primera vez un modelo geológico integrado de la Cuenca Oriental de Venezuela, utilizando datos estratigráficos, estructurales, geoquímicos y de yacimiento, con miras a determinar yacimientos atractivos en el complejo sistema estructural de esta zona. Describió dos provincias petrolíferas principales en la parte central de la Cuenca Oriental de Venezuela: al sur, cercana al río Orinoco se encuentra la plataforma antepaís con los campos de petróleo pesado de la Faja Petrolífera y al norte, el campo gigante el Furrial y las trampas relacionadas en los cabalgamientos frontales de la Serranía del Interior Oriental. Como resultados de este estudio, se tiene la elaboración de una síntesis estratigráfica confiable que incluye dataciones actualizadas, la elaboración de una interpretación estructural coherente en las zonas de cabalgamiento (entre los nuevos descubrimientos se tienen cabalgamientos fuera de secuencia (cabalgamiento de Pirital) y la implicación de la corteza superior en el proceso de deformación), la descripción de modelos de yacimiento e hidrodinámico (que revelan la importancia de los yacimientos principales de las formaciones Las Piedras, Oficina y Merecure) y una caracterización de tres diferentes rocas madre de origen marino y continental en el Grupo Guayuta (de origen marino) y la Formación Carapita (de origen continental). Así mismo, para el entendimiento de la generación de hidrocarburos en la zona, se probaron modelajes numéricos 1D y 2D en el área de plataforma antes y después de los cabalgamientos. De esta manera se estimaron entre 420 y 1350 miles de millones de barriles de petróleo generado, de los cuales entre un 6% y un 15% se encuentran en la zona estudio.

- **Teixeira, J. y Zapata, S. (1999)**, realizaron un modelado sedimentológico para la Formación Oficina, en el área de Casma-Buja en Monagas Central y lograron definir a través del análisis de registro de pozos, de petrografías y de la descripción de núcleos, un paleoambiente de depositación para la zona de barras litorales y depósitos de playa en alta energía. Sedimentológicamente, las arenas estudiadas se caracterizan por el desarrollo de barras litorales hacia el norte y una zona fluvio-deltaica hacia el sur, que tiende a retrogradar.

- **Summa, L.L. et al. (2003)**, utilizaron reservorios de hidrocarburos, rezumaderos, rocas ricas en materia orgánica e inclusiones fluidas para identificar probables rocas madre hipersalinas-lacustrinas carbonáticas, jurásicas y albienses. Determinaron la evolución en el tiempo geológico de la maduración de las rocas madre, y mediante la integración de la misma con reconstrucciones de tectónica de placas, buscaron indicios acerca de la génesis, evolución, alteración y desactivación de los sistemas de hidrocarburos en Venezuela oriental. Los resultados arrojaron que los hidrocarburos asociados con rocas madre tipo Jurásico (originadas en depresiones restringidas, controladas por *rifts* y los hidrocarburos albienses, son similares y se encuentran relacionados con carbonatos depositados a lo largo de estos márgenes post colapso continental.

- **Jácome, M. et al. (2003)**, indican que los terremotos y la data sísmica muestran que el oriente de Venezuela se encuentra afectado por la subducción oblicua de la Placa Suramericana bajo la Placa Caribe. Se dedicaron a desarrollar un nuevo modelo isostático flexural de la Venezuela oriental para determinar si la Subcuenca de Maturín fue generada sólo por los esfuerzos de carga de la Serranía del Interior y del Cinturón de Plegamientos de Monagas, en levantamiento. Una secuencia de avanzados modelos desde el Mioceno Medio hasta el presente, fueron generados por tres perfiles a lo largo de la Serranía del Interior, del Cinturón de Plegamientos de Monagas y de la Cuenca Antepaís de Maturín. El modelado isostático flexural muestra que el empuje de la carga

asociada con los cinturones montañosos es insuficiente para generar la subsidencia observada en la Subcuenca de Maturín. Entonces, se utilizó modelado dinámico de flujo de fluidos de subducción, relacionado con la dinámica topográfica y los resultados obtenidos sugieren que la subducción del manto litosférico suramericano causó la subsidencia de la corteza suramericana, afectando directamente a la Subcuenca de Maturín. Concluyen sugiriendo que la subsidencia de la cuenca de Maturín tiene dos componentes: 55% relacionado con el empuje de los cuerpos orogénicos y 45% asociado a subducción continental.

- **Parra, M. et al. (2010)**, consideran que los principales objetivos petrolíferos dentro de la Cuenca Oriental de Venezuela, son estructuras enterradas del Cinturón de Plegamientos de Monagas y proponen este trabajo de investigación con el objetivo de integrar datos sísmicos que han sido adquiridos a través de los últimos diez años a lo largo de la Cuenca Oriental y del Cinturón de Plegamientos, para crear un modelo estructural actualizado de la zona. Se lograron describir cinco dominios estructurales: Amarilis, Furrial, Jusepín, Cotoperí y Pirital; los cuales se encuentran caracterizados por esfuerzos y fallas inversas de alto ángulo. Se estimó un acortamiento entre 43 y 59 km que se incrementa hacia el este a través de una distancia de 40 km. Según lo observado, la evolución del cinturón plegado de Monagas se divide en cuatro episodios, basada en las evidencias estratigráficas, estructurales y de maduración termal: (1) el inicio del movimiento de Pirital, en el Oligoceno-Mioceno Temprano; (2) el movimiento simultáneo en Pirital, Furrial y Cotoperí, durante el Mioceno Temprano; (3) el incremento de velocidad y cambio de geometría de Pirital, durante el Mioceno medio; y (4) menor actividad de los esfuerzos desde finales del Mioceno hasta el Holoceno.

- **Sánchez, G. et al. (2010)**, presentan un nuevo enfoque estructural-estratigráfico para enmarcar el potencial de reservorios de los sistemas turbidíticos que se encuentran dentro del cinturón de plegamientos de Monagas

y de la Subcuenca de Maturín. Durante el estudio, identificaron 4 regiones (para el Mioceno Medio): 1) el margen sur de la cuenca que se encontraba buzando aproximadamente 2° hacia el norte; 2) el eje del *foredeep* que tenía una orientación SO-NE. Dentro del *foredeep*, las protoestructuras del cinturón de plegamientos creaban relieves sumergidos que controlaban la distribución de sedimentos; 3) el margen norte de la cuenca que se encontraba buzando alrededor de 3,5° al sur, la línea de costa era controlada por el movimiento de Pirital; y 4) la principal fuente de sedimentos estaba localizada hacia el noroeste sobre la deformación de Pirital y la Serranía del Interior. Las variaciones en el acortamiento a lo largo del acuñaamiento de Pirital fueron acomodadas por una rampa lateral que controló la localización de un valle que actuó como el principal sendero para los sedimentos que alimentaron el sistema turbidítico.

CAPÍTULO II:

2. MARCO TEÓRICO

2.1. MODELO ESTÁTICO DE YACIMIENTO

El modelo estático de yacimiento es aquel que representa las propiedades de un yacimiento que no varían en función del tiempo, como es el caso de la permeabilidad, porosidad, espesor, topes, límites, fallas, ambiente de sedimentación, continuidad vertical y lateral de las arenas, petrofísicas de los lentes, litología y límites de la roca; es decir, el modelo "geológico" (Tomado de Halliburton, s.f.).

Comprende a su vez, una serie de modelos que nos llevan a la caracterización completa del yacimiento en estudio, éstos son los siguientes:

- **Modelo Estructural:** Este modelo se logra con la revisión de la sísmica con la cual se puede interpretar el tope del yacimiento, los lentes que los conforman, además definir orientación y geometría de los elementos estructurales, y delimitar las estructuras o cierres que confinan la acumulación. Esta revisión abarca tanto el marco regional como del marco local, para determinar planos de fallas y construir secciones estructurales para la generación de los mapas estructurales.

- **Modelo Estratigráfico:** Este modelo define la arquitectura interna del yacimiento. Para realizarlo, se correlacionan en sísmica los reflectores intrayacimiento de los lentes que lo conforman, apoyándose en correlaciones entre registros y perfiles de pozo y análisis de estratigrafía secuencial. Se construyen secciones de correlación estratigráficas, que permiten determinar las relaciones laterales y verticales entre las unidades geológicas atravesadas por diferentes pozos.

- **Modelo Petrofísico:** Un análisis petrofísico consiste en estudiar las propiedades de las rocas y su relación con los fluidos que contienen en estado estático; algunas de las propiedades físicas y texturales de las mismas pueden ser medidas en el laboratorio analizando sus núcleos. Una interpretación petrofísica de las rocas está basada en la aplicación de un método adecuado, dependiendo del tipo de formación y empleando ecuaciones que relacionan las características de la formación con algunos factores obtenidos de registros de pozos, pueden obtenerse ciertas informaciones como: arcillosidad, porosidad efectiva, intervalos permeables, espesor de arena neta, profundidades de los intervalos de interés y localización de los contactos entre fluidos. Los principales parámetros físicos necesarios para la evaluación de un yacimiento mediante un análisis petrofísico son: saturación de agua e hidrocarburos, porosidad, permeabilidad, contenido de arcilla y espesor de la capa permeable.

2.2. REGISTROS DE POZOS

Los registros de pozos son poderosas herramientas de interpretación del subsuelo y la caracterización de yacimientos, tanto con objetivos geofísicos como con objetivos geológicos. Según Galloway y Hobday (1983), los patrones de registros pueden ser usados a tres niveles de interpretación:

- Determinación de una secuencia vertical y de la arquitectura de las capas.
- Reconocimiento y cartografía de facies.
- Interpretación de ambientes depositacionales.

Por otro lado, los registros de pozos son extensamente utilizados en la industria petrolera para la evaluación de fluidos en las rocas, por lo que representan la fuente fundamental de data en muchos estudios de subsuelo.

A continuación, se presentan algunos tipos de registros convencionales, que se diferencian en sus métodos de obtención de datos del subsuelo, junto con las propiedades que éstos miden; según el Halliburton (s.f.).

2.2.1. Registros Eléctricos Resistivos (RS)

La resistividad de la formación es un parámetro clave para determinar la saturación de hidrocarburos. La electricidad puede pasar a través de una formación solo debido al agua conductiva que contenga dicha formación. Con muy pocas excepciones como el sulfuro metálico, el grafito y la roca seca que es un buen aislante. Las formaciones subterráneas tienen resistividades medibles y finitas debido al agua dentro de sus poros o al agua intersticial absorbida por una arcilla.

La resistividad de una formación depende de:

- La resistividad del agua de formación.
- La cantidad de agua presente.
- Geometría estructural presente.

Los registros de resistividad miden la diferencia de potencial causada por el paso de la corriente eléctrica a través de las rocas. Consiste en enviar corrientes a la formación a través de unos electrodos y medir los potenciales en otros (ver Figura 2). Entonces la resistividad de la roca puede determinarse ya que esta resulta proporcional a la diferencia de potencial. Estos registros son aplicables, cuando:

- Se utiliza un fluido de perforación salado.
- Si la formación presenta una resistividad de media a alta.
- Las capas son delgadas, excepto si estas son de resistividades muy altas.

2.2.2. Registro de Potencial Espontáneo (SP)

La curva SP es un registro de la diferencia entre el potencial eléctrico de un electrodo móvil en el pozo y el potencial eléctrico de un electrodo fijo en la superficie en función de la profundidad. Frente a las lutitas, la curva SP por lo general, define una línea más o menos recta en el registro, que se llama línea base de lutitas, mientras que, frente a formaciones permeables, la curva muestra excursiones con respecto a la línea base de lutitas; en las capas gruesas estas

excursiones (deflexiones) tienden a alcanzar una deflexión esencialmente constante. Definiendo así una línea de arena. Dicha deflexión puede ser hacia la izquierda (negativa) o la derecha (positiva), dependiendo principalmente de la salinidad de la formación y del filtrado de lodo (ver Figura 2).

Las curvas del SP, no se pueden registrar en pozos con lodos de perforación no conductivos, ya que estos no proporcionan una continuidad eléctrica entre el electrodo del SP y la formación. Además si la resistividad del filtrado del lodo y del agua de formación son casi iguales, las deflexiones obtenidas serán muy pequeñas y la curva no será muy significativa. Estos registros permiten:

- Establecer correlaciones geológicas de los estratos atravesados.
- Diferenciar las lutitas y las capas permeables, permitiendo a su vez saber sus espesores.
- Obtener cualitativamente el contenido de arcilla de las capas permeables.

Factores que afectan a la curva de potencial espontáneo:

- Espesor y resistividad verdadera de la capa permeable.
- Resistividad de las capas adyacentes.
- Resistividad del fluido de perforación.
- Presencia de arcilla dentro de las capas permeables.

2.2.3. Registro de Rayos Gamma (*Gamma Ray*- GR)

Los rayos gamma son impulsos de ondas electromagnéticas de alta energía que son emitidos espontáneamente por algunos elementos radioactivos, como por ejemplo los elementos radioactivos de la serie del Uranio y el Torio que son los que emiten casi toda la radiación gamma que se encuentra en la tierra. El registro GR, es una medición de la radioactividad natural de las formaciones. En formaciones sedimentarias el registro normalmente refleja el contenido de arcilla de las formaciones ya que los elementos radioactivos

tienden a concentrarse en arcillas y lutitas, las formaciones limpias generalmente tienen un nivel muy bajo de radioactividad.

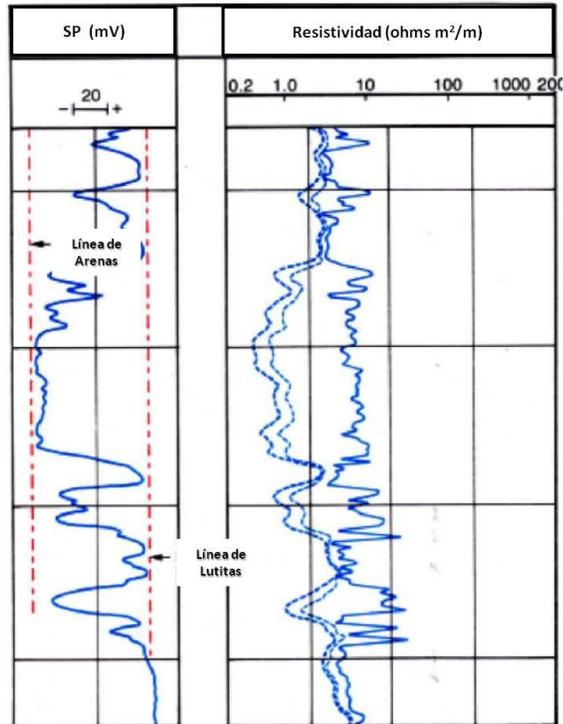


Figura 2. Ejemplo de los registros de potencial espontáneo (SP) y resistivos (RS). Tomado y modificado de Schlumberger.

La sonda del GR contiene un detector para medir la radiación gamma que se origina en la formación cerca de la sonda. En la actualidad se emplean contadores de centello, que miden la radioactividad en una profundidad cercana a 1 pie (30 cm).

La respuesta del registro de rayos gamma, después de las correcciones apropiadas para el pozo, es proporcional a las concentraciones del peso del material radioactivo en la formación (ver Figura 3)

Entre las principales aplicaciones del perfil de rayos gamma están:

- Estimar los límites de las capas.
- Estimar el contenido de arcilla en capas permeables.

- Controlar la profundidad del cañoneo y verificar la perforación en pozos revestidos.
- Ayuda a realizar correlaciones pozo – pozo.

Factores que afectan el registro GR:

- Tipo de detector.
- Velocidad del perfilaje.
- Diámetro y densidad del hoyo.
- Espesor de las formaciones.
- Excentricidad y diámetro de la sonda.

2.2.4. Registro Caliper o Perfil Calibrador

Este registro graba el diámetro del hoyo y da una indicación de su condición y por lo tanto, la confiabilidad de otros registros. Un hoyo muy ancho indica que ocurrió disolución, derrumbe o caída de las paredes de la roca, lo cual puede conllevar a errores en las respuestas de los otros registros (ver Figura 4).

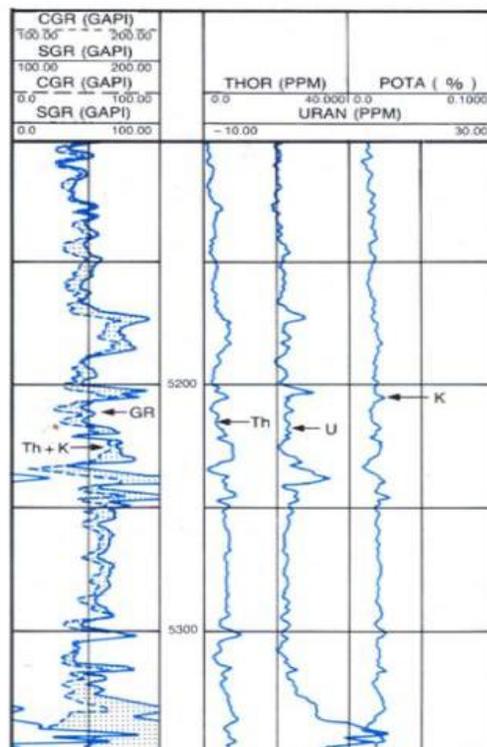


Figura 3. Ejemplo de registro gammaray (GR). Tomado y modificado de Schlumberger.

2.2.5. Registros de porosidad

2.2.5.1. Sónicos

El perfil sónico no es más que el registro continuo del tiempo que emplea una onda sonora compresional, para viajar a través de un pie lineal de formación. El tiempo requerido para este viaje, se denomina tiempo de tránsito. El objetivo fundamental de este es medir la porosidad de la formación, lo cual dependerá de la litología de la formación y de la naturaleza de los fluidos que llenen los espacios porosos.

Factores que afectan el Registro Sónico:

- Diámetro del hoyo.
- Litología.

Las arcillas dentro de los cuerpos de arena, en diferentes grados, causan un aumento en la porosidad determinada a partir de las lecturas de los registros de porosidad. Esto se debe a que las arcillas tienden a disminuir la densidad total de la formación medido por el registro de densidad, aumentar el tiempo de tránsito de la onda acústica y aumentar la concentración de hidrógeno de la formación medido por el registro neutrónico. Por lo tanto, la porosidad obtenida a partir de los registros antes mencionados, debe ser corregida por la presencia de arcilla, mediante una serie de ecuaciones dispuestas para ello.

Cuando se disponen de dos registros de porosidad, la porosidad se puede determinar con la combinación de ellos donde la porosidad resultante recibe el nombre de porosidad "*crossplot*".

Así mismo, la presencia del gas en la formación disminuye la densidad total de la misma, por lo tanto, aumenta la porosidad "leída" por el registro de densidad. Esta misma presencia disminuye el tiempo de tránsito de la onda acústica (ver Figura 4), como consecuencia, aumenta la porosidad determinada por el registro sónico. En cambio, la concentración de hidrógeno del gas comparada con la del petróleo líquido es menor, porque contiene menor átomo

de éste en sus moléculas, por lo tanto, la presencia del gas en la formación causa una disminución en las lecturas de la porosidad en el registro de neutrón.

En la práctica, si se dispone sólo de un registro de porosidad y se tiene la certeza de que las lecturas del registro están afectadas por gas, se estima la porosidad mediante aproximaciones empíricas determinadas para ello.

Generalmente se usa la combinación Densidad - Neutrón, porque es la mejor para la detección del gas, ya que éste afecta en sentidos opuestos a las lecturas de estos dos registros. Cuando las arenas son gasíferas y arcillosas, para estos promedios se usan los valores de cada registro individuales, corregidos previamente por arcillas.

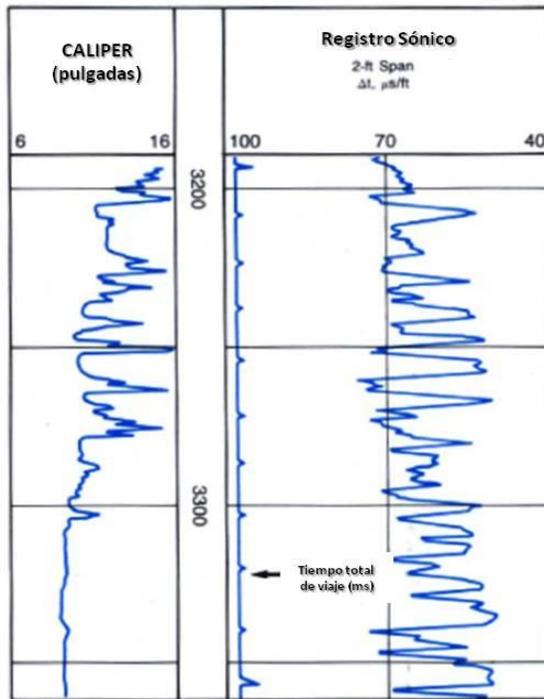


Figura 4. Ejemplo de registro Caliper y Sónico. Tomado y modificado de Schlumberger (s.f.).

2.2.5.2. Densidad

Los registros de densidad se usan principalmente como registros de porosidad. Otros usos incluyen identificación de minerales en depósitos de evaporitas, detección de gas determinación de la densidad de los hidrocarburos,

evaluación de arenas con arcillas y de litologías complejas, determinación de producción de lutitas con contenido de aceite, cálculo de presión de sobrecarga y propiedades mecánicas de las rocas (ver Figura 5).

Factores que afectan el Registro de Densidad:

- Efecto del hoyo
- Espesor del reboque
- Litología de las formaciones
- Fluidos presentes en la zona investigada
- Efecto de los hidrocarburos

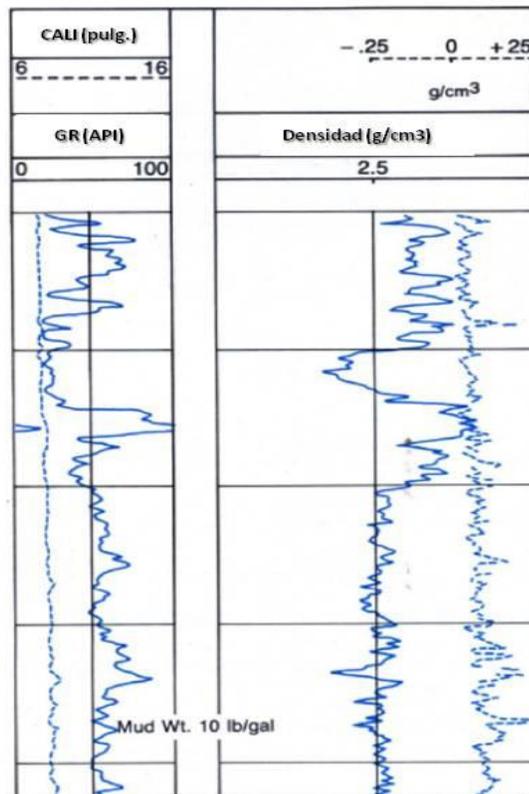


Figura 5. Ejemplo de registro de densidad (derecha), con caliper y GR (a la izquierda). Tomado y modificado de Schlumberger.

2.2.5.3. Neutrónicos

Los registros neutrónicos se emplean principalmente para delinear formaciones porosas y para determinar su porosidad. Responden principalmente a la cantidad de hidrógeno en la formación. Por lo tanto, en formaciones limpias cuyos poros se hallen saturados con agua o aceite, el registro reflejará la cantidad de porosidad saturada de líquido (ver Figura 6).

Las zonas de gas con frecuencia pueden identificarse al comparar este registro con otro registro de porosidad o con un análisis de muestras. Una combinación del registro de neutrones con otro registro de porosidad proporciona valores más exactos de porosidad y contenido de arcilla así como también permite identificar litología.

Factores que afectan el Registro Neutrónico:

- Efectos de la litología y de la salinidad
- Tamaño del hoyo
- Peso del lodo
- Efecto Stand-Off o falta de separación entre la herramienta y la pared del pozo
- Temperatura y presión

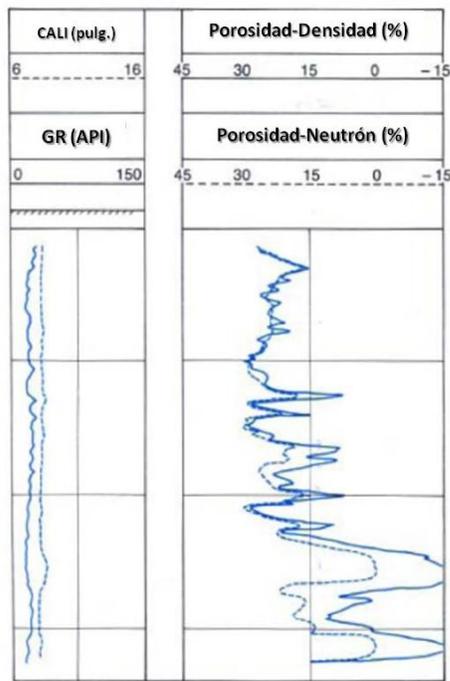


Figura 6. Ejemplo de registro neutrónico (derecha), con caliper y GR (a la izquierda); mostrando también los porcentajes de porosidad. Tomado y modificado de Schlumberger.

2.3. FACIES SEDIMENTOLÓGICAS

Según Walker y James (1992) el concepto de facies fue introducido por Amans Gressly en 1838, definiéndola como “la suma total de los aspectos litológicos y paleontológicos de una unidad estratigráfica”. El término ha sido utilizado e interpretado de diferentes maneras desde entonces, con argumentos centrados en: (1) si el término implica un conjunto abstracto de características en lugar del cuerpo de roca como tal; (2) si el término debe ser referido sólo a partes arealmente restringidas de una unidad estratigráfica designada o también a cuerpos de roca estratigráficamente no limitados; y por último (3) si el término debe ser usado únicamente como descriptivo (“facies de mudstone”) o también como interpretativo (“facies fluviales”).

En general, este término es interpretado como un cuerpo de roca con características específicas de litología, estructuras físicas y biológicas que se diferencian de los cuerpos supra e infrayacentes. Idealmente una facies podría ser

un tipo característico de roca que ha sido formada bajo ciertas condiciones de sedimentación, que refleja un ambiente o proceso de depositación particular.

El comportamiento de los registros de pozos puede ser utilizado para el reconocimiento de facies depositacionales, por su similitud con las sucesiones en los tamaños de granos, ya que cada tipo litológico va a mostrar un comportamiento característico ante propiedades físicas como *potencial espontáneo*, *rayos gamma*, *resistividad*, *densidad*, entre otras (Walker y James, 1992). En la Figura 7 se muestran ciertos patrones típicos de las curvas de *rayos gamma*, que permiten el reconocimiento de facies. Sin embargo, estos patrones no son únicos o diagnósticos de ningún ambiente de depositación en particular, por lo tanto quedan abiertos a múltiples interpretaciones, generando incertidumbre en los modelos geológicos que desarrollan su estudio basados en los registros de pozos.

Cilindrico	En forma de Embudo	En forma de Campana	Simétrico	Irregular
Limpio. Sin tendencia	Tope Abrupto, Grano-creciente	Base Abrupta, Grano-decreciente	Base y topes transicionales	Intercalación entre arena y lutita. Sin tendencia
				
Ambientes Eólicos, Canales Fluviales Entrelazados, Plataformas Carbonáticas, Arrecifes o relleno de Cañones Submarinos	Abanicos de Rotura, Barras de Desembocadura, Islas de Barrera, plataforma clástica, areniscas marino someras, secuencias carbonáticas o Abanicos Submarinos.	Barras de Meandros, Barras de Marea, Canales Submarinos o algunas arenas transgresivas de plataforma.	Barras Arenosas Costa Afuera, algunas arenas transgresivas de plataforma o amalgamiento entre otras secuencias grano-crecientes y grano-decrecientes.	Llanura de Inundación, Taludes Carbonáticos, Taludes Clásticos o Relleno de Cañones.

Figura 7. Patrones de apilamiento en siliciclásticos y variaciones generalizadas en el tamaño de grano (Tomado y modificado de González y Vásquez, 2005).

2.3.1. Definición de facies

El término "facies" es ampliamente utilizado en geología y su definición es fundamental para la caracterización sedimentaria. Según el "Glosario de Geología" de Agustín Rubio Requena, se define como "el aspecto, naturaleza o carácter distintivo de los estratos o de ciertos constituyentes, que generalmente refleja sus condiciones ambientales de formación" o "las características litológicas y paleontológicas particulares de una roca sedimentaria, de la que se puede deducir su origen y condiciones de formación". Por su parte, Gary Nichols (2009) expresa que en el estudio de la sedimentología, "facies sedimentaria" se refiere a la suma de las características de una unidad sedimentaria. Estas características incluyen las dimensiones, estructuras sedimentarias, tamaños y tipos de grano, color y contenido biogénico de una roca sedimentaria. No necesariamente tienen que estar expresadas en el nombre de la facies, todas las características de la roca; pues éstas deben estar detalladas en la descripción de la facies, que debe formar parte de cualquier estudio de rocas sedimentarias.

Las facies pueden ser definidas a diferentes escalas. En un estudio específicamente dedicado a la interpretación de ambientes depositacionales, hay usualmente un intento deliberado de subdividir al cuerpo de roca en facies constituyentes (unidades de aspecto similar). Este es un procedimiento de clasificación y el grado de subdivisión es dominado por los objetos del estudio. Si el objetivo es una descripción e interpretación rutinarias a gran escala, una subdivisión de facies general puede ser suficiente. Si el objetivo implica más detalle, quizá involucrando el afinamiento de un modelo ya existente o la definición de uno nuevo, la subdivisión de facies debe ser más detallada.

La escala de subdivisión depende no sólo de los objetivos, sino también del tiempo disponible en el campo, el grado de preservación y la abundancia de estructuras física y biológicas presentes en las rocas. También es importante señalar que la subdivisión en facies de un cuerpo de roca no debe realizarse hasta no estar completamente familiarizado con el cuerpo de roca sólo entonces

se sabrá cuánta variabilidad hay y cuántas facies diferentes deben ser definidas para describir la unidad adecuadamente (Tomado y modificado de Walker y James, 1992).

Si esta descripción se encuentra restringida a las características físicas y químicas de la roca, se trata de *litofacies*. En los casos en los que las observaciones se concentran en la fauna y flora presentes, es llamada *biofacies*, y por último, un estudio que se enfoque en las trazas fósiles dentro de la roca, sería una descripción de *ichnofacies*. Por ejemplo, una sola roca pudiera ser descrita en términos de su litofacies como un *packstone* bioclástico gris, que tiene una biofacies de equinoideos y crinoideos y con ichnofacies *Cruziana*. La suma de estas características, constituye la *facies sedimentaria*. (Tomado y modificado de Nichols, 2009).

2.3.2. Las Asociaciones de facies

En muchos estudios, las facies son definidas a pequeña escala, donde las unidades tienen no sólo unos pocos metros de espesor y las diferencias entre las facies son sutiles, involucrando por ejemplo, cambios menores en la proporción de limo y lodo, la abundancia relativa y diversidad de fósiles y diferencias menores en el estilo de laminación. La subdivisión detallada, comúnmente resulta en un esquema de facies donde las diferencias descriptivas son una ventaja a la hora de realizar interpretaciones. Por lo tanto, es de gran utilidad combinar facies que se relacionen entre sí en "asociaciones" o grupos de facies relacionados genéticamente entre sí (Walker y James, 1992).

A su vez, las asociaciones de facies tienen profundas implicaciones ambientales, pues las características de un ambiente son determinadas por la combinación de procesos que ocurrieron allí. Las diferentes facies producidas por estos procesos, generan grupos de facies que reflejan y permiten diferenciar los ambientes depositacionales (Nichols, 2009). Cuando una sucesión de estratos es analizada desde el punto de vista de las facies, usualmente es evidente que

existen patrones en su distribución. El procedimiento para el análisis de facies puede dividirse en dos etapas; primero, debe realizarse el reconocimiento de las facies que pueden ser interpretadas en términos de procesos y segundo, las facies se agrupan en asociaciones de facies que reflejan combinaciones de procesos y, por consiguiente, ambientes de depositación.

2.4. ICHNOFACIES

Las trazas fósiles constituyen una mezcla única de información paleontológica y sedimentológica acerca de ambientes depositacionales; ellas graban el comportamiento *in situ* de organismos activos, en una mayor amplitud que los cuerpos fósiles.

La ichnología se basa en conjunto de principios que se listan a continuación:

- Las estructuras biogénicas pueden estar asociadas a facies que no contienen organismos fósiles. En muchos regímenes siliciclásticos, la diagénesis disuelve gran parte de los organismos con concha y las trazas fósiles representan el único indicio de los componentes biogénicos originales de la unidad.

- No ocurre la preservación del organismo que origina la traza fósil.

- El mismo organismo o la misma especie de organismo puede generar diferentes estructuras de acuerdo al tipo de comportamiento

- El mismo organismo puede producir diferentes estructuras correspondiendo a comportamientos idénticos pero en sustratos diferentes.

- Estructuras idénticas pueden ser producidas por la actividad de organismos sistemáticamente diferentes pero con comportamientos similares.

- La actividad de múltiples organismos puede producir una sola estructura; estas bioturbaciones compuestas son difíciles de interpretar (Tomado y modificado de Pemberton *et al.*).

Así como varias estructuras sedimentarias físicas pueden ser agrupadas para definir facies, los ichnofósiles pueden ser agrupados en ichnofacies (Figura 8). Este agrupamiento, desarrollado por Adolf Seilacher entre 1950 y 1960, estuvo originalmente basado en el concepto de que muchos de los parámetros que controlan la distribución de los organismos que dejan sus rastros, tienden a cambiar progresivamente con el incremento de la profundidad del agua. Debido al valor geológico de esta relación batimétrica, la secuencia de ichnofacies creada por Seilacher pronto fue considerada como un exclusivo paleobatómetro relativo. Hoy día las ichnofacies siguen siendo de gran valor para realizar reconstrucciones de ambientes depositacionales antiguos. La distribución y comportamiento de los organismos bentónicos está limitada por un número de controles interrelacionados ecológicamente, incluyendo: la tasa de sedimentación, la consistencia del sustrato, la salinidad, el nivel de oxígeno, la turbidez, la luz, la temperatura y la energía del agua (Tomado y modificado de: <http://sepmstrata.org/terminology/ichnofacies.html>).

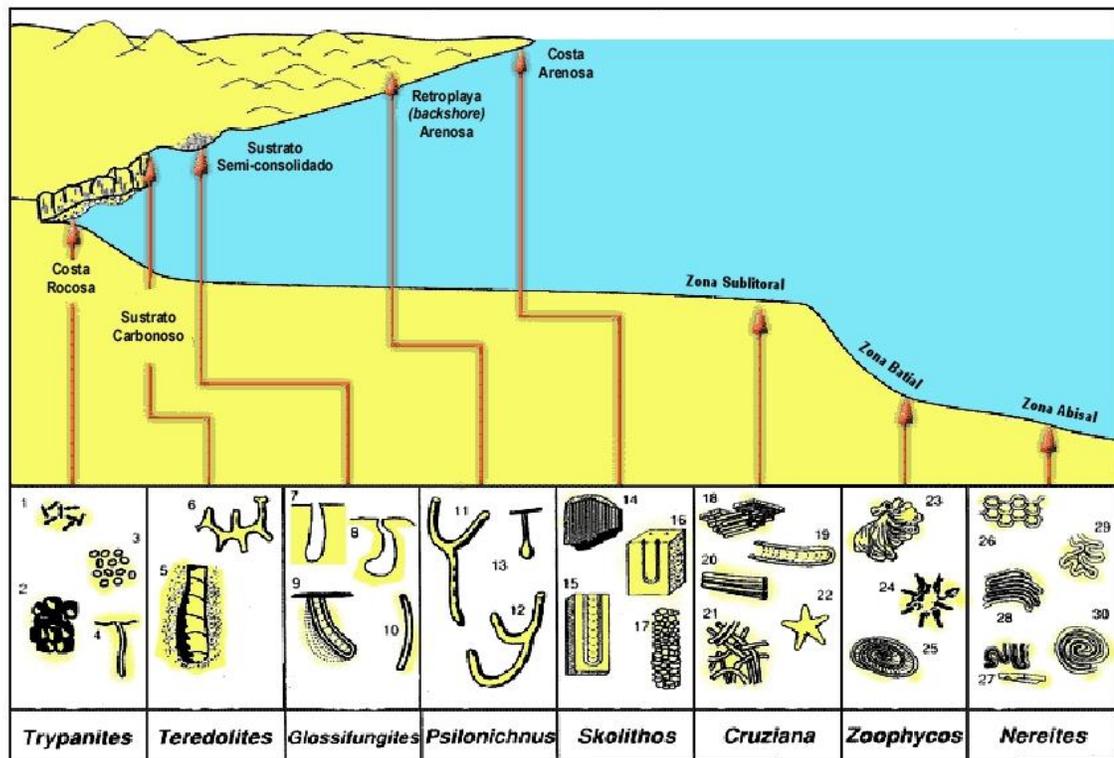


Figura 8. Modelo de Seilacher, donde se muestran la distribución de los conjuntos de icnofacies en determinados, pero no exclusivos, ambientes sedimentarios. Nombres de cada traza fósil mostrada: 1) *Caulostrepsis*; 2) *Entobia*; 3) perforaciones de *Equinoideos*; 4) *Trypanites*; 5) *Teredolites*; 6) *Thalassinoides*; 7, 8) *Gastrochaenolites* o géneros relacionados; 9) *Diplocraterion* (*Glossifungites*); 10) *Skolithos*; 11,12) *Pylonichnus*; 13) *Macanopsis*; 14) *Skolithos*; 15) *Diplocraterion*; 16) *Arenicolites*; 17) *Ophiomorpha*; 18) *Phycodes*; 19) *Rhizocorallium*; 20) *Teichichnus*; 21) *Planolites*; 22) *Asteriacites*; 23) *Zoophycos*; 24) *Lorenzina*; 25) *Zoophycos*; 26) *Paleodictyon*; 27) *Taphrhelminthopsis*; 28) *Helminthoidea*; 29) *Cosmorhapha*; 30) *Spirorhapha* (Tomado y modificado de Pemberton *et al.*).

2.5. INTERPRETACIÓN AMBIENTAL

A través de la descripción de los núcleos presentes en el área estudio y la consiguiente determinación de facies y asociaciones de facies, conjuntamente con la ubicación en profundidad de los intervalos muestreados y la correlación de los registros de pozo disponibles, se hace posible la determinación de los paleoambientes de depositación. En el presente trabajo, la formación geológica en cuestión (Formación Oficina) y las condiciones de la zona, se encuentran

relacionadas con los ambientes transicionales. Motivado a razones de espacio, a continuación se detallará en el ambiente de llanuras mareales; y para mayor información respecto a los ambientes transicionales deltáicos y de isla de barrera, puede consultarse el apéndice 4.

2.5.1. Ambientes transicionales de depositación

Los ambientes transicionales se encuentran a lo largo de la línea de costa, entre el continente y los espacios marinos de depositación. Es una zona estrecha, que recibe influencia tanto continental como marina y que se encuentra dominada por procesos fluviales, de oleaje o mareales. La salinidad puede variar en diferentes partes del sistema desde aguas frescas, pasando por salobres y hasta supersalinas, dependiendo de la descarga del río y de las condiciones climáticas. Exposición subaérea intermitente a casi constante caracteriza a algunos ambientes dentro de la configuración marino-marginal. Otros se encuentran cubiertos continuamente por aguas someras. Muchos ambientes transicionales adicionalmente están caracterizados por olas de alta energía y corrientes, aunque algunos depósitos estuarinos y de laguna están dominados por condiciones de aguas tranquilas. Debido a las importantes cantidades de sedimentos siliciclásticos transportados por los ríos a la zona costera a través del tiempo geológico, el volumen de los depósitos marino marginales preservado en el récord geológico es significativo. Los principales subambientes dentro de la configuración marino-marginal, son deltas, playas, llanuras costeras, islas de barrera, estuarios, lagunas y llanuras de marea (Figura 9). Los estuarios y las lagunas son particularmente característicos de costas retrogradantes; mientras que los deltas son evidencias de costas progradantes. Una amplia variedad de tipos de sedimentos, conformantes de rocas como conglomerados, areniscas, lutitas, carbonatos y evaporitas pueden acumularse en estos variados subambientes marino marginales. (Tomado y modificado de Boggs, 2006).

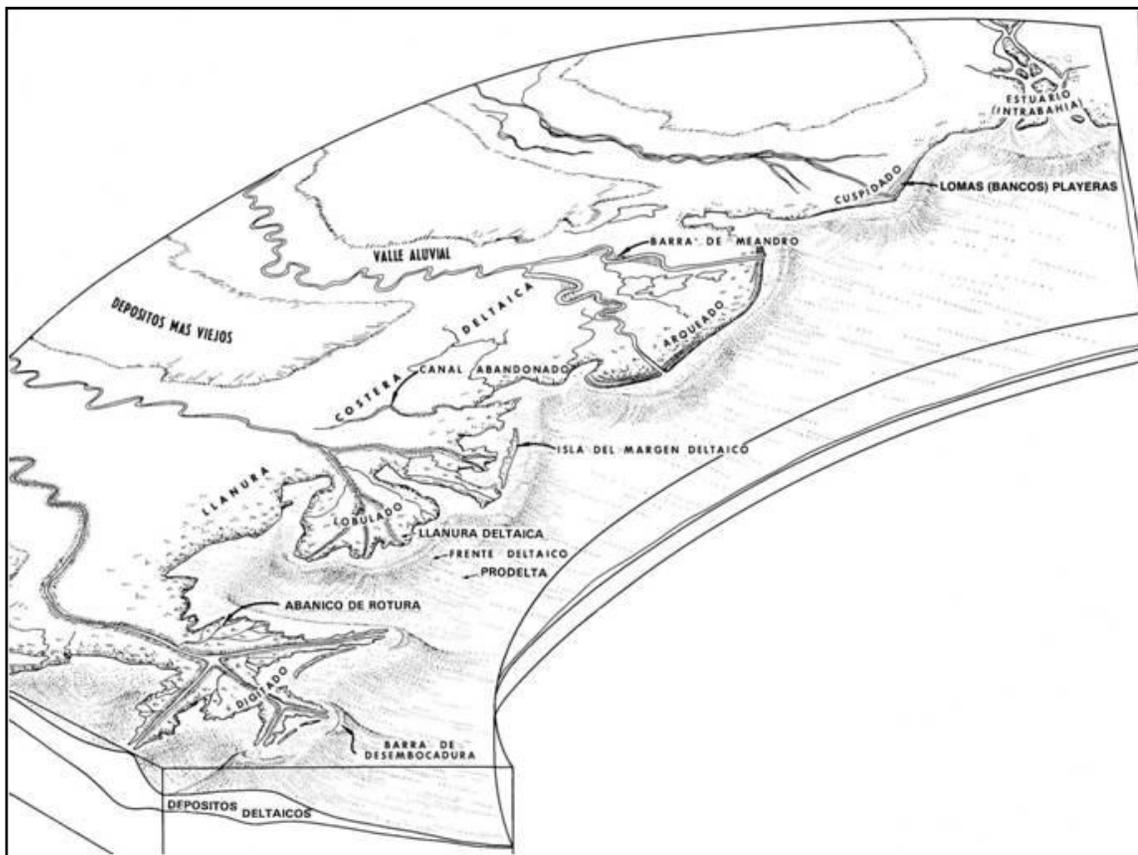


Figura 9. Representación gráfica de la mayoría de los ambientes transicionales y próximo costeros de depositación. Tomado y modificado de Swanson, 1976.

Antes de entrar en los ambientes de llanuras de marea, es importante señalar la clasificación de las costas basada en la influencia del factor más determinante en estos sistemas depositacionales costeros; las mareas. Las costas están clasificadas en cuanto al rango de las mareas en tres grupos: (1) micromareales (Rango de mareas de 0-2m), (2) mesomareales (Rango de mareas de 2-4m) y (3) macromareales (Rango de mareas >4m).

2.5.1.1. Llanura de Mareas

Las llanuras de marea se forman primordialmente en costas mesomareales o macromareales, donde la fuerte actividad del oleaje está ausente. Ellas se desarrollan en costas abiertas de bajo relieve y relativamente baja energía de las olas o detrás de barreras en costas de alta energía donde la

protección de las olas es otorgada por islas de barrera, espolones, arrecifes y otras estructuras. Así, ellas ocurren dentro de estuarios, bahías, anteplayas de complejos de isla de barreras, y deltas, así como a lo largo de costas abiertas al mar. Son particularmente comunes en los océanos modernos a lo largo de las costas de Europa, África, Asia (del norte, sur y este), Australia, Nueva Zelanda, grandes islas del Pacífico, y América oriental y occidental (Eisma *et al.*, 1998)

Las llanuras de marea son áreas pantanosas-lodosas a arenosas parcialmente descubiertas por el aumento y caída del mar debido a las mareas. Ellas constituyen planos disectados por una red de canales mareales y arroyos que son en gran parte expuestos durante la marea baja. A medida que aumenta el nivel de la marea, las aguas de inundación de las mareas se mueven dentro de los canales hasta que en la marea alta, los canales son rebozados y el agua se esparce e inunda la planicie adyacente. El reflujó de las mareas de nuevo expone los canales e interviene las planicies. En regiones templadas, los pantanos de agua salada comúnmente cubren las partes superiores de las llanuras mareales y los limos y arcillas son acumulados cerca del nivel de marea alta. Al mismo tiempo, los lodos mezclados con arena son depositados en la región media de la llanura mareal y las arenas son acumuladas en los canales y en las partes bajas de la llanura mareal. En regiones áridas a semiáridas, las llanuras de marea pueden secarse y presentar grietas de desecación con cristalización de minerales evaporíticos como el yeso y la halita (Boggs, 2006).

2.5.1.1.1. Sistema depositacional

Aunque las corrientes mareales pueden operar en el océano a profundidades de 2000-2500 m, el ambiente de llanura de mareas se encuentra restringido al margen somero del mar. La distancia vertical entre la línea de marea alta y la línea de marea baja en la mayoría de los ambientes mareales modernos varía comúnmente entre 1 y 4 m (costas mesomareales),

dependiendo de la localidad geográfica. El ancho total de las llanuras mareales puede variar desde unos pocos kilómetros hasta unos 25 km.

Los ambientes mareales se dividen en tres zonas: submareal, intermareal y supramareal (ver Figura 10 y Figura 11). La zona **submareal** abarca el área de la llanura mareal que normalmente se encuentra debajo del nivel de marea baja. Está inundada la mayor parte del tiempo y se encuentra sujeta a las mayores velocidades de corrientes mareales. La influencia mareal en esta parte del ambiente es particularmente importante dentro de los canales mareales, donde el transporte y depositación de la carga de fondo es predominante, aunque esta zona también se encuentra influenciada hasta cierto punto por las olas. La zona **intermareal** se encuentra entre los niveles de marea alta y baja. Está expuesta a condiciones subaéreas una o dos veces al día, dependiendo de las condiciones locales de vientos y mareas pero comúnmente no presenta vegetación significativa. Tanto la carga de fondo como el sedimento en suspensión son depositados en esta parte del ambiente. Por último, la zona **supramareal** se encuentra por encima del nivel normal de marea alta, pero muchas veces es cortada por los canales mareales e inundada por las mareas extremas. Esta parte del ambiente se mantiene expuesta a condiciones subaéreas la mayor parte del tiempo; pudiendo ser inundada por mareas primaverales dos veces al mes o por mareas de tormenta en períodos irregulares. La sedimentación es predominantemente de partículas finas en suspensión. En algunas llanuras mareales la zona supramareal es un subambiente de pantanos salados cortados por canales mareales. En climas áridos o semiáridos es ambiente de depositación de evaporitas y se les denomina "*sabkha*".

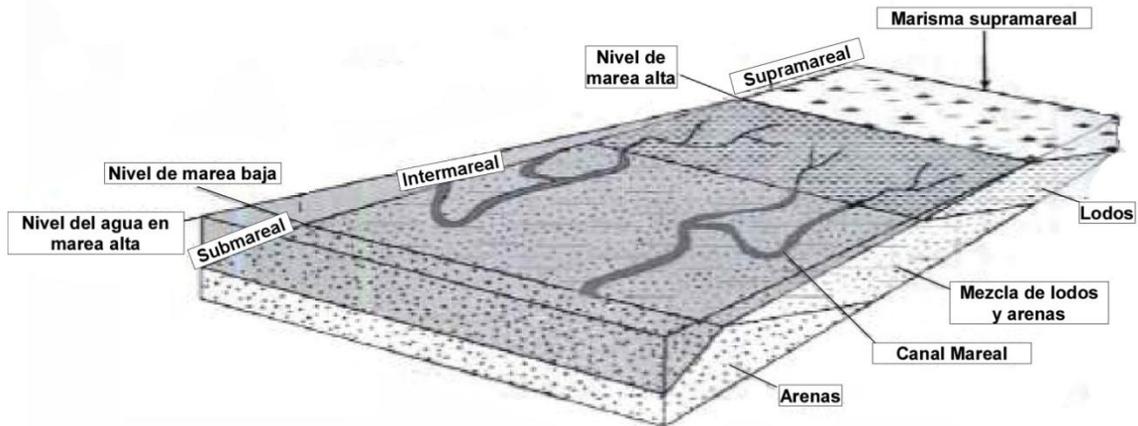


Figura 10. Diagrama esquemático mostrando la relación entre las zonas submareal, intermareal y supramareal en un ambiente de llanura de mareas. Nótese que la arcilla es el depósito predominante en la zona supramareal y en la parte alta de la zona intermareal; las mezclas heterolíticas en la parte media de la zona intermareal y la arena en la zona submareal y en los canales mareales. Tomado y modificado de Walker y James, 1992.

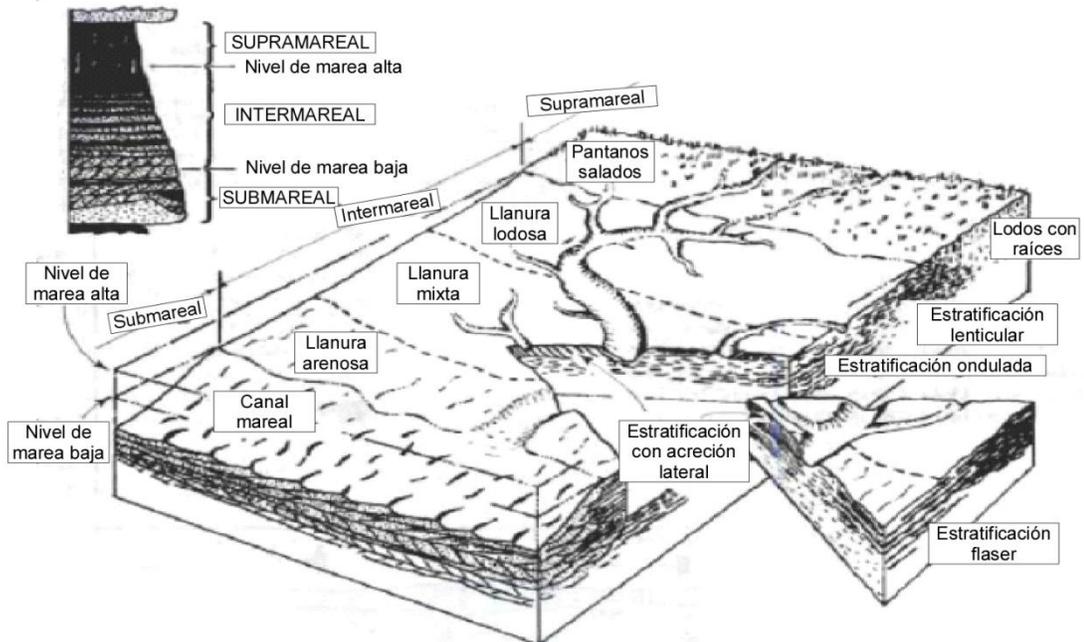


Figura 11. Diagrama esquemático de una típica llanura de mareas siliciclástica. Un ejemplo de la sucesión de afinamiento ocasionada por la progradación de la llanura mareal se muestra en la esquina superior izquierda (Tomado y modificado de Walker y James, 1992)

La sedimentación en las llanuras mareales responde tanto a la acción de las mareas como del oleaje, generando sedimentación con tamaños de grano y propiedades estructurales características para cada una de las diferentes partes del ambiente (Figura 11). En los canales mareales, la sedimentación se encuentra dominada por las corrientes mareales, pero las olas impulsadas por los vientos y sus corrientes también juegan un importante papel en la sedimentación en las planicies intercanales (Eisma *et al*, 1998).

Las corrientes de marea avanzan en la suave pendiente de la llanura mareal durante la marea alta y retrocede durante el refluo. Las velocidades alcanzadas durante las mareas de reversa son comúnmente asimétricas, y las velocidades de las mareas altas pueden diferir significativamente de aquellas de refluo. En el interior de los canales, las corrientes mareales pueden alcanzar velocidades de 1,5 m/s o más y en las planicies de inundación varían en un rango de 30 a 50 cm/s (Nichols 2009). Estas velocidades son adecuadas para generar el transporte de sedimentos arenosos y producir rizaduras, estratificaciones onduladas, estratificación cruzada y estratificación planar. Así, la depositación de arenas domina en la zona submareal somera tanto como en la zona intermareal baja y en los canales.

Los canales arenosos están caracterizados por rizaduras y estratificación cruzada interna que puede presentarse en dos direcciones (estratificación "espina de pescado", "*herringbone*") causada por el ascenso y descenso de la marea (Figura 12). Como el agua llena los canales durante la marea alta, esta se derrama y se esparce a velocidades relativamente bajas a través de las planicies entre los canales. Tanto las arenas finas como lodo (limos y arcillas) pueden ser depositados en esas áreas planas de baja energía; y se caracteriza por presentar rizaduras y estratificación cruzada a pequeña escala, estratificación flaser, estratificación ondulada, estratificación lenticular y algunas veces, finas laminaciones paralelas (Figura 11).

La zona supramareal es sólo ligeramente afectada por las corrientes mareales y marginalmente afectada por olas, por lo que es la zona con más baja energía en la llanura mareal. Sus depósitos son mayoritariamente arcillas y limos, pero puede contener abundancia de restos de plantas, los cuales podrían incluso, eventualmente formar turba. La estructura sedimentaria característica de esta zona, son las grietas de desecación. En climas áridos, la zona supramareal puede estar caracterizada por la depositación de evaporitas como yeso, anhidrita y dolomita.

Debido a la continua acción de procesos físicos y químicos, las llanuras de mareas son ricas en matices; así, los lodos carbonáticos y los fragmentos esqueléticos generados en la zona submareal, pueden ser transportados a las zonas intermareal y supramareal por olas y corrientes. Los organismos como pelecípodos, crustáceos, foraminíferos, diatomeas y algas verde-azules habitan las llanuras mareales y producen *pellets* fecales, causan importante bioturbación del sedimento y generan cavidades pertenecientes a las ichnofacies *Skolithos* o *Cruziana*.

Los continuos procesos de transgresión y regresión causan la superposición de los depósitos de llanura de mareas, originalmente adyacentes lateralmente, generando características sucesiones verticales de facies. La progradación produce una secuencia de tendencia general de afinamiento hacia el tope, que comienza con arenas con estratificación cruzada, submareales o baja-intermareales, seguida por mezclas heterolíticas de arena y lodos en la zona intermareal media y posteriormente, por arcillas y turba en la zona intermareal superior y supramareal (ver Figura 12). Por su parte, los eventos transgresivos causan una retrogradación que generará una secuencia grano creciente hacia el tope que presentará las mismas facies a nivel general, pero en orden inverso; sin embargo, debe tomarse en cuenta que los eventos transgresivos pueden retrabajar y destruir los depósitos intermareales.

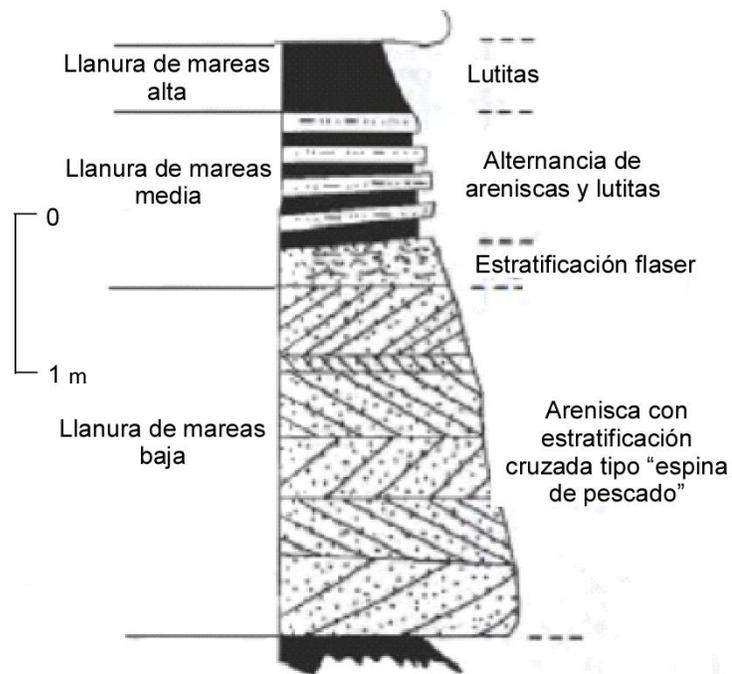


Figura 12. Sucesión progradacional de los depósitos de llanura de mareas; basado en el Miembro Medio de la Formación *Wood Canyon* (Precámbrico Tardío), en Nevada. Tomado y modificado de Boggs, 2006

2.6. ESTRATIGRAFÍA POR SECUENCIAS

Es la rama de la estratigrafía que se encarga del estudio de los patrones de apilamiento estratigráfico y cambios subsiguientes dentro de un marco temporal. Los patrones de apilamiento estratigráfico resultan de la interacción entre la acomodación y la sedimentación, y reflejan combinaciones de tendencias depositacionales progradantes, retrogradantes, agradantes y de incisión (Catuneanu, 2006).

2.6.1. Algunas Consideraciones Históricas

Falcón (2011) muestra una recopilación de información en cuanto a la evolución histórica de los conceptos de la estratigrafía por secuencias, sintetizada a continuación:

- Lawrence Sloss (1963) es el primero en argumentar que las discontinuidades estratigráficas sincrónicas globales se originaron por descensos eustáticos del nivel del mar.

- *Exxon Production Research Company* (Peter Vail y otros) a comienzos de los años 70, desarrolló la terminología para la arquitectura de secuencias, identificando los patrones depositacionales en pozos y secciones de afloramientos y correlacionando los patrones depositacionales (ciclos de solapamientos costeros) con fluctuaciones del nivel del mar, para finalmente producir una técnica para identificar y datar estratos en cuencas donde solamente se disponía de una línea sísmica.

- En 1977 se publica la Memoria 26 de AAPG, divulgándose el trabajo desarrollado en Exxon por Vail y colaboradores referente a la Estratigrafía Secuencial, e impactando significativamente a la comunidad científica y académica de las geociencias.

A partir de allí no ha cesado el trabajo investigativo y las publicaciones de esta técnica moderna de interpretación estratigráfica, apoyada en información sísmica, de pozos y de afloramientos.

2.6.2. Evolución del concepto de "Secuencia"

El concepto de "Secuencia" ha venido evolucionando y enriqueciéndose a través de los años con base en múltiples estudios y autores que han hecho importantes contribuciones al desarrollo de la estratigrafía secuencial. A continuación se muestra un resumen de esta evolución en el tiempo, según la información recolectada en Falcón (2011), Pinto (2011) y Catuneanu, 2006. (ver Figura 13 y Figura 15).

- Lawrence Sloss (1913-1996) con sus trabajos, marcan el comienzo de la estratigrafía secuencial moderna. En 1949 definió una secuencia como una "unidad estratigráfica limitada por discordancias sub-aéreas".

- Mitchum et al. (1977) definieron una secuencia depositacional como "una sucesión relativamente conformable de estratos genéticamente relacionados limitados por discordancias o sus conformidades correlativas" (ver Figura 13: "Secuencia depositacional I"). Además de la magnitud temporal, la inclusión de la conformidad correlativa diferencia la secuencia depositacional de la secuencia propuesta por Sloss, lo cual aumentaba el poder de correlación a escala de cuenca.

- Haq (1987) establece el principio de dos tipos de secuencia depositacional; la tipo 1 incluía 3 cortejos depositacionales: LST, TST y HST. En la tipo 2, el LST era sustituido por el SMW. Posteriormente, Posamentier (1988) opina que una secuencia está constituida por una sucesión de sistemas depositacionales encadenados que se acumulan entre dos caídas consecutivas del nivel eustático del mar. Según Embry (2000) sus límites corresponden a superficies de máxima regresión (ver Figura 13: "Secuencia Depositacional II").

- David Frazier (1974), trabajando en sedimentos Cuaternarios del Delta de Mississippi, desarrolló una jerarquía de correlación que originalmente denominó "secuencias depositacionales" y que posteriormente modificó a "episodios depositacionales", que incluía no solo la definición de episodios y eventos depositacionales, sino también un conjunto de principios fundamentales para el estudio de cuencas dominadas por sedimentación siliciclástica. Basado en estos trabajos, Galloway (1989) propuso su "Secuencia Sedimentaria Genética" (ver Figura 13 y Figura 14) define a una secuencia estratigráfica como el paquete de sedimentos genéticamente relacionados que representa un episodio significativo durante el desarrollo de una cuenca, y limitado por

períodos de inundación (superficies de máxima inundación) hacia el margen de la cuenca.

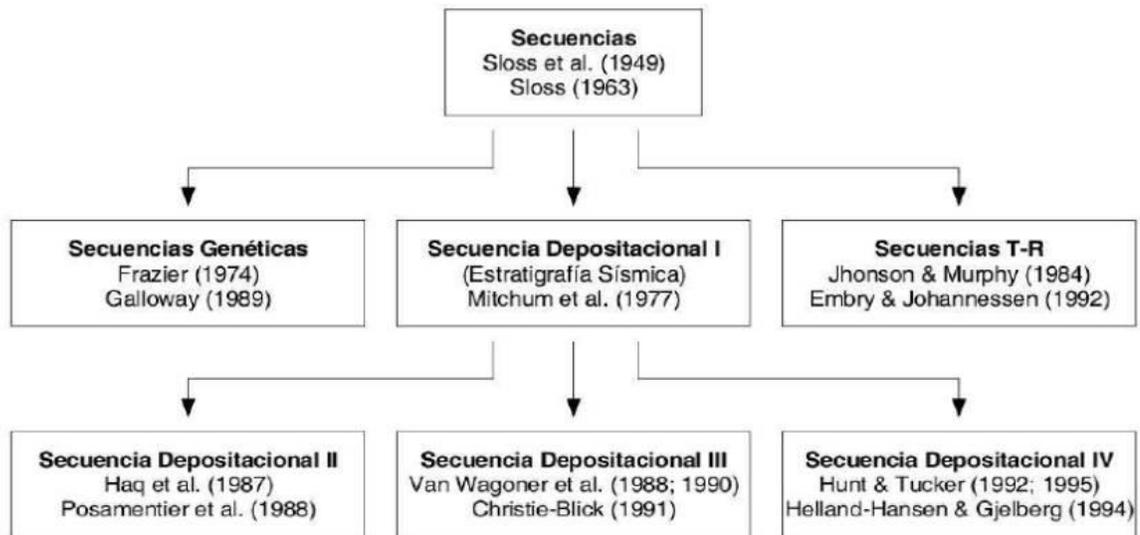


Figura 13. Árbol genealógico de la estratigrafía de secuencias. Los diferentes modelos estratigráficos de secuencias se basan principalmente en el estilo del empaquetamiento de los estratos dentro de las secuencias (Tomado de Catuneanu, 2006)

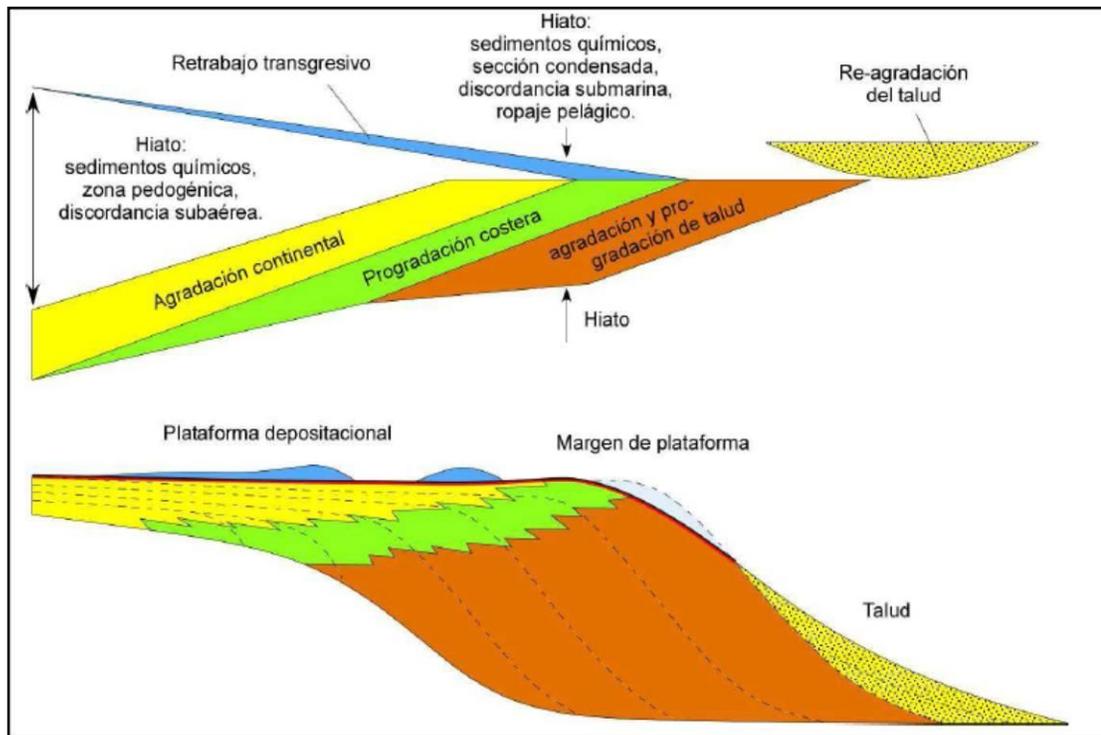


Figura 14. Modelo de Galloway, 1989. Tomado y modificado de Pinto, 2011.

En el presente trabajo, se utilizaron los conceptos de Galloway en la aplicación de la estratigrafía secuencial (secuencias limitadas por superficies de máxima inundación). Debe tomarse en cuenta las desventajas conocidas del modelo de secuencia genética:

- 1) Incluye la discordancia subaérea (la superficie con mayor vacío temporal en una sucesión estratigráfica) dentro de la secuencia.
- 2) Debido a que el desarrollo de la superficie de máxima inundación depende del efecto combinado del nivel de base y la sedimentación, esta podría ser diacrónica, especialmente a lo largo del rumbo depositacional.

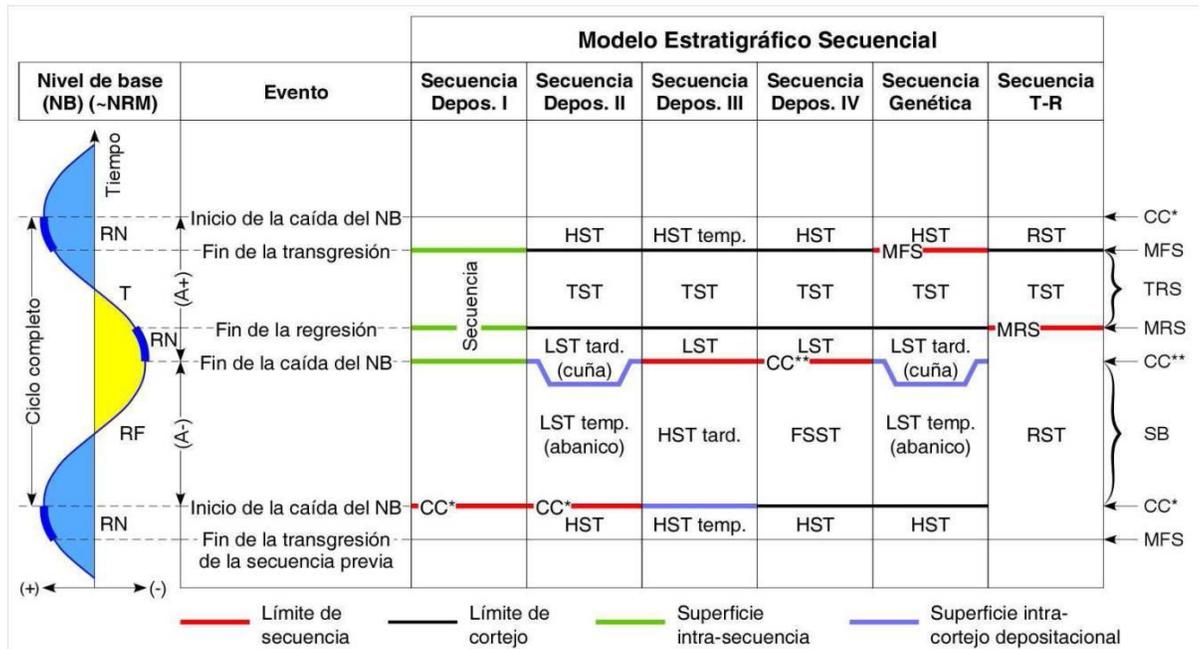


Figura 15. Resumen Evolución de la Estratigrafía Secuencial. Leyenda: LST: *lowstand*, TRS: superficie transgresiva, TST: *transgressive system tract*, MFS: superficie de máxima inundación, HST: *highstand system tract*; SMW: *Shelf Margin System Tract*. Tomado y modificado de Pinto, 2011.

Los patrones sedimentarios en depósitos plataformales o no marinos siliciclásticos, se encuentran controlados principalmente por la interacción de los siguientes factores:

1. Subsistencia y tectónica, responsables de crear el espacio disponible donde se van a depositar los sedimentos.
2. Cambios eustáticos del nivel del mar, los cuales ejercen el mayor control sobre el patrón de apilamiento de los estratos y la distribución de litofacies.
3. El volumen de sedimentos, que controla la paleoprofundidad del agua.
4. El clima, el cual ejerce el mayor control sobre el tipo de sedimentos. Las lluvias y la temperatura son importantes en la distribución de carbonatos y evaporitas, así como el tipo y la cantidad de rocas siliciclásticas depositadas.

2.6.3. Concepto de Parasecuencia

Una parasecuencia es una sucesión de estratos o capas sedimentarias, más o menos concordantes, genéticamente relacionados y delimitada en su base y tope por superficies de inundación marina (Van Wagoneer, 1988). Se depositan durante un paraciclo eustático (ciclo eustático de 4º, 5º y 6º orden), con espesores entre 3 y 50 m y una duración menor a 0,5 M.M.A.

2.6.4. Tipos de parasecuencias:

a) Definidas por el tipo de facies (Figura 16): Este tipo de parasecuencias se puede reconocer por las variaciones en el tamaño de grano tales como los ciclos tipificados por un afinamiento hacia arriba (*fining upward*) o por un engrosamiento (*coarsening upward*). Las parasecuencias por facies indican directamente las variaciones en la energía del medio y están usualmente asociadas con estratos de espesores limitados (5 a 20m) y son particularmente útiles en la interpretación de depósitos de areniscas (Tomado de Falcón, 2011)

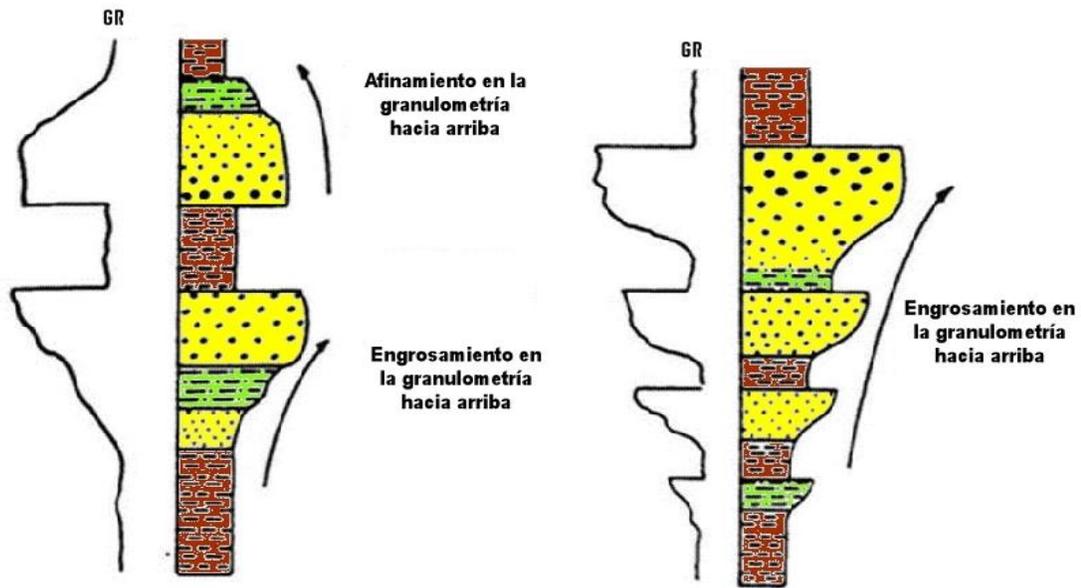


Figura 16. Ilustración esquemática de parasecuencias definidas por facies (Modificado de Falcón, 2011)

b) Definidas por variaciones en los espesores de los estratos (Figura 17): Se pueden reconocer por una variación en el espesor de las capas, tales como los ciclos con tendencia de adelgazamiento en el espesor de las capas hacia arriba (*thinning upward*) o engrosamiento de las mismas (*thickening upward*). En el caso de ciclos de areniscas tipificados por un engrosamiento en el espesor de las capas, estos representan períodos de incremento tanto en el aporte de sedimentos como en la energía del ambiente y usualmente son de tendencia regresiva. Mientras que las parasecuencias caracterizadas por un adelgazamiento hacia arriba en el espesor de las capas, representan fases de abandono de areniscas y un decrecimiento en la energía del ambiente y con tendencia transgresiva. En general, las parasecuencias definidas por un engrosamiento hacia arriba del espesor de las capas, usualmente también presentan un aumento del tamaño de grano en la misma dirección y viceversa

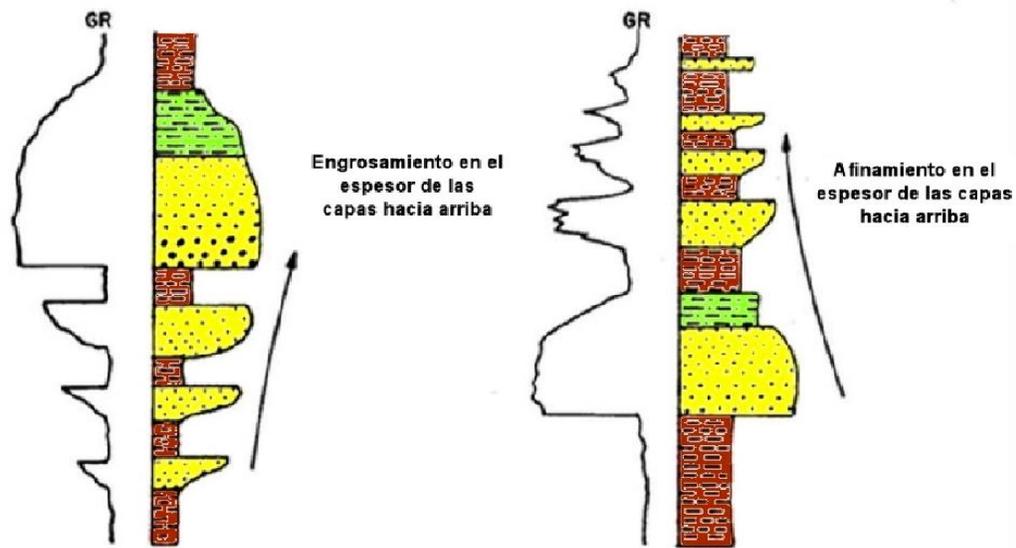


Figura 17. Ilustración esquemática de parasecuencias definidas por cambios de espesor de los estratos. (Modificado de Falcón, 2011)

2.6.5. Conjunto de Parasecuencias

Es una sucesión de parasecuencias genéticamente relacionadas, formando un patrón de apilamiento distintivo que está limitado por superficies mayores de inundación marina o sus superficies correlativas (Van Wagoneer, 1988; citado en Falcón 2011). Los límites de un conjunto de parasecuencias pueden ser:

1. Contraste distintivo en el patrón de apilamiento de los estratos (en afloramientos compuestos, pozos y sísmica).
2. Límites de secuencia (en pozos y sísmica) y superficies de máxima inundación.
3. Superficies de *downlap* y límites de sistemas encadenados (sólo en sísmica).

Pueden ser: Progradacionales, Retrogradacionales o Agradacionales (ver Figura 18).

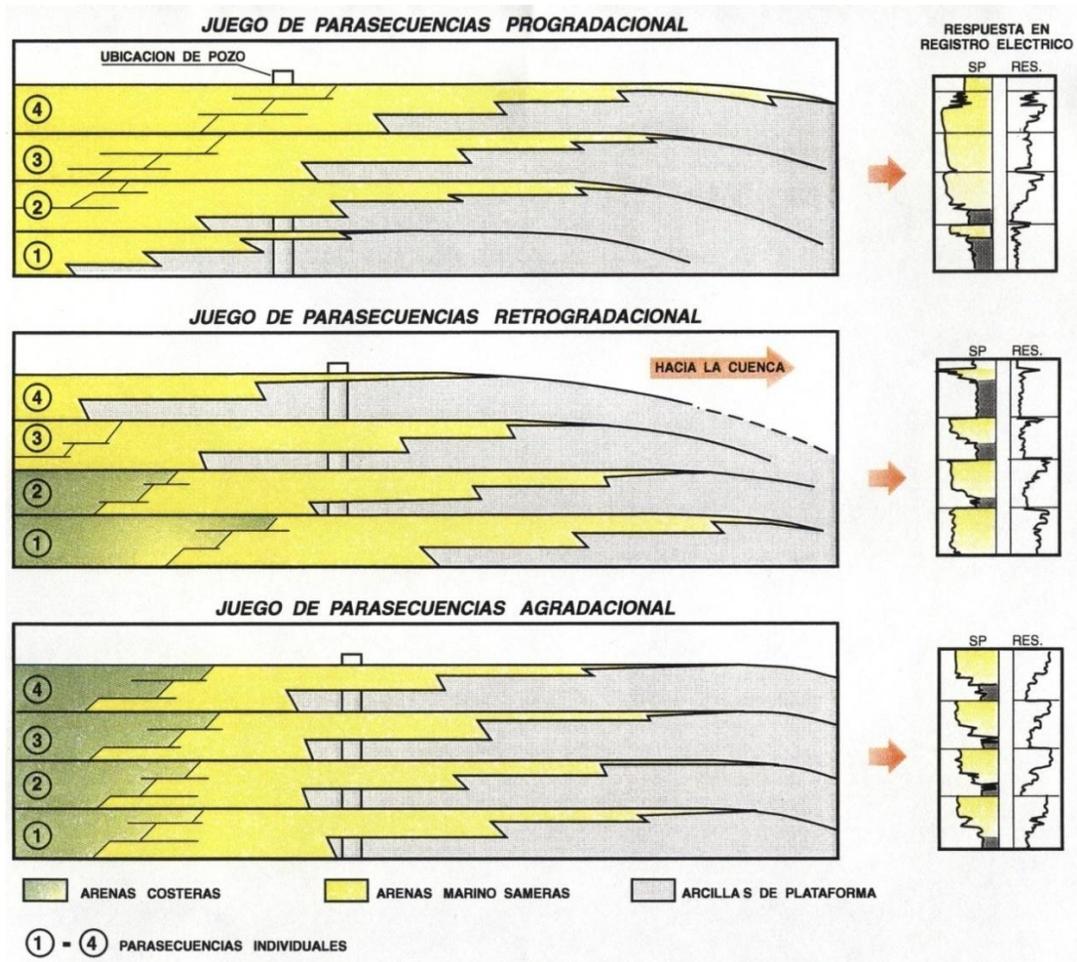


Figura 18. Tipos de conjuntos de parasecuencias. En un conjunto progradacional (arriba) las parasecuencias más jóvenes se depositan hacia la cuenca.; en uno retrogradacional (centro) las parasecuencias más jóvenes se depositan hacia el continente y en uno aggradacional, las parasecuencias se apilan verticalmente (Tomado y modificado de Van Wagoneer *et al.*, 1988).

2.6.6. Tipos de Secuencia y Sistemas Encadenados

Para explicar la arquitectura de los modelos planteados en estratigrafía secuencial y los "sistemas encadenados", tomaremos como unidad fundamental de una secuencia estratigráfica a la "**secuencia depositacional**", definida como originalmente se hizo en 1987 por Haq y limitadas por superficies de exposición subaérea. Cada secuencia depositacional corresponde a un ciclo eustático (ciclo

de 3º orden), con espesores de 20 a 1000 m y tiempo de depositación entre 0,5 y 3 M.M.A.

Una secuencia puede dividirse en **sistemas encadenados** (*system tracts*), los cuales constituyen patrones de estratos, que se definen por su posición dentro de la secuencia.

Los sistemas encadenados son a su vez definidos por los **conjuntos de parasecuencias** y estos por las **parasecuencias** periódicas o secuencias simples, limitadas por superficies de inundación marina. Los conjuntos de parasecuencias tiene una duración de 0,5 a 1,5 M.M.A., mientras que las parasecuencias duran entre 0,01 y 0,5 M.M.A. (Tomado de Falcón, 2011).

2.6.6.1. Secuencias Tipo 1 (ver Figura 19 "sb1")

Estas secuencias están compuestas por tres sistemas sedimentarios:

- a. Sistema de nivel bajo o "*Lowstand system tract*" (LST).
- b. Sistema transgresivo o "*Transgressive system tract*" (TST).
- c. Sistema de nivel alto o "*Highstand system tract*" (HST).

Durante la creación de este tipo de secuencias, la caída del nivel relativo del mar es tan brusca (regresión forzada; causada por la disminución del nivel relativo del mar) que la plataforma ha quedado totalmente expuesta a la erosión y los ríos se encajan sobre la misma, originando los valles incisos, algunos de los cuales pueden conectarse hacia el talud continental con cañones submarinos y conducir los depósitos de abanicos submarinos (etapa inicial de un *lowstand*). Luego, cuando el nivel relativo del mar se mantiene estable y lentamente es elevado, son depositados los sedimentos que conforman el *lowstand* tardío para completar el cortejo LST. El límite inferior del *Lowstand System Tract* es una discordancia o su correlativa conformidad, mientras que su límite superior está formado por una superficie transgresiva, que marca el inicio del *Transgressive System Tract*.

Cuando la elevación relativa del nivel del mar excede la tasa de aporte sedimentario, ocurre la depositación del cortejo retrogradante *Transgressive S.T.*; cuyo límite inferior es la superficie transgresiva suprayacente al LST y límite superior, la Superficie de Máxima Inundación (marca la separación entre el sistema transgresivo o TST y la cuña de nivel alto o HST, es decir, la superficie que separa el evento transgresivo del regresivo; cuando ocurre un período de máximo aumento del nivel relativo del mar y máxima transgresión de la línea de costa. Modificado de Vail *et al.* (1990).

Por último, cuando el nivel relativo del mar, es excedido por la tasa de aporte sedimentario y comienza a avanzar hacia la cuenca la línea de costa (regresión normal), es depositado el cortejo de nivel alto o *Highstand System Tract*, con arquitectura progradante; cuyo límite inferior es la superficie de máxima inundación (SMI) y límite superior una discordancia erosiva o su respectiva conformidad (cuando baja bruscamente el nivel del mar; y comienza la depositación del LST).

2.6.6.2. Secuencias Tipo 2 (ver Figura 19 "sb2")

Al igual que las secuencias tipo 1, están constituidas por 3 sistemas encadenados:

- a. Sistema de margen de plataforma o "*Shelf Margin system tract*" (SMW).
- b. Sistema transgresivo o "*Transgressive system tract*" (TST).
- c. Sistema de nivel alto o "*Highstand system tract*" (HST).

Este tipo de secuencia se genera cuando la tasa de la caída del nivel eustático es muy lenta o nula, menor que la tasa de subsidencia para la zona de ruptura de la línea de costa. Esto resulta en una migración gradual de las facies litorales hacia el borde de la plataforma, sin llegar hasta su límite; y en la reducción apreciable del área de exposición subaérea sometida al rejuvenecimiento de los cursos de agua. En vez de generarse entonces el

Lowstand system tract, es formado el cortejo de margen de plataforma o *Self Margin system tract* (SMW).

El resto de la secuencia tipo 2, es idéntico a las secuencias tipo 1; se depositan el TST y el HST a través de los mismos procesos.

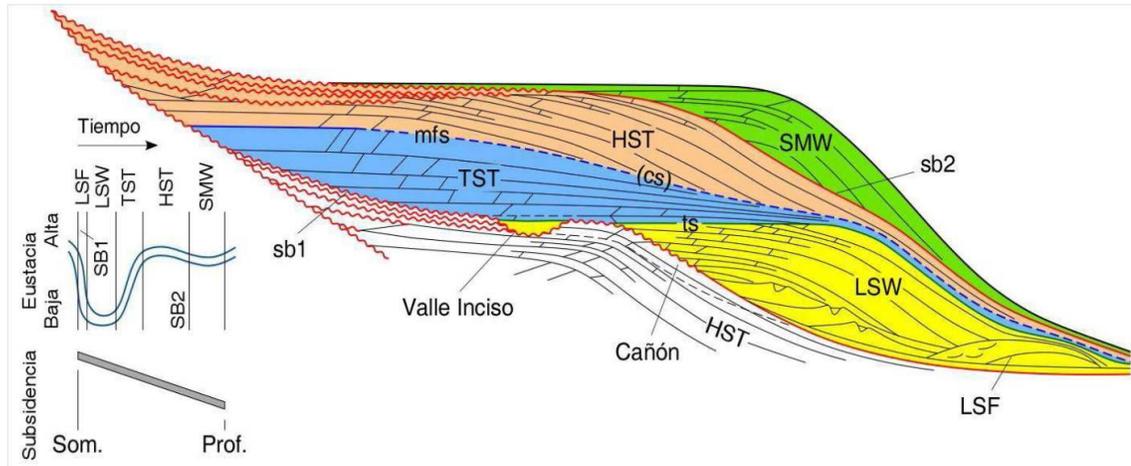


Figura 19. Esquema de secuencia depositacional según modelo de Haq et al. Ilustra los sistemas encadenados y su relación con los cambios relativos del nivel del mar y la subsidencia. En esta imagen, sb1: secuencia Tipo 1, sb2: secuencia tipo 2, LSF: *lowstand* temprano, LSW: *lowstand* tardío, ts: superficie transgresiva, TST: *transgressive system tract*, mfs: superficie de máxima inundación, HST: *highstand system tract*; SMW: *Shelf Margin System Tract*. Tomado de Pinto (2011).

Cada uno de los cortejos de una secuencia, conforman una sucesión de facies contemporáneas asociadas a ambientes de origen común (*facies tracts*) Es un grupo de sistemas depositacionales contemporáneos naturalmente vinculados. Cada sistema se define objetivamente por la geometría de los estratos en las superficies delimitantes, por la posición dentro de la secuencia y por los patrones internos de apilamiento de las parasecuencias.

El estudio de la estratigrafía secuencial puede realizarse a partir de datos sísmicos o de registros de pozos. En el caso del presente trabajo, se utilizaron registros de pozos para el análisis de secuencias.

CAPÍTULO III

3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

3.1. Estratigrafía Regional

La estratigrafía de la Cuenca Oriental de Venezuela, y en específico del Área Mayor de Oficina, se ve representada en la Figura 20, donde se evidencia que las formaciones de interés en la estratigrafía regional del área (Campos de Oficina), son las formaciones Canoa, Tigre, Merecure, Oficina, Freites, La Pica, Las Piedras y Mesa.

- **Formación Canoa**

Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela, esta formación geológica pertenece al Cretácico (Apt.-Alb.) y se extiende a través del subsuelo de la región meridional, central y norte de los estados Monagas, Anzoátegui y Guárico. Se encuentra conformada mayoritariamente por conglomerados de grano fino y areniscas conglomeráticas, areniscas, limolitas y arcilitas generalmente moteadas con manchas de color gris, gris verdoso, amarillo, marrón, rojo y púrpura. En algunos intervalos se encuentran también rocas de grano grueso, areniscas y limolitas blanquecinas, pulverulentas e intercalaciones de arcilita gris azulada, con restos de plantas.

El espesor de esta formación varía de cero a varios cientos de metros; en la sección tipo (pozo Tigre-1) tiene aproximadamente 100 m de espesor, pero la unidad se va adelgazando hasta desaparecer al sur, hacia el escudo de Guayana. Con respecto a sus contactos; el contacto inferior es marcadamente discordante sobre una superficie constituída por rocas ígneas y metamórficas del basamento y el contacto superior es transicional con el Miembro La Cruz de la Formación Tigre. El paleoambiente es de naturaleza continental, evidenciado por la presencia de conglomerados y restos de plantas, probablemente fluvial.

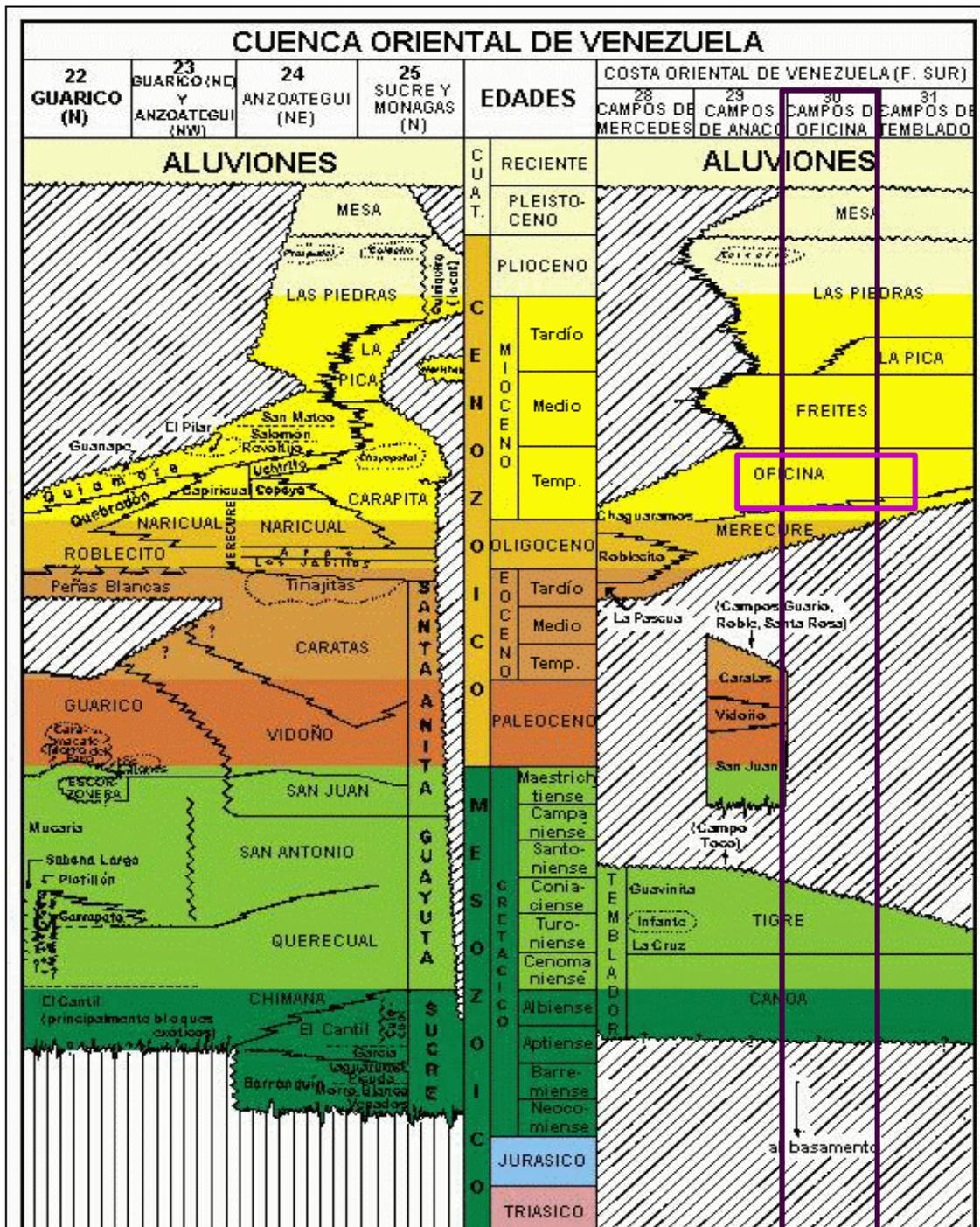


Figura 20. Columna Estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela. Nótese la sección de la zona de mayor interés para este estudio, los Campos de Oficina, donde se evidencian las formaciones que integran su estratigrafía. (Tomado y modificado del Léxico estratigráfico de Venezuela, 1998)

▪ **Formación Tigre**

Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela, esta formación pertenece al Cretácico (Turoniense-Maastrichtiense) y se extiende a través del subsuelo en el sur, centro y parte del norte de los estados, Monagas, Anzoátegui y Guárico. En Monagas meridional, la formación es una secuencia irregularmente estratificada, de areniscas y limolitas de grano fino, glauconíticas, con colores gris a gris verdoso, areniscas gruesas friables, limolitas grises a grises verdosas y lutitas carbonosas y fosfáticas. Hay intercalaciones de calizas dolomíticas y dolomias en capas blanquecinas, delgadas, duras y con frecuencia fosilíferas y glauconíticas. Se presentan también unos pocos intervalos de arcilitas blancas y moteadas. Esta formación se encuentra dividida en tres miembros: el Miembro La Cruz (inferior), el Miembro Infante (medio) y el Miembro Guavinita (superior).

Tiene un espesor en la sección tipo de 92,7 m y con respecto a los contactos, su contacto inferior es diacrónico y transicional con la Formación Canoa y su contacto superior es discordante, de carácter erosional, con las formaciones La Pascua o Merecure, según la región de estudio. Este contacto corresponde a un hiatus de considerable duración. El ambiente interpretado es de plataforma, que varía hacia arriba desde plataforma exterior a talud.

▪ **Formación Merecure**

Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela, esta formación pertenece al Terciario (Oligoceno-Mioceno Temprano) se extiende a través del subsuelo de la Subcuenca de Maturín, al sur del frente de deformación de la Serranía del Interior Oriental y en los campos de Anaco. Se encuentra compuesta mayoritariamente por areniscas, de color gris claro a gris oscuro, masivas y muy lenticulares, duras, de grano fino a grueso incluso conglomerática, con estratificación cruzada y comunes crecimientos secundarios de cuarzo. Se separan por intervalos delgados de lutitas de color gris oscuro a negro, carbonáceas, irregularmente laminadas, algunas arcilitas ferruginosas y ocasionales lignitos.

Se conoce un espesor máximo de 520 m y la formación se adelgaza hacia el sur hasta acuñaarse, por debajo de la Formación Oficina, en los límites sur del área mayor de Oficina. En cuanto a su contacto inferior, se presume una marcada discordancia basal por encima del Grupo Temblador del Cretácico, que, sin embargo, no está bien documentada y su contacto superior, con la Formación Oficina, es aparentemente concordante pese al marcado cambio litológico a ese nivel. Por consideraciones regionales, se presume que tanto el tope como la base de la Formación Merecure, se hacen más jóvenes hacia el sur y reflejan el avance del mar de Oficina en esa dirección.

La sedimentación de la Formación Merecure ocurrió en aguas dulces a salobres. Es interpretado un ambiente variable de lagunas y aguas salobres a marinas. El ambiente es típico de clásticos basales transgresivos depositados por corrientes fluviales entrelazadas y, en posición más distal, por condiciones deltaicas.

- **Formación Oficina**

El intervalo estudio de este trabajo, pertenece a la llamada "Área Mayor" de la Formación Oficina. Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela, ésta es del Terciario (Mioceno Temprano - Mioceno Medio) y se extiende en el subsuelo de los estados Anzoátegui y Monagas. Se encuentra conformada por una alternancia de lutitas grises intercaladas e interestratificadas con areniscas y limolitas de color claro y grano fino a grueso. Presenta un conjunto de capas delgadas de lignitos y lutitas ligníticas; las cuales varían desde pocos centímetros hasta 60 cm de espesor. Las areniscas se hacen más abundantes, de mayor espesor y de grano más grueso hacia la base de la formación. En la parte occidental del área mayor de Oficina se evidencia un conjunto de minerales tipo granate-cloritoide, que disminuye con la profundidad y hacia el este, y así, en la parte más oriental del área mayor de Oficina, este conjunto granate-cloritoide es reemplazado por el conjunto granate-estauroлита con abundante ilmenita.

El espesor de la formación en el área mayor de Oficina varía desde los 600 m hasta los 1400 m (desde los bordes hasta el eje de la cuenca). En cuanto a sus contactos, se tiene que el contacto inferior es discordante sobre unidades cretácicas y concordante sobre la Formación Merecure; mientras que el contacto superior ha sido definido como concordante con la Formación Freites. Localmente, en el campo Quiamare, la Formación Oficina subyace concordantemente a la Formación Quiamare y en el campo de Cerro Pelado está discordante bajo la Formación Las Piedras.

El paleoambiente de depositación de la Formación Oficina corresponde a un sistema deltaico que se va haciendo marino nerítico, a medida que avanzamos hacia el centro de la Subcuenca. Las características evidentes en la zona norte del área mayor de Oficina pueden interpretarse como el resultado de repeticiones de ciclos caracterizados por transgresiones marinas, asociadas a caídas del nivel del mar, y progradaciones de la plataforma.

Es importante destacar la importancia económica de las rocas de la Formación Oficina; las arenas constituyen los principales yacimientos petrolíferos en la mayoría de los campos de la cuenca oriental, mientras que las lutitas de la unidad han sido consideradas por algunos autores, como posible roca madre generadora de hidrocarburos.

▪ **Formación Freites**

Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela, esta formación del Terciario (Mioceno Medio – Mioceno Tardío) se extiende en el subsuelo, a través de todo el flanco sur de la Subcuenca de Maturín casi hasta el río Orinoco. Se encuentra conformada por lutitas fósiles verdes a gris verdoso, con areniscas en el tope y la base, que permiten la subdivisión de la unidad en tres intervalos: uno superior con capas delgadas de areniscas arcillosas de grano fino, de color blanco verdoso, algo glauconíticas y muy persistentes lateralmente; otro intervalo predominantemente lutítico; y por último uno inferior de lutitas intercaladas con areniscas verde-amarillentas, de grano medio a grueso, glauconíticas,

calcáreas o sideríticas y muy fosilíferas. A través de toda la formación se observa que en las lutitas son frecuentes unas concreciones amarillentas, calcáreo-ferruginosas.

El espesor promedio de la formación es de 550 m, y se reduce a 73 m hacia el sur. Con respecto a los contactos, el inferior es concordante a la Formación Oficina en casi toda su extensión, excepto en el área de Anaco, donde se presenta una discordancia. En esa región la formación aflora y queda en contacto discordante sobre la Formación Quiamare. Y con respecto a su contacto superior, la formación es concordante con la Formación Las Piedras suprayacente. En la mayor parte de la cuenca, la Formación Freites representa en general un ambiente marino somero en su proporción inferior, pasando a ambientes de aguas algo más profundas en la parte media.

▪ **Formación La Pica**

Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela, esta formación pertenece al Terciario (Mioceno Tardío) y se extiende desde el área mayor de Santa Bárbara (al norte del estado Monagas) hacia el este, hasta el campo Posa, en la parte sur central del golfo de Paria. Hacia el sur la formación llega hasta la porción norte de los campos del sur de Monagas.

Consiste mayoritariamente en lutitas grises y limolitas, con desarrollos importantes de areniscas arcillosas de grano fino. Se divide en tres miembros: el Miembro Amacuro, formado por lutitas y arcillas grises a verdes carbonáceas con intercalaciones de limos; el Miembro Pedernales, formado por areniscas de grano medio, con intercalaciones de lutita y el Miembro Cotorra, constituido por areniscas de grano fino, areniscas limosas y limolitas estratificadas con arcillas y lutitas de color gris azulado a verde.

El espesor de la formación es variable, entre 245 m y 825 m en la parte noreste del área mayor de Oficina y al sur, el espesor disminuye gradualmente al interdigitarse con la parte superior de la Formación Freites. Esta formación yace discordantemente sobre la Formación Carapita. Hacia el centro de la cuenca, esta

relación se hace concordante y lateralmente equivalente. Al sur, este contacto inferior se hace transicional con la Formación Freites. En el tope, La Pica yace por debajo de la Formación Las Piedras, siendo el contacto concordante o discordante según las áreas. El paleoambiente de sedimentación es marino somero cercano a la costa.

- **Formación Las Piedras**

Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela, esta formación del Terciario (Mioceno Tardío - Plioceno) aflora en la porción septentrional de los estados Anzoátegui y Monagas. En el subsuelo se extiende al este hasta Pedernales, Territorio Delta Amacuro y golfo de Paria. Hacia el sur, llega a las cercanías del río Orinoco en la faja petrolífera. Consiste en areniscas micáceas, friables, de grano fino y colores gris claro a gris verdoso intercalada con lutitas gris a verdoso, arcilitas sideríticas, grises, lutitas ligníticas y lignitos. También se encuentran algunas calizas arenosas duras y de color verde. Se divide en los miembros Prespuntal (inferior) y Caicaito (superior).

El espesor máximo de la formación es de aproximadamente 1370 m, el cual disminuye hacia los flancos de la cuenca aproximadamente a la mitad. En cuanto a los miembros Prespuntal y Caicaito, sus espesores en el área tipo San Mateo-Cantaura, son de 457 y 305 m, respectivamente. En cuanto a sus contactos, la complejidad estratigráfica de esta unidad, los hace muy variables. En la parte norte de la Subcuenca de Maturín, la Formación Las Piedras es concordante sobre la Formación La Pica, hasta el borde norte de la cuenca oriental, donde la formación traslapa los límites de La Pica y yace con fuerte discordancia angular sobre unidades del Mioceno al Cretácico. En el flanco sur de la cuenca, yace concordantemente sobre la Formación Freites. En el extremo sur de la cuenca, ya cerca del río Orinoco, la formación yace posiblemente sobre el basamento igneo metamórfico, al desaparecer la Formación Freites por acuñaamiento. Hacia Delta Amacuro, la parte superior de Las Piedras se confunde

con la parte inferior de la Formación Paria. El paleoambiente de depositación es deltaico a marino somero.

▪ **Formación Mesa**

Según el Léxico Estratigráfico de Venezuela, esta formación del Cuaternario (Pleistoceno) se extiende por los llanos centro-orientales y orientales (estados Guárico, Anzoátegui, Monagas) y mayoritariamente consiste de areniscas de grano grueso con cemento ferruginoso cementadas y muy duras, conglomerado rojo a casi negro, areniscas blanco-amarillentas, rojas y púrpuras, con estratificación cruzada; además contiene lentes discontinuos de arcilla fina arenosa y de limolita.

El espesor de esta formación es muy variable, pero en general, disminuye de norte a sur, como consecuencia del cambio en la sedimentación fluvio-deltáica y aumenta de oeste a este, por el avance de los sedimentos deltáicos. Con respecto a su contacto inferior, la Formación Mesa suprayace en contacto concordante y transicional, a la Formación Las Piedras en casi toda su extensión. El paleoambiente de sedimentación es fluvio-deltáico y paludal, resultado de un extenso delta que avanzaba hacia el este en la misma forma que avanza hoy el delta del Río Orinoco.

3.2. Geología Histórica

3.2.1. Generalidades

La Cuenca Oriental de Venezuela es una depresión limitada al norte por el piedemonte de la Serranía del Interior Oriental y por los cinturones ígneo-metamórficos de la Cordillera del Caribe hasta Araya-Paria, al sur por el curso del Río Orinoco desde la desembocadura del Río Arauca hasta el Delta del Orinoco, al este continúa por debajo del Golfo de Paria hacia el sur de Trinidad y se hunde en el Atlántico ecuatorial al Oeste de la Costa del Delta del Orinoco y al oeste por el Arco de El Baúl y su conexión estructural con el Cratón de Guayana. El Arco de El Baúl representa el límite entre la Cuenca de Barinas-Apure al Oeste

y la Cuenca Oriental de Venezuela al este. Topográficamente, se caracteriza por extensas llanuras y un área de mesas que comprende los estados Anzoátegui y Monagas (Mendoza, 2005).

En Venezuela esta depresión tiene una longitud aproximada de 800 km en sentido oeste-este, un ancho promedio de 200 km de norte a sur y un área total aproximada de 165.000 km². La cuenca actual es asimétrica, con su flanco sur ligeramente inclinado hacia el norte y un flanco norte más tectonizado y con mayores buzamientos, conectado a la zona plegada y fallada que constituye el flanco meridional de las cordilleras que limitan la cuenca hacia el norte (Gonzalez de Juana, *et al.*, 1980).

Por su contenido de recursos de hidrocarburos es la segunda cuenca en magnitud de América del Sur, solo superada por la cuenca del Lago de Maracaibo. Si se añade a estos recursos las reservas estimadas para su parte meridional o faja Petrolífera del Orinoco, pasaría a ser la cuenca de mayores recursos petrolíferos de América del Sur (Gonzalez de Juana, *et al.*, 1980).

Esta cuenca, es una cuenca antepaís relacionada a flexura que se desarrolló en el Neógeno en el margen pasivo de finales del Cretácico, en el margen norte del cratón de Suramérica (Parnaud *et al.*, 1995).

3.2.2. Evolución Tectono-Estratigráfica

Según Parnaud *et al.* (1995) en la evolución geodinámica de la Cuenca Oriental de Venezuela se pueden distinguir cuatro períodos principales:

- (1) Una fase "prerift" desarrollada durante el Paleozoico.
- (2) Una fase de "rifting" y "drifting" durante el Jurásico y el Cretácico Inferior, caracterizada por la generación de *horst* y *grabens*, creación de corteza oceánica en el protocaribe al norte y una discordancia regional en dirección hacia el cratón, la separación ocurrió a lo largo de fallas transformantes.
- (3) Una fase de margen pasivo tipo Atlántico en el norte de Suramérica durante el Cretácico-Paleógeno.

(4) Una fase final de desarrollo de la cuenca antepaís o *foreland* como consecuencia de la colisión oblicua y diacrónica de la placa caribe con la suramericana durante el Neógeno y hasta el Cuaternario, generando el levantamiento de la Serranía del Interior y la transformación de la cuenca de margen pasivo. Esta colisión fue diacrónica de oeste a este y este diacronismo del cinturón de corrimiento aplicado al borde norte de Suramérica produjo consecuentemente la migración del "foredeep" hacia el este.

En la parte central de la Cuenca Oriental de Venezuela, sólo los dos últimos episodios de esta evolución geodinámica pueden ser bien reconocidos en afloramientos. Los primeros dos, son interpretados por datos sísmicos en la Subcuenca de Trinidad, al este y en la Subcuenca de Guárico al oeste (Parnaud *et al.*, 1995).

Al relacionar la estratigrafía con el modelo evolutivo descrito anteriormente, se tiene (ver Figura 21):

- **Megasecuencia Prerift**

Se desarrolló durante el Paleozoico y fue identificada a través de perfiles sísmicos. Se encuentra asociada con las formaciones Hato Viejo y Carrizal, de la Subcuenca de Guárico, las cuales fueron depositadas en ambientes costeros a neríticos. Se compone principalmente de areniscas de grano fino, ligeramente calcáreas e intercaladas con conglomerados y arcillas verdes. Se encuentra datada por Stover en 1967 (citado en Parnaud *et al.*) como Devónico-Carbonífero Temprano.

- **Megasecuencia de Rift**

Se desarrolló durante el Jurásico Tardío-Cretácico Temprano y fue descrita como la Formación La Quinta; al oeste del área estudio, en el graben de Espino. Esta formación, que fue depositada en un paleoambiente continental, se compone mayoritariamente de arcillas rojas y mantos de basalto. Fue reconocida a través de estudios sísmicos.

- **Megasecuencia de Margen Pasivo**

Incluye el Cretácico-Paleógeno y está caracterizada por tres eventos transgresivos principales, que se desarrollaron de norte a sur y culminaron durante el Turoniense, Paleoceno-Eoceno Temprano y Oligoceno, respectivamente. Aunque esta megasecuencia es claramente observable en perfiles sísmicos, la base no ha sido aún reconocida en afloramientos. La fase transgresiva inicial, comienza con la depositación de la arenisca basal de la Formación Barranquín. El máximo avance transgresivo está marcado por la depositación de carbonatos plataformales que son diacrónicos en dirección norte-sur dentro de la cuenca y claramente distinguibles en sísmica. Esta transgresión es definida como la secuencia del Cretácico Medio. En el área de El Pilar esas calizas corresponden al nivel superior de la Formación Barranquín de edad Barremiense y en el área más al sur de los afloramientos, de la Formación El Cantil, de edad Albiense. En el campo El Furrial, estas calizas son de edad Aptiense-Turoniense y pertenecen a las formaciones El Cantil, Querecual y San Antonio. En el margen sur de la cuenca (área de Mata), estos estratos pertenecen a la Formación Tigre e indican el máximo avance transgresivo durante el Turoniense.

Las principales rocas madre de hidrocarburos fueron depositadas durante esta fase y se trata de *mudstones* marinos, ricos en materia orgánica depositados en ambientes batiales, entre el alto de Pirital y la falla de El Pilar; y facies de mezcla, ricas en materia orgánica, depositadas en ambientes plataformales hacia el sur, entre el alto de Pirital y el frente de deformación. Estas rocas madre corresponden a las formaciones Querecual y San Antonio, del Cenomaniense-Campaniense.

Durante el Paleoceno-Eoceno, la próxima transgresión siguió a la regresión del Maastrichtiense; y se encuentra representada por la Formación San Juan. En afloramientos, San Juan contiene facies de abanicos submarinos y en el área de El Furrial, facies deltaico-estuarinas.

La transgresión final, que se desarrolló durante el Oligoceno, comenzó con la depositación de las areniscas basales de la Formación Merecure. Ésta, fue depositada en ambiente continental hacia el sur de la cuenca y en ambiente de plataforma interna hacia la parte norte (afloramientos en la Serranía del interior oriental) y se encuentra compuesta mayoritariamente por alternancias de areniscas de grano fino y lutitas. La fuente de estos sedimentos fue el escudo de Guayana.

- **Megasecuencia de Colisión Oblicua (Generación de Cuenca Antepaís o *Foreland*)**

La etapa de margen pasivo termina en el Oligoceno debido a la colisión de la placa Caribe contra la placa Suramericana, cuando la cuenca se transformó en cuenca antepaís. La colisión oblicua migró progresivamente hacia el este durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, dividiendo la cuenca en antepaís en tres sectores: (1) área sur, correspondiente a la zona plataformal, (2) área central, correspondiente al *foredeep*, y (3) área norte, correspondiente al área de sobrecorrimientos. Los grandes empujes y esfuerzos derivados de esta colisión al norte de Suramérica, desencadenaron la migración progresiva del *foredeep* hacia el este. En este *foredeep*, primeramente fue depositada la secuencia de espesas arcillas de la Formación Carapita (Oligoceno-Mioceno), que constituye el principal sello de los reservorios de las formaciones Oficina y Freites; sin embargo, fue principalmente lleno durante el Plioceno-Pleistoceno, con la depositación de las formaciones La Pica y Las Piedras.

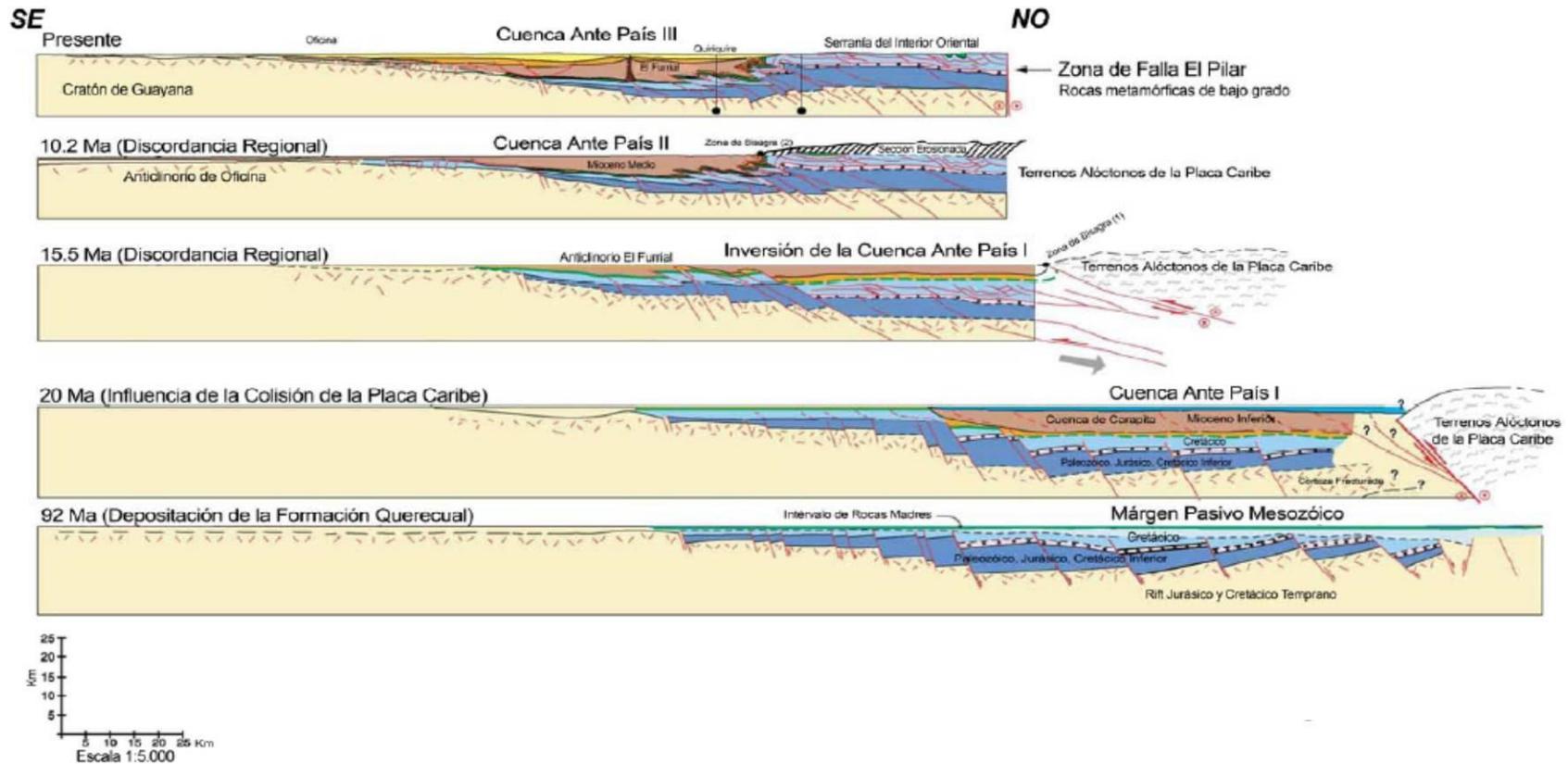


Figura 21. Síntesis gráfica de la evolución de la Cuenca Oriental de Venezuela, mostrando los eventos tectónicos generales desde el Mesozoico hasta el presente; en la etapa de margen pasivo y de generación de *foreland*. Tomado y modificado de Summa, *et al.* (2003)

3.2.3. Marco Estructural

Se han reconocido fundamentalmente dos provincias tectónicas diferentes. La provincia autóctona se extiende desde el eje de la cuenca al río Orinoco. Esta es extensional y caracterizada por fallas normales de tendencia N60° - 70° E y fallas transcurrentes que son más jóvenes en la parte sur que en el norte. Las fallas de rumbo tienden N70°W, también están presentes en la parte norte de la provincia, afectando los depósitos Cretácicos y Paleógenos. Las fallas de colapso gravitacional inclinadas hacia el norte afectan las rocas sedimentarias Mioceno - Plioceno.

Por su parte, la provincia alóctona que se extiende desde la falla de El Pilar (una importante falla de rumbo, dextral, de tendencia este, representa la superficie traza de los límites entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana) al eje de la cuenca que corresponde al sistema de vergencia sur. En la Figura 22, se ven representadas ambas provincias.

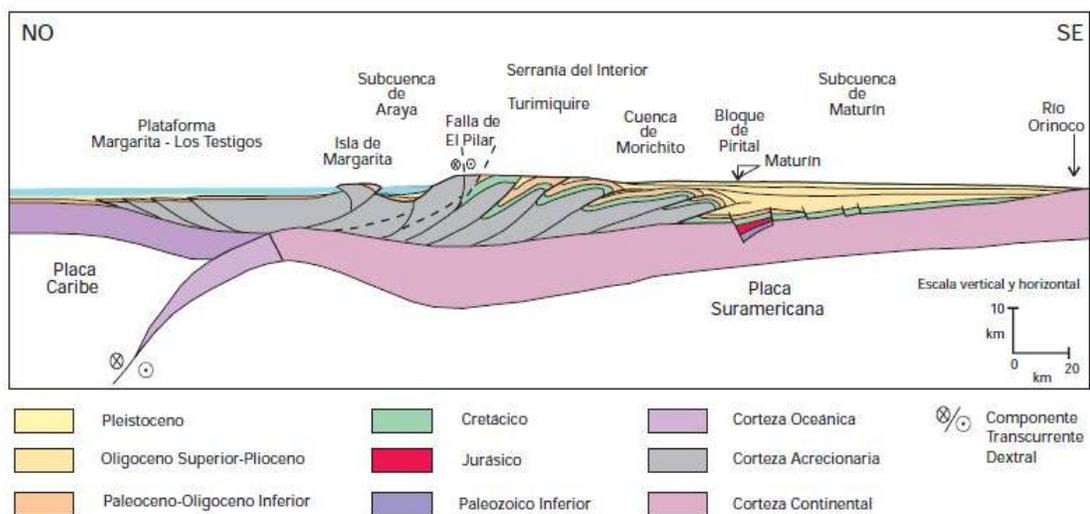


Figura 22. Corte geológico conceptual noroeste-sureste desde la Plataforma Margarita-Los Testigos hasta el Río Orinoco. El flanco norte de la Subcuenca de Maturín se encuentra asociado a los frentes de corrimiento de grandes bloques corticales, desplazados hacia el sur por la colisión entre las placas Caribe y Suramericana. Tomado de Yoris, F. y Ostos, M. (1997).

El estilo estructural compresivo, evidente en las grandes estructuras de la Cuenca Oriental, se caracteriza por lo siguiente (Tomado y modificado de Baritto, 2006):

- Una unidad tectónica delgada consistente de depósitos cretácicos - terciarios que están separados de sus sustratos a lo largo de un importante despegue en la interfase Jurásico-Cretácico (evaporitas o carbones localmente medidos en una profundidad promedio de 10-15 km. El despegue más somero ocurrió en otro sitio en la secuencia sedimentaria, especialmente en el límite entre los depósitos no duraderos de la plataforma mesozoica y paleógena y la pobremente litificada Formación Carapita de edad Neógena. Hay probablemente otro nivel de despegue dentro de la sucesión paleozoica-jurásica.

- El frente de deformación de la provincia alóctona localmente corresponde a una zona triangular, con progresivo acuñaamiento de la Formación Carapita del *foredeep* por secuencias mesozoicas y paleógenas en la rampa anticlinal de El Furrial. Otra estructura triangular ocurre detrás del frente de deformación, esta es a lo largo del alto de Pirital.

- Pliegues cilíndricos de escala kilométrica y asociados al corrimiento tienden N60°-70°E, están principalmente en la rampa anticlinal, tal como en el área de El Furrial. La secuencia de corrimiento es principalmente una cuenca *Piggy-back*, con corrimientos de secuencia desde afuera o reactivación de fallas en la parte interna de la cuña tectónica.

- Fallas transcurrentes dextrales con una dirección N50°-60°W (Urica, San Francisco y Los Bajos) separan la Serranía del Interior en áreas de evolución estructural diacrónica.

La integración de los mecanismos focales de terremotos con modelos gravimétricos y magnéticos de la arquitectura de la corteza del cinturón indica una mínima cantidad de subducción tipo A de la litósfera Suramericana debajo de la Placa Caribe. La cantidad de subducción está también limitada para el desarrollo del volcanismo asociado. La geodinámica regional está efectivamente

dominada por la colisión oblicua (transpresional) entre la Placa Caribe y Suramérica. Desde el Eoceno hasta el presente, la Placa Caribe y sus estructuras asociadas han sido migradas hacia el este. Esta migración causó diacronismo en la tectónica y sedimentación a lo largo de todo el límite norte de Venezuela, como también un *partitioning* de esfuerzos a través del límite de placa (Parnaud *et al*, 1995). Esta migración de W a E y *partitioning* de esfuerzos compresivos se muestra por el crecimiento de los principales elementos estructurales:

- Desplazamiento progresivo hacia el este de la Placa del Caribe a lo largo de la falla de El Pilar.
- Progresivo emplazamiento de varios compartimientos de la Serranía alóctona a lo largo de fallas transcurrentes transversas (Fallas de Urica, San Francisco y Los Bajos).
- Principalmente el encogimiento de N – S a lo largo de la tendencia N60° - 70° E del corrimiento frontal (El Furrial y Pirital).

De acuerdo a estudios de varias líneas sísmicas señalan que las deformaciones estructurales en la Cuenca Oriental de Venezuela incluyen (Tomado de Baritto, 2006):

- Fallamiento normal pre-Mioceno Temprano y Neógeno que envuelve al basamento.
- Fallamiento inverso Neógeno Tardío que envuelve los sedimentos y el basamento.
- Extensivo despegue plegado y fallamiento-corrimento asociado con el Complejo de Acreción de Barbados.
- Fallamiento normal lístrico de tendencia N-S pre-Plioceno.
- Extensivo fallamiento en crecimiento Neógeno asociado con el depocentro Orinoco en el área costafuera, que está superpuesto sobre el basamento más profundo envolviendo pliegues compresionales.

El marco tectónico generalizado de la Cuenca Oriental de Venezuela, se encuentra descrito y simplificado en la siguiente imagen (Figura 23), original de Ysaccis & Audemard (2000) y modificado por Jácome *et al.*, en 2003.

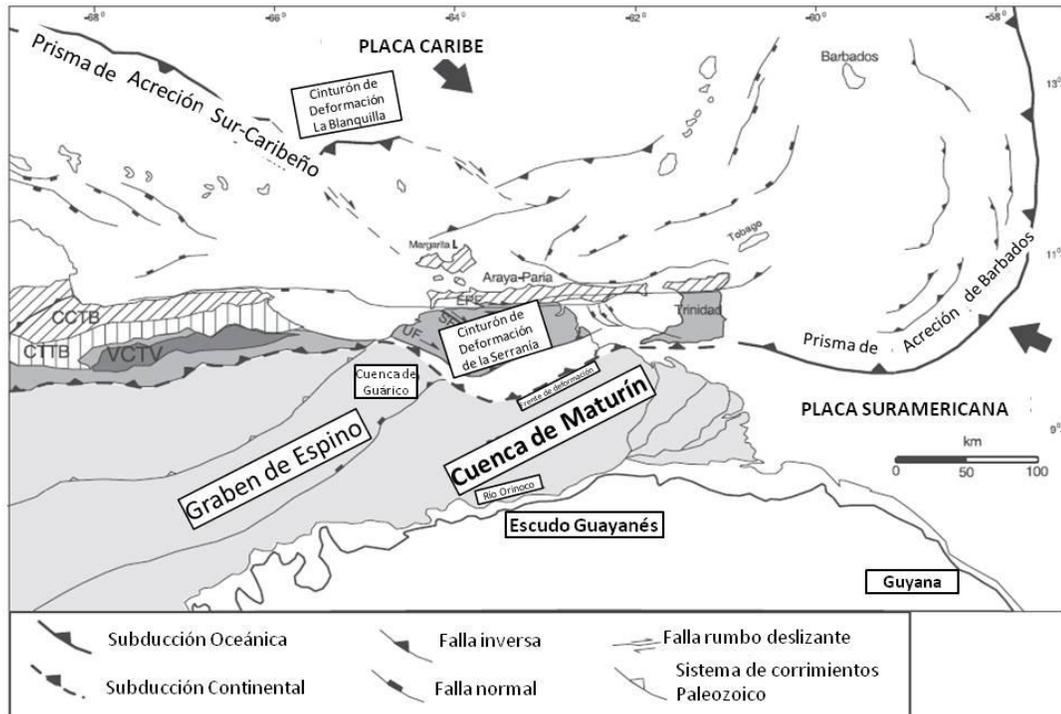


Figura 23. Mapa tectónico de Venezuela Oriental, mostrando la interacción de la oceánica placa Caribe con la continental placa Suramericana. EPF: Falla El Pilar, SFF: Falla de San Francisco, UF: Falla de Urica, CCTB: Cinturón de deformación de la cordillera de la costa, CTTB: Cinturón de deformación Cauagua-El Tinaco, VCTB: Cinturón de deformación de Villa de Cura. Tomado de Jácome *et al.*, 2003.

De la misma manera, las principales estructuras ubicadas en el tiempo geológico de la Cuenca Oriental de Venezuela, pueden apreciarse representadas en la siguiente imagen (Figura 24) (Mendoza, 2005):

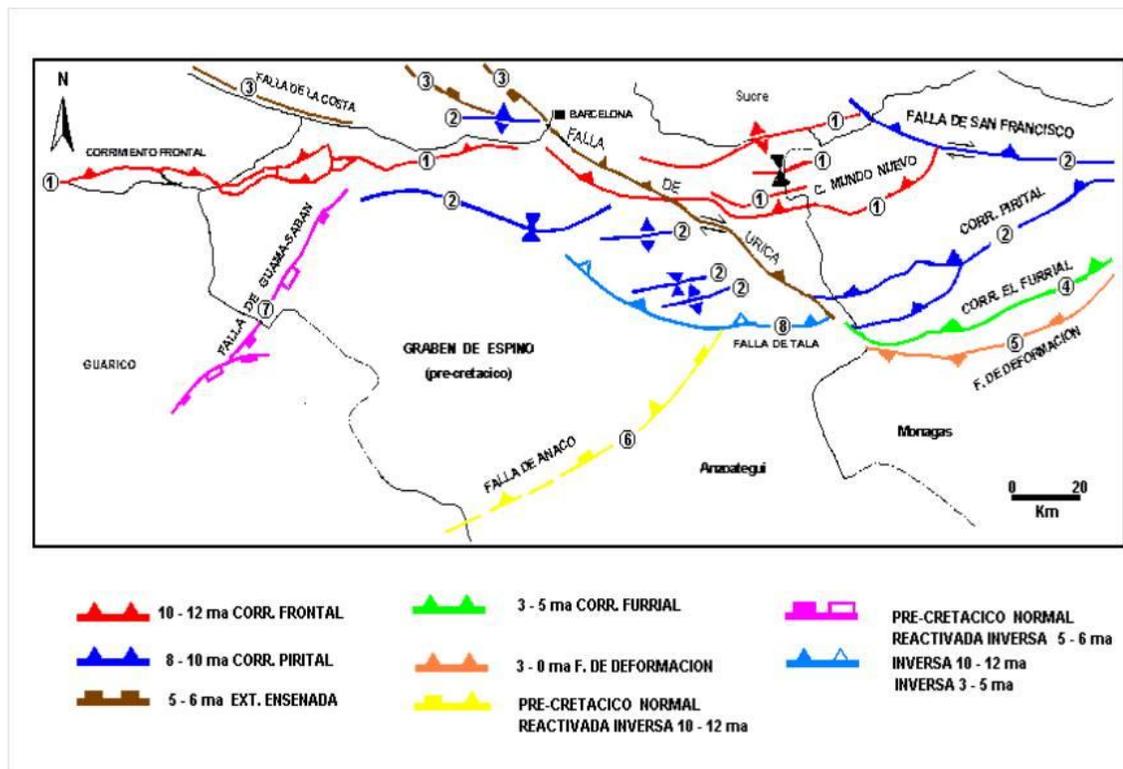


Figura 24. Mapa Cronoestructural de la región norcentral de la Cuenca Oriental. Tomado de Mendoza, 2005.

A nivel cronológico, las estructuras principales de la Cuenca Oriental de Venezuela, son, de la más joven a la más antigua, las siguientes:

- 0-3 Ma : Frente de deformación al Sur de El Furrial (incluye la franja de diapiros)
- 3-5 Ma : Corrimiento El Furrial
- 5-6 Ma : Extensión de la Ensenada de Barcelona
- 8-10 Ma: Corrimiento de Pirital, Sinclinal de Clarines, Anticlinal de Quiamare, Cerro Pelado y La Ceiba, Falla de San Francisco
- 10-12 Ma: Corrimiento Frontal, Corrimiento de Mundo Nuevo

CAPÍTULO IV

4. GEOLOGÍA LOCAL

4.1. Generalidades

Para la realización de este estudio dentro del campo Aguasay, primeramente se realizó la verificación de la calidad de las curvas en los registros electroacústicos para cada pozo perteneciente a la zona estudio, con el objetivo de seleccionar aquellos pozos con mayor información para los fines del estudio. De esta manera, se trabajó en total con 55 pozos: 42 pertenecientes al campo Aguasay Central, 11 al campo Caro (adyacente) y 1 perteneciente al campo Aguasay Norte (ver Figura 25). Este último, denotado como AN-007, fue seleccionado debido a que cuenta con un núcleo continuo de longitud importante, que incluye rocas de la parte basal de la Formación Oficina y por lo tanto constituye una fuente de datos relevante a nivel sedimentológico.

El análisis sedimentológico se realizó a través de la descripción de cinco (5) núcleos; pertenecientes a los pozos AN-007 (de 486' continuos), AGV-423 (304'), AGV-507 (136'), AGV-702 (86') y CN-009 (91'); para un total de 1103' de núcleo.

El formato utilizado para las descripciones macroscópicas, así como las características específicas de cada uno de los núcleos de interés, se encuentran en las hojas sedimentológicas ubicadas en el Apéndice 1.

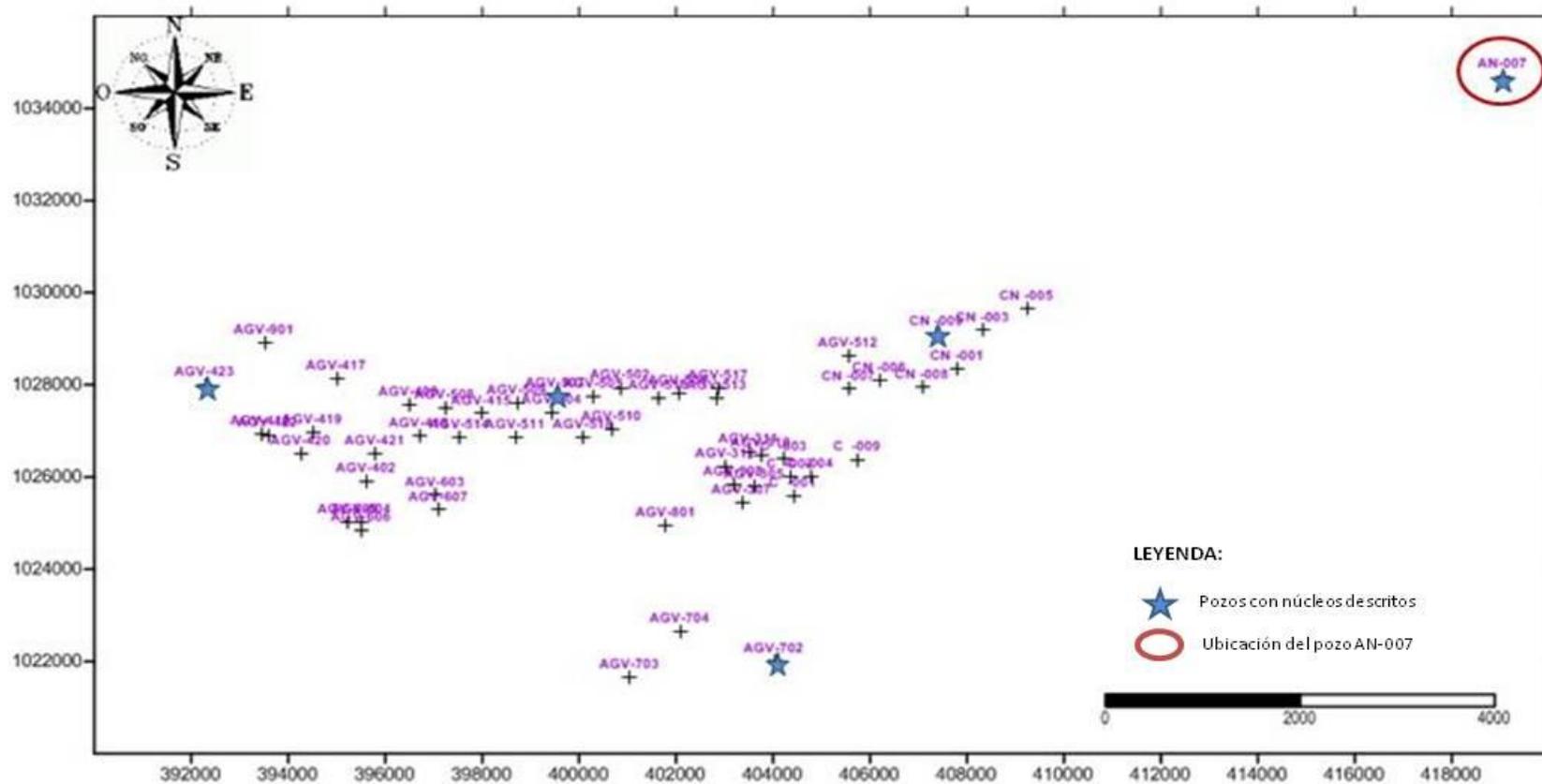


Figura 25. Mapa de ubicación de todos los pozos utilizados en el estudio. Nótese dentro del círculo rojo, la ubicación del pozo AN-007 y con estrellas azules, los pozos con núcleos.

4.2. Caracterización de facies Sedimentarias del Campo Aguasay Central

Basado en las descripciones macroscópicas de los núcleos y en algunos datos petrográficos, fueron determinadas las facies sedimentarias presentes en el campo Aguasay. Así pues, se tienen facies de areniscas (incluyendo areniscas calcáreas), facies limolíticas y facies lutíticas. Las mismas se encuentran descritas e identificadas a continuación.

4.2.1. Areniscas

- **AMF:** Arenisca de grano muy fino, masiva. Presenta escogimiento bueno a muy pobre y granos subredondeados a subangulares. En ocasiones presenta bioturbaciones pertenecientes a los ichnogéneros *Planolites*, *Teichichnus* (ichnofacies Cruziana) y otros sin diferenciar. Exhibe colores negros (moteado), grises (claros y oscuros), marrón claro y beige claro a blanco. Es cuarzosa y tiene micas como mineral accesorio (ver Figura 26. Facies AMF. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16092'. Nótese la presencia de estilolitas y fracturas rellenas de cuarzo. y 27)



Figura 26. Facies AMF. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16092'. Nótese la presencia de estilolitas y fracturas rellenas de cuarzo.



Figura 27. Facies AMF. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15999'. Nótese la importante bioturbación vertical.

- **AMFE:** Arenisca de grano muy fino, o muy fino a fino, con presencia de laminación flaser, ondulada, paralela o cruzada. En ocasiones se encuentra bioturbada, evidenciando ichnofósiles como *Planolites*, *Chondrites*, *Teichichnus* y *Thalassinoides* (ichnofacies Cruziana y Glossifungites), algunas *Ophiomorphas* (ichnofacies Skolithos) y marcas de escape. El escogimiento va de bueno a pobre y sus granos son subredondeados a subangulares. Exhibe colores grises (claros y oscuros), negro, marrón (claro y oscuro) y beige claro a blanco; a veces bandeados. Es cuarzo-micácea. Ocasionalmente, presenta granos sideríticos (ver Figuras 28 y 29).



Figura 28. Facies AMFE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16095'. Nótese la presencia de laminaciones flaser.



Figura 29. Facies AMFE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15764'. Se aprecian bioturbaciones verticales sin diferenciar.

- **AFM:** Arenisca de grano fino a medio, masiva. En ocasiones, se presenta bioturbada con ichnofósiles como *Planolites*, *Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Paleophycus*, posibles *Asterosomas* (ichnofacies Cruziana) y *Ophiomorpha* (Skolithos). A veces también presenta restos de conchas o raíces. El escogimiento va de bueno a muy pobre y sus granos son subredondeados a subangulares. Colores grises (claros y oscuros), marrón (claro y oscuro; a veces rojizo o con "manchas" negras), beige claro a blanco. Es cuarzosa, con micas o glauconita como minerales accesorios. A veces, es carbonácea o presenta clastos de arcilla (ver Figuras 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37 y 38).



Figura 30. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16048'. Se aprecia el color gris claro, moteado con marrón claro y las "manchas" negras. Nótese la ausencia de estructuras sedimentarias.



Figura 31. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16107'. Se aprecia el color gris claro, moteado con marrón claro y las "manchas" negras.



Figura 32. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16110'. Se aprecia un color beige claro, con pequeñas "manchas" negras.



Figura 33. Facies AFM. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 13386'. Se aprecia el color marrón rojizo oscuro con "manchas" negras.



Figura 34. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15977'. En esta, se aprecian granos gruesos subangulares de color blanco, dentro del estrato.



Figura 35. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15755'. Estrato altamente bioturbado; con *Chondrites*, *Planolites* (Ichnofacies cruziana) y otros sin diferenciar.



Figura 36. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15655,7'. Se aprecia claramente la presencia de estilolitas en este estrato.



Figura 37. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15648,5'. Estrato altamente bioturbado; con *Chondrites*, *Planolites* (Ichnofacies cruziana) y otros sin diferenciar.



Figura 38. Facies AFM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15742'. Se aprecia una bioturbación horizontal y la presencia de "manchas" negras dentro del estrato de color claro.

- **AFE:** Arenisca de grano fino. Presenta laminación flaser, paralela y cruzada; a veces, tiene niveles de grano grueso dentro de la estratificación cruzada. Escogimiento bueno a pobre y sus granos son subredondeados, subangulares o angulares. Ocasionalmente evidencia ichnofósiles como *Planolites*, *Teichichnus*, *Thalassinoides*, *Paleophycus* (ichnofacies Cruziana y Glossifungites) y algunas *Ophiomorphas* (ichnofacies Skolithos). Exhibe colores marrones (claros y oscuros), gris (claro y oscuro), beige y blanco, a veces moteados. Es cuarzo-micácea. Ocasionalmente se aprecian clastos de arcilla (ver Figuras 39 y 40).



Figura 39. Facies AFE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15775'. Se aprecian claramente las laminaciones tipo flaser.



Figura 40. Facies AFE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16046'. Se aprecian claramente las laminaciones tipo flaser.

- **AME:** Arenisca de grano medio. Presenta laminación paralela, cruzada (a veces se observan niveles gruesos dentro de ella), flaser y ondulada. Ocasionalmente, evidencia bioturbación, a menudo rellena con material arenoso calcáreo de color blanco; con icnofósiles como *Planolites*, *Teichichnus*, *Thalassinoides* y *Paleophycus* (ichnofacies Cruziana y Glossifungites). El escogimiento va de bueno a muy pobre y sus granos son redondeados, subredondeados, subangulares y angulares. Muestra colores grises (claros y oscuros), marrón, blanco y beige claro; en ocasiones moteados o bandeados con marrón rojizo oscuro o negro. Es cuarzo-micácea. Ocasionalmente, presenta clastos de arcilla o granos sideríticos (ver Figuras 41, 42, 43 y 44).



Figura 41. Facies AME. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16085'. Se observan colores de alteración amarillentos por la presencia de azufre.



Figura 42. Facies AMEC. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15817'. Se aprecia el pobre escogimiento de los granos dentro del estrato.



Figura 43. Facies AME. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16058'. Se aprecia un buen escogimiento dentro del estrato.



Figura 44. AME. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 13310,5'. Se aprecia bioturbación con *Chondrites* y otros sin diferenciar.

- **AGM:** Arenisca de grano grueso o medio a grueso, masiva. A veces presenta abundante bioturbación con ichnogéneros como *Planolites* y *Thalassinoides* (ichnofacies Cruziana); además de algunos restos de conchas no calcáreas. El escogimiento va de moderado a pobre y los granos son subredondeados a subangulares. Exhibe colores grises (claros y oscuros), marrón (claro y rojizo oscuro), negro y beige claro. Es cuarzo-micácea y ocasionalmente evidencia "costras" de color rojizo (ver Figuras 45 y 46).



Figura 45. Facies AGM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16080,5'. Se observa la estratificación masiva.



Figura 46. Facies AGM. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15748'. Estrato muy bioturbado y alterado, con ichnogéneros sin diferenciar.

- **AGE:** Arenisca de grano grueso. Presenta estratificación/laminación cruzada, paralela y flaser; y en ocasiones, bioturbaciones como *Thalassinoides* (ichnofacies Glossifungites) y otros sin diferenciar. El escogimiento va de bueno a muy pobre y los granos son redondeados, subredondeados, subangulares y angulares. Exhibe colores gris claro, marrón claro y beige claro bandeado con marrón rojizo. Es cuarzo-micácea y ocasionalmente presenta clastos de arcilla (ver Figuras 47, 48 y 49).



Figura 47. Facies AGE. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 13276'. Obsérvese la laminación flaser dentro del estrato.



Figura 48. Facies AGE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15748'. Nótese el aspecto "moteado" de colores en esta facies y la presencia de granos gruesos de color oscuro, con algunas capas discontinuas de arcilla.



Figura 49. Facies AGE. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15756'. Observe la presencia de laminación paralela y cruzada festoneada, con bandeamientos de color rojizo.

4.2.2. Limolitas

- **LI1:** Limolita (a veces arcillosa) de color marrón oscuro, gris oscuro y negro. A veces es bastante carbonácea y en ocasiones evidencia concreciones de siderita. Eventualmente se presenta muy alterada por la bioturbación (ichnofacies Cruziana) y con laminaciones lenticulares (ver Figura 50 y 51). Puede ser calcárea, en cuyo caso es denominada **LIC**.

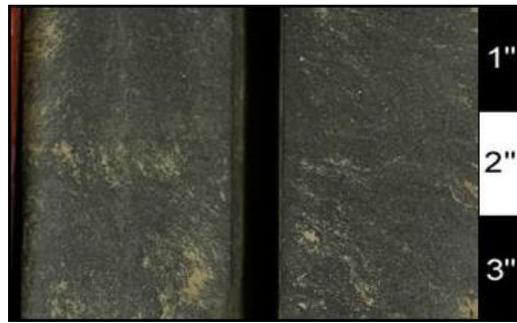


Figura 50. Facies LI1. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16038'.



Figura 51. Facies LI1. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 11401,7'.

- **LI2:** Limolita de color gris con blanco y beige claro. Las zonas blancas corresponden a una litología de mayor granulometría (arenosa, a menudo ligeramente calcárea), que forman laminación lenticular. Generalmente muy bioturbada; con *Planolites* y *Chondrites* pertenecientes a la ichnofacies Cruziana (ver Figura 52).



Figura 52. Facies LI2. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15783'. Nótese la abundante bioturbación, rellena con areniscas calcáreas.

4.2.3. Lutitas

- **LU1:** Arcilita de color fresco marrón oscuro (a veces rojizo), gris oscuro y negro; y color meteorizado marrón y gris claro (a veces alterada con colores amarillentos). Ocasionalmente presenta laminaciones lenticulares y niveles rojizos indicadores de procesos oxidantes. En cuanto a las bioturbaciones, a veces es bastante abundante (*Thalassinoides*, *Planolites*, *Chondrites* – ichnofacies Cruziana y Glossifungites) y otras veces presenta pequeños restos de conchas. Físil a muy físil. En algunas oportunidades es limosa, muy carbonácea (sobre todo en arenas dentro de la laminación lenticular) o evidencia importantes concreciones sideríticas (ver Figuras 53, 54, 55 y 56). Puede ser calcárea, en cuyo caso es denominada **LUC**.



Figura 53. Facies LU1. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 11389'. Se muestra una importante concreción siderítica en este estrato.



Figura 54. Facies LU1. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16066,5'. Nótese lo físil y alterada que se encuentra la facies en este estrato.



Figura 55. Facies LU1. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 11427'. Se evidencia importante bioturbación con *Thalassinoides* (ichnofacies Glossifungites) rellenos de arena de color blanco y granulometría gruesa.



Figura 56. Facies LU1. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16050'. Se observa claramente el bandeamiento de colores.

- **LU2:** Arcilita abigarrada, de color fresco marrón oscuro; que exhibe colores de meteorización marrón rojizo, rojo vino tinto y negro. A veces también se observa color amarillo-verdoso, por alteración (Figura 57 y 58).



Figura 57. Facies LU2. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15943,5'.



Figura 58. Facies LUC. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15708'.

4.2.4. Heterolitas

- **H:** Compuesta por interestratificaciones en láminas muy delgadas de litologías como arcilita limosa, limolita arcillosa y arenisca limosa o arcillosa de grano fino a muy fino, mayoritariamente de colores marrón oscuro, gris oscuro y blanco/gris claro (respectivamente). Presenta de manera aleatoria, micas (Figura 60). Puede ser calcárea, en cuyo caso, se denomina **HC** (Figura 59 y 60).



Figura 59. Facies HC. Fotografía del núcleo AGV-423, a la profundidad de 13261'.



Figura 60. Facies H. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15641'.

4.2.5. Mudstone

- **MU:** Lodolita calcárea, de color marrón oscuro, muy friable. Soportada por lodo (con menos del 10% de granos) (ver Figura 61). Identificada en sección fina, utilizando la clasificación de Dunham (1962). Presenta concreciones sideríticas.



Figura 61. Facies MU. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15859,5'.

4.2.6. Lignito:

- **LG:** Compuesto de litologías altamente carbonosas, que presentan mayoritariamente restos de carbón en su composición. De color negro con alteración amarillenta (ver Figura 62 y 63).



Figura 62. Facies LG. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 15886'.



Figura 63. Facies LG. Fotografía del núcleo AN-007, a la profundidad de 16103'.

4.3. Asociaciones de facies

- **Asociación "A":** Compuesta comúnmente por areniscas de grano grueso a muy fino, de las facies AGE, AGM, AME, AFE, AFM, AMFE; en secuencia grano decreciente e intercaladas con arcilitas LU1 y LUC o limolitas LI1 y LUC. Se destaca la abundancia de estructuras sedimentarias características de ambientes con influencia mareal como estratificaciones y laminaciones flaser, lenticular y ondulada. De la misma manera, se aprecia abundancia de *Thalassinoides* (ichnofacies Glossifungites-zona intermareal) y *Planolites*, *Chondrites* (ichnofacies Cruziana). Se encuentra tanto al tope como hacia la base del intervalo en estudio. Fue interpretada como parte de los ambientes de canales mareales (ver Figura 64, 65, 66 y 67).

De esta manera, puede decirse que el subambiente de canales mareales en la zona, se encuentra caracterizado por secuencias grano decrecientes de areniscas de grano grueso a medio, con espesores $> 5'$ que presentan estructuras como laminaciones o estratificaciones cruzadas (en la base, pueden presentar bidireccionalidad); con areniscas de grano finos y muy finos con laminación o estratificación paralela, festoneada y flaser (hacia el tope) y por último (suprayacentes) heterolitas, limolitas o arcilitas con abundantes laminaciones lenticulares. Las bioturbaciones pertenecen a la ichnofacies Cruziana y Glossifungites, con algunas *Ophiomorphas*.

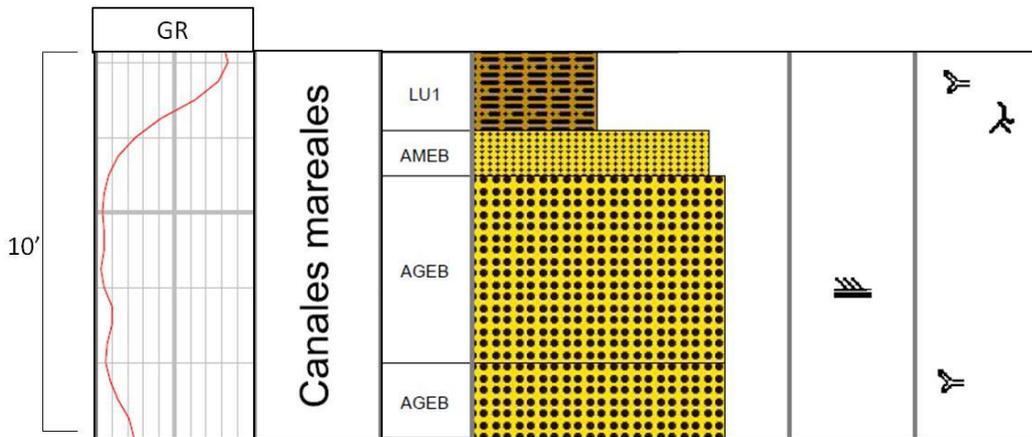


Figura 64. Asociaciones de facies en los canales mareales. Nótese la secuencia grano decreciente y las estructuras sedimentarias y bioturbaciones características.

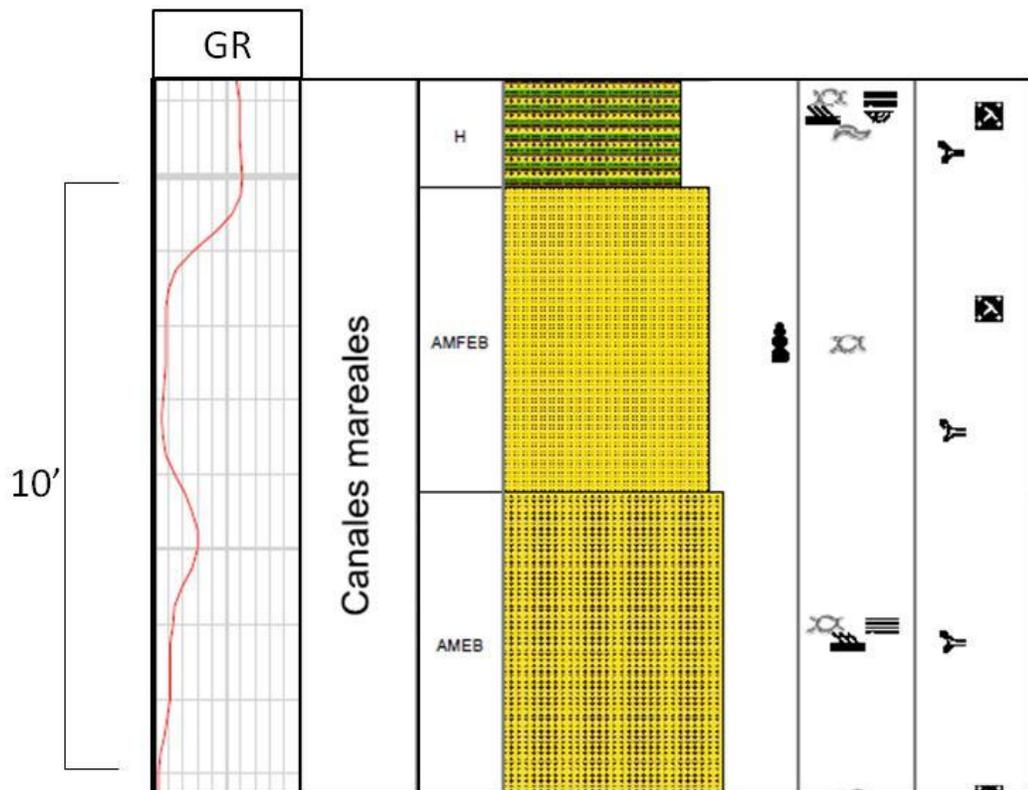


Figura 65. Asociaciones de facies en los canales mareales. Nótese la secuencia grano decreciente y las estructuras sedimentarias y bioturbaciones características.

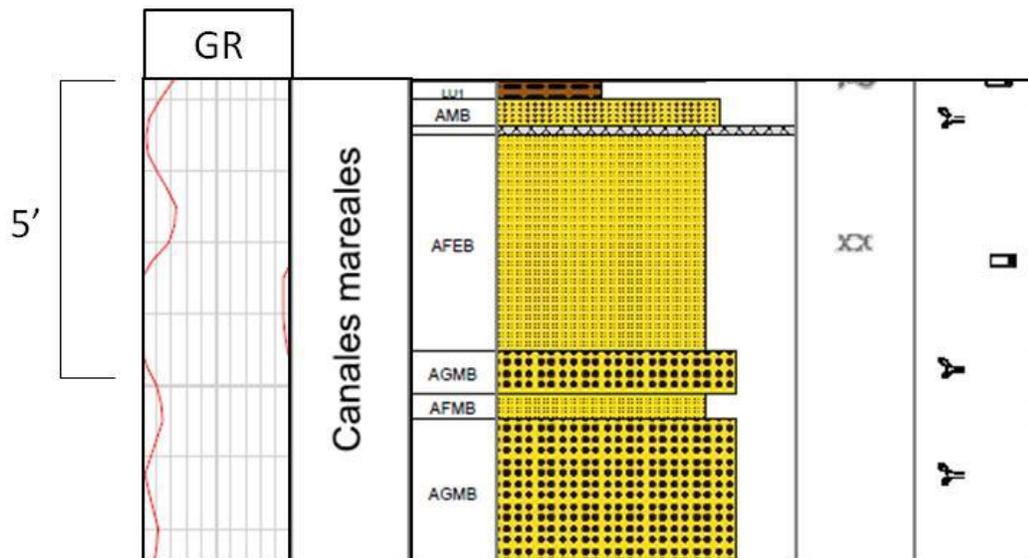


Figura 66. Asociaciones de facies en los canales mareales. Nótese la secuencia grano decreciente y las estructuras sedimentarias y bioturbaciones características.

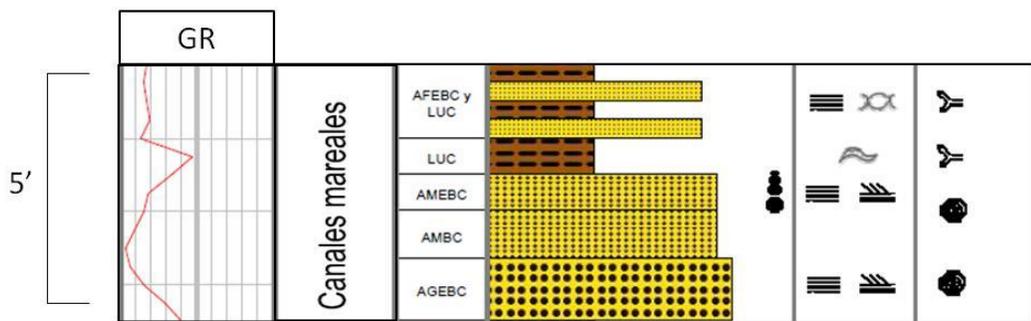


Figura 67. Asociaciones de facies en los canales mareales. Nótese la secuencia grano decreciente y las estructuras sedimentarias y bioturbaciones características.

- Asociación "B":** Compuesta comúnmente por areniscas de grano medio a muy fino, pertenecientes a las facies AMFE, AFE y AME; en secuencia grano decreciente o grano creciente, intercaladas con arcilitas LU1 o limolitas LI1. Se destacan las estructuras sedimentarias características de ambientes con influencia mareal como estratificaciones y laminaciones flaser, lenticular y ondulada. De la misma manera, se aprecia abundancia de *Thalassinoides* (ichnofacies Glossifungites-zona intermareal) y *Planolites*, *Chondrites* (ichnofacies Cruziana). Se encuentra mayormente hacia el tope del intervalo de interés. Fue interpretada como parte de los ambientes de llanuras de marea baja. (ver Figura 68).

De esta manera, puede decirse que el subambiente de llanura de marea baja se encuentra caracterizado por secuencias grano crecientes o decrecientes de areniscas de grano medio a muy fino, con estructuras como laminaciones paralelas y flaser; intercaladas con heterolitas con abundante laminación flaser y lenticular y limolitas o arcilitas con abundantes laminaciones lenticulares. Las bioturbaciones pertenecen a la ichnofacies Cruziana y Glossifungites, con algunas *Ophiomorpha*. En general, el espesor arenoso es mayor que el espesor de lodoso o arcilloso.

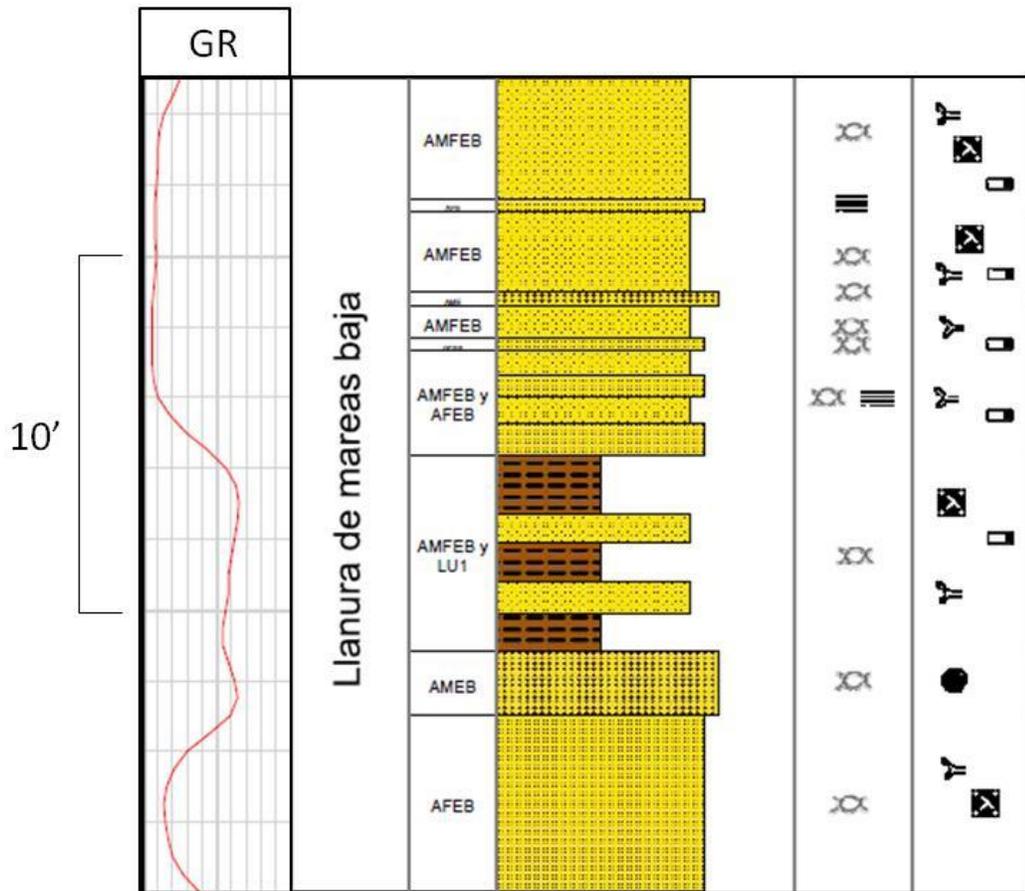


Figura 68. Asociaciones de facies en las llanuras de mareas baja. Nótese las estructuras sedimentarias características.

- **Asociación "C":** Compuesta comúnmente por areniscas de grano medio a muy fino, pertenecientes a las facies AMFE, AFE y AFM intercaladas con arcilitas de la facies LU1 y LUC; limolitas de la facies LI1 y LIC; heterolitas de la facies H y HC; y lignitos LG; en secuencia grano decreciente o grano creciente, intercaladas con arcilitas LU1 o limolitas LI1. De la misma manera, se aprecia abundancia de *Thalassinoides* (ichnofacies Glossifungites-zona intermareal) y *Planolites*, *Chondrites* (ichnofacies Cruziana). Se destacan las estructuras sedimentarias características de ambientes con influencia mareal como estratificaciones y laminaciones flaser, lenticular y ondulada. Se encuentra tanto al tope del

intervalo de interés como hacia la base. Fue interpretada como parte de los ambientes de llanuras de mareas media a alta (ver Figura 69, 70 y 71).

De esta manera, puede decirse que el subambiente de llanura de marea media a alta se encuentra caracterizado por secuencias grano crecientes o decrecientes de areniscas de grano medio a muy fino, con estructuras como laminaciones paralelas y flaser; intercaladas con heterolitas con abundante laminación flaser y lenticular y limolitas o arcilitas con abundantes laminaciones lenticulares. Las bioturbaciones pertenecen a la ichnofacies Cruziana y Glossifungites, con algunas *Ophiomorphas*. En general, en la llanura de mareas media, el aporte es mixto, por lo que los espesores arenosos y arcillosos (o lodosos) se presentan más o menos equitativos; mientras que en la llanura de mareas alta, los espesores arcillosos y lodosos son mayores que los espesores arenosos.

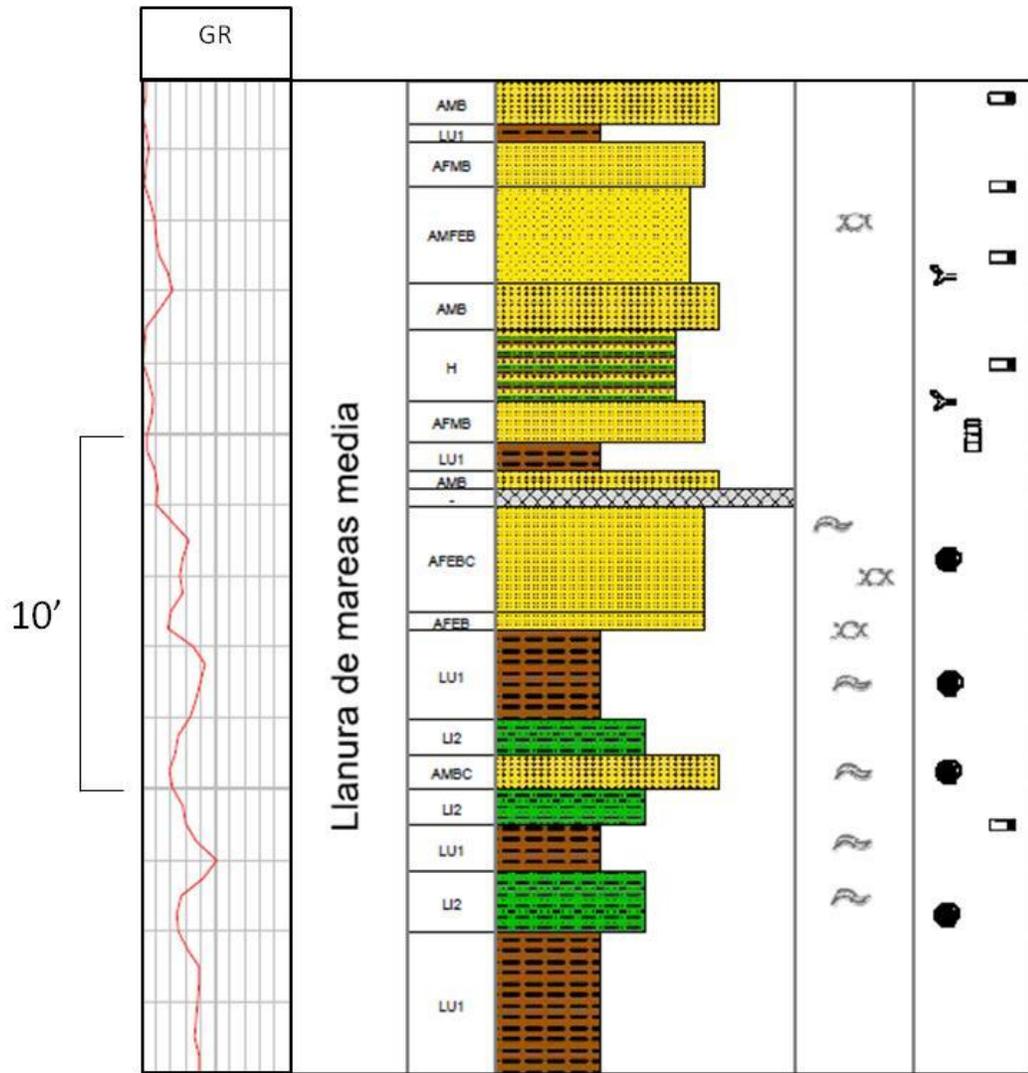


Figura 69. Asociaciones de facies en las llanuras de marea media. Nótese la abundancia de estructuras sedimentarias y bioturbaciones características.

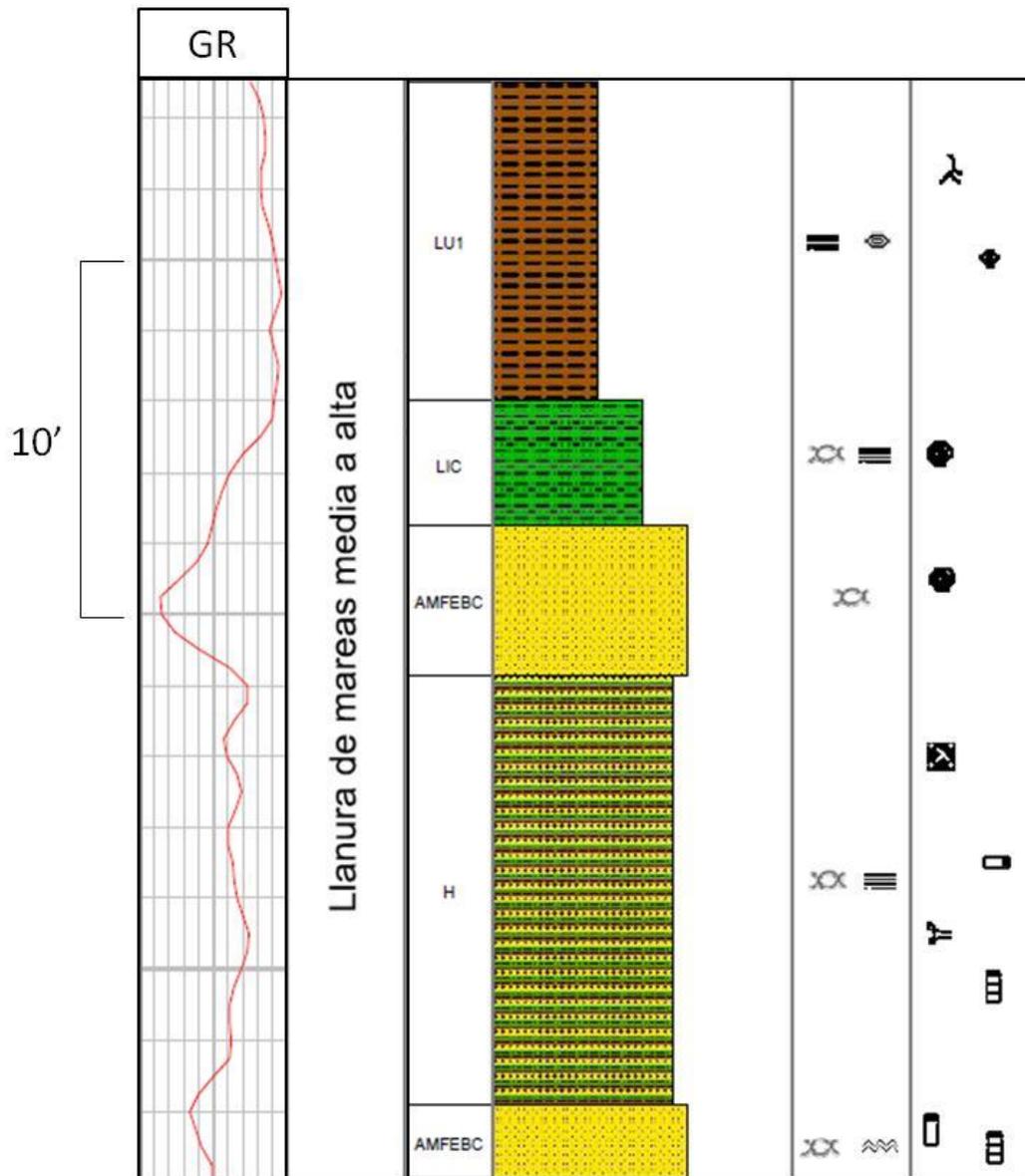


Figura 70. Asociaciones de facies en las llanuras de marea media y alta. Nótese la abundancia de estructuras sedimentarias y bioturbaciones características.

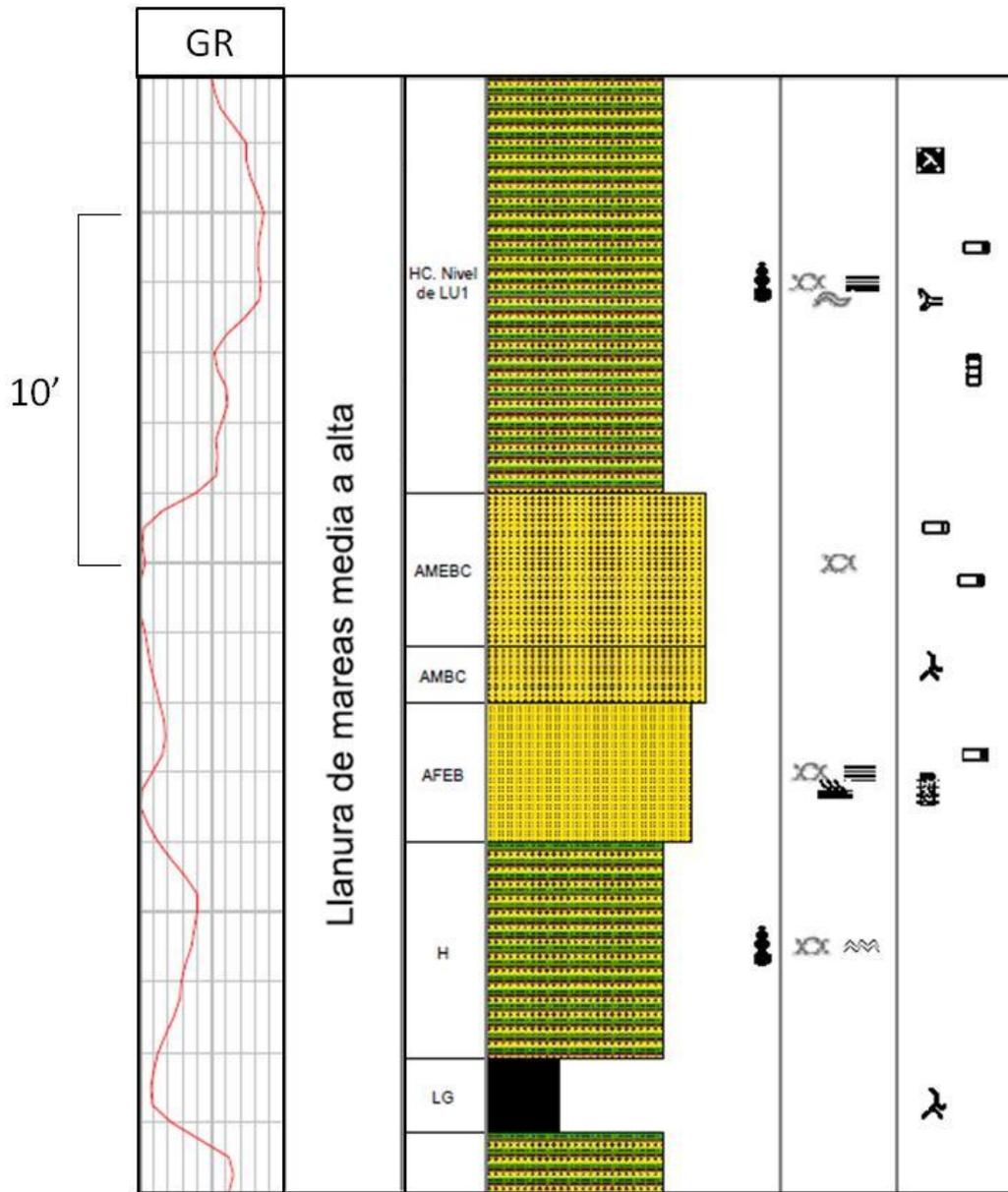


Figura 71. Asociaciones de facies en las llanuras de marea media y alta. Nótese la abundancia de estructuras sedimentarias y bioturbaciones características.

4.4. Paleoambiente

Con base en la información de las asociaciones de facies, se determinó un paleoambiente depositacional próximo costero, de llanura de mareas. Como ejemplos actuales de este ambiente, observamos la isla Ashe ("Ashe Island"),

ubicada en Carolina del Sur, Estados Unidos de América (ver Figura 72); el Monte Saint-Michel, en Francia (Figura 73) y el margen sur del Delta del Orinoco, Venezuela (Figura 74).

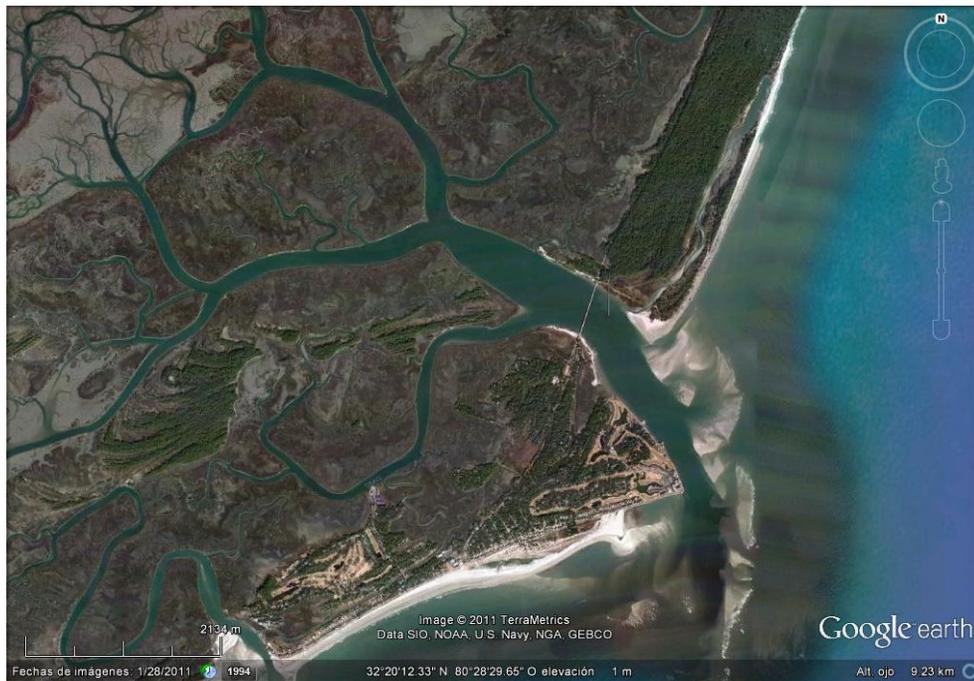


Figura 72. Ambiente actual de llanura de mareas. *Ashe Island*, Carolina del Sur, Estados Unidos de América. Imagen tomada de *Google Earth*.



Figura 73. Ambiente actual de llanura de mareas. Monte Saint-Michel, Francia. Imagen tomada de *Google Earth*.



Figura 74. Ambiente actual de llanura de mareas, dentro de un delta influenciado por mareas. Margen sur del Río Orinoco, Venezuela. Imagen tomada de *Google Earth*.

4.5. Identificación y descripción de unidades

Basado en la información sedimentológica extraída de la descripción de los núcleos y en el análisis secuencial de los registros de pozos, se realizó la determinación y división de unidades para el campo Aguasay Central. Como muestra del análisis secuencial realizado en los pozos, se ilustra en la Figura 75 el procedimiento interpretativo sobre el pozo control, AGV-423.

Han sido determinadas 5 unidades estratigráficas. La más antigua de ellas, denotada como UN1, corresponde al intervalo de interés conocido operacionalmente como "arena R" y fue definida y delimitada identificando superficies correlacionables de inundación dentro del registro (ver Figura 75; FS21 y FS22) y que contuviesen todo el espesor de roca de la "arena R" (que se encuentra limitada por los topes oficiales "OFIC R0" y "OFIC S1"). La segunda, UN2, es una unidad intermedia que no forma parte del intervalo en estudio pero que es necesario describir para comprender los sistemas encadenados presentes. Se encuentra limitada en su base por la superficie tope de UN1 (FS21) y en su tope por la probable superficie de máxima inundación SMI3; base de UN3. La tercera, en la sección media, UN3, corresponde a una secuencia genética limitada por dos probables superficies de máxima inundación (SMI2 y SMI3). La cuarta, UN4, es una unidad intermedia que no forma parte del intervalo en estudio pero que es necesario describir para comprender los sistemas encadenados presentes. Se encuentra limitada inferiormente por la superficie tope de UN3 (la probable superficie de máxima inundación SMI2) y superiormente por la superficie base de UN5. Por último, la unidad más joven, UN5, corresponde al intervalo de interés conocido operacionalmente como "arena F" y fue definida y delimitada identificando lutitas que representaran superficies correlacionables de inundación (altos valores de GR y mínimos de Resistividad) dentro del registro y que contuviesen todo el espesor de roca de la "arena F" (que se encuentra limitada por los topes oficiales "OFIC F0" y "OFIC G").

Las posibles superficies de máxima inundación, denotadas como SMI en la interpretación secuencial, no han podido ser comprobadas debido a la ausencia para la fecha de estudios bioestratigráficos completos en los intervalos de interés.

Por su parte, para el análisis estratigráfico, el mallado utilizado para armar las secciones (paralelas y perpendiculares a la dirección de sedimentación) se muestra en la Figura 76.

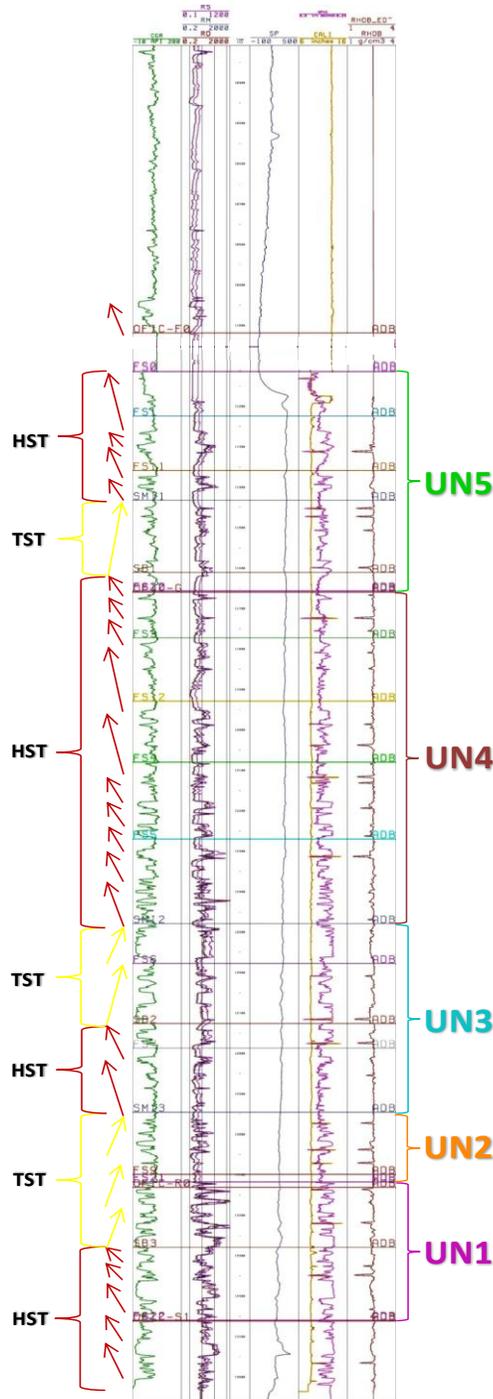


Figura 75. Análisis por estratigrafía secuencial del pozo control AGV-423. Nótese los sistemas encadenados interpretados, las superficies de máxima inundación (SMI) y los límites de las secuencias depositacionales (SB). Además se aprecia la división en unidades estratigráficas (UN1, UN2, UN3, UN4 y UN5), con los intervalos de interés UN1, UN3 y UN5.

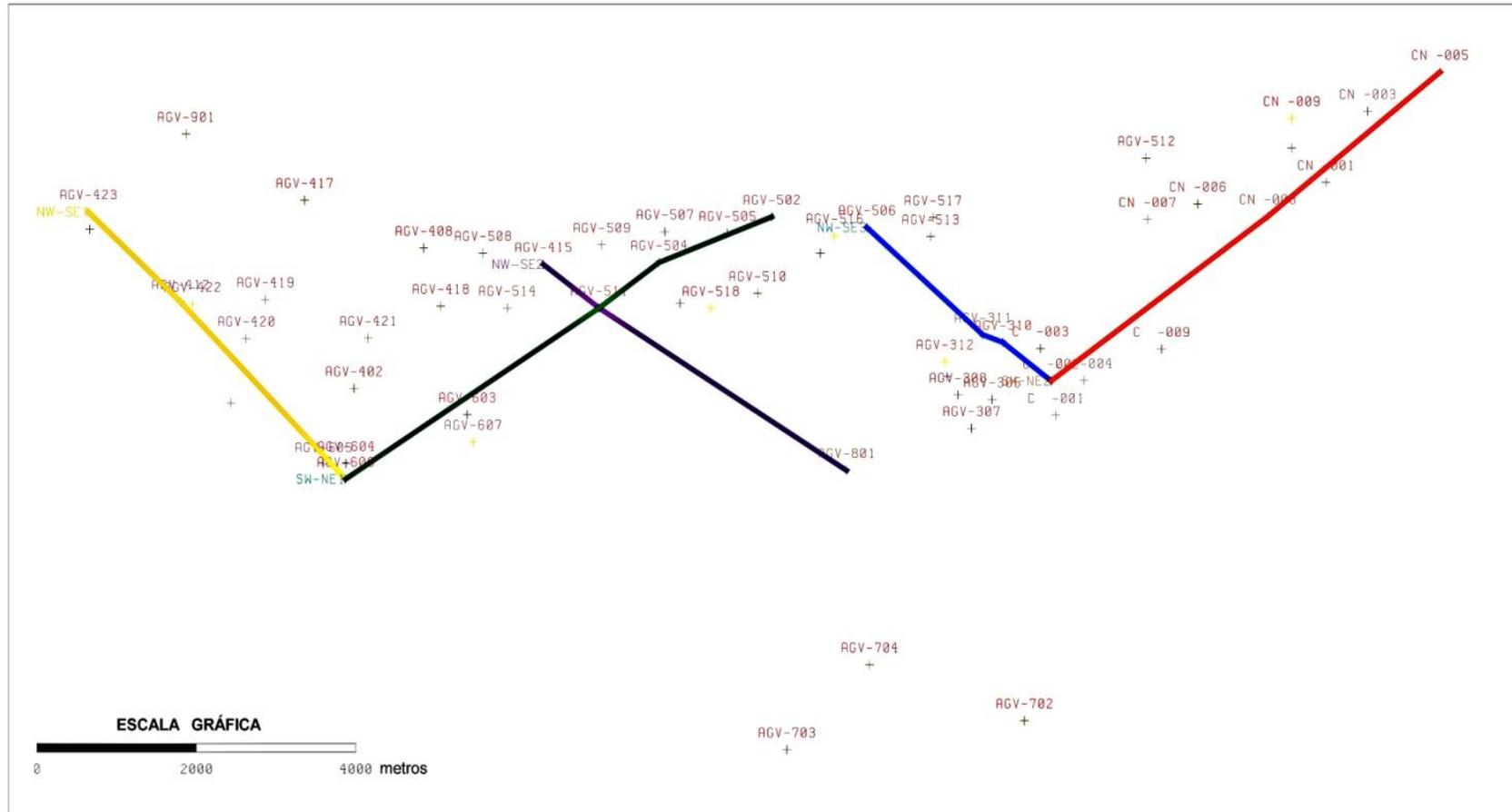


Figura 76. Mallado utilizado para la extracción de las secciones estratigráficas.

4.5.1. Unidad UN1

4.5.1.1. Estratigrafía

Se realizó el análisis secuencial en el pozo control AGV-423 y se llevó a cabo la correlación en todos los pozos del campo. Según lo observado en las secciones extraídas tanto en la dirección de sedimentación (SO-NE) como en la dirección perpendicular a ésta (NO-SE), puede decirse que el espesor de la unidad se mantiene relativamente constante en todo el campo (ver Apéndice 3); sin embargo debe recordarse que la interpretación estratigráfica se vió afectada por la limitación de la información manejada debido a la presencia de fallamientos no comprobados en la zona.

En el análisis secuencial, la unidad UN1 se delimitó con superficies límites de parasecuencias (superficies de inundación) cercanos al tope y base oficiales de la "arena R" (intervalo de interés a nivel de producción de crudo). De base a tope contiene, el final de un cortejo de nivel alto (*Highstand System Tract-HST*) de unos 180' en promedio, limitado al tope por una posible superficie erosiva que no es posible corroborar por la ausencia de núcleos a este nivel (en el pozo AGV-423, por ejemplo, se encuentra a los 13270' de profundidad, aproximadamente) y que no es correlacionable en todos los pozos del campo. Suprayacente a ésta, se tiene un conjunto de parasecuencias con tendencia grano decreciente formando un cortejo transgresivo (*Transgressive System Tract-TST*) con un espesor promedio de 200', que continúa por encima de la superficie de inundación limitante de la UN1 (ver Figura 75).

- **Mapas estratigráficos:**

Al realizar los cálculos correspondientes, construir e interpretar los mapas isópacos para esta unidad (ver Anexo 2, Figura 77, Figura 78, Figura 79 y Figura 80), se puede apreciar la orientación preferencial de los cuerpos alargados hacia el NE, además del incremento en la proporción de sedimentos

arenosos hacia el noreste del campo, por lo que la dirección de sedimentación determinada para esta unidad es SO-NE. Todos los mapas se encuentran anexados al trabajo en el Apéndice 2, sin embargo a continuación se muestra una vista general de cada uno.

El mapa de espesor total muestra un conjunto de cuerpos de forma alargada y con orientación aproximada N-S. (ver Figura 77).

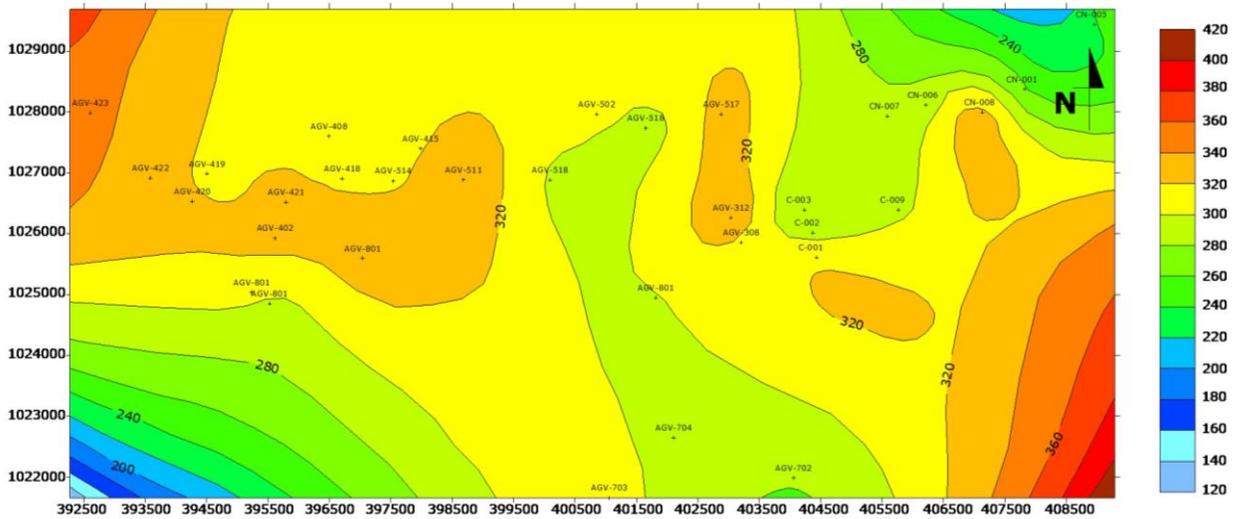


Figura 77. Mapa de espesor total unidad UN1.

El mapa de arena neta de esta unidad, muestra cuerpos arenosos orientados en sentido NE y un aumento general del espesor de arenas netas hacia el este del campo (ver Figura 78).

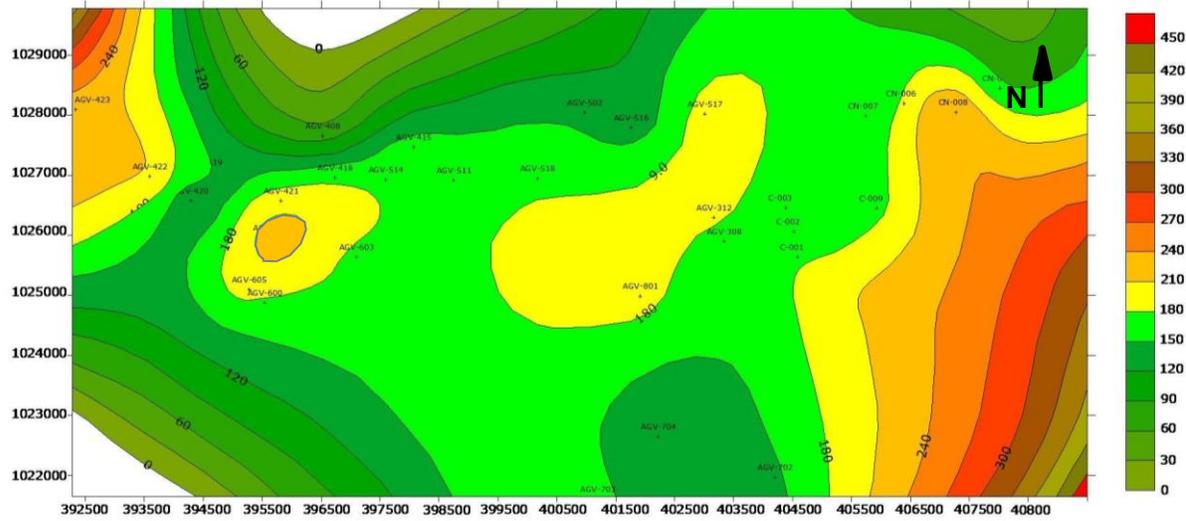


Figura 78. Mapa de arena neta de la unidad UN1. Nótese los cuerpos orientados hacia el NE.

De igual forma, los mapas de relación arena/lutita y *net to gross* evidencian la presencia de concentraciones de arena, orientadas hacia el NE y el claro aumento de espesor hacia el este del campo (ver Figura 79 y Figura 80)

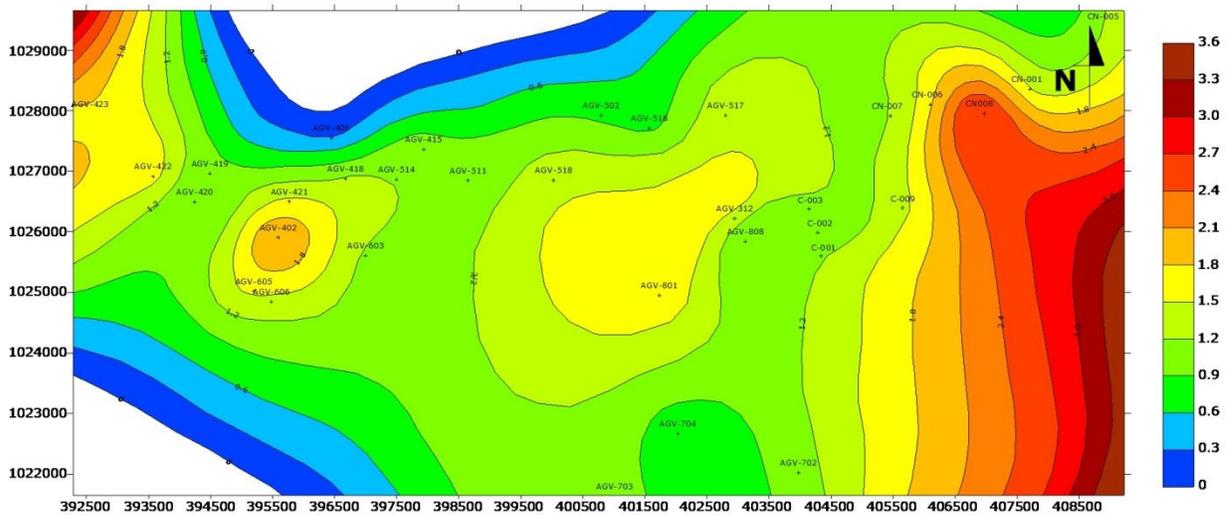


Figura 79. Mapa de relación arena/lutita de la unidad UN1.

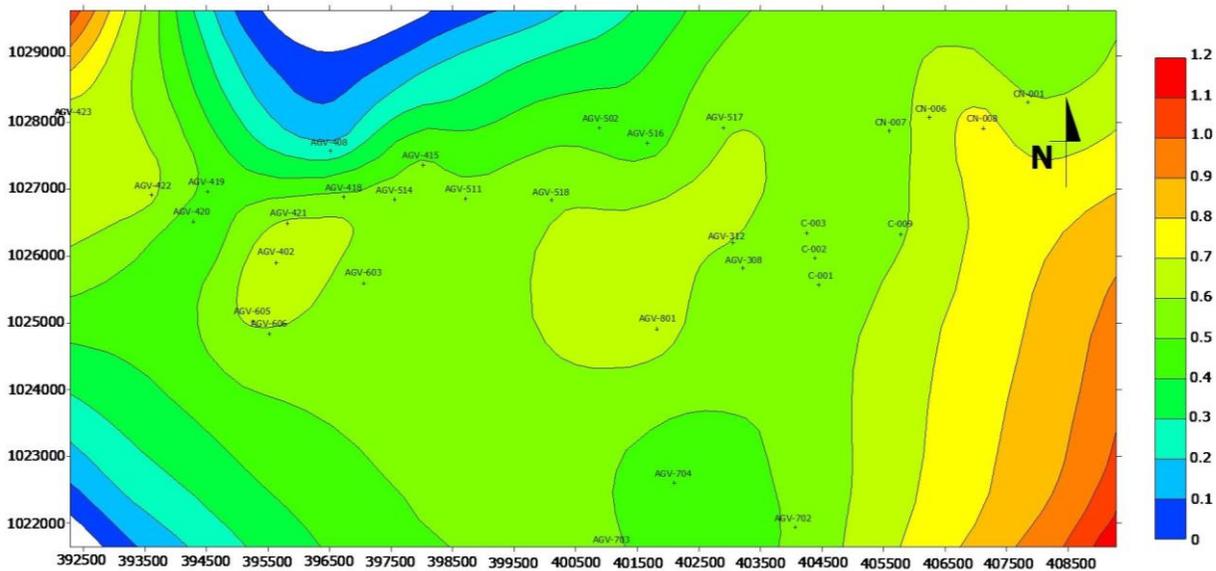


Figura 80. Mapa de relación arena/espesor o *net to gross* de la UN1.

A nivel general, observamos que la unidad UN1 presenta un espesor promedio alrededor de los 310' (95 m) y según la información extraída de los registros de pozos, en especial del registro GR se encuentra compuesta (aproximadamente) por un porcentaje de arenas puras que varía desde mínimos aproximados a 23% (sur y oeste del campo), hasta máximos cercanos al 75% del espesor de la unidad, al moverse hacia el noreste de la zona. De manera proporcional, es la variación de los porcentajes de arcillas y limos; que van desde mínimos cercanos a un 25% del espesor total (en el noreste del campo) hasta máximos de casi 60% hacia el suroeste de la zona.

4.5.1.2. Sedimentología

- **Aspectos litológicos:**

Según lo observado en los núcleos que contienen intervalos discontinuos de esta unidad (específicamente en el AGV-423 y AGV-702) (ver Apéndice 1; sección 1.2, 1.3 y 1.6), a nivel litológico está conformada por areniscas de colores marrón claro, marrón rojizo y gris (a veces calcáreas), con escogimiento

mayoritariamente moderado y granos subredondeados a subangulares, intercaladas con limolitas y lutitas de colores gris oscuro y negro frecuentemente con contenido carbonoso importante y algunas capas de lignito interestratificadas. También hay presencia de algunas capas gruesas ($\geq 10'$) de facies heterolíticas compuestas por capas muy delgadas ($\leq 2''$) de areniscas limosas o arcillosas interestratificadas con limolitas arcillosas o arenosas y con lutitas limosas o arenosas.

Es frecuente en esta unidad la presencia de estructuras sedimentarias como estratificación o laminación flaser y estratificación o laminación lenticular. Abundan los ichnofósiles de la ichnofacies *Cruziana*: *Planolites*, *Chondrites*, *Teichichnus*, *Thalassinoides* y *Paleophycus*; también presenta *Ophiomorphas* (perteneciente a la ichnofacies *Skolithos*).

- **Análisis ambiental:**

La interpretación del paleambiente de deposición se realizó con base en evidencias sedimentológicas y estratigráficas importantes, tales como la presencia de litologías heterolíticas; la presencia y abundancia de estructuras sedimentarias como estratificación (o laminación) flaser y lenticular; la abundancia de ichnofósiles de ichnofacies *Cruziana* (típicamente en ambientes marinos plataformales, en zonas de baja energía), *Glossifungites* (ambientes intermareales) y *Skolithos* (algunas *Ophiomorphas*, zonas intermareales) y la orientación y distribución de concentraciones de arena y cuerpos arenosos dentro de los mapas de isopropiedades. Así pues, el paleoambiente propuesto para esta unidad es próximo-costero de llanura de mareas.

- **Tendencia depositacional y Mapa de facies**

Según lo observado en los mapas isópacos y de arena neta para esta unidad y el ambiente propuesto, se concluye que la dirección de sedimentación es SO-NE pero la tendencia de sedimentación es más bien NE-SO, pues en los ambientes mareales, el aporte sedimentario viene desde el mar hacia el

suprayacente, el comienzo de un ciclo con parasecuencias regresivas o progradantes, granocrecientes (*Highstand System Track*); separadas por una marcada superficie con alta respuesta en el registro GR y muy baja en el registro RS, que representa una probable superficie de máxima inundación (SMI3).

4.5.3. Unidad UN3

4.5.3.1. Estratigrafía

Se realizó el análisis secuencial en el pozo control AGV-423 (el pozo con mayor información disponible en el campo) y la posterior correlación en todos los pozos del campo. Según lo observado en las secciones extraídas, tanto en la dirección de sedimentación (SO-NE) como en la dirección perpendicular a ésta (NO-SE), el espesor de la unidad se mantiene relativamente constante en todo el campo (ver Apéndice 3) (haciendo de nuevo la acotación de la limitación de los datos por los pozos afectados por fallas no comprobadas por sísmica).

A nivel de estratigrafía secuencial, se observa que como resultado del análisis secuencial del campo, la UN3 se encuentra limitada por probables superficies de máxima inundación (SMI2 y SMI3) (ver Figura 75); interpretada por la respuesta alta en el registro GR y muy baja en el registro RS, además de representar el final de un ciclo de parasecuencias transgresivas o retrogradantes, granodecrecientes (*TST*) y el comienzo del ciclo con un conjunto de parasecuencias regresivas o progradantes, granocrecientes (*HST*). De base a tope, UN3 contiene suprayacente a SMI3 (ver Figura 75), un cortejo de nivel alto (*Highstand System Tract-HST*) de espesor promedio 200' terminado por una posible superficie erosiva que no es posible corroborar por la ausencia de núcleos a este nivel ni es correlacionable en todos los pozos del campo (en el pozo AGV-423, por ejemplo, se encuentra a los 12725' de profundidad, aproximadamente). Suprayacente a ésta, se tiene un conjunto de parasecuencias con tendencia general grano decreciente formando un cortejo transgresivo

(*Transgressive System Tract-TST*) con un espesor promedio de 270', limitado en el tope por otra probable superficie de máxima inundación (SMI2) (ver Figura 75), pero que no ha sido comprobada porque no se cuentan con estudios bioestratigráficos completos en la sección. No ha sido interpretado un *Lowstand System Tract-LST*, pues no se tiene suficiente información para hacerlo.

- **Mapas estratigráficos:**

Al realizar los cálculos correspondientes, construir e interpretar los mapas isópacos para esta unidad (ver Apéndice 2, Figura 82, 83, 84 y 85) en general, se pueden apreciar los ligeros aumentos de espesor hacia el este y norte del campo. Las arenas netas claramente aumentan hacia el este de la zona, por lo que la dirección de sedimentación determinada para esta unidad apoya a la interpretada previamente con las evidencias de la UN1, y es SO-NE. La tendencia poco marcada en UN3 en sentido noreste puede responder a la importante ausencia de datos en este sector, pues se encuentra bastante fallado y no se pudo estimar el espesor real de muchos de los pozos del sector para este intervalo. Todos los mapas se encuentran anexados a este trabajo en el Apéndice 2, sin embargo a continuación se muestra una vista general de cada uno.

El mapa de espesor total muestra a nivel general un aumento de espesor en sentido sur-norte, de manera uniforme y con poca variación (ver Figura 82).

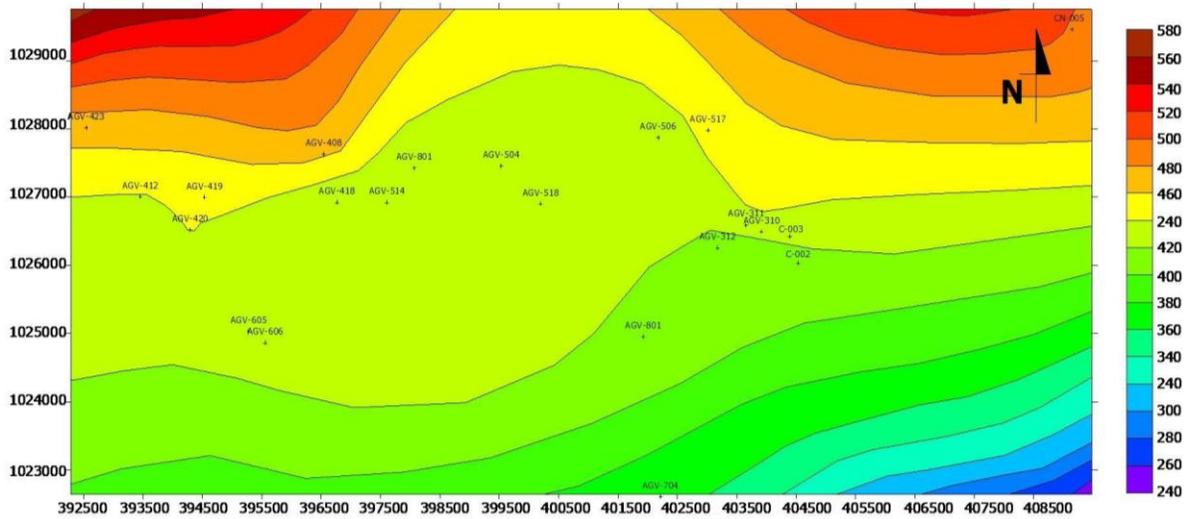


Figura 82. Mapa de espesor total de la unidad UN3. Muestra un aumento general de espesor hacia el norte de la zona.

Por su parte, el mapa de arena neta, muestra un ligero aumento de espesor hacia el este de la zona (ver Figura 83).

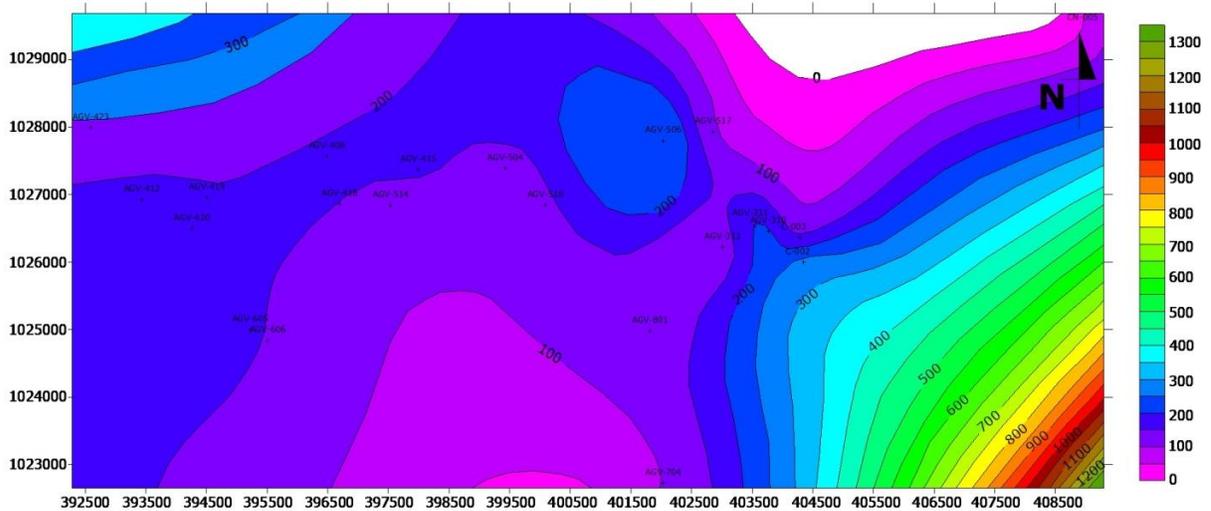


Figura 83. Mapa de arena neta de UN3. Muestra un ligero aumento de espesor hacia el este de la zona.

En los mapas de relación arena/lutita y *net to gross*, se puede observar un ligero aumento de la cantidad de arenas netas hacia el este de la zona (ver Figura 84 y Figura 85).

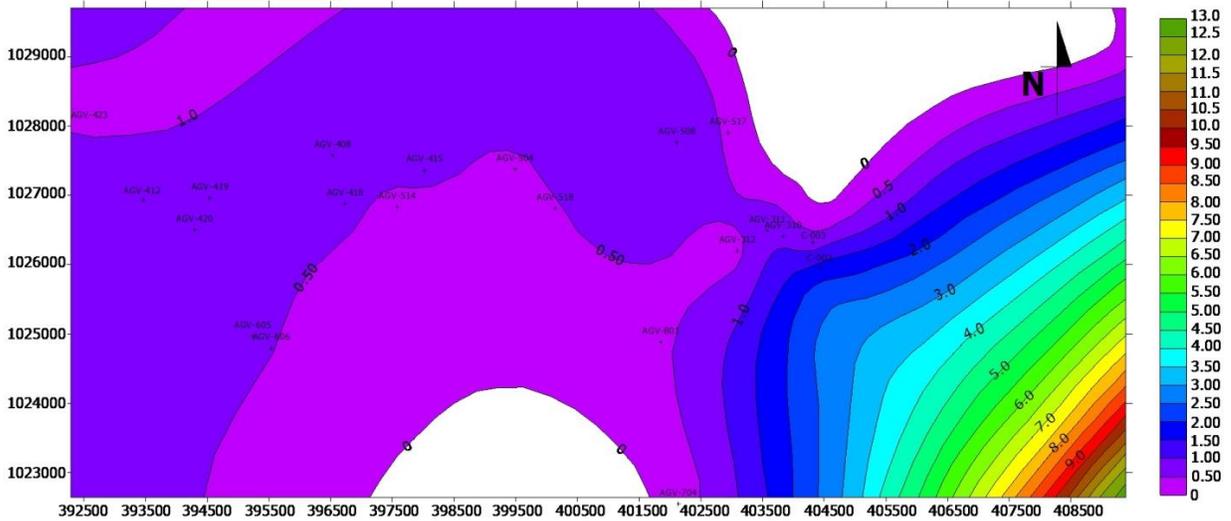


Figura 84. Mapa de relación Arena/Lutita de la unidad UN3. Se observa un ligero aumento arenoso hacia el este del campo.

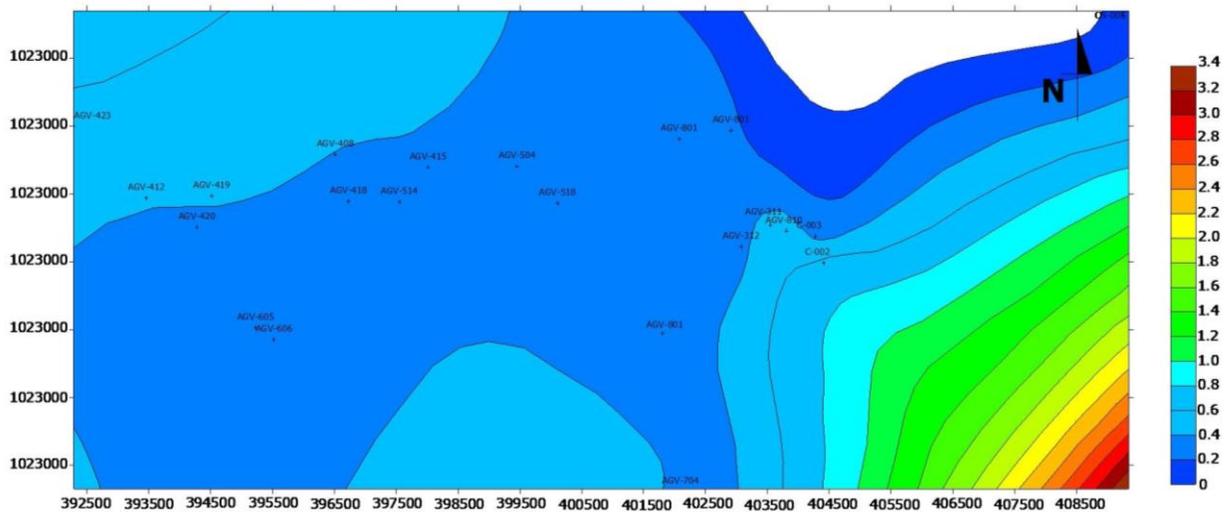


Figura 85. Mapa de relación Arena/Espesor o *net to gross*. De igual manera, puede observarse un ligero aumento hasta el este del campo.

A nivel general, observamos que la UN3 presenta un espesor promedio alrededor de los 430' (131 m) y según la información extraída de los registros de pozos, en especial del registro GammaRay se encuentra compuesta (aproximadamente) por un porcentaje de arenas puras que varía desde mínimos cercanos al 25% hasta máximos alrededor de 64% (presentando una ligera tendencia creciente hacia el este del campo, no tan marcada como la evidente en la UN1). Concordante a las arenas, los porcentajes de limos y arcillas son ligeramente mayores hacia el oeste del campo (de manera irregular en algunos pozos) y van desde mínimos cercanos a un 36% del espesor total hasta máximos de aproximadamente un 78%.

4.5.3.2. Sedimentología

- **Aspectos litológicos:**

En este intervalo, no se cuenta con datos importantes a nivel litológico ni bioestratigráfico pues ninguno de los núcleos disponibles y estudiados en la zona lo contienen. Por lo tanto, se trabajó basado directamente en las evidencias encontradas en los registros de pozos y en el análisis de las electrofacies. Puede decirse que se encuentra formada por intercalaciones de areniscas con limolitas y lutitas; hacia la base de la unidad es mucho más arcillosa y limosa, mientras que hacia el tope hay mayor presencia arenosa, con abundancia de capas de arenas limpias y de mayores espesores. Se observan cuerpos arenosos de mayores espesores hacia el este del mapa, como por ejemplo en el pozo C-002 campo donde es evidente el incremento de espesor de arenas.

- **Análisis ambiental:**

La interpretación del paleambiente de depositación se realizó basada mayoritariamente en la forma de las curvas de los registros de rayos gamma y resistivos disponibles, que mostraron algunos patrones de electrofacies concordantes con canales mareales (cuerpos granodecrecientes con bases arenosas de espesor importante que van haciéndose más lodosos al tope; con

forma de campana) y con llanuras mareales (cuerpos agradantes, grano decrecientes o grano crecientes, en capas delgadas, con espesores muy delgados de arenas limpias); además de la evidente y predominante presencia limo-arcillosa, con ausencia de grandes cuerpos arenosos que puedan asociarse a grandes barras estuarinas, barras de desembocadura, islas de barrera o canales fluviales, además de la orientación de las concentraciones de espesores de arena. De igual manera, la distribución de estas concentraciones de arena dentro de los mapas isópacos ayudó a confirmar la interpretación, de un ambiente de depositación para esta unidad próximo-costero de llanura de mareas.

- **Tendencia depositacional y Mapa de facies**

Como en la UN1, según lo observado en los mapas isópacos, especialmente de arena neta para esta unidad, y el paleoambiente propuesto, se concluye que la dirección de sedimentación es SO-NE pero la tendencia de sedimentación es más bien NE-SO, pues en los ambientes mareales, el aporte sedimentario viene desde el mar hacia el continente.

Con base en estas premisas, fue construido el mapa de facies para esta unidad en el que se muestran canales de marea y llanuras de mareas, con tendencia depositacional NE-SO (ver Figura 86).

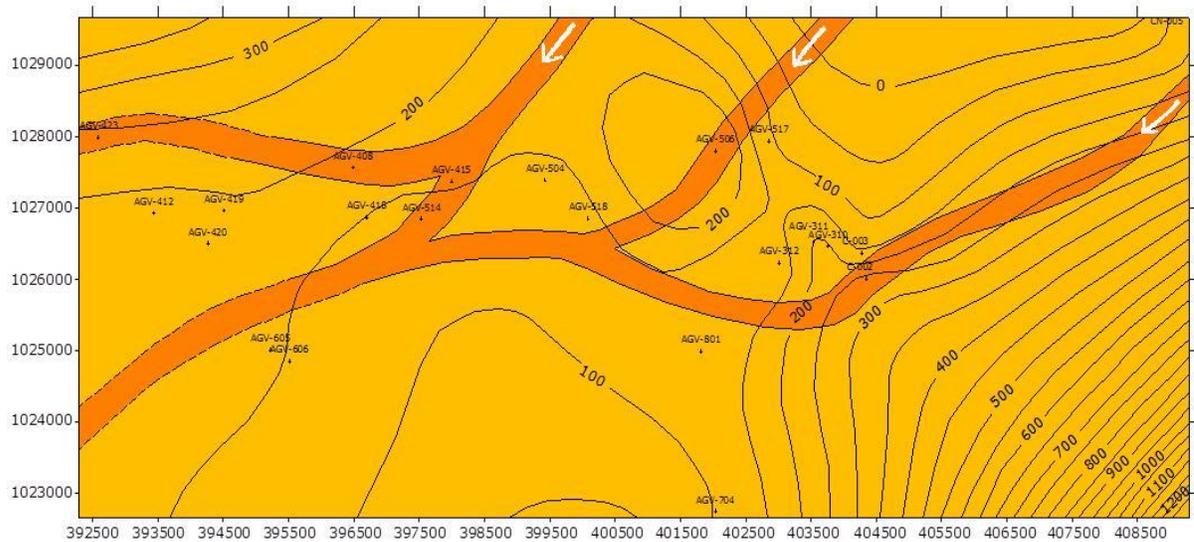


Figura 86. Mapa de facies de la UN3. Se muestran canales de marea (anaranjados), llanura de mareas (amarillo) y flechas blancas marcando la tendencia depositacional.

4.5.4. Unidad UN4

Presenta un espesor promedio de 850' (260 m). A nivel de estratigrafía secuencial, se encuentra limitada en su base por la superficie tope de UN3 (SMI2) y en su tope, por la superficie base de UN5 (FS20). Contiene en toda su extensión vertical un importante cortejo de nivel alto (*Highstand System Track*); evidenciado por un conjunto de parasecuencias regresivas o progradantes (grano crecientes), que se encuentra limitado en la base por el máximo avance transgresivo (superficie de máxima inundación; en este caso SMI2) y en el tope, se extiende por encima del límite superior de la unidad hasta llegar a una posible superficie de erosión (SB1).

4.5.5. Unidad UN5

4.5.5.1. Estratigrafía

Se realizó el análisis secuencial en el pozo control AGV-423 (el pozo con mayor información disponible en el campo) y la posterior correlación de las superficies de interés en todos los pozos del campo. Según lo observado en las secciones extraídas, tanto en la dirección de sedimentación (SO-NE) como en la dirección perpendicular a ésta (NO-SE), el espesor de la unidad se mantiene relativamente constante en todo el campo (ver Apéndice 3); sin embargo es importante resaltar que la interpretación estratigráfica se ha visto afectada por el hecho de que la información manejada fue limitada; pues todo el campo se encuentra en una zona de actividad tectónica importante, y en muchos pozos, durante la etapa de correlación de unidades se observaron cambios de espesor debido a secciones faltantes que se atribuyeron a fallas (normales) pero las mismas no pudieron ser comprobadas por la ausencia de un modelo estructural y de secciones sísmicas calibradas para la zona.

En el análisis secuencial, la unidad UN5 se delimitó con superficies límites de parasecuencias (superficies de inundación) cercanos al tope y base oficiales de la "arena F" (intervalo de interés a nivel de producción de crudo). De base a tope contiene en la mayoría de los pozos, el final de un cortejo de nivel alto (*Highstand System Tract-HST*) de unos 50' (o menos) terminado por una posible superficie erosiva que no es posible corroborar por la ausencia de núcleos a este nivel (en el pozo AGV-423, por ejemplo, se encuentra a los 11610' de profundidad, aproximadamente) y que no es correlacionable en todos los pozos del campo. Suprayacente a ésta, se tiene un conjunto de parasecuencias con tendencia general grano decreciente formando un cortejo transgresivo (*Transgressive System Tract-TST*) con un espesor promedio de 200', limitado en el tope por una probable superficie de máxima inundación interpretada por la respuesta alta en el registro GR y muy baja en el registro RS, pero que no ha sido

comprobada porque no se cuentan con estudios bioestratigráficos completos en la sección. No ha sido interpretado un *Lowstand System Tract-LST*, pues no se tiene suficiente información para hacerlo. Por último, presenta un espesor promedio de 380' de un cortejo de nivel alto (*HST*), que continúa suprayacente a la superficie de inundación limitante de la UN5 (ver Figura 75).

- **Mapas estratigráficos:**

Al realizar los cálculos correspondientes, construir e interpretar los mapas isópacos para esta unidad (ver Apéndice 2, Figura 87, 88, 89 y 90) se puede apreciar la orientación preferencial de los cuerpos arenosos alargados hacia el norte y NE, además de un incremento en la proporción de sedimentos arenosos hacia el noreste del campo, por lo que la dirección de sedimentación determinada para esta unidad es suroeste-noreste (SO-NE). Todos los mapas se encuentran anexados a este trabajo en el Apéndice 2, sin embargo a continuación se muestra una vista general de cada uno.

El mapa de espesor total muestra un cuerpo importante en la zona centro-este del mapa, de forma alargada y con orientación SO-NE; además del incremento de los espesores en sentido este (ver Figura 87).

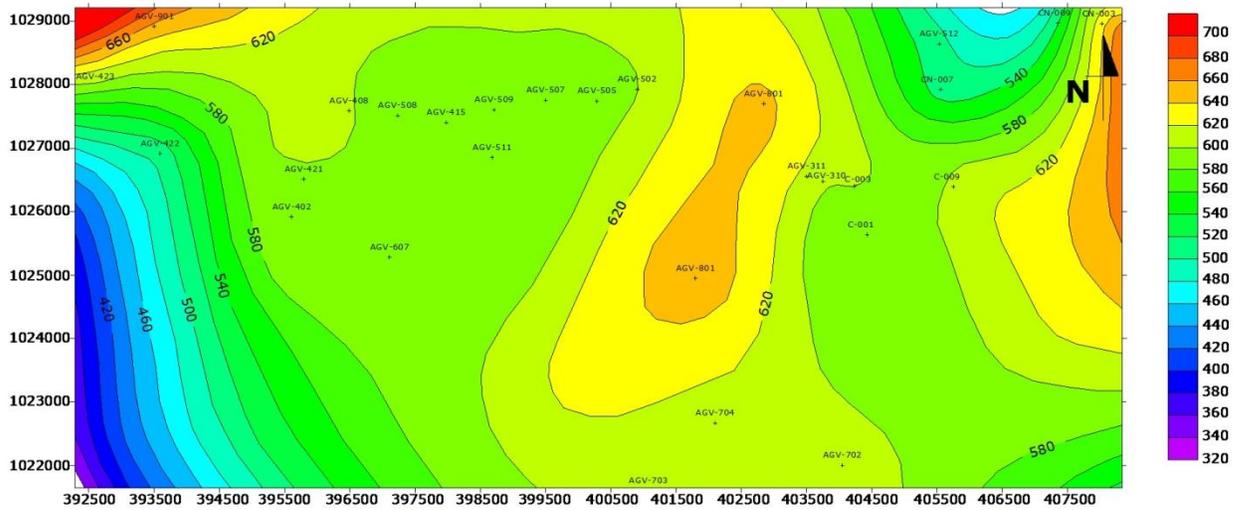


Figura 87. Mapa isópaco de espesor total de la unidad UN5. Nótese la orientación del cuerpo alargado en sentido SW-NE.

El mapa de arena neta, muestra cuerpos arenosos orientados preferencialmente en dirección aproximada N-S y un aumento del espesor de arena hacia el NE (ver Figura 88).

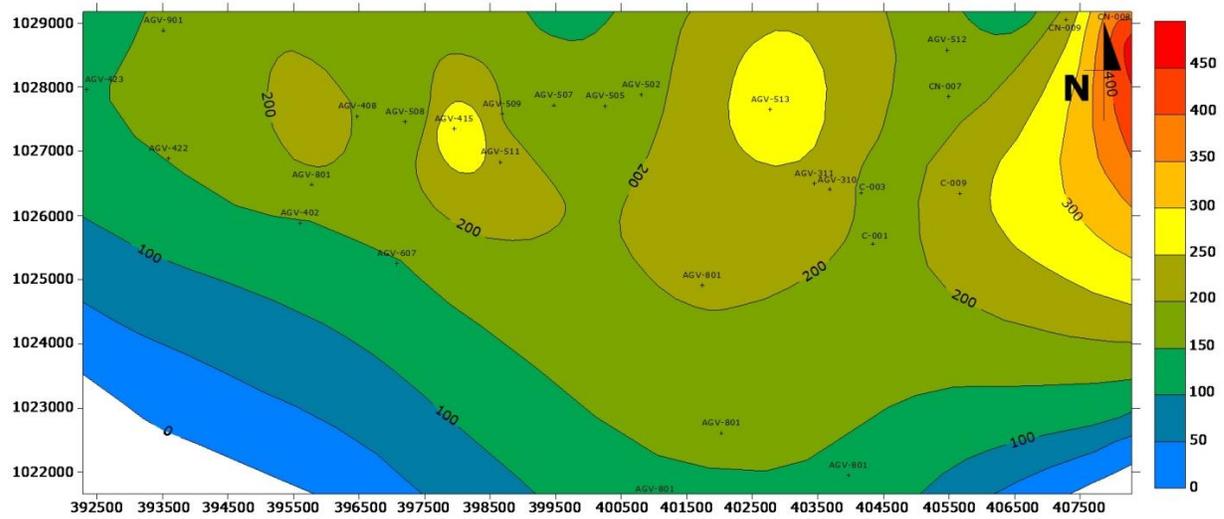


Figura 88. Mapa de arena neta de UN5. Nótese la orientación de los cuerpos arenosos aproximadamente N-S y el aumento de la cantidad de arena hacia el NE.

El mapa de relación arena/lutita, muestra la mayor proporción de arenas hacia el noreste de la zona (ver Figura 89).

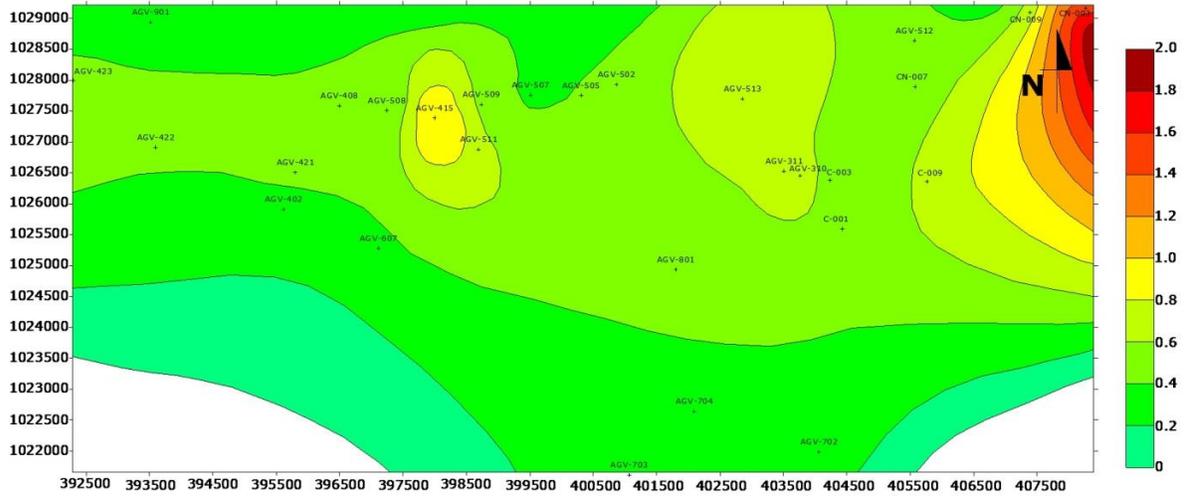


Figura 89. Mapa mostrando la relación arena/lutita para UN5. Muestra el aumento del espesor de arenas hacia el este.

De igual manera, el mapa del porcentaje de arenas (o *net to gross*) también muestra un aumento del porcentaje arenoso hacia el noreste de la zona estudio y orientados aproximadamente N-S (ver Figura 90).

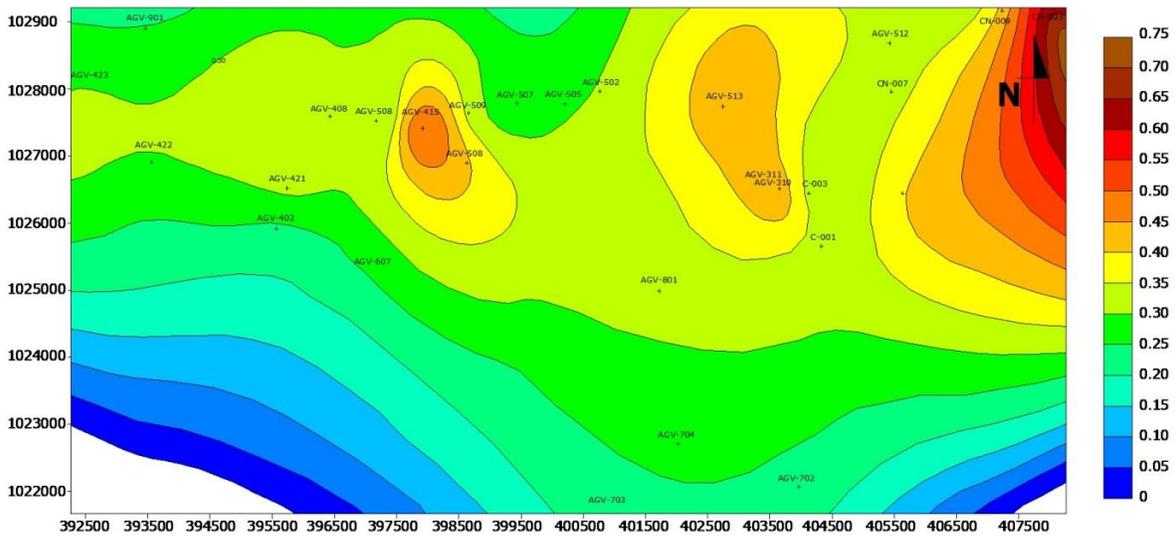


Figura 90. Mapa mostrando el porcentaje de arenas (*net to gross*). Muestra el aumento del espesor de arenas hacia el este.

A nivel general, puede decirse entonces que la unidad UN5 presenta un espesor promedio alrededor de los 600' (183 m) y según la información extraída de los registros de pozos, en especial del registro GammaRay se encuentra compuesta (aproximadamente) por un porcentaje de arenas puras que varía desde mínimos cercanos al 25% (al sur y suroeste del campo), hasta máximos de alrededor de 55% al moverse hacia el noreste de la zona. De manera proporcional, es la variación de los porcentajes de arcillas y limos; que van desde mínimos cercanos a un 45% del espesor total (en el noreste del campo) hasta máximos de casi 80% hacia el sur y suroeste de la zona.

4.5.5.2. Sedimentología

- **Aspectos litológicos:**

Según lo observado en los núcleos que contienen fragmentos de esta unidad (específicamente en el AGV-423, AGV-507 y CN-009) (ver Apéndice 1; sección 1.1, 1.4 y 1.7), a nivel litológico está conformada por areniscas de colores marrón claro a beige (algunas veces ligeramente calcáreas), con escogimiento

moderado y granos subredondeados a subangulares, intercaladas con limolitas y lutitas de colores marrón oscuro, gris y negro (algunas veces ligeramente calcáreas) frecuentemente con contenido carbonoso importante y algunas capas de lignito interestratificadas. También hay presencia importante de capas gruesas ($\geq 10'$) de facies heterolíticas (calcáreas y no calcáreas) compuestas por capas muy delgadas ($\leq 2''$) de areniscas limosas o arcillosas interestratificadas con limolitas arcillosas o arenosas y con lutitas limosas o arenosas.

Es frecuente en esta unidad la presencia de estructuras sedimentarias como estratificación o laminación flaser, estratificación o laminación lenticular y estratificación o laminación planar. Abundan los ichnofósiles de la ichnofacies *Cruziana*: *Planolites*, *Chondrites*, *Teichichnus* y (sobre todo hacia la base de la unidad) los *Thalassinoides*; y sólo a veces presenta *Ophiomorphas* (ichnofacies *Skolithos*). Nuevamente, se observa cómo en el núcleo CN-009 ubicado al noreste del campo (Apéndice 1; sección 1.7) el porcentaje de litologías arenosas aumenta con respecto al AGV-423 (oeste de la zona); sin embargo, mantienen las mismas características sedimentológicas a nivel general.

- **Análisis ambiental:**

La interpretación del paleambiente de depositación se realizó basada en las evidencias sedimentológicas y estratigráficas importantes; tales como la abundancia de litologías heterolíticas en los núcleos, la presencia y abundancia de estructuras sedimentarias como estratificación (o laminación) flaser y lenticular; la abundancia de ichnofósiles de ichnofacies *Cruziana* (típicamente en ambientes marinos plataformales, en zonas de baja energía), *Glossifungites* y *Skolithos* (típicas de zonas intermareales); la predominante presencia limo-arcillosa, con ausencia de grandes cuerpos arenosos que puedan asociarse a grandes barras estuarinas, barras de desembocadura, islas de barrera o canales fluviales y la orientación y distribución de los cuerpos arenosos dentro de los

mapas de isopropiedades. Así pues, el paleoambiente propuesto para esta unidad, es próximo-costero; específicamente de llanuras de marea.

- **Tendencia depositacional y Mapa de facies**

Según lo observado en los mapas isópacos y de arena neta para esta unidad (ver Apéndice 2) y el ambiente propuesto, se concluye que la dirección de sedimentación es SO-NE pero la tendencia de sedimentación es más bien NE-SO, pues en los ambientes mareales, el aporte sedimentario viene desde el mar hacia el continente para distribuirse dentro de canales y llanuras de marea, impulsados por corrientes mareales que van perdiendo energía, por lo que las arenas quedan concentradas en la zona de mayor energía (hacia el mar, donde golpean las olas) llamada "llanura de mareas baja" (o inferior) y las arcillas se concentran en la zona más continental, de menor energía, llamada "llanura de mareas alta" (o superior).

Con base en estas premisas y en las electrofacies presentes en los registros de pozos para esta unidad, fue construido el mapa de facies en el que se muestra la disposición de los canales de marea y llanuras de mareas (paleogeografía), con tendencia depositacional NE-SO (ver Apéndice 2 y Figura 91).

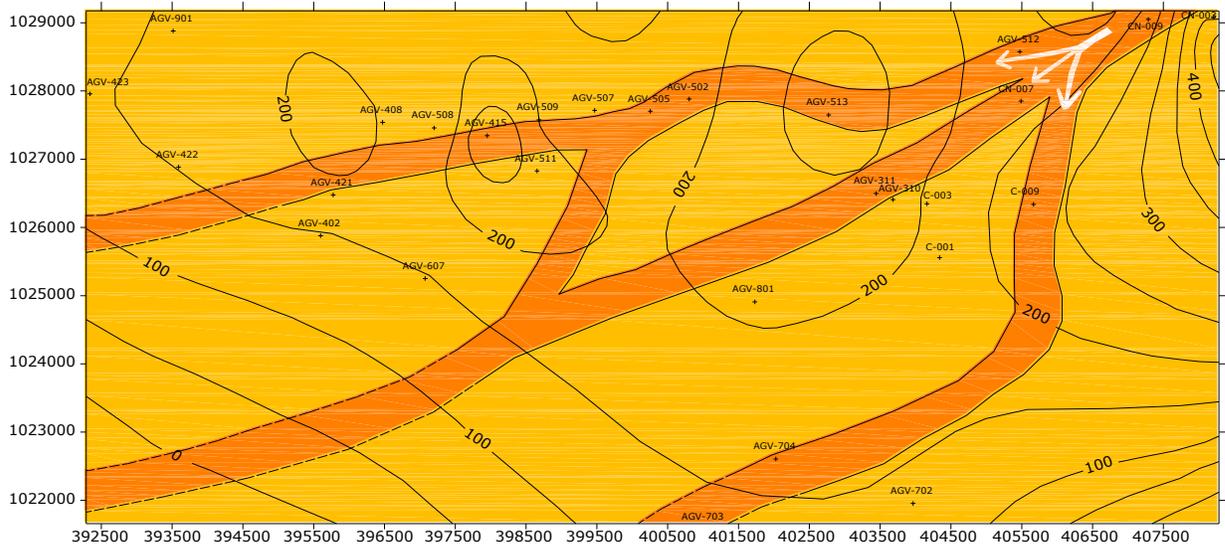


Figura 91. Mapa de facies de la UN5. Se muestran canales de marea (anaranjados), llanura de mareas (amarillo) y flechas blancas marcando la tendencia depositacional.

5. SUMARIO

Para los tres intervalos estudiados de interés, puede resumirse de la siguiente manera. El campo Aguasay Central a nivel de la "arena R" (UN1), presenta las siguientes características a nivel sedimentológico y estratigráfico:

- Cuenta, en promedio, con 310' (95 m) de espesor y se encuentra compuesta por areniscas de colores marrón claro, marrón rojizo y gris (a veces calcáreas), intercaladas con limolitas y lutitas de colores gris oscuro y negro frecuentemente carbonáceas y heterolitas (a veces calcáreas). Presenta abundancia de estructuras sedimentarias como estratificación o laminación flaser y estratificación o laminación lenticular y de ichnofósiles como *Planolites*, *Chondrites*, *Teichichnus*, *Thalassinoides*, *Paleophycus* (ichnofacies *Cruziana*) y *Ophiomorphas* (ichnofacies *Skolithos*).
- De base a tope, contiene el final de un cortejo de nivel alto (*Highstand System Tract-HST*) de unos 180' en promedio, limitado por una posible superficie erosiva y un cortejo transgresivo (*Transgressive System Tract-TST*) con un espesor promedio de 200', que continúa por encima de la superficie de inundación limitante de la UN1.
- No presenta tendencias importantes de engrosamiento o disminución de espesor a lo largo y ancho del campo.
- Muestra aumento del porcentaje de arenas netas y una orientación preferencial de los cuerpos (evidentes en los mapas de isopropiedades) en dirección suroeste-noreste.
- Se propone un paleoambiente de depositación transicional: próximo costero de llanura de mareas.

El campo Aguasay Central a nivel de la secuencia genética interpretada en los registros (UN3), presenta las siguientes características a nivel sedimentológico y estratigráfico:

- Tiene un espesor promedio de 430' (131 m) y debido a que ninguno de los núcleos disponibles y estudiados en la zona contienen este intervalo, no se cuenta con datos a detalle de su sedimentología. Sin embargo, según los datos extraídos de registros, se encuentra formada por intercalaciones de areniscas con limolitas y lutitas; hacia la base de la unidad es mucho más arcillosa y limosa, mientras que hacia el tope hay mayor presencia arenosa, con abundancia de capas de arenas limpias y de mayores espesores.
- Contiene, de base a tope, un cortejo de nivel alto (*Highstand System Tract-HST*) de espesor promedio 200' terminado por una posible superficie erosiva; seguido por un cortejo transgresivo (*Transgressive System Tract-TST*) con un espesor promedio de 270'. Se encuentra limitada en la base y en el tope por probables superficies de máxima inundación.
- No presenta tendencias importantes de engrosamiento o disminución de espesor a lo largo y ancho del campo.
- Muestra una ligera tendencia al aumento del porcentaje de arenas netas hacia el este y una orientación preferencial de los cuerpos (evidentes en los mapas de isopropiedades) en dirección suroeste-noreste.
- Se propone un paleoambiente de depositación transicional: próximo costero de llanura de mareas.

El campo Aguasay Central a nivel de la "arena F" (UN5), presenta las siguientes características a nivel sedimentológico y estratigráfico:

- Cuenta, en promedio, con 600' (183 m) de espesor y se encuentra compuesta por areniscas de colores marrón claro a beige (a veces

calcáreas), intercaladas con limolitas y lutitas de colores marrón oscuro, gris y negro (a veces calcáreas) con importante contenido de carbón en algunos niveles, y heterolitas (a veces calcáreas); que contienen abundantes estructuras sedimentarias como laminación flaser, laminación lenticular y laminación planar y abundantes ichnofósiles como *Planolites*, *Chondrites*, *Teichichnus*, *Thalassinoides* (ichnofacies *Cruziana*) y *Ophiomorphas* (ichnofacies *Skolithos*).

- Contiene, de base a tope, el final de un cortejo de nivel alto (*Highstand System Tract-HST*) de unos 50' (o menos) limitado al tope por una posible superficie erosiva; un cortejo transgresivo (*Transgressive System Tract-TST*) de 200', limitado en el tope por una probable superficie de máxima inundación; y un cortejo de nivel alto de unos 380' (*HST*), que continúa suprayacente a la superficie de inundación limitante de la UN5.
- No presenta tendencias importantes de engrosamiento o disminución de espesor a lo largo y ancho del campo.
- Muestra aumento del porcentaje de arenas netas y una orientación preferencial de los cuerpos (evidentes en los mapas de isopropiedades) en dirección suroeste-noreste.
- Se propone un paleoambiente de depositación transicional: próximo costero de llanura de mareas.

Así pues, el campo Aguasay Central, a nivel general, se encuentra compuesto por 7 facies de areniscas, 2 facies limolíticas, 2 facies lutíticas, 1 facies heterolíticas, 1 facies de lodolita calcárea y 1 facies de lignitos.

En los intervalos de interés, presenta una dirección de sedimentación suroeste-noreste; mientras que, según las evidencias analizadas y los paleoambientes depositacionales, la tendencia de sedimentación es noreste-suroeste.

El ambiente de depositación para los tres intervalos estudiados, y restringido arealmente a la zona de estudio (campo Aguasay Central); es transicional: próximo costero de llanura de mareas. No se descarta que los intervalos intermedios (entre los estudiados) presenten diferente paleoambiente y por lo tanto, tendencia depositacional. Tampoco se generaliza la situación paleoambiental a otros campos, ni a otras zonas del campo Aguasay. Recuérdese que para el Mioceno Temprano a Medio, durante la depositación de la Formación Oficina, la paleogeografía de la cuenca oriental la mostraba abierta al este y alimentada por diversas fuentes fluviales, donde se desarrollaron deltas y otros ambientes transicionales en los predios interdeltáicos; por lo que esta interpretación coincide con lo observado en la literatura respectiva. Los espesores se mantienen relativamente uniformes a lo largo y ancho del campo, hecho que apoya la presencia de subambientes mareales.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- El modelo estratigráfico y sedimentológico desarrollado en este trabajo constituye un aporte para la comprensión geológica a nivel general del campo Aguasay Central, que adolece de modelo estático.
- El paleoambiente de depositación próximo-costero de llanura de mareas interpretado en este trabajo; debe ser comprobado a nivel de detalle, por lo que abre las puertas a futuras investigaciones acerca del origen de la Formación Oficina
- La aplicación de estratigrafía secuencial a escala de yacimiento (ciclos de 4to y 5to orden), fue bastante útil para el establecimiento de superficies cronoestratigráficas que pudieron ser correlacionadas en todo el campo y permitieron abordar el análisis sedimentológico y estratigráfico de manera innovadora para la zona, pues durante un tiempo se ha venido trabajando la interpretación geológica basada en los "topes oficiales" (topes aprobados a nivel ministerial).
- Los mapas isópacos realizados fueron de gran utilidad dentro del estudio, pues permitieron determinar la tendencia depositacional dentro del campo y construir el mapa de facies de la zona, que a su vez, muestra la propuesta paleoambiental y paleogeográfica interpretada en el área estudio.
- La ausencia de *Lowstand System Track* en el análisis por secuencia realizado puede deberse, por una parte, a que la caída del nivel del mar no fue tan fuerte como para que se entallaran los ríos dentro de la zona y por ende, no se generó el cortejo o, debido a que la escala de trabajo es muy pequeña y no permite percibir el proceso. En este sentido, se recomienda realizar estudios geofísicos sísmicos que permitan caracterizar a detalle los cortejos interpretados a través de la aplicación de la estratigrafía secuencial y con la identificación de

los patrones en las terminaciones de los reflectores podría determinarse o descartarse la presencia de un *Lowstand System Track*.

- Debe recordarse que se trabajó estrictamente en una zona de 200 km² y en intervalos verticales específicos, por lo que se recomienda con la finalidad de ampliar la interpretación geológica paleoambiental y de procesos en la zona, el desarrollo de modelos sedimentológicos en los intervalos restantes de la Formación Oficina y en las áreas adyacentes al Campo Aguasay Central.

- Así mismo, se recomienda realizar un modelo sedimentológico y estratigráfico en los demás campos pertenecientes a Aguasay y al Área Mayor de Oficina, lo que permitiría aclarar y afinar las interpretaciones dadas para los ambientes de depositación en la Formación Oficina.

- Se recomienda realizar estudios petrográficos a secciones finas extraídas de núcleos de Aguasay Central, con el objetivo de clasificar las rocas a nivel microscópico y conocer características relacionadas a condiciones diagenéticas del campo.

- Se recomienda realizar muestreos y estudios bioestratigráficos que permitan confirmar las superficies de máxima inundación propuestas.

- Se recomienda realizar el modelo estructural de campo, para enriquecer el modelo sedimentológico y estratigráfico con datos de fallas y estructuras. De la misma manera, pueden utilizarse estudios petrofísicos para la incorporación de las propiedades petrofísicas de las rocas como parte de este enriquecimiento.

7. BIBLIOGRAFÍA

- BARITTO, I. (2006). *Estratigrafía y Marco Estructural de la Cuenca Oriental de Venezuela*. Caracas, U.C.V. Trabajo inédito para la materia "Cuencas Petrolíferas de Venezuela".
- BHATTACHARYA, J. (2003). *Deltas and estuaries*. In: *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks*. Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- BOGGS, S. (2006). *Principles of Sedimentology and Stratigraphy*. New Jersey, Prentice Hall. 662 p.
- CATUNEANU, O. (2006). *Principles of sequence stratigraphy*. Oxford, Elsevier. 375 p.
- DUNHAM, R. (1962). *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. En: Ham, W. E. (ed.), *Classification of carbonate rocks: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, p. 108-121.
- EISMA, D.; DE BOER, P.; CADEE, G.; DIJKEMA, K.; RIDDERINKHOF, H. y PHILIPPART, C. (1998). *Intertidal deposits: River mouths, tidal flats, and coastal lagoons*. Boca Ratón, CRC Press. 524 p.
- GALLOWAY, W. y HOBDDAY, D., (1983). *Terrigenous Clastic Depositional Systems. Applications to Petroleum, Coal, and Uranium Exploration*. Segunda Edición. New York, Springer.

- GONZÁLEZ, A. y VÁSQUEZ, D. (2005). *Modelado sedimentológico y estratigráfico de las arenas de petróleo y gas pertenecientes a las Formaciones Oficina y Merecure en el campo Socororo Oeste, Anzoátegui*. Caracas, Tesis de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, Departamento de Geología, U.C.V.
- GONZALEZ DE JUANA, C.; ITURRALDE, J. y PICAR, X. (1980). *Geología de Venezuela y de sus Cuencas Petrolíferas*. Tomo I y II. Caracas, Ediciones Foninves.
- GOOGLE MAPS online. Consultado en 08-2011: "Delta del río Nilo", de <http://maps.google.es/>
- ENCICLOPEDIA ENCARTA. (2003). "Ubicación de Venezuela", Mapa de relieve. Enciclopedia Microsoft® Encarta® 2003, Microsoft Corporation.
- HALLIBURTON. (s.f.). *Recopilación Técnica de Ingeniería de Yacimientos*.
- JÁCOME, M.; KUSZNIR, N.; AUDEMARD, F. y FLINT S. (2003). *Formation of the Maturín Foreland Basin, eastern Venezuela: Thrust sheet loading or subduction dynamic topography*. Caracas, Revista Tectonics, vol. 22, no. 5.
- LEXICO ESTRATIGRÁFICO DE VENEZUELA. (1998) [on line] Consulta: 12-2010. Disponible en <http://www.pdvsa.com/lexico/>.
- MÉNDEZ, J. (2006). *Petrología*. Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela. PDVSA Intevep.

- MENDOZA, V. (2005). *Geología de Venezuela, Tomo II: Cretácico, Terciario y Reciente Sedimentario de Venezuela*. Ciudad Bolívar, Universidad de Oriente, Inédito.
- MOUNT, J. (1985). *Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification*. Journal of International Association of Sedimentologists.
- NICHOLS, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Oxford, Editorial Wiley-Blackwell.
- PARNAUD, F.; GOU, Y.; PASCUAL, J.; TRUSKOWSKI, I.; GALLANDO, O.; PASSALACQUA, H. y ROURE, F. (1995). *Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin*. AAPG Memoir 62, p. 741-756.
- PARRA, M.; SÁNCHEZ, G.; MONTILLA, L.; GUZMÁN, O.; NAMSON, J. y JÁCOME, M. (2010). *The Monagas Fold-Thrust Belt of Eastern Venezuela. Part I: Structural and Thermal modeling*. Revista Elsevier.
- PEMBERTON *et al.* (s.f.). *Trace Fossil Atlas: The Recognition Of Common Trace Fossils in Cores*. 139 pag.
- PDVSA, Intevep (2010). *Proyecto 4386: Apoyo y Servicio Técnico Especializado al Crecimiento de Áreas Tradicionales de Oriente. Petrofísica Fase I*. Los Teques, Petróleos de Venezuela, S.A.
- PDVSA Gas (2008). *Estudios integrados del área Aguasay/Caro/Carisito*. Puerto La Cruz, Petróleos de Venezuela S.A.

- PETTIJOHN, F.; POTTER, P. y SIEVER, R. (1972). *Sand and Sandstone*. New York, Springer – Verlag.
- PINTO, J. (2011). *Estratigrafía Secuencial: Esquemas alternativos de un paradigma en evolución*. Ponencia. Inédito. Los Teques, PDVSA-Intevep.
- ROJAS, F. y ÁLVAREZ, J. (2007). *Modelado sedimentológico de la sección cretácica en el campo "El Furrial" de la Cuenca Oriental de Venezuela, al norte del Estado Monagas*. Caracas, Tesis de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, Departamento de Geología, U.C.V. Inédito.
- RUBIO, A. (s.f.). *Glosario de Geología*. Consultado en 05-2011, de <http://usuarios.multimania.es/mineralesespana/GlosarioMineralogico2.htm/>
- SÁNCHEZ, G.; BAPTISTA, N.; PARRA, M.; MONTILLA, L.; GUZMÁN, O. y FINNO, A. (2010). *The Monagas Fold-Thrust Belt of Eastern Venezuela. Part II: Structural and palaeo-geographic controls on the turbidite reservoir potential of the middle Miocene foreland sequence*. Revista Elsevier.
- SCHLUMBERGER (s.f.). *Principios y Aplicaciones de la interpretación de registros de pozos*.
- SOCIETY FOR SEDIMENTARY GEOLOGY (SEPM). Consultado en 07-2011, de: <http://sepmstrata.org/terminology/ichnofacies.html>.
- SUMMA, L.; GOODMAN, E.; RICHARDSON, M.; NORTON, I. y GREEN, A. (2003). *Hydrocarbon systems of Northeastern Venezuela: plate through*

molecular scale-analysis of the genesis and evolution of the Eastern Venezuela Basin. Revista Elsevier.

- SWANSON, D. (1976). *Manual de facies Clásticas.* Creole Petroleum Corp. Exxon Production Research Co.
- UNIVERSITY OF MISSOURI. Consultado en 08-2011, de la página web: <http://www.missouri.edu/~geoscmbu/deltas.jpg>.
- VAIL, P. y WORNARDT, W. (1990). *Well log-seismic sequenc stratigraphy: a new tool for Exploration in the 90s.* Gulf Coast Section SEPM 11th Annual Research Conference, Program and extended Abstracts, p.379.
- VAN WAGONEER, J.C.; Posamentier, H.W.; Mitchum, R.Jr.; Vail, P.; Sarg, J.; Loutit, T. and Handenbol, J. (1988). *An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions,* en C.K. Wilgus et al., eds., *Sea-level Change: an Integrated Approach.* SEPM Spec. Pub. 42.
- TEIXEIRA, J. y ZAPATA, S. (1999). Caracterización y modelo sedimentológico para la Formación Oficina en el área de Casma-Buja, Monagas Central. Caracas, Tesis de grado para optar al título de Ingeniero Geólogo, Departamento de Geología, U.C.V. Inédito.
- WALKER, R. y JAMES, N. (1992). *facies Model. Response to Sea Level Change.* St. John's, Newfoundland, Canada, Geological Association of Canada; 409 p.

- YORIS, F. y OSTOS, M. (1997). Geología de Venezuela: Geología General y Cuencas Petrolíferas. En: Singer, J. (Edr) *WEC 1997. Conferencia Evaluación de Pozos*. Texas, Schlumberger - Surencó C.A. Jolley Printing

APENDICE 4: OTROS AMBIENTES DE TRANSICIÓN: Deltas e Islas de Barrera

1. Ambientes deltáicos

Sam Boggs, en 2006, indica que la palabra “delta” fue utilizada por el filósofo griego Herodotus alrededor del año 490 a.C., para describir el plano aluvial de forma triangular formado en la desembocadura del río Nilo, por depósitos de sus distributarios (Figura 1). Los deltas más modernos son menos triangulares y más irregulares en forma que el delta del río Nilo; sin embargo, el término aún se aplica a cualquier depósito, subaéreo o sumergido, formado por sedimentos fluviales depositados dentro de un cuerpo de agua importante (lagos, océanos). De manera formal, un delta puede ser definido como “una discreta protuberancia en la costa, formada en el punto donde un río entra al océano o cualquier otro cuerpo de agua” (Nichols, 2009) y como tal, es formado donde los sedimentos transportados por el río construyen como un cuerpo dentro de un lago o del mar.



Figura 1. Delta del río nilo. Detállese la forma triangular que presenta. Tomado de Google Maps online (<http://maps.google.es/>)

En cuanto a su formación, Mendez Baamonde (2006) señala que, en términos generales, un delta se forma cuando todo el material sedimentario transportado por el río no logra ser dispersado o distribuido de manera eficaz a lo largo de la línea de costa. De esta forma, los sedimentos que inicialmente son transportados por un canal único, se distribuyen muy cerca de la desembocadura y van avanzando en dirección al mar.

En términos generales, un delta puede subdividirse en (ver Figura 2):

- **Planicie deltaica (*topset* o *delta-top*):** Corresponde a la porción subaérea del delta, que comprende los canales activos y abandonados, separados por ambientes de aguas someras y superficies emergidas. Usualmente contiene canales distributarios y una amplia variedad de subambientes no-marinos a salobres; incluyendo pantanos, marismas, llanuras mareales y bahías interdistributarias.

- **Frente deltaico (*foreset* o *delta-front*):** es el lugar donde ocurre mucha de la depositación activa en ambientes deltaicos, particularmente en las bocas de los distributarios, donde los sedimentos más gruesos son depositados en barras. El desarrollo de estas *barras de desembocadura* se encuentra influenciado directamente por los procesos marinos y por el tamaño de grano de los sedimentos. Por ejemplo; en deltas de aguas profundas con altas proporciones limo-arcillosas, formados en cuencas marinas de aguas relativamente tranquilas (baja influencia mareal y de oleajes), la posición de los canales distributarios puede mantenerse fija durante mucho tiempo; entonces las “arenosas” barras de desembocadura progradan para formar barras elongadas (similares a dedos), como ocurre en el moderno delta del Mississippi (“*birdfoot*” delta=*delta pata de ave* – ver Figura 3). En contraste; en los sistemas arenosos depositados en aguas someras, los distributarios cambian más rápidamente y tienden a generar deltas

más lobulares, como sucede en los deltas Lafourche (Figura 2) y Atchafalaya (Figura 4).

- **Prodelta (*bottomset*):** Es el área donde los sedimentos finos se asientan y depositan. Corresponde a la zona de transición entre el frente deltaico y los depósitos marinos. Se encuentra por debajo de la acción de erosión de las olas, extendiéndose más allá del frente deltaico con una pendiente suave hacia el fondo de la cuenca, en la que el delta está avanzando. Comúnmente se encuentra altamente bioturbada.

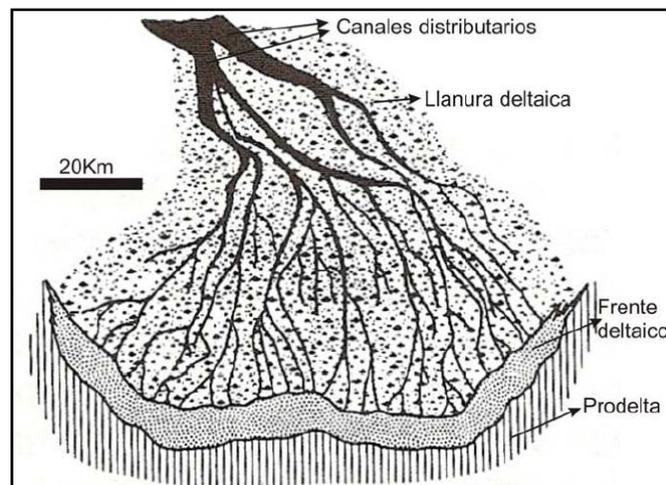


Figura 2. Partes de un delta. Delta del Lafourche; nótese la forma lobular de las barras de desembocadura, desarrollada en sistemas arenosos de deposición en aguas someras donde los distributarios cambian constantemente su curso. (Tomado y modificado de Walker y James, 1992)

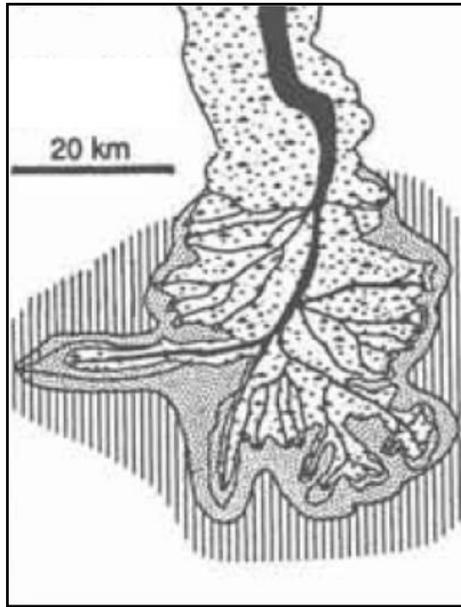


Figura 3. Delta moderno del río Mississippi, EE.UU. Nótese la forma alargada de sus barras de desembocadura en esta sección del delta; desarrollada en sistemas predominantemente lodosos, de aguas tranquilas (Tomado de Walker y James, 1992).

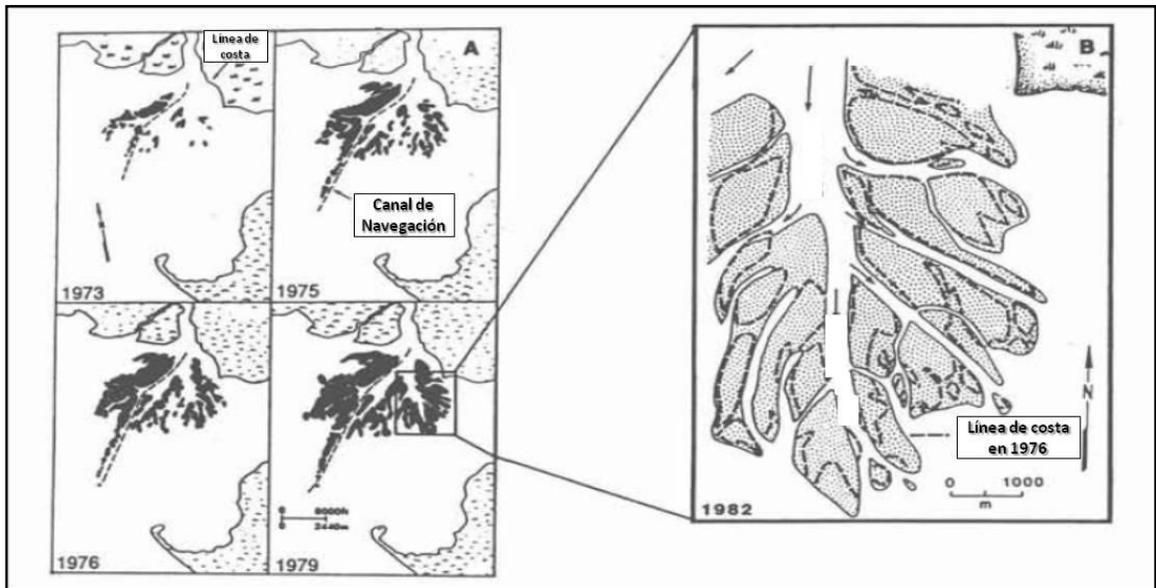


Figura 4. Desarrollo de un delta de aguas someras en la bahía de Atchafalaya del delta del Mississippi. A) Las formas lobulares se van fusionando hasta formar las barras de desembocadura (en negro), B) Con el crecimiento, las barras de desembocadura terminan de formarse por acreción río arriba y río abajo. Se muestra una comparación entre la línea de costa en 1976 y en 1982. (Tomado y modificado de Walker y James, 1992)

1.1. Tipos de Delta

La clasificación moderna de los deltas se encuentra basada en una característica distintiva de cada uno de ellos; la forma. La forma general de un delta, se ha determinado que se encuentra relacionada directamente con la influencia de tres procesos principales: la corriente del río, la acción de las olas y la acción de las mareas (ver Figura 5 y Figura 6).

Así pues, la clasificación se realiza en términos del tamaño de grano dominante en los depósitos y la importancia relativa en la zona de los procesos fluviales, de oleaje y mareales. Este esquema puede ser aplicado a deltas modernos y es muy útil debido a que las características de los depósitos formados dentro de diferentes tipos de delta, pueden ser usadas como base para clasificar estratos que son interpretados como facies deltaicas.

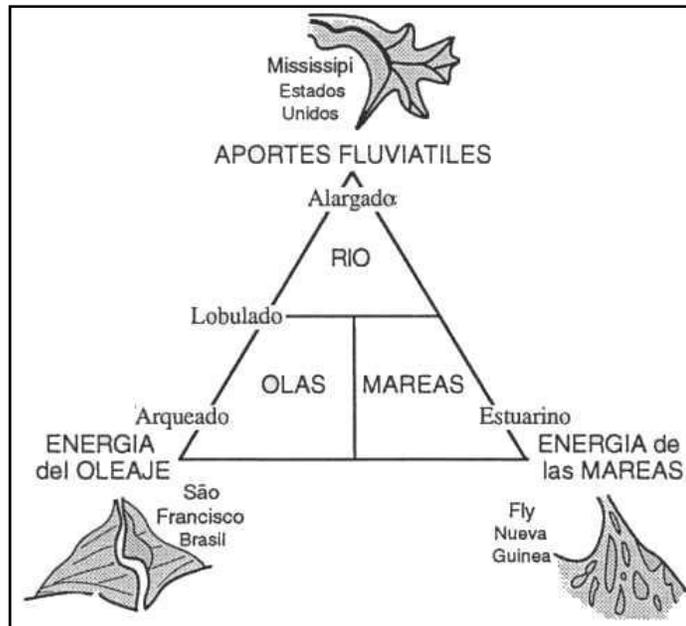


Figura 5. Tipos de Delta, según el proceso que domine en su frente deltáico y la forma que adquiere, con ejemplos. Tomado y modificado de Galloway, 1983.

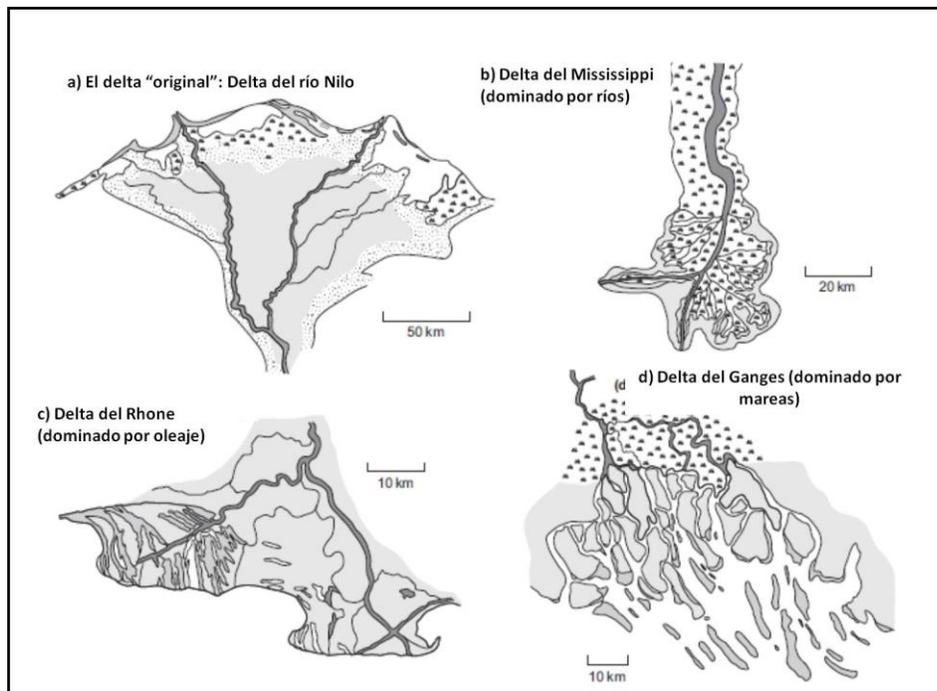


Figura 6. Formas de deltas modernos: (a) Delta del río Nilo, (b) Delta del río Mississippi, dominado por ríos, (c) Delta del río Rhone, dominado por oleaje, (d) Delta del río Ganges, dominado por mareas (Tomado y modificado de Nichols, 2009).

1.1.1. Deltas dominados por Ríos

Un delta es llamado “dominado por ríos” cuando los efectos de las mareas y del oleaje son menores a los fluviales. Esto requiere de un régimen micromareal y una configuración donde la energía de las olas sea efectivamente disipada antes de que las olas lleguen a la línea de costa. Bajo estas condiciones, la forma del delta es controlada mayoritariamente por los procesos fluviales de transporte y sedimentación. La corriente unidireccional fluvial en la boca del río continúa dentro del mar como un flujo subacuático. La forma del canal es mantenida por diques bien definidos y áreas de inundación (ver Figura 7). Las cargas de fondo y en suspensión transportadas por el río son depositadas en los diques, causando el aumento relativo del nivel del mar y la extensión del frente deltaico hacia la cuenca como delgadas tiras de tierra a ambos lados del canal

principal para formar el característico patrón "*bird's foot*" de un delta dominado por ríos (Walker y James, 1992).

Un rasgo común de los deltas dominados por ríos es la inestabilidad del canal debido al bajo gradiente de la planicie deltaica, resultando en frecuentes avulsiones de canales mayores y menores. El curso del río cambia, así como una ruta hacia el mar resulta abandonada, y un nuevo canal es formado, dejando el antiguo canal, sus diques y sus áreas de inundación abandonados. El continuo cambio de los canales en la planicie deltaica construye un patrón de superposición de lóbulos abandonados (ver Figura 8).

Los depósitos de deltas dominados por ríos tienen facies de planicie deltaica bien desarrolladas, consistentes de sedimentos de canales y llanuras de inundación. Las características de esas facies serán esencialmente, las mismas de un sistema fluvial. Las zonas de inundación de una planicie deltaica pueden ser sitios de prolífico crecimiento de vegetación, conduciendo a la formación de turba y eventualmente, carbón. Los canales crecen para formar los "dedos" del "*bird's foot*", entre los cuales existen grandes bahías interdistributarias. Estas bahías son relativamente protegidas y constituyen áreas de sedimentación de grano fino. Los abanicos de rotura, desde los canales distributarios, suministran el sedimento a estas bahías y gradualmente las rellenan hasta el nivel del mar, para convertirse entonces en las zonas vegetadas de la planicie deltáica. El relleno de las bahías interdistributarias resulta, en pequeña escala (pocos metros de espesor), sucesiones grano crecientes. Por su parte, las barras de desembocadura se forman en frente a los canales distributarios (así como a los lóbulos deltáicos individuales). Estos cuerpos de barra de desembocadura (ver Figura 9), son individualmente, relativamente pequeños debido a la redistribución de sedimentos por oleaje o procesos mareales.

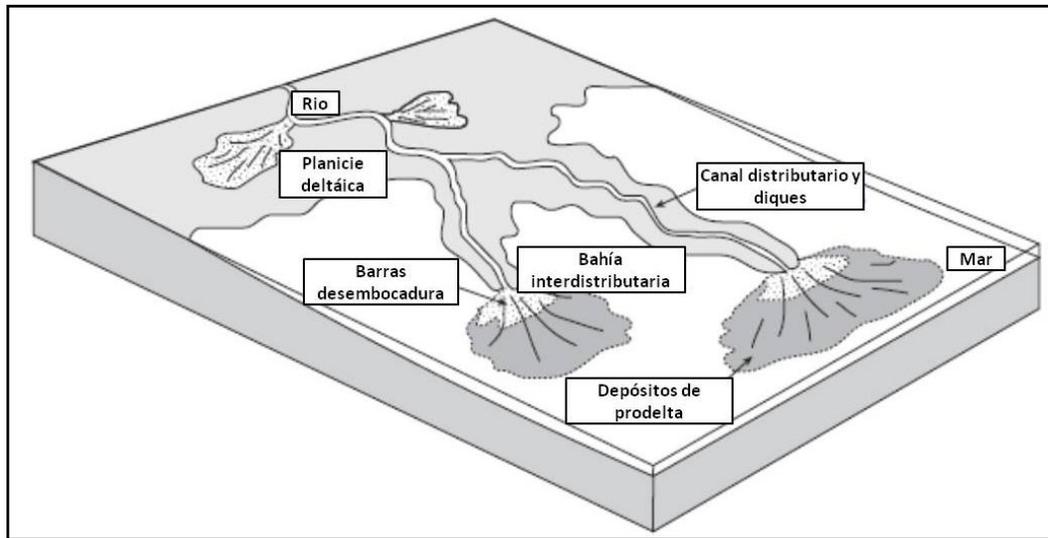


Figura 7. Delta dominado por ríos, con los canales distributarios extendiéndose como lobos alargados, debido a la ausencia de retrabajo por parte de las olas y de las mareas. En sistemas de baja energía, las bahías interdistributarias son características de los deltas de este tipo. Tomado y modificado de Nichols (2009).

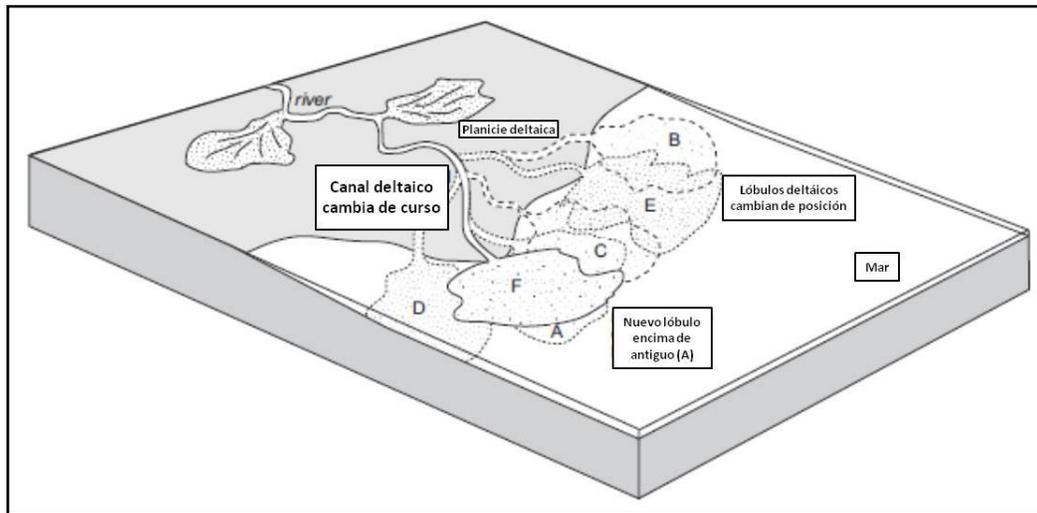


Figura 8. Cuando un delta sufre avulsión, un nuevo lóbulo comienza a construirse en la nueva localización de la desembocadura del canal. El lóbulo abandonado subside por deshidratación hasta que se encuentra completamente sumergido. A través del tiempo, el canal eventualmente regresará a esa posición; superponiéndose al antiguo lóbulo deltaico. Este proceso resulta en series de sucesiones de lóbulos deltaicos, cada uno grano creciente de base a tope. Tomado y modificado de Nichols (2009).

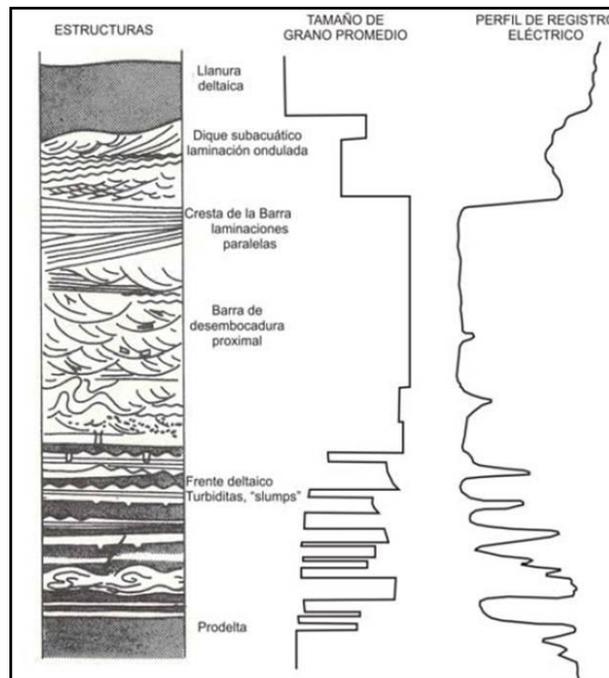


Figura 9. Secuencia vertical idealizada a través del eje de un cuerpo de arena de una barra de desembocadura. Tomado de Galloway y Hobday (1983).

1.1.2. Deltas dominados por Oleaje

Las olas tienen la capacidad de retrabajar y redistribuir cualquier sedimento depositado en aguas someras, especialmente durante condiciones de tormenta. La desembocadura de un río y sus barras de desembocadura, son zonas del delta susceptibles a la acción del oleaje, resultando en una modificación de los patrones observados en los deltas dominados por ríos (Nichols, 2009) (Figura 10). La progradación de los canales hacia la cuenca es limitada, porque los diques subacuáticos no se forman, pues la carga de fondo actúa sobre ellos impulsada por las olas inmediatamente después que son depositados. Cualquier oblicuidad entre la dirección del viento y el frente deltaico causa una migración lateral de los sedimentos; pues las olas redistribuyen los materiales a lo largo de la línea de costa para formar cuerpos elongados y paralelos a la línea de costa.

La acción de las olas es efectiva en cuanto al escogimiento de los sedimentos se refiere; por lo que los depósitos de una barra de desembocadura en un delta influenciado por oleaje deben ser mejor escogidos que aquellos dentro de un delta dominado por ríos.

La progradación de un delta dominado por oleaje ocurre porque la acción de las olas no transporta todo el material lejos de la región de desembocadura del río. Un suministro sedimentario neto del río resulta en una serie de lomas arenosas paralelas a la línea de costa formando como barras de desembocadura.

Los depósitos en deltas dominados por oleaje muestran bien desarrolladas barras de desembocadura y sedimentos de playa, que se producen como cuerpos alargados de grano grueso, aproximadamente perpendiculares a la orientación de los canales del delta (ver Figura 11).

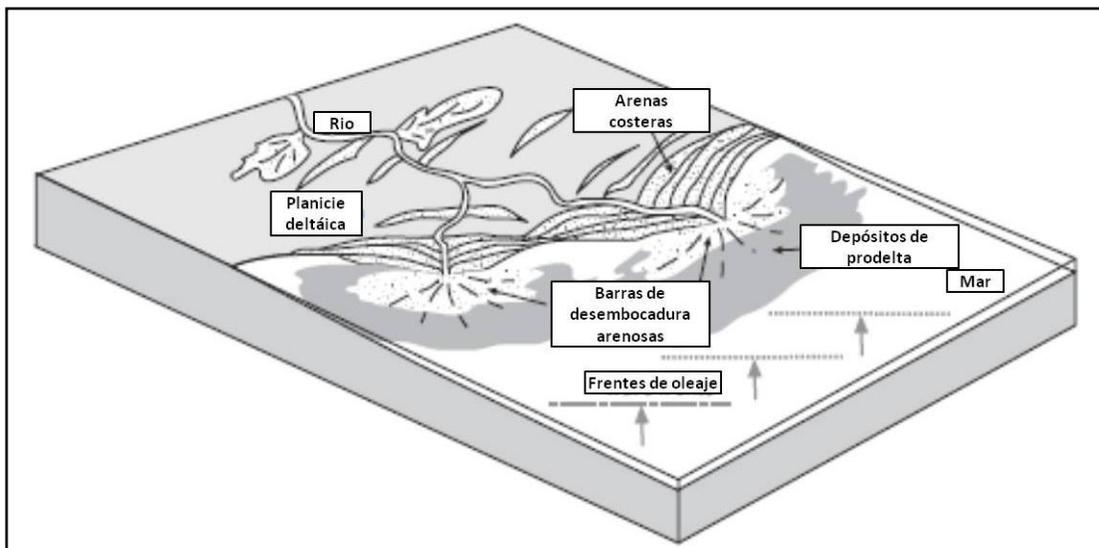


Figura 10. Delta dominado por oleaje; formado donde la actividad de las olas retrabaja los sedimentos y los lleva hasta el frente deltaico para formar depósitos de barras costeras arenosas y de amplias barras de desembocadura. Tomado y modificado de Nichols (2009).

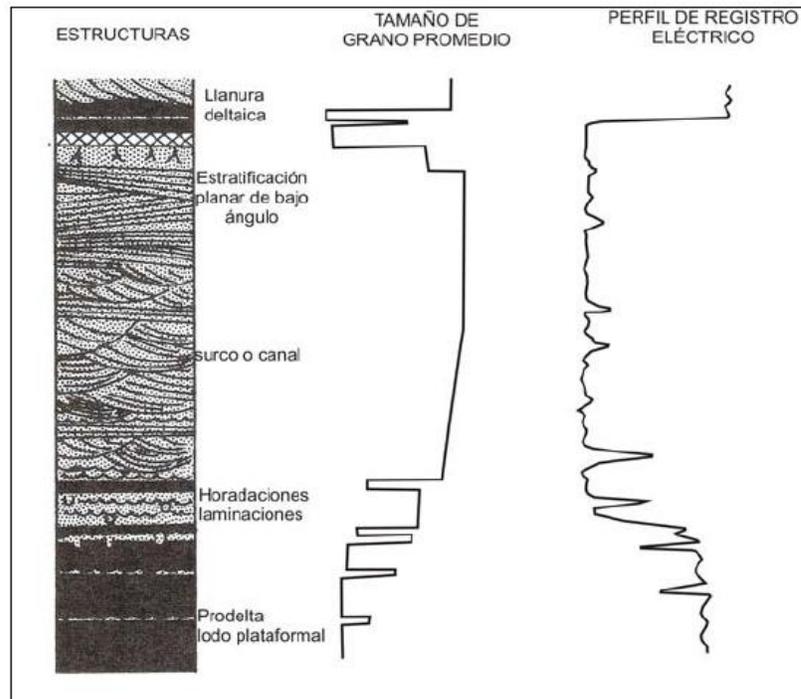


Figura 11. Secuencia vertical generalizada de un cuerpo de arena de la barra costera en un delta dominado por oleaje (Tomado de Galloway y Hobday, 1983)

1.1.3. Delta dominado por Mareas

Las líneas de costa con amplios rangos mareales experimentan corrientes mareales hacia el continente y hacia la cuenca que mueven toda la carga sedimentaria. Un delta construido en una región con fuertes mareas será modificado hasta un patrón que es muy diferente tanto al delta dominado por ríos, como al delta dominado por oleajes. En primer lugar, los canales de la planicie deltaica están sujetos a la influencia mareal con inversiones del flujo y/o periodos de estancamiento (inundación mareal). Esto puede ser observado en los estratos como inversiones de paleocorrientes, indicada por estratificaciones cruzadas y la formación de mantos de arcilla (ver Figura 12).

Las llanuras de inundación (*topset*) pueden ser parcialmente llanuras mareales y toda la planicie deltaica será susceptible a la inundación durante periodos de altas descargas fluviales junto con altas mareas. Las corrientes

mareales redistribuyen los sedimentos en la desembocadura del río en barras elongadas que son perpendiculares a la línea de costa. Estas son barras de desembocadura modificadas, que pueden mostrar estratificación cruzada bidireccional e interestratificaciones de arcilla debido a las inversiones causadas por el reflujó y a las inundaciones por corrientes mareales (Nichols, 2009).

Los depósitos de un delta influenciado por mareas pueden distinguirse de otros deltas por la presencia de estructuras sedimentarias y asociaciones de facies que indican que los procesos mareales estuvieron activos (inversiones de paleocorriente, interestratificaciones de arcilla, etcétera), además de que las barras de desembocadura subacuáticas serán alargadas y paralelas a los canales fluviales. La sucesión general de estratos muestra el característico patrón progradante (grano creciente) de cualquier delta, un rasgo que permitirá diferenciarlo de otros ambientes influenciados por mareas como los estuarios (retrogradantes, grano decrecientes) (Figura 13).

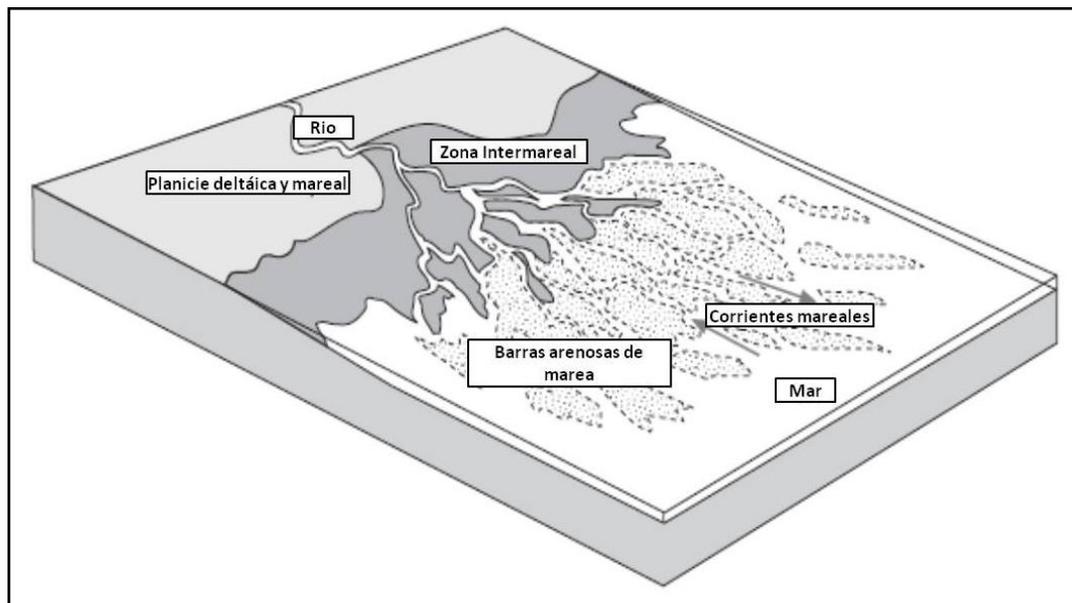


Figura 12. Un delta dominado por mareas en un régimen macromareal mostrará extensa redistribución del frente deltaico por corrientes mareales y la planicie deltaica tendrá una región de depositación intermareal (Tomado y modificado de Nichols, 2009).

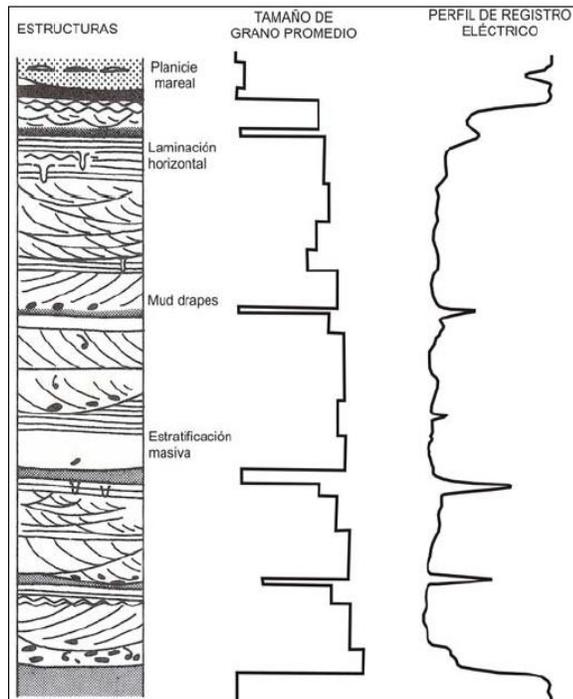


Figura 13. Perfil vertical generalizado de un relleno de canal mareal (Galloway y Hobday, 1983)

2. Ambiente de Islas de Barrera

A lo largo de algunas líneas de costa una barrera de sedimentos separa el mar abierto del plano costero (ver Figura 14). Las islas de barrera están compuestas de material gravoso y/o arenoso y su desarrollo viene altamente influenciado por la acción del oleaje. Estas pueden estar parcialmente conectadas al continente, formando un espolón playero o totalmente conectadas como una barrera soldada que encierra completamente a una laguna puede encontrarse aislada, como una isla de barrera. En la práctica, la diferenciación entre estas tres formas puede ser muy difícil, pues sus características sedimentológicas son muy similares. El ancho de las barreras (Figura 15) varía desde menos de 100m hasta varios kilómetros y su longitud desde unos pocos cientos de metros hasta muchas decenas de kilómetros (citado en Nichols 2009). Presentan mayor tendencia a formarse a lo largo de las costas abiertas de grandes océanos, donde la energía de las olas es alta y la influencia de las mareas, baja.

El margen costero de una isla de barrera presenta una playa, y comúnmente crestas de dunas playeras donde los procesos eólicos re trabajan los sedimentos arenosos. La vegetación ayuda a estabilizar las dunas. En la zona hacia el continente de la isla, las capas de arena depositadas durante periodos de tormenta se acuñan dentro de los pantanos lodosos de los extremos de la laguna. Durante las tormentas, las oleadas del mar pueden localmente cubrir las lomas playeras y depositar capas de sedimentos (*washovers*) re trabajados por el fuerte oleaje desde la barrera hasta la laguna (Figura 14). Los depósitos de *washover* son conos de arenas estratificadas de bajo ángulo buzante hacia el continente desde la barrera, dentro de la laguna.

Las condiciones necesarias para la formación de una barrera son las siguientes. En primer lugar, se requiere un abundante suministro de sedimento tamaño arena o grava y este debe ser suficiente para igualar o exceder cualquier pérdida de sedimento por erosión. El suministro de sedimento es acarreado por el oleaje litoral desde la desembocadura del río hasta algún otro punto a lo largo de la costa. En segundo lugar, el rango de mareas debe ser pequeño. En sistemas macromareales, el intercambio de agua entre la laguna y el mar durante cada ciclo mareal previene la formación de una barrera debido a que un paso restringido no sería capaz de permitir la circulación del agua a una tasa suficientemente alta. Los sistemas depositacionales de barrera son, entonces mejor desarrollados en regímenes micromareales (Figura 14) y, hasta cierto grado, en mesomareales (Figura 16). Por último, las islas de barrera generalmente se forman bajo condiciones de lento aumento relativo del nivel del mar (Nichols, 2009). Si existe una loma costera bien desarrollada, el plano costero detrás de puede ser más bajo que la cima de la loma. Con un pequeño incremento del nivel del mar, el plano costero puede inundarse parcialmente hasta formar una laguna y la loma playera permanecería expuesta, formando una barrera. Para que la barrera permanezca subaérea mientras el nivel del mar aumenta aún más, los sedimentos deben ser agregados a la playa para

construirla, este es, la primera condición para que el alto suplemento sedimentario sea satisfecho.

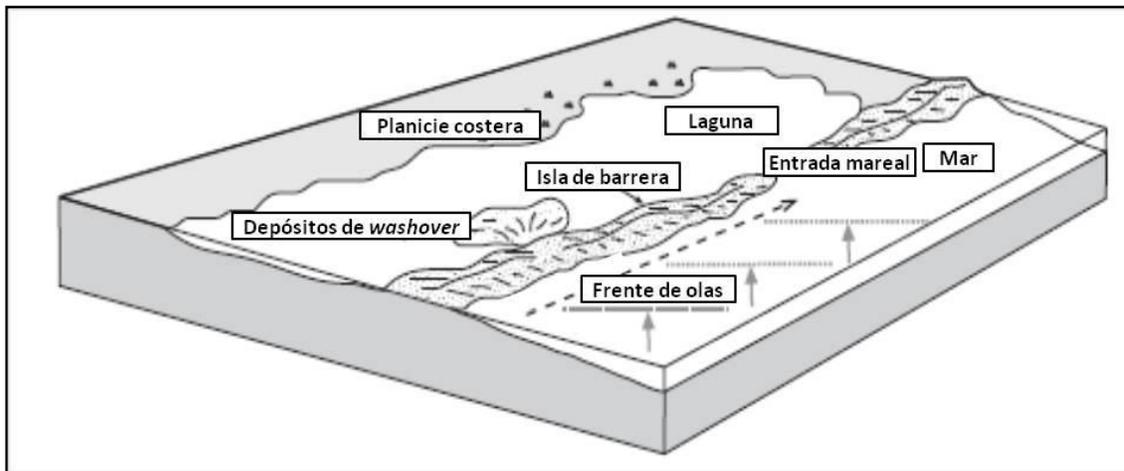


Figura 14. Línea de costa dominada por oleaje con la isla de barrera protegiendo a una laguna, bajo un régimen micromareal. Tomado de Nichols, 2009.



Figura 15. Espolón playero (barras) a lo largo de la línea de costa dominada por oleaje. Tomado de Nichols, 2009.

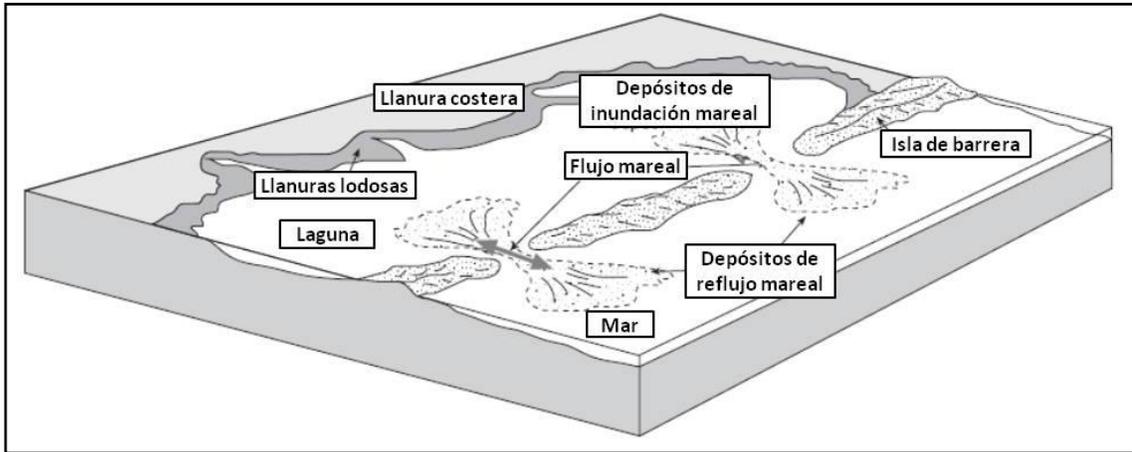


Figura 16. Rasgos morfológicos de una línea de costa influenciada por procesos de oleaje y mareas, bajo régimen mesomareal.