

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LAS FORMACIONES
ESCANDALOSA Y NAVAY, CAMPOS BORBURATA Y LAS
LOMAS, CUENCA DE BARINAS**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Oropeza M., Génesis J.
Para optar al Título de
Ingeniero Geólogo

Caracas, Junio de 2015

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LAS FORMACIONES
ESCANDALOSA Y NAVAY, CAMPOS BORBURATA Y LAS
LOMAS, CUENCA DE BARINAS**

TUTOR ACADÉMICO: Prof. Lenin González

TUTOR INDUSTRIAL: Msc. Rosa Aquino

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por la Br. Oropeza M., Génesis J.
Para optar al Título de
Ingeniero Geólogo

Caracas, Junio de 2015

Caracas, Junio de 2015

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Bachiller Génesis J. Oropeza M., titulado:

“Caracterización geológica de las formaciones Escandalosa y Navay, campos Borburata y Las Lomas, cuenca de Barinas”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por los autores, lo declaran APROBADO.

Prof. José Méndez

Jurado

Prof. Patricia González

Jurado

Prof. Lenin González

Tutor Académico

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar a mi mamá Marisol Martínez por darme la vida, por todo su apoyo, por su constancia y perseverancia, sin ti no estaría en donde estoy y no sería quien soy, gracias por todo tu amor, te amo.

A mi papá Jesús Oropeza porque siempre estás ahí para mí, me apoyas en todo lo que he querido, me enseñaste que todo en la vida tiene solución, y que todo se puede superar, siempre con tus buenas vibras, gracias por tu paciencia, te amo.

A mi hermano porque las ganas de verte me dieron fuerzas para continuar, te amo.

A mi alma mater la Universidad de Central de Venezuela, la mejor de todas, y a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, por darme la oportunidad de cumplir con la meta más importante de mi vida.

A mi tutora señora Rosa Aquino, por enseñarme tantas cosas, por su apoyo y por tratarme como una hija durante este tiempo.

A mi tutor Lenin González, por su ayuda, por ser además de un profesor un amigo.

Al profesor José Méndez Baamonde por ser además de un excelente profesor una excelente persona y regalarme parte de su valioso tiempo.

A José Alejandro Méndez, por tus consejos, tu buen ánimo y por brindarme tu ayuda en todo momento.

A PDVSA-INTEVEP, por permitirme realizar mi trabajo de grado, y a todas las personas que me ayudaron: Javier Vásquez, Gilberto Soto, Carlos Bustamante, Denny

González, José Martínez, Edward Leal, Freddy Negrón, Álvaro Saavedra, Clevis Medina y Robin Alviarez. A todos los profesores que me ayudaron dentro de la universidad: Ander Abrisqueta, Ignacio Mederos, Ruthman Hurtado y Jesús González.

A Daniel Ricci por intentar salvar mi tesis cuando se quemó y después ayudarme a recuperar lo perdido, por apoyarme y ser siempre dulce y comprensivo.

Mis queridas amigas y hermanas Sory Mariluz, Idania por haber estado conmigo todo este tiempo, siempre ahí para mí, las amo. A Kathe por hacerme reír siempre y ser como mi hermanita menor y mi chicle.

Gracias a todos mis compañeros de INTEVEP: Salvador, Elías, Cesar y de la universidad, zona 4, Gustavo, Jefferson y Andrea, por las ganas que tienen de que me gradúe con ustedes y en especial a José por su ayuda durante la carrera. A mis otros amigos de la universidad Gaby, Diana, Martín gracias por su amistad, y en especial a Oscar Alberto por ser un gran ejemplo para mí.

Oropeza M., Génesis J.

**CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA DE LAS FORMACIONES
ESCANDALOSA Y NAVAY, CAMPOS BORBURATA Y LAS LOMAS,
CUENCA DE BARINAS**

**Tutor Académico: Prof. Lenin González. Tutor Industrial: Msc. Rosa Aquino. Tesis. Caracas,
U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2015, p .354**

Palabras Claves: Dolomías, Caliza O, Campos Borburata y Las Lomas, Formaciones Escandalosa y Navay, Cuanca de Barinas.

Resumen

Se realizó una caracterización geológica de las formaciones Escandalosa y Navay en los pozos LLM-1X y BOR-8, en la parte central del estado Barinas, hacia el sur del flanco sur andino y de la ciudad de Barinas, Venezuela. Borburata se halla 20 km al sur de la ciudad de Barinas y Las Lomas está 50 km al suroeste de la ciudad de Barinas. A través del estudio tanto de núcleo como de 32 secciones finas, se identificaron 20 facies litológicas para las formaciones Escandalosa y Navay, a partir del análisis de difracción de rayos X. Con los análisis petrográficos se identificaron dolomitas con teñido malva (propio de la calcita pobre en hierro), que más tarde con la técnica de microscopia electrónica de barrido y la caracterización química por ICP-OES se determinó que las dolomitas dentro de los pozos LLM-1X y BOR-8 son dolomitas cálcicas. Al estudiar los efectos diagenéticos dentro del núcleo LLM-1X se encontró que los procesos diagenéticos fueron mayores hacia el tope de la Formación Escandalosa donde la diagénesis fue de alta profundidad con metamorfismo incipiente, evidenciado por la presencia de clorita, mientras que a lo largo del pozo BOR-8 dentro de la Formación Escandalosa la diagénesis fue de baja profundidad.

Se realizó el análisis secuencial dentro de cada núcleo, en el BOR-8 se encontraron 4 parasecuencias y de acuerdo a los minerales y las huellas fósiles descritas dentro de cada una se determinó un ambiente intermareal, dentro de lagunas evaporíticas de aguas hipersalinas. Dentro del núcleo LLM-1X para la Formación Escandalosa se identificaron 2 secuencias y 10 parasecuencias, 5 parasecuencias dentro de la primera secuencia y las otras 5 dentro de la segunda secuencia, donde hacia la base en las primeras facies arenosas se tiene un ambiente fluvial, luego para las facies de dolomías se designa un ambiente intermareal, cercano al supramareal, las facies de oolitas se depositan en un ambiente intermareal, la facies de calizas se depositan en un ambiente submareal y las facies de areniscas superior se depositan en un ambiente eólico. En la Formación Navay dentro del núcleo LLM-1X, se identificaron 4 secuencias y se define un ambiente depositacional entre plataforma y talud. En la base de Navay, se define una edad entre Turoniense tardío a Coniaciense, mientras que al tope de Navay se tiene una edad menor de entre Turoniense tardío a Campaniense. En la Formación Escandalosa se realiza una correlación con la Formación Navay, y se sugiere un período depositacional anterior o dentro del Turoniense.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
1.1. Generalidades	1
1.2. Ubicación	1
1.3. Justificación.....	3
1.4. Alcances	3
1.5. Objetivo general	3
1.6. Objetivos específicos.....	4
1.7. Antecedentes	5
GEOLOGÍA REGIONAL	14
2.1. Aspectos estratigráficos.....	14
2.2. Evolución de la cuenca.....	19
METODOLOGÍA	31
Fase 1: Descripción de núcleos.....	31
Fase 2: Elaboración y análisis de secciones finas	33
Fase 3: Realización de la columna estratigráfica	36
Fase 4: Generación del catálogo de facies.....	36
Fase 5: Difracción de rayos X.....	37
Fase 6: Determinación de elementos minoritarios	38
Fase 7: Microscopia electrónica de barrido	39
Fase 8: Descripción de los procesos diagenéticos	41
Fase 9: Calibración de registros coregamma y gamma ray	42
Fase 10: Calibración Núcleo-registros.....	42
Fase 11: Correlación entre pozos	42
Fase 12: Modelo sedimentológico	42
Fase 13: Determinación de ambientes	43
Fase 14: Determinación de la importancia de las formaciones en la industria	43
GEOLOGÍA LOCAL	44
4.1. Formación Escandalosa.....	46
4.1.1. Pozo LLM-1X.....	47
4.1.2. Pozo BOR-8	70
4.2 Formación Navay	80
RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS	82
5.1. Elaboración de Columnas Estratigráficas	82
5.2. Análisis petrográfico y Microfacies.....	82

5.2.1. Descripción petrográfica de Microfacies	85
5.3. Estudios diagenéticos.....	89
5.3.1. Procesos orgánicos	93
Agregación.....	93
Bioerosión y Formación de envoltorios micríticos (Diagénesis temprana)	94
Bioturbaciones (Diagénesis temprana)	96
5.3.2. Procesos químicos	96
Cementación	96
Compactación	99
Neomorfismo	104
Disolución.....	106
Reemplazo.....	108
5.4. Estadio diagenético a partir de la identificación de minerales de arcilla	117
5.4.1. Núcleo LLM-1X.....	119
5.4.2. Núcleo BOR-8.....	120
5.5. Calibración Núcleo-Registros y elaboración de columna estratigráfica	121
5.5.1 Coregamma Vs Gamma ray	121
a. Pozo LLM-1X	122
b. Pozo BOR-8	123
5.5.2. Gamma Ray-Coregamma Vs litologías identificadas	124
5.6. Correlación estratigráfica y modelos sedimentológicos	128
5.7. Análisis Adicionales Realizados.....	128
5.7.1. Pozo LLM-1X	129
Identificación de minerales por difracción de rayos X	129
Determinación de elementos minoritarios	131
Microscopia electrónica de barrido (MEB).....	132
5.7.2. Pozo BOR-8	141
Elementos minoritarios	141
MODELO SEDIMENTOLÓGICO	146
6.1. Estratigrafía secuencial del pozo LLM-1X	147
6.3. Determinación de edades	159
6.3.1. Correlación estratigráfica	160
6.4. Interpretación ambiental.....	161
6.4.1. Formación Escandalosa.....	161
6.4.2. Formación Navay Miembro La Morita	164
Tipo de plataforma donde se deposita el miembro o, Formación Escandalosa.....	165
6.5. Formaciones Escandalosa y Navay como reservorio y roca madre.	166
SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	168
7.1. Sumario	168

7.2. Conclusiones	169
7.3. Recomendaciones.....	175
BIBLIOGRAFÍA	176
APÉNDICE	184
Componentes de los carbonatos	184
Diagénesis	194
Ambientes carbonaticos	195
Dolomitización.....	196
Porosidad en carbonatos.....	197
Estructuras sedimentarias.....	203
Compactación	211
Cementación	211
Disolución	211
Reemplazo.....	212
Fábrica.....	212

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación de los campos Borburata y Las Lomas, cuenca de Barinas	2
Figura 2. Mapa de radar de la zona de estudio.	2
Figura 3. Cuadro de correlación de las unidades más importantes del Cretácico tardío de Venezuela.....	14
Figura 4. Sección de la Formación Escandalosa en la quebrada Escandalosa, al sur de Táchira	19
Figura 5. Mapa de distribución de terrenos autóctonos en el norte de Suramérica.....	20
Figura 6. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de Suramérica.....	21
Figura 7. Distribución de valles de extensión o grábenes (Jurásico) en Venezuela	22
Figura 8. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico	23
Figura 9. Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Cretácico	24
Figura 10. Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Cretácico Tardío de Venezuela	25
Figura 11. Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense (Cretácico Tardío) al Norte del Cratón de Guayana	25
Figura 12. Cuadro de correlación para el Paleoceno-Eoceno de Venezuela.....	27
Figura 13. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela Occidental.....	28
Figura 14. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela	29
Figura 15. Sección NO-SE de la Cuenca Barinas-Apure	30
Figura 16. Núcleo BOR-8	32
Figura 17. Núcleo LLM-1X.....	32
Figura 18. Fotografía del técnico de la nucleoteca cortando la roca para generar los tacos de las secciones finas.....	33
Figura 19. Planilla de descripción de secciones finas.	35
Figura 20. Hoja sedimentológica utilizada en este estudio.	36
Figura 21. Equipo para la realización de la difracción de rayos X, Marca PANALYTICAL modelo X PERT PRO.	37
Figura 22. Equipo para la determinación de elementos minoritarios, marca Varian modelo VISTA-MPX	39
Figura 23. Muestra cubierta con grafito.....	40
Figura 24. Equipo para la realización de la microscopía Marca OXFORD INSTRUMENTS, modelo INCAPenta FETx3 7573.	41
Figura 25. Ubicación de los pozos estudiados, intervalos con muestras de núcleos y correlación de los pozos LLM-1X y BOR-8 con el pozo LLM-2X.	45
Figura 26. Correlación entre los pozos estudiados a través de los gamma ray y coregamma de los núcleos estudiados y las unidades estratigráficas muestreadas en cada caso.	46

Figura 27. Arenisca glauconítica de grano muy fino (12.562'4"), arenisca bioturbada (Arenisca aloquímica de arena gruesa 12.561'6") y arenisca glauconítica de grano grueso (12.559').	48
Figura 28. Dolomía arenosa bioturbada de grano grueso (Dolomía aloquímica arenosa de arena gruesa 12.552'), dolomía arenosa de grano fino (Dolomía aloquímica arenosa de arena fina 12.548'10") y dolomía arenosa de grano grueso (12.542'6").	51
Figura 29. Dolomía arenosa de grano medio (12.542'6"), dolomía arenosa de grano fino (Dolomía calcítica aloquímica arenosa de arena fina, 12.539') y arenisca calcárea de grano fino (12.536'4").	54
Figura 30. Arenisca de grano fino (12.534'), Caliza fosilífera (packstone de ooides 12.530'6") y Caliza fosilífera (packstone de ooides, 12527).	55
Figura 31. Imágenes de electrones secundarios de MEB de la muestra 12551'.	58
Figura 32. Imágenes de electrones secundarios de MEB en la muestra 12530'.	59
Figura 33. Imágenes de electrones secundarios de MEB en la muestra 12527'.	60
Figura 34. Arenisca de grano fino (12.524'5"), Dolomía (Carbonato cristalino de dolomita, 12.522') y Caliza fosilífera (packstone de ooides, 12.513'6").	63
Figura 35. Caliza arenosa de grano fino (Caliza aloquímica arenosa de arena media, 12.506'10"), Caliza fosilífera (Packstone de bivalvos, 12.489'6"), Arenisca calcárea (Arenisca calcidolomítica aloquímica muy fina, 12.486').	65
Figura 36. Caliza fosilífera (Packstone de bivalvos 12.482'6"), Arenisca (Arenisca dolomítica aloquímica de grano fino, 12.477') y Caliza fosilífera (Packstone de ooides, 12.471').	67
Figura 37. Imágenes de electrones secundarios de MEB en la muestra 12.477'.	70
Figura 38. Arenisca calcárea de grano medio (11.698'), Arenisca glauconítica suelta de grano medio (11.697'5") y Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano fino 11.693').	72
Figura 39. Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano fino 11.690") Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano fino 11.688'8') y Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano medio 11.679'6").	73
Figura 40. Dolomía (Carbonato cristalino de dolomita 11,672'10"), Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano muy fino 11.661'2").	74
Figura 41. Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano fino 11,659), Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano fino 11.653').	75
Figura 42. Imágenes de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.652'10".	79
Figura 43. Imágenes de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.672'.	79
Figura 44. Lutita calcárea (12435'), lutita friable (12414'), limolita calcárea (Wackestone de foraminíferos 12343').	81
Figura 45. Ambientes diagenéticos.	89
Figura 46. Muestra 10 (12561'3"), pozo LLM-1X, se observan estructuras semicirculares de color verde, correspondientes a pellets y peloides glauconitizados.	94

Figura 47. Muestra 1, pozo BOR-8, se observa una estructura alargada que corresponde a un fragmento de molusco, corroído por microorganismos.	95
Figura 48. Muestra 32 (12331'), pozo LLM-1X, se observa la micrita como matriz de la roca envolviendo a los foraminíferos.	95
Figura 49. Detalle de sección fina de la muestra 14 (12548'6'') donde se observa la estructura semicircular correspondiente a <i>Thalassinoides</i>	96
Figura 50. Muestra 10 (12561'3''), pozo LLM-1X, se observa un grano de lo que parece una caliza intracuena con cemento radial al rededor.	98
Figura 51. Muestra 10 (12561'3''), pozo LLM-1X, se observan cemento sintaxial, con sus características maclas.	99
Figura 52. Muestra 26 (12506'10'') Cemento microespato como matriz dentro la muestra.	99
Figura 53. Muestra 30 (12462'), estilolita a lo largo de la sección fina.	102
Figura 54. Gráfico que muestra cómo pueden variar los tipos de contacto con la variación de la profundidad.	103
Figura 55. Muestra 10 (12561'3''), contactos longitudinales entre los granos de cuarzo.	103
Figura 56. Muestra 24 (12511'11''), inversión homoaxial dentro del fragmento de molusco en la zona central de la sección fina.	105
Figura 57. Muestra 25 (12510'6''), inversión heteroaxial dentro del fragmento de molusco hacia la zona central de la sección fina.	106
Figura 58. Muestra 18 (12539'2''), se observan zonas azules dentro de la sección fina correspondiente a disoluciones en este intervalo.	107
Figura 59. Muestra 23 (12516'6''), se observan las dolomitas y la porosidad intercrystalina de color azul.	111
Figura 60. Muestra 17 (12540'6''), se aprecia la glauconitización de granos subredondeados correspondientes a pellets y peloides.	113
Figura 61. Muestra 8 (11695'9''), se observa en color negro el mineral opaco que corresponde a la pirita.	114
Figura 62. Muestra 18 (12539'2''), fragmento fosfatizado color marrón en la zona central.	115
Figura 63. Estadios diagenéticos y % de capas de Illita en los interestratificados (I/S).....	119
Figura 64. Calibración de los registros coregamma y gamma ray dentro del núcleo LLM-1X.	122
Figura 65. Calibración de los registros coregamma y gamma ray dentro del núcleo BOR-8.	123
Figura 66. Modelo mineralógico en modelo petrofísico, el color rosado en mineralógico son dolomías y el azul calizas.	125
Figura 67. Calibración núcleo-registro.....	127
Figura 68. DRX de la muestra 12530'6''.....	130
Figura 69. DRX de la muestra 12527'.....	130
Figura 70. DRX de los ooides de la muestra 12527'.	130

Figura 71. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12530' del área de interés 1.	133
Figura 72. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12530' del área de interés 2.	134
Figura 73. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12530' del área de interés 3.	135
Figura 74. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12527' del área de interés 1.	135
Figura 75. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12527' del área de interés 2.	136
Figura 76. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12551' del área de interés 1.	137
Figura 77. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12551' del área de interés 2.	138
Figura 78. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12551' del área de interés 3.	139
Figura 79. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12551' del área de interés 4.	139
Figura 80. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12477' del área de interés 1.	140
Figura 81. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12477' del área de interés 2.	141
Figura 82. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.652'10" del área de interés 1.	142
Figura 83. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.652'10" del área de interés 2.	142
Figura 84. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.652'10" del área de interés 3.	143
Figura 85. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.652'10" del área de interés 4.	143
Figura 86. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.672' del área de interés 1.	144
Figura 87. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.672' del área de interés 2.	145
Figura 88. Resumen de los elementos que ayudaron a determinar los ambientes depositacionales de los núcleos estudiados.....	147
Figura 89. Se observan los intervalos en los cuales se encontraron las distintas parasecuencias dentro de núcleo LLM-1X.	153

Figura 90. Pozo BOR-8	156
Figura 91. Distintas parasecuencias determinadas dentro del núcleo BOR-8.....	158
Figura 92. Correlación entre el pozo BOR-8 y el pozo LLM-1X.	160
Figura 93. Ambiente de depositación del Miembro O de la Formación Escandalosa en los pozos LLM-X y BOR-8.	163
Figura 94. Ambiente de depositación del Miembro La Morita, Formación Navay	165
Figura 95. Tipo de plataforma descrita para la cuenca de Barinas.....	165
Figura 96. Clasificación de Dunham (1962)	213

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Tabla de análisis petrográfico con clasificación de muestras analizadas.	56
Tabla 2. Análisis Mineralógico por Difracción de Rayos X.	57
Tabla 3. Análisis químico de las muestras 12527' y 12530' por ICP-OES.	58
Tabla 4. Tabla de análisis petrográfico con clasificación de muestras analizadas.	68
Tabla 5. Análisis Mineralógico por Difracción de Rayos X.	69
Tabla 6. Análisis químico de las muestras 12462' y 12526' por ICP-EOS.	69
Tabla 7. Tabla de análisis petrográfico con clasificación de muestras analizadas.	76
Tabla 8. Análisis Mineralógico por Difracción de Rayos X.	77
Tabla 9. Análisis químico de elementos minoritarios de las muestras de este intervalo.	78
Tabla 10. Clasificación de rocas de mezclas carbonáticas-siliclásticas, (modificado de Mount 1985), R. Aquino, 2015.	84
Tabla 11. Rasgos diagenéticos del pozo BOR-8.	91
Tabla 12. Rasgos diagenéticos del pozo LLM-1X.	92
Tabla 13. Resumen de los procesos diagenéticos encontrados dentro del núcleo LLM-1X.	116
Tabla 14. Resumen de los procesos diagenéticos encontrados dentro del núcleo BOR-8.	117
Tabla 15. Determinación de arcillas por DRX.	118
Tabla 16. Resultados de los análisis de DRX, roca total.	129
Tabla 17. Composición química de elementos minoritarios pozo LLM-1X.	132
Tabla 18. Espectro 1 de composición química.	133
Tabla 19. Espectro 2 de composición química.	134
Tabla 20. Espectro 1 de composición química.	136
Tabla 21. Espectro 2 de composición química.	136
Tabla 22. Espectro 1 de composición química.	137
Tabla 23. Espectro 2 de composición química.	138
Tabla 24. Espectro 3 de composición química.	139
Tabla 25. Espectro 4 de composición química.	140
Tabla 26. Espectro 1 de composición química.	140
Tabla 27. Espectro 2 de composición química.	141
Tabla 28. Elementos minoritarios del Núcleo BOR-8.	141
Tabla 29. Espectro 1 de composición química.	142
Tabla 30. Espectro 2 de composición química.	143
Tabla 31. Espectro 3 de composición química.	143
Tabla 32. Espectro 4 de composición química.	144
Tabla 33. Espectro 1 de composición química.	144
Tabla 34. Espectro 2 de composición química.	145

Tabla 35. Foraminíferos (planctónicos) identificados dentro de la Formación Navay, cuenca de Barinas.....159

INDICE DE ANEXOS

- Anexo 1.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 1.
- Anexo 2.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 2.
- Anexo 3.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 3.
- Anexo 4.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 4.
- Anexo 5.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 5.
- Anexo 6.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 6.
- Anexo 7.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 7.
- Anexo 8.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 8.
- Anexo 9.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 9.
- Anexo 10.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 10.
- Anexo 11.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 11.
- Anexo 12.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 12.
- Anexo 13.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 13.
- Anexo 14.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 14.
- Anexo 15.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 15.
- Anexo 16.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 16.
- Anexo 17.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 17.
- Anexo 18.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 18.
- Anexo 19.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 19.
- Anexo 20.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 20.
- Anexo 21.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 21.
- Anexo 22.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 22.
- Anexo 23.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 23.
- Anexo 24.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 24.
- Anexo 25.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 25.
- Anexo 26.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 26.
- Anexo 27.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 27.
- Anexo 28.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 28.
- Anexo 29.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 29.
- Anexo 30.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 30.
- Anexo 31.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 31.
- Anexo 32.** Planilla de descripción petrográfica de la muestra 32.
- Anexo 33.** Tabla petrográfica del núcleo LLM-1X.
- Anexo 34.** Tabla petrográfica del núcleo BOR-8.

- Anexo 35.** Catálogo de facies.
- Anexo 36.** Registro coregamma del núcleo LLM-1X.
- Anexo 37.** Registro gamma ray del núcleo LLM-1X.
- Anexo 38.** Registro coregamma del núcleo BOR-8.
- Anexo 39.** Registro gamma ray del núcleo BOR-8.
- Anexo 40.** Bioestratigrafía del núcleo LLM-2X.
- Anexo 41.** Tabla de resultados de DRX del núcleo LLM-1X.
- Anexo 42.** Tabla de resultados de DRX del núcleo BOR-8.
- Anexo 43.** Columna estratigráfica del núcleo LLM-1X.
- Anexo 44.** Columna estratigráfica del núcleo BOR-8.
- Anexo 45.** Evaluación petrofísica del núcleo BOR-8.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1. Generalidades

El presente proyecto se basa en el estudio geológico sedimentológico de la Formación Escandalosa, la cual constituye un importante reservorio de hidrocarburos en la Cuenca de Barinas y se encuentra en contacto con la Formación Navay, la cual es equivalente a la Formación La Luna en el flanco sur andino, pudiendo ser esta también productora, aunque no se ha comprobado. Se analizará la información de los campos Borburata (BOR-8) y Las Lomas (LLM-1X).

Los intervalos más prospectivos están en las dolomías, las cuales presentan porosidades desarrolladas por procesos diagenéticos. Por esta razón para el estudio de este reservorio se debe hacer un análisis de diagénesis y sus efectos, así como de los ambientes sedimentarios en los cuales se formaron las secuencias a evaluar.

1.2. Ubicación

La zona de estudio se ubica en la parte central del estado Barinas, hacia el sur del flanco sur andino y de la ciudad de Barinas, en Venezuela. El campo Borburata se halla 20 km al sur de la ciudad de Barinas y el campo Las Lomas está 50 km al suroeste de la ciudad de Barinas (Figuras 1 y 2).

Capítulo I: Introducción

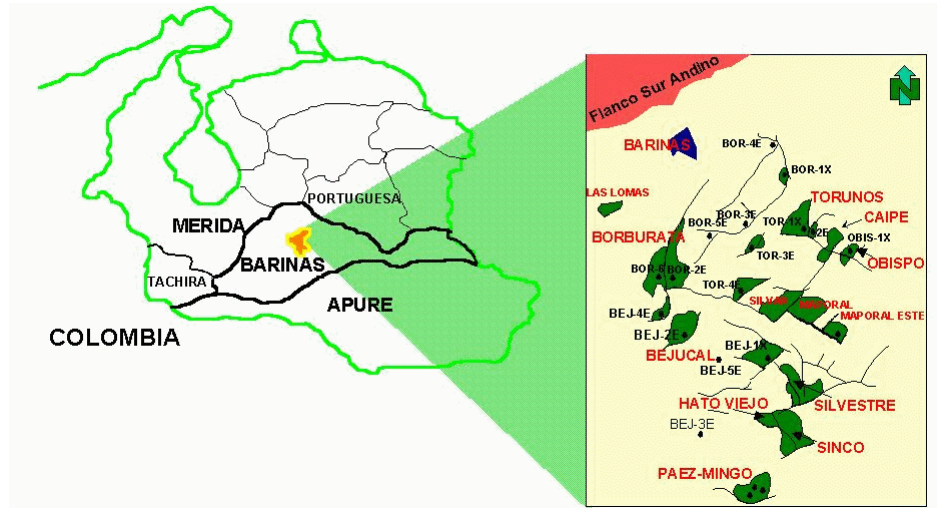


Figura 1. Mapa de ubicación de los campos Borburata y Las Lomas, cuenca de Barinas. Fuente <http://www.pdv.com/lexico/image/g15-1.gif>/ 10 de agosto de 2014.

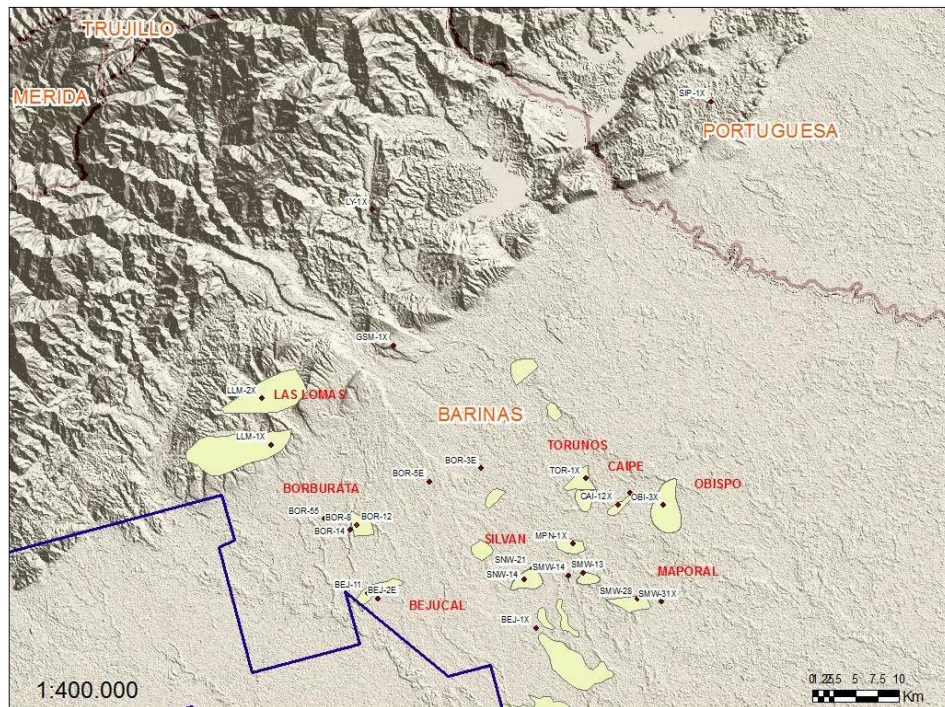


Figura 2. Mapa de radar de la zona de estudio.

Capítulo I: Introducción

1.3. Justificación

El presente proyecto se crea debido a la necesidad por parte de la empresa Petróleos de Venezuela (PDVSA) de conocer las características de los campos de la Cuenca de Barinas, esto debido a la gran importancia económica de este reservorio. El campo Borburata es un gran productor de crudo liviano, las ganancias que se obtienen de la producción de estos campos se utilizan para abastecer a la comunidad del estado Barinas y gran parte de la zona norte del país.

Hasta ahora ha sido poco comprendido el reservorio de la Formación Escandalosa, debido a que está conformado por carbonatos de mezcla, depositados en un ambiente muy poco estudiado, por lo que se hace necesario realizar nuevos estudios sedimentológicos que incluyan descripciones petrográficas, determinación de parámetros diagenéticos. Dicho estudio se integrará a un macroproyecto que se ha venido desarrollando dentro de la empresa.

1.4. Alcances

Se pretende con esta investigación hacer un estudio sedimentológico, petrográfico-diagenético; se espera con esto contribuir a la determinación de ambientes de depositación y estudio del reservorio como tal, en este sentido por medio del estudio petrográfico de carbonatos se estudiarán las porosidades donde se entranpan los hidrocarburos que dan origen al reservorio.

1.5. Objetivo general

Caracterizar geológicamente la Formación Escandalosa y la Formación Navay, en los campos Borburata (BOR-8) y Las Lomas (LLM-1X), Cuenca de Barinas.

1.6. Objetivos específicos

- Caracterizar sedimentológicamente por medio de la descripción de los núcleos, a los pozos BOR-8 y LLM-1X de la cuenca de Barinas.
- Generar un catálogo de facies, determinando macrofacies en descripción de núcleos y microfacies a partir de la descripción petrográfica.
- Realizar estudios de difracción de rayos X, microscopia electrónica y determinación de elementos minoritarios a diferentes facies para poder corroborar la composición mineralógica y establecer que otros elementos se pueden encontrar en ellas.
- Realizar la calibración de registros eléctricos y su relación con cada una de las facies.
- Correlacionar los pozos a estudiar con el uso de registros eléctricos y descripciones sedimentológicas.
- Comprender y establecer la configuración del reservorio generando un modelo sedimentológico.
- Determinar ambientes de formación a partir de la descripción de núcleos, petrografías y estratigrafía secuencial.
- Determinar la importancia como roca madre y reservorio de las formaciones Escandalosa y Navay en la industria petrolera.

1.7. Antecedentes

Aquino & Boujana. (1996) **The Dolomitized O Limestone in the Barinas Basin: A Hydrocarbon Reservoir in Carbonates Rocks**. Publicado en la II AAPG/SVG International Congress and Exhibition, Caracas.

El miembro "O" de la Formación Escandalosa del Cretácico Superior, es un intervalo de unos 70 pies de espesor. Representa una facies costera de plataforma carbonática; con calcareníticas intercaladas con algunas de arenas, cuerpos calcáreos glauconíticos e intervalos arcillosos delgados bioturbados.

Estudios detallados llevados a cabo en cinco núcleos llevan a un nuevo enfoque y a la subdivisión dentro de este intervalo basado en superficies erosivas que pueden interpretarse como límites de secuencia. Apoyado en estudios sedimentológicos, asociaciones de huellas fósiles y eventos diagenéticos, se determina que el medio de sedimentación es una zona de mareas de la costa.

Niveles porosos de dolomita se producen dentro de la caliza "O". Esta porosidad es de tipo intergranular, móldica y vug. También se observaron algunas microfracturas.

Aquino, Kupecz, Hernández, Prieto, Salazar, Figueroa, García (1997). **Sedimentological Study of Cores and Correlation with Well Logs, O Limestone, Barinas, Basin, Venezuela**. Publicado en Dallas, EEUU, AAPG Abril.

En la mayoría de los pozos que se ha perforado en el miembro "O" de la Formación Escandalosa del Cretácico Superior en la sub-cuenca Barinas se aprecia un intervalo en su mayoría de carbonato, y produce un volumen considerable de petróleo. El miembro "O" es de 70 a 80 pies de espesor y se compone de caliza, dolomía, dolomía

Capítulo I: Introducción

arenosa, y arenisca calcárea, intercaladas con lutitas y lutitas calcáreas. Los hidrocarburos se producen principalmente en las facies de dolomitas.

La configuración depositacional se interpreta como una plataforma carbonática somera con períodos de exposición. Superficies significativas han sido identificadas y se interpretan como límites de secuencia que separan el miembro basal "O" del miembro "P" subyacente y al miembro "O" del elemento superior, el miembro de La Morita de la Formación Navay.

Gallardo, Moreno y Ruggiero (1997). **Evaluación geoquímica del pozo Las Lomas 1X**. Reporte interno de PDVSA-INTEVEP.

Tanto la Formación Navay como la Formación Escandalosa son térmicamente maduras. Sin embargo, a pesar de la buena calidad de la materia orgánica que se observa en algunas muestras (amorfa marina fluorescente), la cantidad de la misma, permiten clasificarlas como rocas con pobres características para la generación de hidrocarburos líquidos en cantidades comerciales.

La muestra de fluido proveniente de la arena P1 de la Formación Escandalosa, es marino y maduro

Méndez (2002). **Caracterización sedimentológica del Miembro "O" en el área de Borburata**. Reporte interno PDVSA.

Concluyó que los procesos de dolomitización masiva que se originaron en un ambiente supramareal, con influjo de aguas ricas en magnesio y expuestas a la acción muy ocasional de aguas meteóricas, son la facies que presentan mayor combinación de porosidades. Estas dolomitas parecen indicar la presencia de ambientes

Capítulo I: Introducción

hipersalinos y de sabkhas con la formación eventual de nódulos de evaporitas, no preservados por la acción ocasional de aguas meteóricas, pero que influyeron en la formación de grandes vugs.

El proceso de dolomitización probablemente continuó en soterramiento, pero destruyó parte de la porosidad intercrystalina inicial.

Existe un patrón de fracturas verticales que se repite en todas las litofacies. Estas fracturas son escasas y su incidencia sobre el patrón de porosidad e incremento en la permeabilidad es de importancia menor.

El patrón de pequeñas fracturas horizontales y verticales las cuales conforman un arreglo rectangular, solo se encuentran en las dolomitas caracterizadas por una presencia importante de porosidad tipo oquedad.

Las fracturas mayores, las cuales están presentes más en las dolomitas que las calizas, calizas parcialmente dolomitizadas y clásticos silíceos, son de origen tectónico.

Las fracturas más pequeñas, las cuales se disponen de forma horizontal y vertical, creando un patrón extenso, están relacionadas con ciertas facies de dolomitización y desarrollan una conexión efectiva entre las otras porosidades.

Las facies de clásticos silíceos, no tiene posibilidad de actuar como reservorios y unidades de flujo, por el espesor reducido y la poca porosidad presente.

Las calizas parcialmente dolomitizadas, sin dolomitizar o dolomitizadas con alto contenido de fósiles de bivalvos, no poseen porosidad de importancia como para constituir reservorios.

Capítulo I: Introducción

Rodríguez (2005). **Generación de mapas de orientación e intensidad de fracturas usando datos sísmicos multicomponentes de onda convertida al nivel de las formaciones Gobernador y el Miembro "O" de la Formación Escandalosa, campo Borburata, estado Barinas.** Universidad Central de Venezuela.

Se analiza el fenómeno anisotrópico con la propagación de ondas: a través del tiempo de retraso podemos obtener de manera cuantitativa la intensidad de las fracturas. Con la polarización de las ondas se puede obtener la orientación de dichas fracturas dentro de un área de estudio lo cual nos permite generar mapas de orientación e intensidad de fracturas de un estrato acimutalmente anisotrópico que ayudan a caracterizar e interpretar los yacimientos estructuralmente complejos en áreas de interés exploratorio. El objetivo principal de este trabajo es estimar la orientación e intensidad de los sistemas de fracturas de la Formación Gobernador y el Miembro "O" de la Formación Escandalosa del Campo de Borburata en el estado Barinas, a partir del procesamiento de datos sísmicos multicomponentes de ondas P-S.

Núñez (2005). **Modelado gravimétrico y magnético de un perfil oeste – este a lo largo del paralelo 9°N en la cuenca Barinas-Apure.** Universidad Simón Bolívar.

Pudo generarse un modelo de la Cuenca Barinas-Apure, e identificar dentro de éste, algunas de las estructuras que la rodean (Sub-Cuenca de Guarumen, Arco de El Baúl y Sub-Cuenca de Guárico). Esta investigación está relacionada con el presente estudio ya que un punto importante en este trabajo es establecer la configuración del reservorio de acuerdo a sus características, tanto geométricas como texturales.

Betancourt (2006). **Evaluación regional de las unidades estratigráficas que conforman el sistema petrolero de Barinas norte y el flanco surandino Barinas**

Capítulo I: Introducción

(rocas, yacimientos, sellos y distribución de hidrocarburos). Universidad Central de Venezuela.

El objetivo de este Trabajo Especial de Magister fue evaluar regionalmente las principales Unidades Estratigráficas de la Cuenca Barinas-Apure donde existen yacimientos de hidrocarburos, estas están a nivel del Cretácico Superior la Formación Escandalosa Miembros O y P y en el Eoceno Medio las Formaciones Gobernador Masparrito y Cobre; así mismo se evaluaron las formaciones que sirven como sello a estas, Navay (Miembro La Morita) y Pagüey. Para la obtención de los resultados primero se validó la información disponible en los centros de documentación elaborándose secciones estratigráficas, con el propósito de hacer correlaciones y estudiar las variaciones laterales estratigráficas (conocer las variaciones de espesores, etc.), También se calcularon las deformaciones estructurales y el entrapamiento de hidrocarburos.

Rodríguez (2008). **Características geológicas y geoquímicas de las dolomías presentes en los núcleos MPN-1X y OBI-3X del Miembro O de la Formación Escandalosa, cuenca Barinas-Apure, Venezuela.** Universidad Central de Venezuela.

El Miembro O de la Formación Escandalosa, situada en el subsuelo de la Cuenca de Barinas y de edad Cenomaniense-Turonense (Cretácico) posee una litología que presenta localmente altas porosidades y permeabilidades en facies de dolomitas, las cuales le permiten almacenar hidrocarburos. Se determinó la magnitud y distribución de estas propiedades a lo largo del Miembro O lo que permite evaluar la capacidad almacenadora como reservorio de petróleo. Aun cuando el Miembro O está compuesto por calizas, dolomitas e interdigitaciones de clásticos como limolitas y areniscas, son las dolomitas las que constituyen los reservorios.

Capítulo I: Introducción

Los minerales de carbonato se encuentran en numerosos ambientes sedimentarios marinos y algunos terrestres pero, es en los medios marinos tropicales donde se presentan en mayor abundancia. Como ejemplos de ambientes sedimentarios no marinos se pueden mencionar ambientes lacustres, eólicos o por precipitación inorgánica.

Fajardo (2008). **Geología y geoquímica de las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa de la cuenca de Barinas, Venezuela. Núcleo del pozo BOR 12X.** Universidad Central de Venezuela.

Las dolomías del Miembro O son del tipo magnesianas, estas tienen un mayor contenido de carbonato de magnesio respecto al carbonato de calcio. En la superficie puede estar asociado al precursor mineralógico de las dolomías que posiblemente sea calcita magnésiana, también los fluidos dolomitizantes como la mezcla de agua meteórica-agua salada tienen altas relaciones Mg/Ca. Durante el soterramiento ocurre un reordenamiento cristalino más específico de la sustitución del magnesio por el calcio y de otros elementos como el Na, K, Sr y Ba, esto puede ocasionar que el magnesio aumente con la presencia de fluidos ricos en este elemento.

Los elementos K, Na, Sr y Ba son elementos presentes en los precursores mineralógicos (calcita o aragonito), estos minerales se forman en la superficie producto de la actividad biogénica. Las concentraciones de estos elementos en las dolomías del Miembro O nos indican que posiblemente se formaron en superficie en un ambiente tipo sabkha.

Las altas concentraciones de Fe y Mn en las dolomías del Miembro O nos indican que en estas actualmente están ocurriendo procesos de purificación y reordenamiento

Capítulo I: Introducción

cristalino, esto posiblemente producto de la expulsión de fluidos por compactación de arcillas que contienen soluciones ricas en Fe y Mn provenientes del Miembro La Morita suprayacente al Miembro O, el cual está caracterizada por arcillas terrígenas.

El contenido de Zn en las dolomías del Miembro O nos indican que posiblemente hubo la presencia de micro ambientes bajo condiciones rédox con bajos contenidos de oxígeno producto de la actividad de bacterias sulfato reductoras. Esta actividad no puede ser descartada en estos ambientes donde se forman dolomías en superficie, ya que en ambientes actuales del Holoceno de lagunas hipersalinas se presenta este tipo de actividad protagonizada por las bacterias sulfato-reductoras.

Ruiz (2011). **Caracterización litológica mediante la inversión elástica de datos sísmicos de los miembros "O" y "P" de la Formación Escandalosa, campo Borburata, cuenca Barinas-Apure.** Universidad Central de Venezuela.

Los Miembros "O" (carbonático) y "P" (clástico) de la Formación Escandalosa (Cretáceo) presentan una alta variabilidad lateral de litologías, que dificulta proponer modelos geológicos y estocásticos confiables para el campo. El presente trabajo muestra como a través de la integración de datos de pozo y datos sísmicos 3D pre-apilados se estimó la continuidad lateral de las principales unidades litológicas penetradas por los pozos perforados en el área. Con este objetivo se implementó una metodología que consta de tres fases. La primera, consistió en calcular diversos atributos elásticos a partir del uso de registros sísmicos dipolares y de densidad. En la segunda fase, se estimó un volumen de Impedancia Acústica y otro de Impedancia Elástica a 20°. En la última fase, se extrapoló la información de pozo usando los volúmenes de Impedancia Acústica e Impedancia Elástica a 20°. Como resultado se generaron mapas de probabilidad de litofacies para cada uno de los miembros estudiados, permitiendo caracterizar la heterogeneidad lateral de los yacimientos en

Capítulo I: Introducción

estudio. Además fue posible la identificación de geocuerpos con alta probabilidad de pertenecer a litofacies idóneas para el almacenaje de hidrocarburo lo cual permitirá disminuir el riesgo asociado a la ubicación de futuras localizaciones en el campo.

Discepolo, Chacón, Superlano, Guerrero, Navas y Contreras (2013). **Informe integrado de sedimentología y bioestratigrafía, pozo LLM-2X (localización Las Lomas AX) estado Barinas.** Informe interno PDVSA.

Se encontró dentro de la Formación Navay, Miembro La Morita, aproximadamente 21 pies, donde domina la presencia de facies de lutitas calcáreas. Adicionalmente, en estos depósitos se observó la presencia de algunos niveles carbonáticos con algunos fragmentos de conchas muy pequeños. Las características de estas rocas, indican que estas fueron depositadas en un sistema marino profundo con ambiente de plataforma, el cual presenta asociado el desarrollo de carbonatos pelágicos. Los análisis bioestratigráficos indican una edad Coniaciense, típica de este miembro y de acuerdo a la asociación de foraminíferos y nanofosiles, se muestra la existencia de ambientes netamente marinos.

En la Formación Escandalosa, Miembro Informal Caliza “O” se recuperaron un total de aproximadamente 80 pies, donde se reconocieron facies eminentemente carbonáticas, destacando la presencia de algunas facies de dolomías. Estas facies se agrupan con una tendencia granocreciente hacia el tope, estos cuerpos se encuentran apilados verticalmente en forma de bancos, y se definen como Wackestone y Packstone de bioclastos, junto con algo de siliciclastos, los cuales son más abundantes en las facies de dolomías. El desarrollo de intervalos de dolomitizados están asociados a procesos de exposición, donde generalmente los lodos carbonáticos y las fracciones finas son las que tienden a dolomitizarse, por lo tanto dichos cuerpos de dolomías conformaron antes de la diagénesis intervalos lodosos típicos de

Capítulo I: Introducción

ambientes lagunares, los cuales al quedar expuestos tienen a transformarse en dolomita. Esta configuración es típica de ambientes intramareales (marea alta – marea baja), donde se produce de manera intermitente la exposición de la planicie. A partir de los análisis petrográficos se observó el desarrollo de porosidades móldicas aisladas, las cuales están rellenas de hidrocarburo residual, junto con el desarrollo de porosidad intercrystalina en las facies dolomíticas (las cuales presentan mayor índice de porosidad $\approx 5\%$), que igualmente está rellena de hidrocarburo.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. Aspectos estratigráficos

La Cuenca Barinas-Apure contiene un máximo de 5000 metros (16500 pies aproximadamente) de sedimentos cretácicos y post-cretácicos los cuales se encuentran depositados discordantemente sobre un basamento ígneo-metamórfico precretácico. Es importante resaltar que lateralmente esta cuenca se correlaciona con la de Maracaibo, ya que el origen de ambas es similar y no es sino hasta el levantamiento de los Andes venezolanos, durante el Terciario que se separan (Yoris y Ostos, 1997). A continuación se presenta la columna de correlación de las formaciones presentes en la zona Occidental de Venezuela en la figura 3:

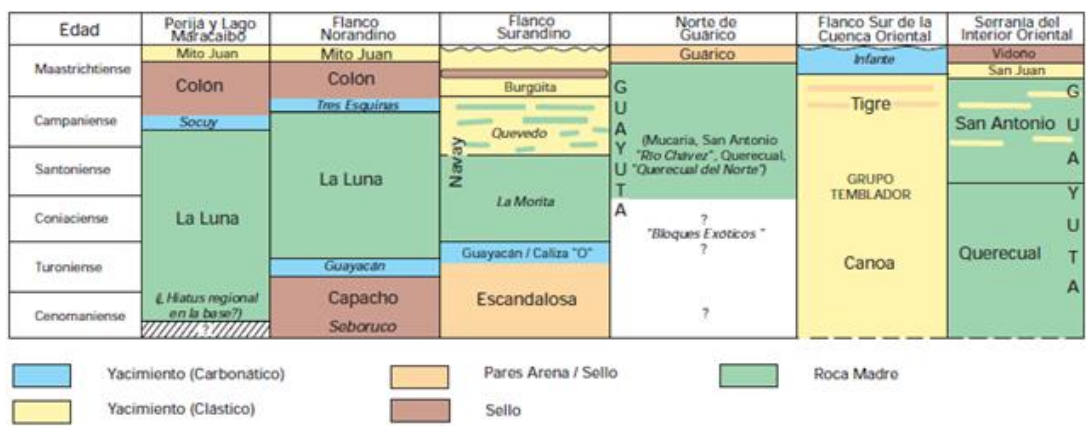


Figura 3. Cuadro de correlación de las unidades más importantes del Cretácico tardío de Venezuela, (Yoris y Ostos, 1997).

Descripción litológica de la Formación Escandalosa, Miembro “O”

(Tomado del léxico estratigráfico)

Edad: Cretácico (Cenomaniense - Turoniense)

Litología: La Formación está compuesta por areniscas macizas, cuarzosas y muy glauconíticas, con cantidades menores de lutitas negras calcáreas. Las areniscas son de color gris, gris oscuro a marrón claro y verdoso, de grano fino a medio, bien escogidas, micáceas y carbonáceas. Se presentan en capas delgadas a masivas, con estratificación cruzada en las capas más gruesas. Las lutitas son gris oscuro, algo arenosas, calcáreas y carbonáceas. En el tope de la sección, se encuentra una caliza de unos 4 m de espesor, gris oscura, masiva, aura, cristalina y coquinoidea, con manchas de dolomita microcristalina. (Figura 4).

Fósiles:

- *Ostrea* spp.
- foraminíferos no definidos
- restos de peces
- *Inoceramus* sp.
- *Oligosphaeridium pulcherrimum*
- *Exchospaeridium phragmites*
- *Corralina brasiliensis*
- *Elateroplicites africaensis*
- *Ephedripites pentacostatus*
- *G. diversus*
- *Xiphophoridium alatum*
- *Odontochitina costata*
- *O. operculata*
- *Oligosphaeridium pulcherrimum*
- *Exochospaeridium phragmites*
- *Florentina resex*
- *Callialasporites dampieri*
- *Florentina resex*
- *Dinogymnium* spp.
- Palinomorfos
- Dinoflagelados
- *Gnetaceaepollenites diversus*
- *Dinogymnium* sp.
- *Pediastrum* sp.
- *Odontochitina operculata*
- *Corralina* sp.
- *Xiphophoridium alatum*
- *Ariadnaesporites* sp.
- *Exogyra africana peruana*
- *Neobulimina minima*
- *Coilopceras*
- biohermos de *Exogyra*
- *Lenticeras*

Capítulo II: Geología regional

- *Gauthiericeras*
- *Prionocyclus*
- *Peroniceras*
- Polen *Ephedripites* sp

Paleoambientes: La Formación Escandalosa representa, básicamente, a un ambiente nerítico de plataforma, variando desde litoral al sur, hacia nerítica externa al norte. Las litofacies indican dos ciclos menores de sedimentación: una regresión inferior desde la Lutita "S" (un intervalo de máxima inundación) hasta el tope de la arena P-1 (deltáica), y una transgresión representada por la Caliza Guayacán.

Geoquímica: Estudios geoquímicos de la cuenca indican que la Formación Escandalosa no contiene rocas madre.

Importancia económica: Las arenas de esta unidad son bastante cuarzosas, y constituyen un magnífico material para la construcción, y las arcillas que constituyen el cemento de éstas, son bastante caoliníticas. En el subsuelo de los campos petrolíferos de Barinas y Apure, las arenas P-1/P-2 constituyen un importante reservorio de petróleo (campos Silvestre, Sinco y Guafita).

Descripción litológica de la Formación Navay

(Tomado del léxico estratigráfico)

Edad: Cretácico (Coniaciense-Maastrichtiense)

Litología: lutitas silíceas, friables a no friables, blandas, duras, quebradizas, amarillo claro a crema y a blanco; lutitas muy porosas, pardo claro a gris claro, y algunas ftanitas no porosas, lenticulares, pardo claro, y lutitas calcáreas, carbonáticas, gris a gris oscuro. Como constituyentes menores de la Formación Navay, se presentan areniscas lenticulares de grano angular, calcáreas a silíceas, pardo claro a gris claro. Estas areniscas, muy calcáreas a veces, se han definido como calizas clásticas, probablemente por su contenido fosilífero. En afloramientos, las lutitas carbonáceas se meteorizan y lixivian a lutitas gris a pardo. Signos característicos son su fina laminación, restos fosfatizados de peces (vértebras, escamas y espinas), común glauconita, las ftanitas y una relativamente fácil correlación de electrofacies a través

Capítulo II: Geología regional

de la cuenca. Ha sido repartida, en orden ascendente, en la lutita "N" (Miembro La Morita) y "M" al "I" (Miembro Quevedo). Tiende a ser más arenosa hacia arriba; se vuelve muy arenosa hacia el Escudo de Guayana y hacia Apure y la Cuenca Los Llanos. En el afloramiento, la Formación se meteoriza comúnmente a colores claros: gris claro, blancuzco, beige, marrón clara y con una textura silíceo porosa, "tripolítica" o "porcelanizada". (Figura 4)

Fósiles:

- Ostrácodos
- Radiolarios
- Equinodermos
- Crinoideos
- restos de peces Cupleidae.
- mosasaurios
- Amonitas
- Camarones
- Cangrejos
- Palinomorfos
- Dinoflagelados.
- *Siphogenerinoides* sp.,
- *Globigerina* sp. y
- *Gümbelina* sp.
- *Globotruncana fornicata* Plummer
- *Gasteroclupea* sp.
- *Inoceramus* sp.
- *Chiloguembelina* sp.
- *Globigerina* sp.
- *Rugoglobigerina rugosa*
- *Bulimina* sp.
- *Ammobaculites* sp.
- *Barroisiceras* sp.
- *Anomalina redmondi*
- *Porodiscus*
cretaceus *Rugoglobigerina rugosa*
- *C. senonica*
- *A. gabonensis*,
- *Impagidinium grande*,
- *Odontochitina porifera*.
- *Palaeoperidinium cretaceum*
- *Senegalinium bicavatum*.

Capítulo II: Geología regional

Paleoambientes: Feo-Codecido (1972), afirma que el Miembro La Morita es de ambiente marino moderadamente profundo, hacia el flanco suroriental cambia a ambiente de aguas marinas menos profundas, indicado por una secuencia casi enteramente arenácea. Kiser (1988) menciona que la presencia de radiolarios, en este mismo miembro, sugiere profundidades mayores de 300 m (984').

Geoquímica: Los primeros análisis geoquímicos de pirólisis, extractos de roca y crudos realizados en pozos de la región de Barinas (Russomanno y Velarde, 1982) identificaron características de rocas madre en algunos niveles de la Formación Escandalosa; sin embargo, estos intervalos son inmaduros ($<0,5$ % Ro) en las localidades estudiadas. Chigné (1985), incorporó datos del subsuelo de Apure, y en sus modelos de simulación de la generación de hidrocarburos, seleccionó el intervalo La Morita-Quevedo como potencial roca madre. Nuevos datos presentados por Loiza y Hernández (1990, p. 238) indican la posibilidad de la contribución de rocas madre tipo La Luna, aflorante en la región andina. Chigne (1997) presenta una síntesis de las características de la roca madre de los hidrocarburos de la cuenca de Barinas, identificando en la litofacies de La Morita de la región piemontina de Barinas, los intervalos más ricos en materia orgánica (3,5% COT), kerógeno II, y madurez de 0.8 % Ro. Igualmente reconoce a través de estudios de biomarcadores, familia de crudos de los campos de Barinas generados a partir de litofacies similares.

Importancia económica: Feo-Codecido (1972), afirma que algunas zonas productoras de hidrocarburos de los campos de Silvestre y Sinco en el estado Barinas, corresponden a las rocas del Miembro Quevedo. Las lutitas del Miembro La Morita son el sello vertical de los yacimientos petrolíferos cretácicos en Barinas y Apure; en donde está ausente por erosión, permite la comunicación de las areniscas de las formaciones Escandalosa y Gobernador, suprayacente. Cardenas (1985), menciona reservas de fosfato de 20 millones de toneladas, en areniscas fosfáticas del Miembro Quevedo, en el área de Los Monos, Táchira suroriental.

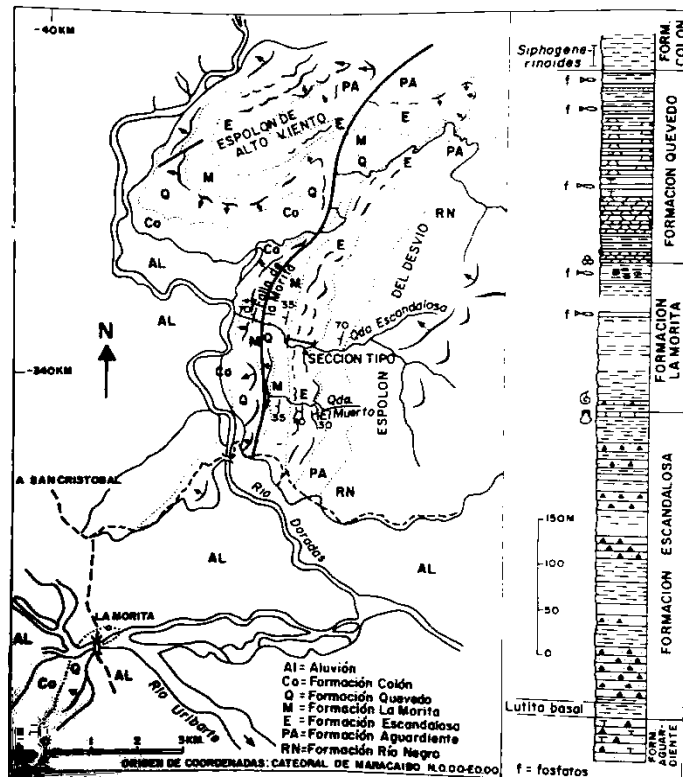


Figura 4. Sección de la Formación Escandalosa en la quebrada Escandalosa, al sur de Táchira.
Tomado de González de Juana *et al* (1980).

2.2. Evolución de la cuenca

Pre-Cretácico

Debido a los procesos tectónicos sufridos al norte de la Placa Suramericana a lo largo de su historia, existen cuerpos precámbricos de dos clases: alóctonos y autóctonos. Los terrenos autóctonos se localizan en el Escudo de Guayana y como basamento de las cuencas paleozoicas a cenozoicas al sur de la Falla de Apure (Figura 5), aunque no se pueden discriminar provincias como en Guayana, dado que muy pocos taladros han logrado alcanzar el basamento precámbrico y las descripciones son muy pobres (Andrade, 2001).

Capítulo II: Geología regional

Los terrenos alóctonos (Figura 6) iniciaron su adosamiento a Suramérica durante el Paleozoico Temprano (Orogénesis Caledoniana: 570-385 Ma); incluyen rocas que afloran en los alrededores de las ciudades de Mérida y San Cristóbal (Yoris y Ostos 1997).

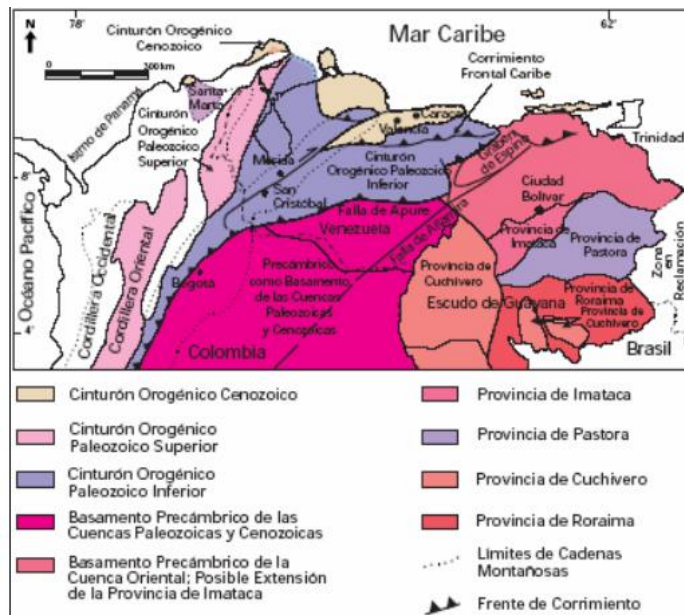


Figura 5. Mapa de distribución de terrenos autóctonos en el norte de Suramérica. El terreno autóctono se encuentra en el subsuelo de la Cuenca Oriental y en la de Barinas – Apure, al sur de la Falla de Apure.

Capítulo II: Geología regional

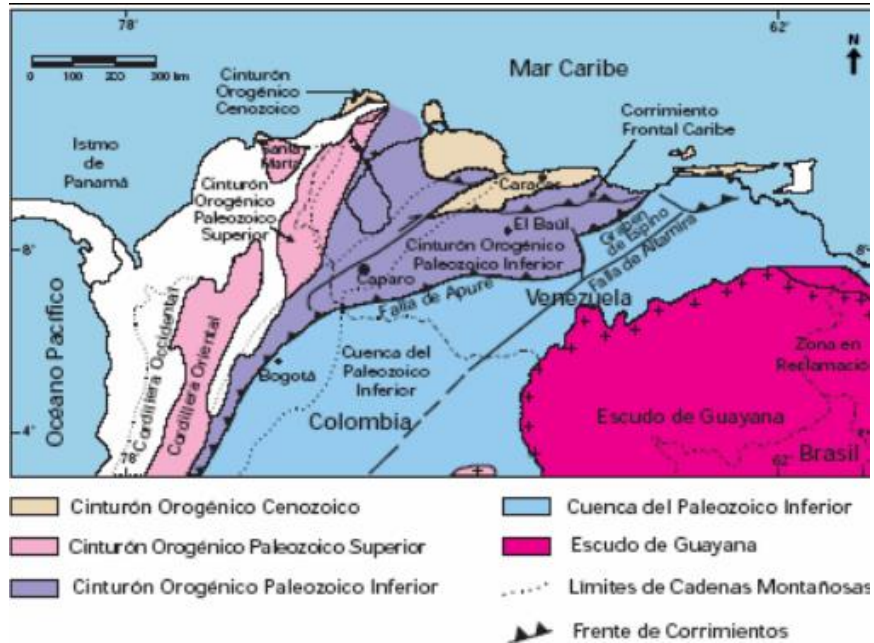


Figura 6. Mapa de distribución de terrenos alóctonos en el norte de Suramérica, en los cuales hay rocas paleozoicas. Tomado de Yoris y Ostos (1997).

En Venezuela, la rotura o “rifting” de Pangea produjo varias modificaciones importantes que posteriormente influyeron en la evolución de las cuencas sedimentarias venezolanas. Se plantea que durante este evento, la separación entre la Placa Suramericana y los bloques Chortis, Oaxaca y Yucatán está relacionada a la apertura del Golfo de México o Proto-Caribe, induciendo el desarrollo de valles de extensión o grábenes (Figura 7) con una tendencia noreste, en los que se incluyen los grábenes de Apure-Mantecal y Espino, así como también los grábenes de los Andes y Perijá, y el ubicado en el Lago de Maracaibo (Andrade, 2001).

Estos valles de extensión fueron rellenos sintectónicos para las formaciones La Quinta (Cuenca Barinas-Apure) e Ipire (Cuenca Oriental) durante el Jurásico, con sedimentos continentales de “capas rojas”, volcánicas de diversa índole y eventualmente clásticos y calizas de inversiones marinas (Yoris y Ostos, 1997).

Capítulo II: Geología regional

Figuroa *et al.* (1996), indican como principal rasgo estructural, al norte de Venezuela, una fase distensiva asociada a la etapa de margen pasivo donde el fallamiento es predominantemente normal, con una orientación noreste-sureste.

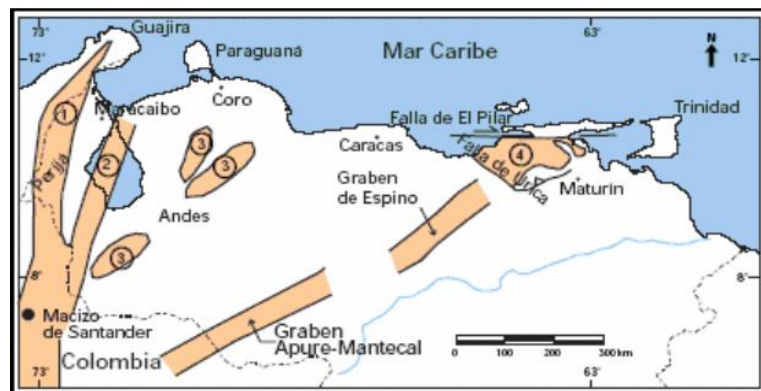


Figura 7. Distribución de valles de extensión o grábenes (Jurásico) en Venezuela. 1) aflorando en la Sierra de Perijá, 2) Como parte del basamento en el subsuelo de la Cuenca de Maracaibo, 3) en los Andes, 4) en el subsuelo de la Cuenca Barinas-Apure y Oriental.

3.3 Cretácico

González de Juana *et al.* (1980), reconocen la existencia de un margen pasivo tipo atlántico durante el Cretácico al norte de Suramérica y señala la existencia del Arco de Mérida, el cual constituía, predominantemente una zona positiva. Lugo (1991), señala la gran influencia depositacional del Arco de Mérida como contrafuerte tectónico de edad Pensilvaniense y de naturaleza alóctona, que se mantuvo expuesto en varias etapas, durante el Mesozoico tardío hasta el Cretáceo temprano y Paleoceno temprano al Eoceno medio.

La sedimentación en el occidente fue controlada en su inicio por el sistema de grábenes jurásicos, evidenciados en los espesores de los clásticos arenosos de la Formación Río Negro (Figura 8), los cuales varían desde más de dos kilómetros en el

Capítulo II: Geología regional

Surco de Machiques, hasta unos pocos metros en algunas localidades del flanco Norandino. Seguidamente, Lugo (1991), mencionó que en el noroccidente de Venezuela se experimentó, desde el Jurásico, una subsidencia termal exponencial; ésta se estabilizó y el Grupo Cogollo (carbonático) se depositó en un extenso mar epicontinental transgresivo sobre Venezuela Occidental, el cual termina su desarrollo en el Aptiense cuando culmina la sedimentación de la Formación Río Negro (Yoris y Ostos, 1997). El equivalente clástico lateral hacia el cratón o Escudo de Guayana, lo conforma la Formación Aguardiente. (Figura 9).

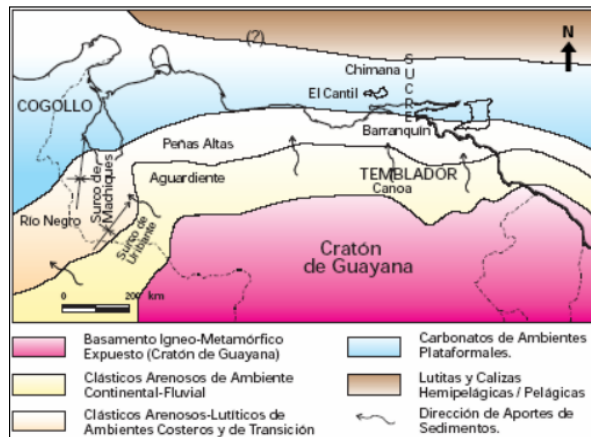


Figura 8. Distribución de facies sedimentarias dominantes durante el Cretácico Temprano. Tomado de Yoris y Ostos 1997.

Capítulo II: Geología regional

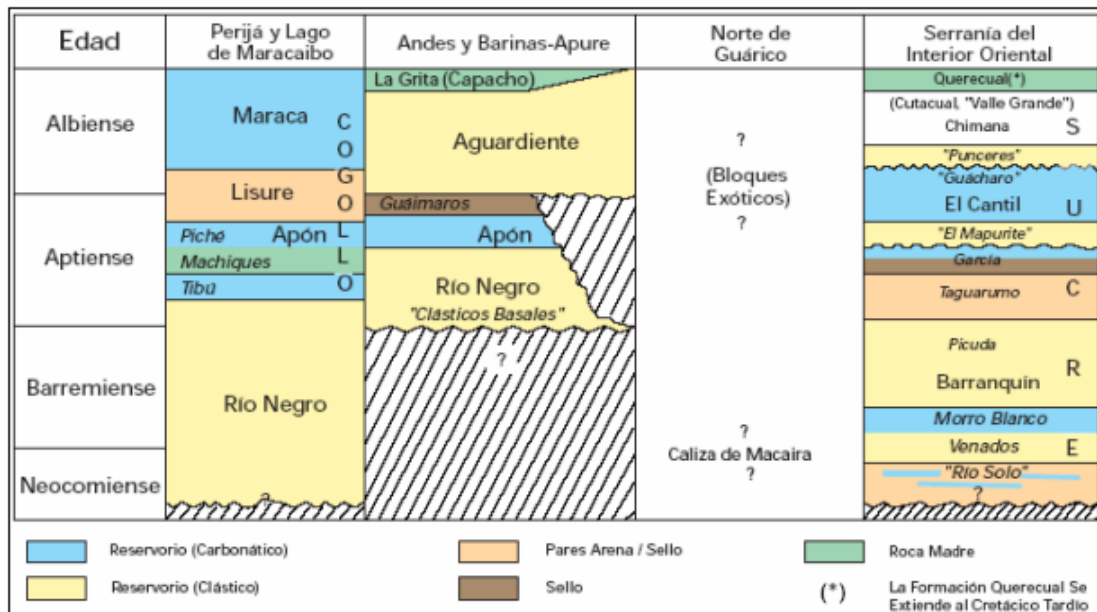


Figura 9. Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Cretácico Temprano de Venezuela. Las unidades informales recolan en *itálicas* entre comillas. El conjunto de miembros para el Grupo Sucre es discutido en YORIS (1985, 1988, 1992). Tomado de Yoris y Ostos (1997)

Este período es uno de los más importantes en cuanto a la formación del sistema petrolero de la Cuenca Barinas-Apure, dado que se caracteriza por una invasión marina coincidente con el pulso mundial transgresivo del Cretácico; se sedimentan las calizas, lutitas y ftanitas ricas en materia orgánica. Estas rocas se conocen como las formaciones Navay y La Luna, rocas madre por excelencia de los hidrocarburos extraídos en la cuenca, alcanzando espesores entre 50 y 300 m para La Luna en Venezuela Occidental y 600 m en el flanco surandino aumentando hacia el noreste, para Navay (Figura 10). El Cretácico tardío en Venezuela finaliza durante el Maastrichtiense con unidades regresivas respecto a los ambientes más profundos de la roca madre. En el flanco surandino, el contacto superior de la roca madre es transicional a erosivo, con las areniscas basales de la Formación Burgüita (Yoris y Ostos, 1997). (Figura 11)

Capítulo II: Geología regional

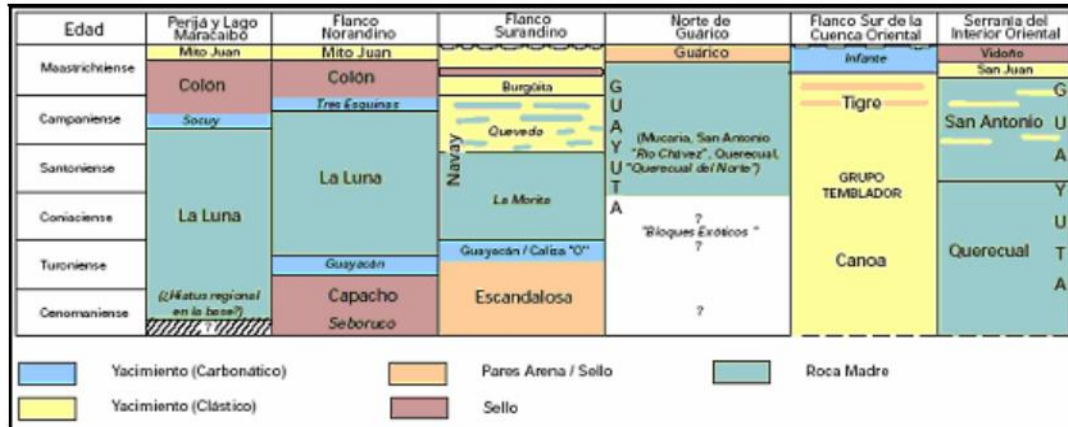


Figura 10. Cuadro de correlación de las unidades más importantes dentro del Cretácico Tardío de Venezuela. Modificado de Yoris y Ostos (1997).

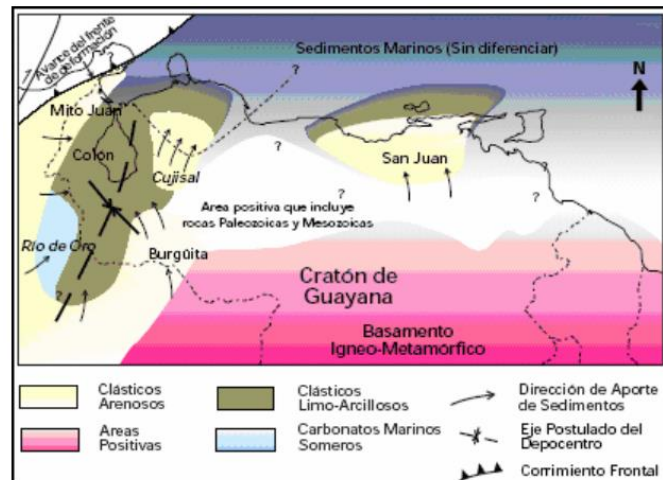


Figura 11. Distribución de facies sedimentarias durante el Maastrichtiense (Cretácico Tardío) al Norte del Cratón de Guayana. Modificado de Yoris y Ostos (1997).

3.4 Post-Cretácico

Lugo (1991), afirma que en este periodo se produce una deformación paulatina, dando pie a una colisión y posterior sutura de los terrenos asociados a la convergencia

Capítulo II: Geología regional

de la Placa del Caribe con el margen continental pasivo de Suramérica y cuya expresión más meridional lo constituyen las Napas de Lara. Dicha colisión fue diacrónica de sur a norte en el Oeste de Venezuela, y de Oeste a Este en el Norte de Venezuela.

Figuroa (1996), identifican una fase compresiva durante el Eoceno medio, asociada probablemente a la llegada de las napas al Norte de Venezuela, originando predominantemente fallas inversas de orientación noreste-suroeste. Audemard (1991), señala que la interacción de los terrenos transpresionales, generaron por carga tectónica, el desarrollo de las cuencas tipo antepaís, cuyas antefosas migraron hacia el este. Este autor señala también que el engrosamiento de las unidades se desplaza y se hace más joven, al Este de Venezuela desde el Cretácico Superior al presente. En este proceso, estuvieron involucradas las cuencas de Maracaibo y Barinas, en el occidente del país. De Toni (1995), coincide con una acreción del Terreno del Caribe y mencionaron que las evidencias de este período, se encuentran en el arco de Barinas, donde su manifestación consiste en el desarrollo de fallas normales sintectónicas, con la sedimentación de la Formación Pagüey (Figura 12). Figuroa (1996), mencionan que, para el Eoceno medio a tardío, el fallamiento originado tiene una orientación preferencial Noreste-Suroeste y afecta a las secuencias cretácicas y eocenas.

Capítulo II: Geología regional

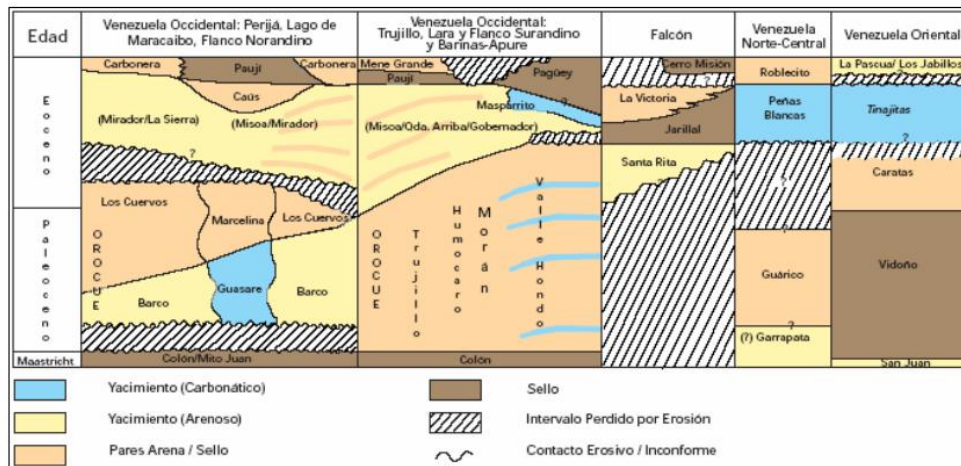


Figura 12. Cuadro de correlación para el Paleoceno-Eoceno de Venezuela. Tomado de Yoris y Ostos (1997).

Ostos (1990), resalta el desplazamiento del bloque Santa Marta – Maracaibo, hacia el Norte a través de las fallas de Boconó y Santa Marta – Bucaramanga, en lo que se conoce como tectónica de escape durante el Eoceno tardío – Oligoceno. También señala la formación de cuencas extensionales, asociadas a transcurrencia especialmente, al norte de Falcón y de tipo antepaís (Barinas – Apure), evolucionando paulatinamente a medida que la Placa del Caribe avanza hacia el Este. Esto permite en el borde noroccidental de Venezuela, la generación de extensas zonas positivas por la colisión del Arco de Panamá. (Figura 13).

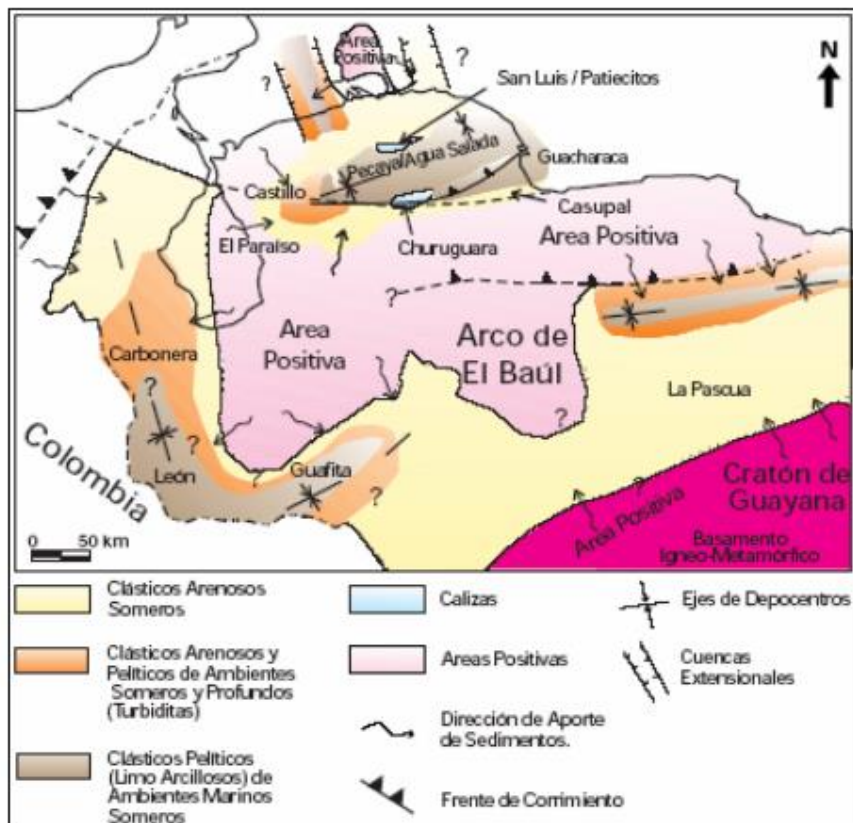


Figura 13. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela Occidental (Cuenca de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental - Subcuenca de Guarico) durante el Oligoceno. Tomado de Yoris y Ostos (1997).

De Toni (1995), señala que el desplazamiento de las napas hacia el sur y la consecuente migración del frente de deformación, generaron pliegues con vergencia hacia el sureste, asociados a corrimientos con despegues intra-Pagüey. Figueroa (1996), menciona la existencia de una fase compresiva sur-sureste en el Eoceno tardío, probablemente, asociada al último empuje de las Napas de Lara, y al inicio del levantamiento de los Andes Orientales Colombianos. En este período, se origina fallamiento inverso con orientación preferencial este-oeste, noreste-suroeste. Lugo (1991), menciona que el levantamiento de los Andes Venezolanos y la Sierra de Perijá, es una consecuencia de la subducción Caribe-Nazca, e interpreta un período de

Capítulo II: Geología regional

transpresión que avanzó hacia el norte, a lo largo de las falla de Icotea y Pueblo Viejo.

Estas épocas están signadas por importantes períodos de formación de montañas, las cuales son una consecuencia directa de la interacción de las placas del Caribe y Suramérica. Figueroa (1996), menciona que durante esta fase orogénica se reactivan e invierten estructuras preexistentes y la Cuenca Barinas-Apure adopta la configuración actual (Figura 14). De Toni et.al. (1995), interpretan el sistema estructural de los Andes Venezolanos como corrimientos de basamento (Figura 15), que imbrican en despegues profundos en la corteza, con transporte hacia el noreste y retrocorrimientos menores con vergencia opuesta. Sin embargo Audemard (1991), los asocia con inversiones mayores de las fosas jurásicas.

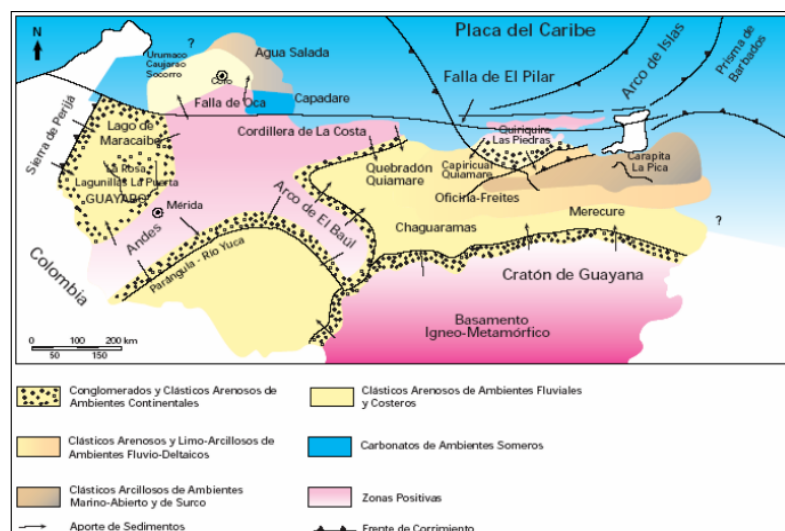


Figura 14. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno-Plioceno. Tomado de Yoris y Ostos (1997).

Capítulo II: Geología regional

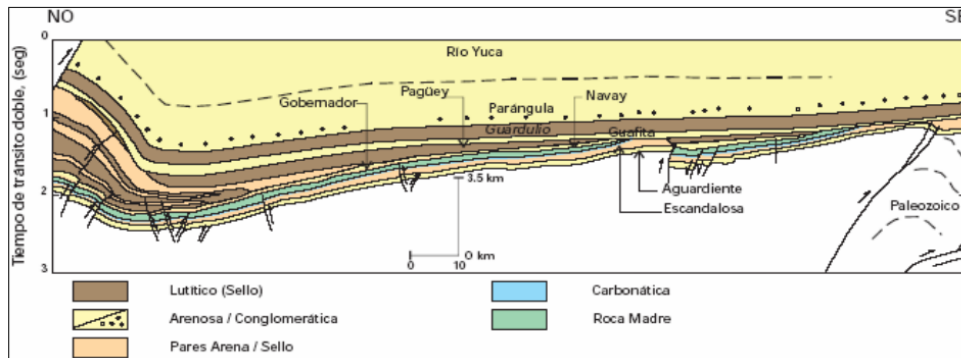


Figura 15. Sección NO-SE de la Cuenca Barinas-Apure (Modificado de Parnaud, et. al. 1995) Tomado de Yoris y Ostos (1997).

CAPÍTULO III

METODOLOGÍA

Se explica a continuación los pasos y procedimientos que se siguieron en la ejecución del presente trabajo.

Fase 1: Descripción de núcleos

Los núcleos a describir se encuentran en la nucleoteca de PDVSA-INTEVEP, donde se tienen desplegados en cajas de 3 pies los núcleos de los pozos BOR-8 el cual constaba de 58 pies y el núcleo LLM-1X que contenía 5 núcleos, 87 cajas y 270,33 pies de longitud. En primer lugar es necesaria una observación somera de todo el núcleo a evaluar, de manera de separar cada intervalo a describir, con base a sus características principales, esto ayudará también a la separación de facies.

Los parámetros para la descripción del núcleo son los siguientes:

- Profundidad
- Tipo de roca
- Color de la roca según Munsell
- Tamaño de grano (si es observable)
- Tipo de contacto
- Componentes texturales
- Estructuras sedimentarias
- Minerales accesorios
- Porosidad
- Impregnación
- Otras observaciones



Figura 16. Núcleo BOR-8 ubicado en la nucleoteca de PDVSA INTEVEP, Los Teques, estado Miranda.



Figura 17. Núcleo LLM-1X ubicado en la nucleoteca de PDVSA INTEVEP, Los Teques, estado Miranda.

Fase 2: Elaboración y análisis de secciones finas

Para la elaboración de secciones finas se seleccionaron 32 muestras (9 muestras del BOR-8 y 23 del LLM-1X) de acuerdo a los cambios litológicos notables o facies sedimentarias que se observaron a lo largo de cada núcleo, con base a cambios en los colores, contenido de fósiles y huellas fósiles, granulometría, contenido mineralógico, etc.



Figura 18. Fotografía del técnico de la nucleoteca cortando la roca para generar los tacos de las secciones finas.

Capítulo III: Metodología

Posteriormente se le indica al técnico que corte tacos de las zonas donde se considera importante un análisis detallado, indicándole la profundidad en pies, donde se requiere la extracción.

Estos tacos son llevados por el técnico de la nucleoteca al laboratorio de realización de secciones finas en donde otro técnico se encarga de rebajar y preparar las muestras hasta que están listas para ser estudiadas.

Se describieron las muestras con el uso del microscopio petrográfico convencional de acuerdo a los siguientes parámetros (Figura 19):

- Componentes aloquímicos
- Intraclastos
- Ooides
- Peloides
- Ortoquímicos
- Extraclastos
- Minerales evaporíticos
- Minerales autigénicos
- Tipo de cemento
- Porosidad
- Procesos diagenéticos

Capítulo III: Metodología

#SECCIÓN-PROF

DESCRIPCIÓN PETROGRÁFICA DE CARBONATOS

POROSIDAD (%)

Interpartícula	Disolución	
Intrapartícula	Móldica	
Intercriстал	Vug	
Interstrial	Protegida	
Fractura	Brecha	

COMPOSICIÓN (%)

COMPONENTES EXTRACLÁSTICOS (%)

CUARZO <input type="text"/>	FELDESPATO <input type="text"/>	FRAGMENTO DE ROCA <input type="text"/>	ACCESORIOS <input type="text"/>																																														
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td>Cz. mc. igneo platómico</td><td></td></tr> <tr><td>Cz. pc. igneo platómico</td><td></td></tr> <tr><td>Cz. igneo volcánico</td><td></td></tr> <tr><td>Cz. mc. metamórfico</td><td></td></tr> <tr><td>Cz. pc. metamórfico</td><td></td></tr> <tr><td>Cz. hidrotermal</td><td></td></tr> <tr><td>Arena fina</td><td></td></tr> </table>	Cz. mc. igneo platómico		Cz. pc. igneo platómico		Cz. igneo volcánico		Cz. mc. metamórfico		Cz. pc. metamórfico		Cz. hidrotermal		Arena fina		<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td>Plagioclasa</td><td></td></tr> <tr><td>Otros</td><td></td></tr> <tr><td>Microclino</td><td></td></tr> </table>	Plagioclasa		Otros		Microclino		<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td>Chert</td><td></td></tr> <tr><td>FR metamórfica</td><td></td></tr> <tr><td>FR sedimentaria</td><td></td></tr> <tr><td>FR volcánica</td><td></td></tr> </table>	Chert		FR metamórfica		FR sedimentaria		FR volcánica		<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td>Glauconita</td><td></td></tr> <tr><td>Muscovita</td><td></td></tr> <tr><td>Circón</td><td></td></tr> <tr><td>Pirita</td><td></td></tr> <tr><td>Ardidrita</td><td></td></tr> <tr><td>Leucóxeno</td><td></td></tr> <tr><td>Caolinita</td><td></td></tr> <tr><td>Grafito</td><td></td></tr> <tr><td>Fosfatos</td><td></td></tr> </table>	Glauconita		Muscovita		Circón		Pirita		Ardidrita		Leucóxeno		Caolinita		Grafito		Fosfatos	
Cz. mc. igneo platómico																																																	
Cz. pc. igneo platómico																																																	
Cz. igneo volcánico																																																	
Cz. mc. metamórfico																																																	
Cz. pc. metamórfico																																																	
Cz. hidrotermal																																																	
Arena fina																																																	
Plagioclasa																																																	
Otros																																																	
Microclino																																																	
Chert																																																	
FR metamórfica																																																	
FR sedimentaria																																																	
FR volcánica																																																	
Glauconita																																																	
Muscovita																																																	
Circón																																																	
Pirita																																																	
Ardidrita																																																	
Leucóxeno																																																	
Caolinita																																																	
Grafito																																																	
Fosfatos																																																	

COMPONENTES ORTOQUÍMICOS (%)

MATRIZ <input type="text"/>	CEMENTO <input type="text"/>									
Micrita <input type="text"/>	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td>Microespato</td><td>Calcita</td><td></td></tr> <tr><td>Pseudospato</td><td>Dolomita</td><td></td></tr> <tr><td>Espato</td><td>Siderita</td><td></td></tr> </table>	Microespato	Calcita		Pseudospato	Dolomita		Espato	Siderita	
Microespato	Calcita									
Pseudospato	Dolomita									
Espato	Siderita									

COMPONENTES ALOQUÍMICOS (%)

FÓSILES <input type="text"/>	INTRACLASTOS <input type="text"/>																																		
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td>Frag. Braquiópodos</td><td></td></tr> <tr><td>Frag. Equidodermos</td><td></td></tr> <tr><td>Frag. Ostrácodos</td><td></td></tr> <tr><td>Frag. Moluscos</td><td></td></tr> <tr><td>Frag. Algas Rojas</td><td></td></tr> <tr><td>Frag. Corales</td><td></td></tr> <tr><td>Brizoarios</td><td></td></tr> <tr><td>Foraminíferos bénticos</td><td></td></tr> <tr><td>Foraminíferos planolíticos</td><td></td></tr> <tr><td>Micrófitos</td><td></td></tr> <tr><td>Nannofititas</td><td></td></tr> <tr><td>Otros</td><td></td></tr> </table>	Frag. Braquiópodos		Frag. Equidodermos		Frag. Ostrácodos		Frag. Moluscos		Frag. Algas Rojas		Frag. Corales		Brizoarios		Foraminíferos bénticos		Foraminíferos planolíticos		Micrófitos		Nannofititas		Otros		<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td>Frag. Calizas intracrásticas</td><td></td></tr> <tr><td>Frag. Calizas extracrásticas</td><td></td></tr> <tr><td>Frag. Fósiles extracrásticos</td><td></td></tr> <tr><td>Agregados o Grappes</td><td></td></tr> <tr><td>OTROS:</td><td></td></tr> </table>	Frag. Calizas intracrásticas		Frag. Calizas extracrásticas		Frag. Fósiles extracrásticos		Agregados o Grappes		OTROS:	
Frag. Braquiópodos																																			
Frag. Equidodermos																																			
Frag. Ostrácodos																																			
Frag. Moluscos																																			
Frag. Algas Rojas																																			
Frag. Corales																																			
Brizoarios																																			
Foraminíferos bénticos																																			
Foraminíferos planolíticos																																			
Micrófitos																																			
Nannofititas																																			
Otros																																			
Frag. Calizas intracrásticas																																			
Frag. Calizas extracrásticas																																			
Frag. Fósiles extracrásticos																																			
Agregados o Grappes																																			
OTROS:																																			

TAMAÑOS	FÁBRICA	ESCOMIENTO																						
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td></td><td>Oz</td><td>Dol</td></tr> <tr><td>TMax (mm)</td><td></td><td></td></tr> <tr><td>D50 (mm)</td><td></td><td></td></tr> <tr><td>Tprom (mm)</td><td></td><td></td></tr> </table>		Oz	Dol	TMax (mm)			D50 (mm)			Tprom (mm)			<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td>Anhidral</td><td></td></tr> <tr><td>Subhidral</td><td></td></tr> <tr><td>Euhidral</td><td></td></tr> </table>	Anhidral		Subhidral		Euhidral		<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td>ESFERICIDAD</td><td></td></tr> <tr><td>REDONDEZ</td><td></td></tr> </table>	ESFERICIDAD		REDONDEZ	
	Oz	Dol																						
TMax (mm)																								
D50 (mm)																								
Tprom (mm)																								
Anhidral																								
Subhidral																								
Euhidral																								
ESFERICIDAD																								
REDONDEZ																								

CLASIFICACIÓN

Según DUNHAM (1962) mod. EMBRY Y KLOVAN (1971):

Según FOLK (1959):

Según MOUNT (1985):

EFFECTOS DIAGENÉTICOS

PROCESOS ORGÁNICOS

- ❖ Micritización de partículas esqueléticas
- ❖ Formación de envoltorios micríticos
- ❖ Bioturbaciones
- ❖ Otros: _____

CEMENTACIÓN

- ❖ Tipos de Cements Predominantes: _____
- ❖ ¿Cómo se presenta? Precipitado
- Recristalización
- ❖ Textura / Tipo de Cemento Precipitado
- Cemento sintaxial Cemento isópaco Cemento menisco
- Cemento radial Cemento equigranular / mosaico
- ❖ Otros: _____

<p style="text-align: center;">DISOLUCIÓN</p> <ul style="list-style-type: none"> ❖ Granos <input type="checkbox"/> ❖ Matriz <input type="checkbox"/> ❖ Cemento <input type="checkbox"/> ❖ Fr. Fósiles <input type="checkbox"/> 	<p style="text-align: center;">REEMPLAZAMIENTO</p> <ul style="list-style-type: none"> ❖ Glauconitización <input type="checkbox"/> ❖ Silicificación <input type="checkbox"/> ❖ Fosfatización <input type="checkbox"/> ❖ Otros: _____
---	--

<p style="text-align: center;">NEOMORFISMO</p> <ul style="list-style-type: none"> ❖ N. Inversión Homoaxial de Fr. de Moluscos <input type="checkbox"/> ❖ N. Inversión Heteroaxial de Fr. de Moluscos <input type="checkbox"/> ❖ Neomorfismo Agradante <input type="checkbox"/> 	<p style="text-align: center;">PRESIÓN – SOLUCIÓN</p> <ul style="list-style-type: none"> ❖ Estilolitas <input type="checkbox"/> ❖ Otros: _____
--	---

<p>TEÑIDO</p> <table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr><td><input type="checkbox"/></td><td>(Alizarín Red + Ferrocianuro)</td></tr> <tr><td><input type="checkbox"/></td><td>Ropo</td></tr> <tr><td><input type="checkbox"/></td><td>Malva</td></tr> <tr><td><input type="checkbox"/></td><td>Riparna</td></tr> <tr><td><input type="checkbox"/></td><td>No tinte</td></tr> <tr><td><input type="checkbox"/></td><td>Azul claro</td></tr> <tr><td><input type="checkbox"/></td><td>Azul oscuro</td></tr> </table>	<input type="checkbox"/>	(Alizarín Red + Ferrocianuro)	<input type="checkbox"/>	Ropo	<input type="checkbox"/>	Malva	<input type="checkbox"/>	Riparna	<input type="checkbox"/>	No tinte	<input type="checkbox"/>	Azul claro	<input type="checkbox"/>	Azul oscuro	<p>OBSERVACIONES:</p>
<input type="checkbox"/>	(Alizarín Red + Ferrocianuro)														
<input type="checkbox"/>	Ropo														
<input type="checkbox"/>	Malva														
<input type="checkbox"/>	Riparna														
<input type="checkbox"/>	No tinte														
<input type="checkbox"/>	Azul claro														
<input type="checkbox"/>	Azul oscuro														

Figura 19. Planilla de descripción de secciones finas.

descripciones y como se observa dicha facies tanto en muestra de núcleo como en sección fina (si es que se extrajo sección fina para la facies).

Fase 5: Difracción de rayos X

Para el uso de la difracción en primer lugar se pulverizan las muestras a evaluar, luego la roca pulverizada es colocada en el portamuestras, que posteriormente es colocado en el equipo PANALYTICAL modelo X PERT PRO.



Figura 21. Equipo para la realización de la difracción de rayos X, Marca PANALYTICAL modelo X PERT PRO.

El equipo encargado de la realización de la Difracción de rayos X solo reporta un número limitado de minerales, los cuales son: minerales de arcilla, cuarzo, feldespato potásico, feldespato sódico, calcita, dolomita, siderita y pirita, para buscar más

minerales se le debe solicitar al técnico volver a realizar el análisis de difracción más detallado.

A las muestras que presentaron partículas tamaño fino suficientes para poder ser extraídas, se les realizó un análisis de arcillas para poder saber que tipos de las mismas estaban presentes, que como es bien sabido, las mismas son difíciles de identificar en sección fina. Se realiza en el mismo equipo, pero en lugar de realizarse con muestra pulverizada, se realiza con muestra triturada.

Fase 6: Determinación de elementos minoritarios

La técnica utilizada para la obtención de estos resultados es llamada plasma inductivamente acoplado- Espectroscopia de emisión óptica (ICP-OES). El equipo es marca Varian modelo VISTA-MPX.

El plasma de acoplamiento inductivo (ICP) es una fuente de ionización que junto a un espectrofotómetro de emisión óptica (OES) constituye el equipo de ICP-OES.

En esta técnica, la introducción continua de la muestra líquida y un sistema de nebulización forma un aerosol que es transportado por el Argon a la antorcha del plasma, acoplado inductivamente por radio frecuencia. En el plasma, debido las altas temperaturas generadas, los analitos son atomizados e ionizados generándose los espectros de emisión atómica de líneas características. Los espectros son dispersados por la red de difracción y el detector sensible a la luz se encarga de medir las intensidades de las líneas. La información es procesada por el sistema informático.

Se oferta análisis elemental cuantitativo mediante curva de calibrado en mg/l (elementos a escoger).

Los análisis incluyen prácticamente todos los elementos de la tabla periódica en una amplia variedad de muestras líquidas y sólidas.

Las muestras utilizadas para este análisis fueron pulverizadas previamente en la nucleoteca de INTEVEP.



Figura 22. Equipo para la determinación de elementos minoritarios, marca Varian modelo VISTA-MPX .

Fase 7: Microscopia electrónica de barrido

El microscopio electrónico de barrido se utiliza para el estudio de la morfología y la topografía de los elementos. Las lentes magnéticas utilizan un haz muy fino de electrones para penetrar repetidamente la muestra, y se produce una imagen ampliada de la superficie observada en la pantalla de un Monitor.

Es fundamental que las muestras que vayan a ser observadas en Microscopio Electrónico de Barrido (MEB) estén exentas de líquidos y además que sean conductoras, por lo que se coloca un baño de plata a un extremo que vaya desde el portamuestras a la muestra.

Capítulo III: Metodología

Las muestras se cubren con oro para obtener una imagen más precisa o con grafito para obtener resultados químicos más certeros.

Se realizaron estudios de microscopía electrónica dentro de las instalaciones de INTEVEP, se analizaron cuatro muestras del núcleo LLM-1X y tres muestras al BOR-8.



Figura 23. Muestra cubierta con grafito.



Figura 24. Equipo para la realización de la microscopía Marca OXFORD INSTRUMENTS, modelo INCAPenta FETx3 7573.

Fase 8: Descripción de los procesos diagenéticos

Una vez realizada la descripción de secciones finas, se describieron cada uno de los procesos observados. La agregación se observó en la formación de los pellets y peloides, la bioerosión, formación de envoltorios micríticos, cementación, formación de estilolitas, compactación, reemplazo, disolución y sustitución.

Capítulo III: Metodología

Fase 9: Calibración de registros coregamma y gamma ray

Se realiza una comparación entre el registro coregamma (generado en laboratorio, muestra mayor sensibilidad a los cambios litológicos, pero puede presentar errores en la profundidad) y gamma ray (generado en campo al momento de la perforación, muestra poca sensibilidad a los cambios litológicos, pero las profundidades coinciden con las litologías presentes en el campo) para determinar el desfase, es decir, la diferencia, en pies que existe entre puntos iguales dentro de ellos.

Fase 10: Calibración Núcleo-registros

Se observó el patrón resultante para cada intervalo dentro de la columna estratigráfica y se describió como se comportaban las curvas dentro del registro en cada facies.

Fase 11: Correlación entre pozos

Usando los registros eléctricos se realizó una correlación entre los dos núcleos tomando como Datum el tope de la Formación Escandalosa en ambos los mismos.

Fase 12: Modelo sedimentológico

Se definieron los límites entre las secuencias y las parasecuencias, marcados en el núcleo por la presencia entre limolitas y lutitas, y en el registro con un aumento en los °API donde las lutitas muestran mayor radiactividad.

Fase 13: Determinación de ambientes

Ya establecidas las secuencias y parasecuencias con base a sus límites, a partir de la identificación de huellas fósiles, estructuras sedimentarias, minerales y fósiles, se definió el ambiente depositacional para cada facies dentro de las parasecuencias.

Fase 14: Determinación de la importancia de las formaciones en la industria

Luego de haber realizado todo el estudio de los núcleos y con base a trabajos previos dentro de los mismos, se decide cual es el potencial generador y almacenador de las formaciones dentro de los núcleos estudiados BOR-8 y LLM-1X.

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA LOCAL

Se presentan en este capítulo los resultados del estudio sedimentológico realizado a dos pozos ubicados en la Cuenca de Barinas en los campos Las Lomas (pozo LLM-1X) y Borburata (pozo BOR-8), aproximadamente a 16,25 Km de distancia, donde se estudiaron en el pozo LLM-1X, con 272'4'' pies de núcleos correspondientes a las formaciones Escandalosa y Navay, mientras que del pozo BOR-8 solo se estudiaron 49 pies de la Formación Escandalosa.

Para la correlación de edades se utilizó la data bioestratigráfica del pozo LLM-2X (Reporte Interno de PDVSA), ubicado a 5Km al noroeste del pozo LLM-1X, donde se ubicó fauna del Turoniense-Coniaciense dentro de la Formación Navay, asimismo en el pozo LLM-1X, durante el desarrollo de esta investigación se identificaron foraminíferos de edad Turoniense tardío-Coniaciense en el intervalo correspondiente a la Formación Navay (Soto, G., com. per., 2015) (Figura 25).

Capítulo IV: Geología local

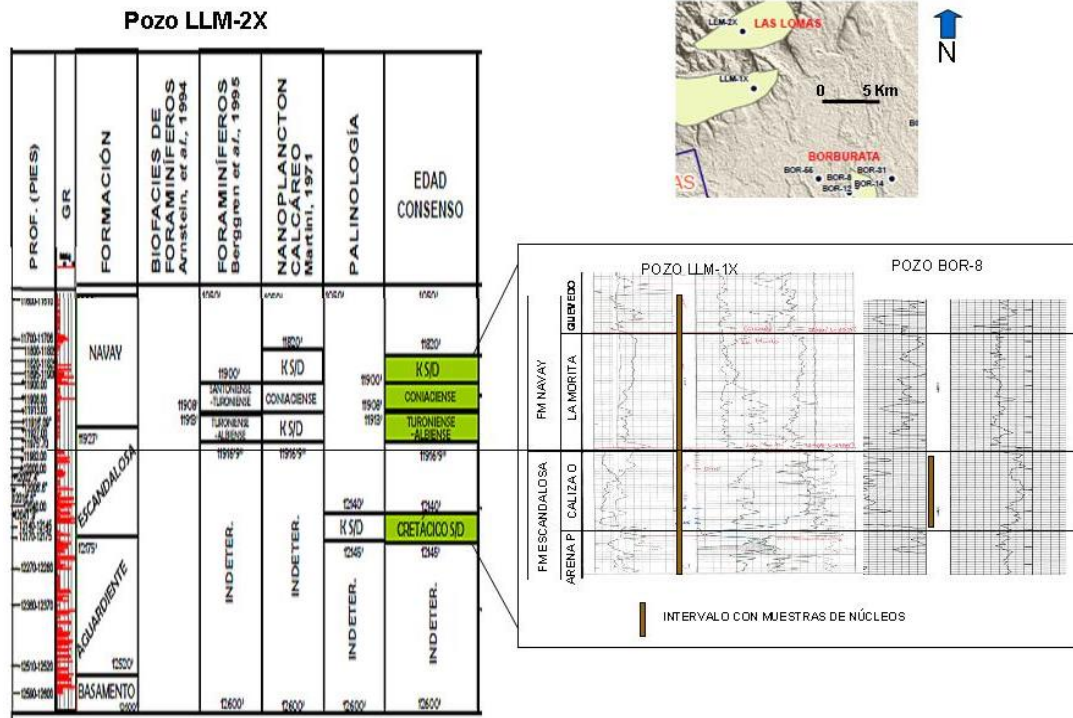


Figura 25. Ubicación de los pozos estudiados, intervalos con muestras de núcleos y correlación de los pozos LLM-1X y BOR-8 con el pozo LLM-2X.

En la siguiente figura 26 se pueden observar los registros gamma ray de los pozos y coregamma de los núcleos, correlacionados entre sí, tomando como datum la base de la Formación Navay. Los intervalos estudiados corresponden a: la Formación Escandalosa 104' 10'' en el pozo LLM-1X (Campo Las Lomas, NW del área estudiada) y 49 pies en el pozo BOR-8 (Campo Borburata, SE del área estudiada) y la Formación Navay 165' 5'' del pozo LLM-1X (Ver columnas estratigráficas, anexos 43 y 44).

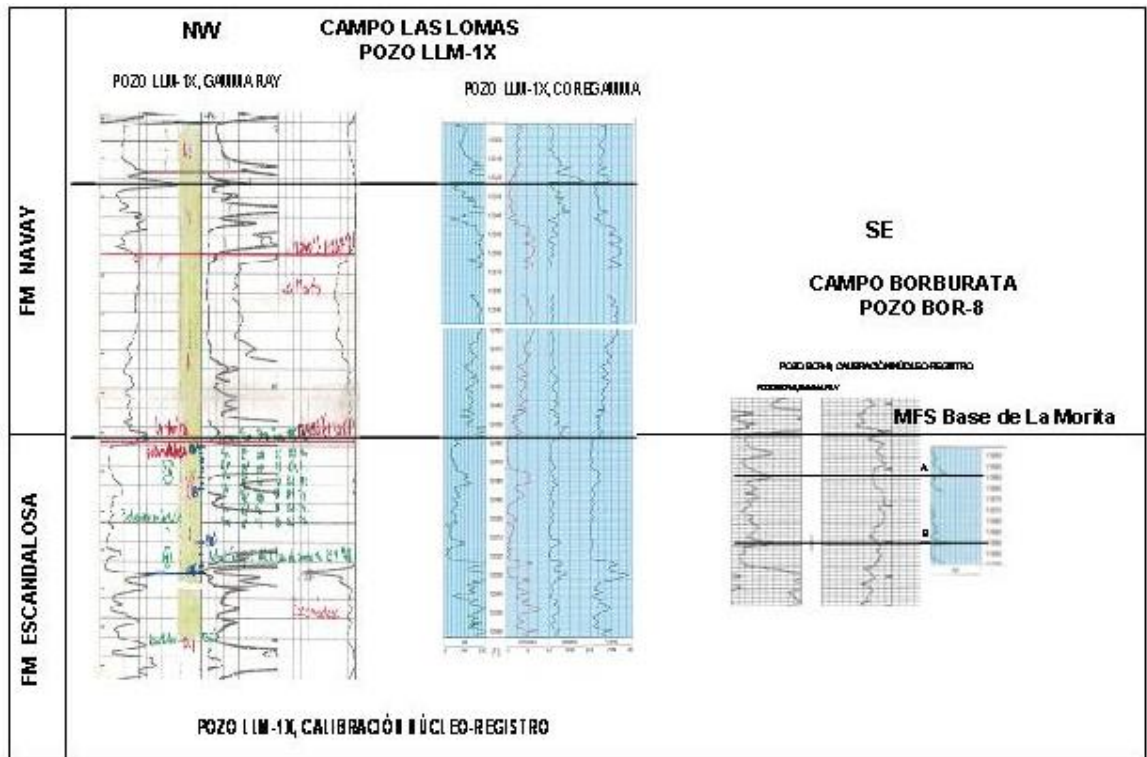


Figura 26. Correlación entre los pozos estudiados a través de los gamma ray y core gamma de los núcleos estudiados y las unidades estratigráficas muestreadas en cada caso.

A continuación se describirán las unidades estratigráficas identificadas en el área estudiada:

4.1. Formación Escandalosa

Esta unidad se identificó en ambos pozos, hacia el NW en el pozo LLM-1X, se describieron 104'10' pies de ésta y dentro del BOR-8 se describieron 49 pies.

En el pozo LLM-1X, el intervalo de la base (12562'4'' hasta 12525'9'') se correlaciona con otros pozos de la Cuenca de Barinas con la Arena P de la Formación

Capítulo IV: Geología local

Escandalosa, en el pozo BOR-8 no se tomaron muestras del mismo. A continuación se describirá dicho intervalo:

4.1.1. Pozo LLM-1X

- Intervalo 12.562'4' – 12.561'10'': Arenisca glauconítica de grano muy fino color gris oscuro verdoso 5G4 4/1 y N4, se presenta disgregada o suelta, envolviendo huellas con mejor consistencia. Contiene alrededor de 30% de huellas fósiles (entre estas *Thalassinoides* de 1,5cm de diámetro), también hay puntos blancos probablemente correspondientes a granos de cuarzo, alrededor de un 20% de estos, son bien escogidos, con alta esfericidad, subangulosos. Hay glauconita (aproximadamente 40%) dispersa por todo el intervalo. No hay efervescencia con el HCl, se nota la presencia de azufre diseminado. Pequeñas fracturas abiertas, matriz gris probablemente de materia orgánica. Láminas onduladas de arcilla (flasser) (Figura 27). En contacto abrupto lineal con:
- Intervalo 12.561'10'' – 12.560'6'': Arenisca de grano grueso, color Munsell N6 gris claro mediano. Aproximadamente 40% de huellas fósiles y un 5% de fósiles (conchas de Pelecípodos hacia la base). Hay huellas de *Thalassinoides* a lo largo de toda la secuencia que aumentan de tamaño hacia el tope, en la base son de 1,5cm de diámetro y al tope de 3cm, también hay huellas de *Scolicia* de 2cm de diámetro. Glauconita (13%) y fosfatos diseminados en todo el intervalo. Estratificación flasser, aumentan las laminaciones hacia el tope, en una matriz gris posiblemente de materia orgánica, hacia el tope menos materia orgánica. Granos blancos posiblemente de cuarzo (aproximadamente un 10%), alta esfericidad, subredondeados, moderadamente escogidos, mayor cantidad de estos hacia la base. Fracturas horizontales y fracturas cerradas a lo largo del intervalo. No se observa reacción al HCl (Figura 27). Se presenta en contacto transicional con el siguiente intervalo.

Capítulo IV: Geología local

- Intervalo 12.560'6'' – 12.555'3'': Arenisca glauconítica de grano grueso color gris verdoso 5G4 6/1 (alrededor de un 15% de glauconita) y limolita arenosa hacia la base. Fragmentos muy pequeños de Pelecípodos (aproximadamente 5%) de 3mm y al tope con 1,3 cm. Huellas de *Thalassinoides* 1.5 cm de diámetro (aproximadamente un 10%) a lo largo de todo el intervalo, puntos blancos y fosfatos. No reacciona al HCl. Se presenta muy fracturada con fracturas abiertas. Bandas de lutita. Contacto transicional. (Figura 27)



Figura 27. Núcleo LLM-1X. Obsérvese arenisca glauconítica de grano muy fino (12.562'4''), arenisca bioturbada (Arenisca aloquímica de arena gruesa 12.561'6'') y arenisca glauconítica de grano grueso (12.559').

- Intervalo 12.555'3' – 12.552'6'': Arenisca micrítica de arena gruesa en la base y dolomía arenosa de arena gruesa al tope, color Munsell gris claro medio N6 en la matriz y gris muy claro N8 en los ichnofósiles. Huellas fósiles (40%), de *Thalassinoides* (2.5 cm), al tope *Ophiomorpha* y *Scolicia* alrededor de 4 cm de largo, 20% de fósiles (Pelecípodos en todo el intervalo de 3mm de largo), un 15% de glauconita (más abundante hacia la base), fosfatos y glauconita diseminados.

Capítulo IV: Geología local

Contacto transicional. Baja reacción al HCl, al tope más reacción con el HCl. Puntos blancos gruesos posiblemente de cuarzo. Estratificación flasser hacia la base, pocas fracturas horizontales hacia el tope. Al tope escasa porosidad tipo móldica (1%) y Pelecípodos de 2 cm de largo.

- Intervalo 12.552'6''- 12.549'6'': Dolomía arenosa de grano grueso, bioturbada con aproximadamente un 50% de huellas fósiles, color Munsell gris claro N7 hacia la base, gris muy claro N8 hacia el tope. Moderada cantidad de Pelecípodos (2mm), mayor cantidad hacia el tope. En la zona central de la secuencia, delgadas bandas de lutita con grano negro probablemente carbón, y a su alrededor carbonato de calcio, huellas de *Asterosoma* (1,8 cm) cerca del grano de carbón. Fracturas cementadas. Hacia la base, fosfatos (4mm) 4%, glauconita (10%) y pirita. Hacia el tope escasa porosidad móldica (2%), estructura fenestral de 3mm de largo rellena de carbonato de calcio. Baja proporción de huellas de *Thalassinoides* a lo largo de la secuencia, Serpúlido en la zona central. Puntos blancos con baja reacción al HCl hacia la base. Hacia el tope fracturas rellenas de carbonato y huellas de *Teichichnus*. Estratificación flasser. Baja reacción al HCl (Figura 28). En contacto transicional con:

- Intervalo 12.549'6''- 12.546'6'': Dolomía arenosa de grano fino y lutita hacia la base, color Munsell gris mediano N5. Fracturas abiertas, algunas cerradas. Se aprecia en este nivel estratificación flasser y escasa reacción con el HCl, siendo mayor hacia la base. Con huellas de *Thalassinoides* de entre 1,5 y 2 cm de largo, que van aumentando de tamaño hacia el tope. Moderada cantidad de Pelecípodos de 1 cm de largo aproximadamente en la base, y hacia el tope de menores tamaños. Fosfatos diseminados por todo el intervalo. Fragmento en forma de corazón posiblemente gasterópodo. Hacia la base gran cantidad de materia orgánica. Escasos puntos blancos hacia la base posiblemente de cuarzo. Huellas de *Scolicia*

Capítulo IV: Geología local

hacia el tope rodeada de abundantes franjas de arcilla (estratificación flasser). Aproximadamente 20% de huellas fósiles, más glauconita en las huellas, 7% de fósiles (Figura 28). En contacto neto con:

- Intervalo 12.546'6''- 12.543'4'': Dolomía arenosa de grano grueso, moderadamente escogida, color gris claro medio N6. La glauconita se encuentra en pequeños cristales menores a 1mm dispersos a lo largo de toda la secuencia. Cristal de fosfato en la zona central de la secuencia. No se observa ninguna reacción al HCl. Serpúlido en la zona central de la secuencia relleno de material calcáreo. Glauconita diseminada por todo el intervalo. Nódulo de glauconita. Traza de *Rhizocoralium* cercana al nódulo. Pequeñas conchas de Pelecípodos, en todo en intervalo de 5mm aproximadamente, hacia el tope de lado izquierdo cavidad rellena de fosfatos y glauconita. Hacia la base cavidad biogénica vertical, rellena del material suprayacente de arena media y color más claro que el circundante, más arriba de esta zona probable traza de *Scolicia*. Escasas fracturas horizontales abiertas. Bandas de materia orgánica discontinuas. Hacia el tope de la secuencia en los bordes pequeñas cavidades rellenas de materia orgánica. El olor también indica presencia de materia orgánica. Huellas de *Asterosoma* de 2 cm de largo y *Scolicia* de 2 cm de largo (aproximadamente un 50% de huellas fósiles), porosidad móldica al tope (2%), en el tope de la secuencia gran cantidad de huellas arcilla, continuas circundando probables huellas de *Thalassinoides* (estratificación flasser). Al tope nódulo de siderita (Figura 28). Contacto neto (plano e inclinado) con el siguiente intervalo.



Figura 28. Pozo LLM-1X Dolomía arenosa bioturbada de grano grueso (Dolomía aloquímica arenosa de arena gruesa 12.552'), dolomía arenosa de grano fino (Dolomía aloquímica arenosa de arena fina 12.548'10'') y dolomía arenosa de grano grueso (12.542'6'').

- Intervalo 12.543'4'' – 12.540'4'': Dolomía arenosa de grano medio y luego pasa a en el tope a limolita, aquí los granos negros son finos envueltos en una matriz arenosa de grano muy fino, moderadamente escogido. En la base gris medio N5, en la zona central predomina el gris claro medio N6 y hacia el tope N5 nuevamente. Baja cantidad de porosidad móldica (4%) de entre 5 mm y 1mm diseminada por toda la secuencia. Hay glauconita diseminada a lo largo de la secuencia, muy escasa en el tope, aún más escasa en la base y muy abundante en la zona intermedia, siendo pequeños cristales tamaño arena media. Puntos de color marrón diseminados a lo largo de la secuencia, algunos de pirita, otros marrón oscuro de fosfatos (baja cantidad de los mismos). Conchas de Pelecípodos (15%) en la zona central del intervalo de hasta 1 cm. Grupo de pequeños fragmentos de Pelecípodos orientados según una franja inclinada 45 grados aproximadamente. Estructuras alargadas en forma de tubos probablemente de Serpúlidos. En la base estructura fenestral 18 mm, pequeñas estructuras fenestrales de 2 mm. Más hacia el tope donde hay un cambio en el tamaño de grano lo que parece una estructura fenestral alargada de 7 mm, todas rellenas de carbonato, esta última con menor

Capítulo IV: Geología local

reacción al HCl. Al tope dos estructuras fenestrales semicirculares rellenas de carbonato de 7 y 4 mm. Nódulo de pirita relleno de un mineral naranja en la zona central derecha de 1 cm de largo. Puntos blancos con alta reacción al HCl. Fracturas semiverticales a lo largo de la secuencia rellenas de carbonato, otras orientadas y otras abiertas, a los 12541'4'' se aprecia una superficie oxidada con glauconita con fracturas tipo domo que parecen obedecer a la forma de un clasto subyacente. En la base estilolitas discontinuas rellenas de materia orgánica. Hacia el tope posible huella de *Thalassionoides* bordeado de arcilla (aproximadamente 8% de huellas). Contacto neto. (Figura 29)

- Intervalo 12.540'4'' – 12.538': Dolomía arenosa de grano fino, moderadamente escogido en la base, mal escogido en el tope, color gris oliva claro 5Y 5/2. Se observan granos de glauconita (20%) tamaño arena fina a lo largo de todo el intervalo, más abundante hacia la base y hacia el tope en pequeñas zonas localizadas en el extremo izquierdo. En la zona central de la secuencia pequeños granos de pirita. Escasos fragmentos de Pelecípodos a lo largo del intervalo (10%). Gran factura bifurcada rellena de materia orgánica hacia el tope y cementada hacia la base. Estructuras circulares en la zona central de aproximadamente 2 cm (huellas de *Thalassinoides*), al tope traza de *Ophiomorpha* vertical de aproximadamente 3'' (aproximadamente 30% de huellas fósiles), flaser en la base. Moderada reacción al HCl. Contacto Transicional. (Figura 29)
- Intervalo 12.538' – 12.534'9'': Arenisca calcárea de grano fino, moderadamente escogida. Color gris oliva claro 5Y 6/1. Escasos granos de glauconita tamaño arena fina, se puede encontrar también la glauconita relleno estructuras. La pirita se encuentra escasa en algunos de los puntos blancos y relleno pequeñas conchas de Pelecípodos. Escasos puntos de fosfatos en la zona central de la secuencia de unos 4mm. Puntos blancos en la zona central con moderada reacción

Capítulo IV: Geología local

al HCl de aproximadamente 2mm. Hacia la base chondrites, Gasterópodos y Pelecípodos. En la zona central pequeños fragmentos de Pelecípodos juntos rellenos de pirita. Grano en forma de lente hacia el tope con poca reacción al HCl. *Scolicia* en la zona central, con orientación vertical de aproximadamente 3 cm, un poco más hacia el tope se aprecian unas 2 estructuras que parecen se *Scolicia* de aproximadamente 15 cm. Hacia el tope nódulo de glauconita (5mm). Franjas continuas de arcilla abundantes hacia el tope. En el tope pequeño nódulo de glauconita. *Thalassinoides* hacia la base de hasta 25 mm de diámetro. Fracturas escasas horizontales hacia la base. Huellas 40% y fósiles 20%. Contacto transicional. (Figura 29)

- Intervalo 12.534'9'' – 12.532': Arenisca de grano fino mal escogido de color gris medio N5 y al tope limolita arenosa. La glauconita se encuentra en granos tamaño arena fina en toda la secuencia y dentro de estructuras en la zona central del intervalo. Baja cantidad de fosfatos tamaño arena fina disgregados en la secuencia. Hacia la base pequeños granos blancos de carbonatos, en la zona intermedia granos blancos con poca o ninguna reacción al HCl. Hacia el tope estructura alargada de 1 cm y estructura en forma de corazón (gasterópodo) de 1cm. En toda la secuencia fragmentos de Pelecípodos disgregados de 5mm aproximadamente. Hacia la base estructuras en forma de tubos rellenos de glauconita, posiblemente corresponden a huellas fósiles. Hacia la zona intermedia una serie de nódulos y cavidades alargadas rellenas de glauconita de hasta 35 mm de largo. Fracturas horizontales y subhorizontales algunas abiertas otras más pequeñas rellenas de materia orgánica. Hacia el tope, fractura inclinada rellena de material blanco con escasa reacción al HCl y estructura de 6 mm rellena de pirita y nódulo de fosfato. Este nivel al tope muestra poca reacción al ácido incluso en las zonas donde se observan los fósiles. Laminaciones semionduladas de arcilla. Matriz

Capítulo IV: Geología local

probablemente de material orgánico. Nódulos de glauconita en la zona central (2cm – 1 cm), fósiles 20%. Contacto Transicional. (Figura 30)



Figura 29. Núcleo LLM-1X. Dolomía arenosa de grano medio (12.542'6''), dolomía arenosa de grano fino (Dolomía calcítica aloquímica arenosa de arena fina, 12.539'') y arenisca calcárea de grano fino (12.536'4'').

- Intervalo 12.532' – 12.528'10'': Caliza fosilífera, color rojo oscuro 5R 2/2, granos de un mineral naranja de brillo vítreo diseminado por toda la secuencia. Se presenta la glauconita diseminada en el intervalo en granos agrupados, así como dentro de granos de mayor tamaño, color marrón en forma de pequeñas geodas. Pequeños granos de unos 3mm color naranja con glauconita en las pequeñas geodas antes mencionadas. Mineral marrón rojizo en forma de pequeñas geodas, principalmente dentro de granos de mayor tamaño. Intervalo altamente bioturbado, estructura alargada verticalmente, rellena de un material más claro que el abundante, probablemente corresponde a huellas de *Rhizocoralium* (12531'2''). Hacia la base, parece haber huellas de *Chondrites*, una serie de figuras redondas y otras alargadas, rellenas de un material rojizo más claro que la matriz. Estructura biogénica en forma de flor (12530'7''), cuyo núcleo es verde y la parte exterior negra aproximadamente 1 cm de diámetro, probablemente corresponde a huellas

Capítulo IV: Geología local

de *Asterosoma*. En la zona central una serie de estructuras que parecen corresponder también a huellas de *Asterosoma* de unos 2 cm de largo. Hacia el tope estructuras alargadas, rellena de un material ocre diferente al de la matriz de la roca de hasta 3 cm, fracturas onduladas con orientación vertical abierta, algunas pequeñas dispuestas horizontalmente y probablemente huellas de *Ophiomorpha*. Muy baja reacción al HCl. Al tope intervalo grisáceo lutítico de unas 4''. Pelecípodos (15%) aproximadamente de 3mm de largo. Huellas fósiles 50%. Contacto Neto (Ondulado, Inclinado). (Figura 30)



Figura 30. Núcleo LLM-1X. Arenisca de grano fino (12.534'), Caliza fosilífera (packstone de ooides12.530'6'') y Caliza fosilífera (packstone de ooides, 12527').

- Intervalo 12.528'10'' – 12.525'9'': Caliza fosilífera, rojizo 5R 4/2, muy mal escogida. Porosidad pequeña en todo el intervalo de 1mm tipo móldica (7%). Granos de glauconita y de fosfatos pequeños dispersos en todo el intervalo, nódulos de glauconita y conchas de Pelecípodos (aproximadamente 40% unos grandes de unos 2 cm, otros pequeños de aproximadamente 7 mm de largo) dispersos en la secuencia. En la zona central fractura inclinada rellena de carbonato. En todo el intervalo cavidades fenestrales de unos 7 mm de largo

Capítulo IV: Geología local

rellenas de carbonato. No reacciona hacia la base. Contacto transicional (ondulado, inclinado). (Figura 30)

Tabla 1. Tabla de análisis petrográfico con clasificación de muestras analizadas.

<i>MUESTRA</i>	Componentes Principales (%)				Clasificación Dunham, 1962 y Mount, 1985
	Comp. Extraclásticos	Comp. Ortoquímicos	Comp. Aloquímicos	Porosidad	
22 (12527')	17	30	50	3	Packstone de ooides
21 (12530'6'')	7	48	43	2	Packstone de ooides
20 (12533'6'')	58	9	18	15	Areniscas aloquímica de arena fina
19 (12536'4'')	51	23	6	20	Arenisca dolomítica aloquímica de arena fina
18 (12539'2'')	42	42	8	8	Dolomía calcítica aloquímica arenosa de arena fina
17 (12540'6'')	23	67	9	1	Dolomía aloquímica arenosa de arena media
16 (12542')	17	66	15	2	Dolomía calcítica aloquímica arenosa de arena media
15 (12545'6'')	45	42	9	4	Dolomía calcítica aloquímica de arena gruesa
14 (12548'6'')	37	54	6	3	Dolomía aloquímica arenosa de arena fina
13 (12551'6'')	32	56	10	2	Dolomía aloquímica arenosa de arena gruesa
12 (12555'1'')	78	13	6	3	Arenisca aloquímica de arena media
11 (12556'6'')	60	13	12	15	Arenisca aloquímica de arena gruesa
10 (12561'3'')	51	16	25	8	Arenisca aloquímica de arena gruesa

Capítulo IV: Geología local

De este intervalo se analizaron petrográficamente trece (13) secciones finas, de las cuales a las trece se les realizó análisis mineralógico por DRX, microscopía electrónica de barrido a tres muestras y análisis químicos a dos. Los resultados de estos análisis se pueden observar en la tabla 1 de petrografía, tabla 2 de análisis mineralógico por DRX y tabla 3 de análisis químicos, estos resultados se muestran con más detalle en el capítulo 5.

A cada una de estas muestras se les realizó análisis mineralógico por DRX, estos resultados se muestran en la tabla 2 a continuación:

Tabla 2. Análisis Mineralógico por Difracción de Rayos X.

PROFUNDIDAD (PIES) ó Coordenadas UTM	%	ROCA TOTAL							
		Min. Arcill	Cuarzo	Feldespato	Calcita	Dolomita	Siderita	Pirita	Hematita
12.561'3"	100	43	46	5			1	5	
12.556'6"	100	16	73	4	2	2		3	
12.551'6"	100	10	27	3	2	56		2	
12.548'6"	100	27	38	7		25		3	
12.545'6"	100	17	44	3	7	26		3	
12.540'6"	100	21	18	3		53		5	
12.539'2"	100	16	25	3	2	44		10	
12.533'6"	100	28	60	3		2	3	4	
12.555'1"	100	9	82	7		2			
12.542'9"	100	14	15		2	63		6	
12.536'4"	100	15	58		7	14	1	5	
12.530'6"	100	35 x	3				52		10
12.527'	100	22 xx	5			44	5		24

x Caolinita, clinocloro, chamosita

xx Clinocloro, caolinita

Asimismo a las muestras 12.530'6" y 12.527', correspondientes ambas a calizas tipo packstone de ooides, se le realizó análisis químico de elementos minoritarios y microscopía electrónica de barrido con los siguientes resultados:

Capítulo IV: Geología local

Análisis químico de elementos minoritarios de dos muestras de este intervalo.

Tabla 3. Análisis químico de las muestras 12527' y 12530' por ICP-OES.

Muestra	P (mg/kg)	Na (mg/kg)	V (mg/kg)	Zn (mg/kg)	Sr (mg/kg)	Cr (mg/kg)	Ca (mg/kg)	Al (mg/kg)	Ba (mg/kg)	B (mg/kg)	Cu (mg/kg)	Mg (mg/kg)	Mn (mg/kg)
LLM-1X 12527	6304	594	231	138	103	<100	102414	30383	<100	677	<100	111504	406
LLM-1X 12530	1562	250	170	129	<100	<100	13798	27912	<100	582	<100	34961	1004

La microscopía electrónica de barrido arrojó los siguientes resultados:

Muestra 12551': microfacies dolomía aloquímica arenosa de grano grueso

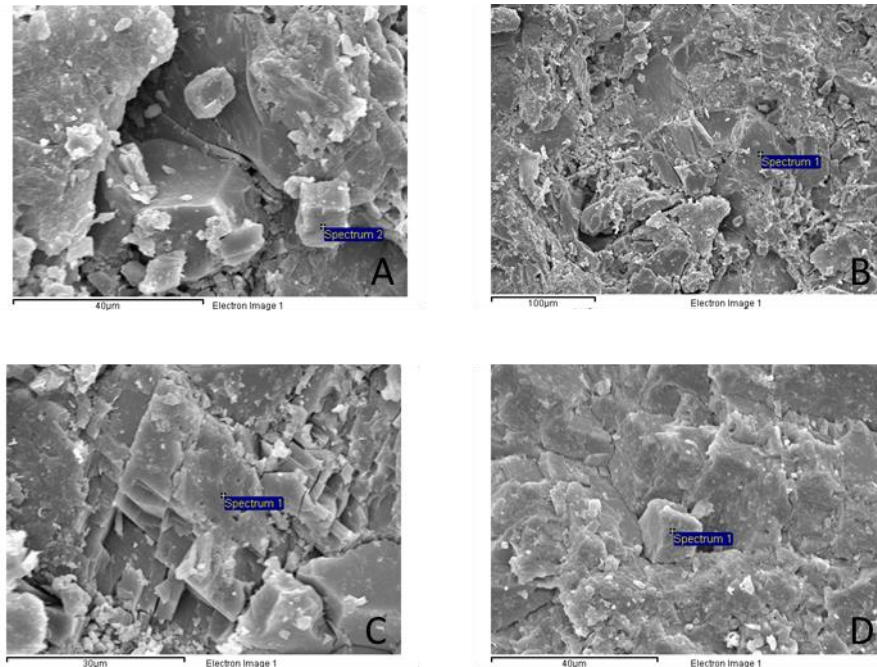


Figura 31. Imágenes de electrones secundarios de MEB de la muestra 12551', A. área de interés 1, B. área de interés 2, C. área de interés 3, D. área de interés 4.

Área analizada 1: El análisis de elementos en esta zona indica la presencia de calcita CaCO_3 y cuarzo SiO_2 .

Área Analizada 2: Como se observa en la imagen, se realiza un espectro en un grano de forma romboédrica, presumiendo que se trataba de un cristal de dolomita, el

Capítulo IV: Geología local

análisis arrojó que la dolomita observada presenta altas concentraciones de calcio y muy bajas de magnesio, donde la dolomita ideal contiene 21.73 % de calcio, 13.18 % de magnesio, 13.03 % de carbón y 52.06 % de oxígeno.

Área de interés 3: Este análisis se realiza en lo que se observa claramente que es una dolomita por su característico hábito romboidal, arrojando que de nuevo en esta muestra los porcentajes de calcio superan por mucho a los de magnesio, dicha proporción puede ser la explicación para el teñido malva que muestran las dolomitas en las secciones finas.

Área de interés 4: De igual manera en este sitio dentro de la muestra las dolomitas siguen mostrando una tendencia a ser bastante calcílicas.

Muestra 12530': microfacies packstone de ooides

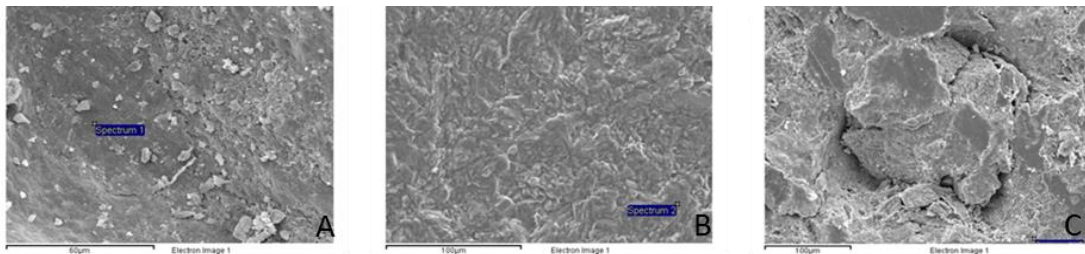


Figura 32. Imágenes de electrones secundarios de MEB en la muestra 12530', A. área de interés 1, B. área de interés 2, C. área de interés 3.

Área Analizada 1: los resultados arrojaron que el mineral consistía de siderita, donde la misma se compone de 48.20 % hierro, carbón 10.37 % y 41.43 % oxígeno, los demás elementos encontrados en menor proporción se pueden deber a contaminación o impurezas dentro del mineral. Es importante señalar que la muestra fue cubierta con

Capítulo IV: Geología local

grafito, por lo que el porcentaje calculado dentro de la dentro de la roca no sería certero.

Área Analizada 2: Esta zona en donde se realizó el EDS arrojó resultados correspondientes a la hematita, indicando la existencia de la misma dentro del intervalo estudiado, la hematita ideal debería componer 69.94 % de hierro y 30.06 % de oxígeno, es importante, tomar en cuenta que esta muestra fue cubierta con oro, lo que podría arrojar errores en cuanto a los porcentajes de los elementos dentro del mineral.

Área Analizada 3: La imagen observada en la que se puede ver una estructura semicircular corresponde a una oolita dentro de la muestra, dichas estructuras se pudieron apreciar también en sección fina.

Muestra 12527' núcleo LLM-1X, microfacies: Packstone de Oolitas

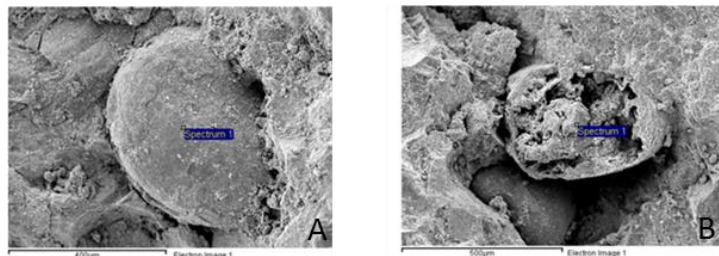


Figura 33. Imágenes de electrones secundarios de MEB en la muestra 12527', A. área de interés 1, B. área de interés 2.

Área analizada 1: Se observa el detalle de la estructura circular y la composición del cemento que la recubre, que en este caso sería según la composición de siderita, los demás elementos encontrados en menor proporción se pueden deber a contaminación o impurezas dentro del mineral.

Capítulo IV: Geología local

Área Analizada 2: La composición descrita por el EDS (espectro de dispersión de energía de rayos X) realizado arrojó que estaba compuesto por los elementos que integran la siderita, es importante recordar que el cubrimiento de oro realizado, evita que se reflejen todos los elementos que se pueden encontrar en este punto.

En el pozo LLM-1X, el intervalo 12525'9'' hasta 12457'6'' corresponde al Miembro "O", y en el pozo BOR-8 se observa el correspondiente desde 11649' a 11698'. A continuación se describirá el intervalo que representa al Miembro "O" dentro del núcleo LLM-1X:

- Intervalo 12.525'9'' – 12.523'1'': Corresponde a arenisca de grano fino y limolita arenosa hacia la base, no calcáreas, con presencia de granos blancos de tamaño arena media. El color observado hacia la base se corresponde con el N4 de la tabla de color de Munsell (gris oscuro medio), mientras que hacia el tope equivale al N3 (gris oscuro). En el tope la arenisca presenta evidencias de degradación, baja dureza y alto contenido de materia orgánica, presentando además un escogimiento pobre. Fueron observados granos y nódulos de glauconita. Los granos se presentan dispersos en toda la secuencia, siendo de tamaño arena fina. Los nódulos son de hasta 7mm de diámetro, se encuentran hacia la zona central donde también se observan cristales de piritita relleno de cavidades. De igual forma contiene puntos blancos que reaccionan fuertemente al HCl. Toda la secuencia se encuentra bioturbada, con presencia de *Thalassinoides* de 1 a 2 cm de diámetro y *Planolites* hacia la base de aproximadamente 7mm de diámetro. *Teichicnus* fueron observadas hacia el tope, con tamaños de hasta 8 cm. Hacia los 12.524'2'' las bioturbaciones se encuentran rellenas de una arena más gruesa que la matriz, con una tonalidad algo más clara. Se presentan conchas de Pelecípodos (35%) de unos 5mm de largo, dispersas por todo el intervalo pero con mayor concentración hacia el tope. Algunas de estas conchas se encuentran rellenas de glauconita. La muestra

Capítulo IV: Geología local

expone un intenso fracturamiento, principalmente desde la parte central y hacia el tope, con disposición subhorizontal y generando superficies onduladas. Algunas de estas fracturas se encuentran abiertas. El contacto es transicional e irregular (Figura 34).

- Intervalo 12.523'1'' – 12.514': Dolomía arenosa de grano fino, muy mal escogida. El color hacia la base corresponde con el N8 de la tabla de color de Munsell (gris muy claro), presentando tonalidades correspondientes a 5Y 3/2 en zonas de impregnación. La porosidad (20%) es tipo móldica y vug, y puede ser apreciada a lo largo de todo el intervalo. Se aprecian Pelecípodos (30%) dispersos por todo el intervalo, disueltos hacia el tope, con tamaños comprendidos entre 8 y 15 mm. Algunos de estos fósiles se encuentran rellenos por fosfatos o pirita, especialmente hacia la base. *Thalassinoides* y *Planolites* (10%) fueron observados también hacia la base del intervalo. Se observó gran cantidad de fracturas, subhorizontales y subverticales, definiendo planos ondulados. Las fracturas se encuentran rellenas de pirita y fosfato hacia la base, mientras que hacia el tope se presentan abiertas o rellenas de material carbonático. Hacia la base se presenta una capa de 2'' con baja reacción al HCl y alto contenido de materia orgánica, así como también un nódulo de unos 7mm de diámetro de color negro. El contacto con la litología infrayacente es transicional (Figura 34).
- Intervalo 12.514' – 12.510': Packstone, con cristales de pirita tamaño arena fina encontrados en todo el intervalo, así como nódulos del mismo mineral hacia la zona central. El color corresponde con el N8 de la tabla de color de Munsell (gris muy claro). Se observaron ocasionales cristales de color negro y brillo vítreo, similares a los encontrados en el intervalo precedente. Asimismo se apreció gran cantidad de Pelecípodos, con tamaños entre 3 y 30 mm de largo, encontrándose los de menor tamaño hacia el tope. Los Gasterópodos se encontraron en mucha menor

Capítulo IV: Geología local

cantidad. Posible *Ophiomorpha* a 12.512'6'', la cual se encuentra rellena de material clástico más grueso que la matriz. Se evidenciaron estilolitas predominantemente hacia la base, rellenas de minerales de arcilla. *Thalassinoides* hacia la base, relleno de material calcáreo, de 2 cm de diámetro. Hacia el tope se observaron cavidades fenestrales de hasta 35 mm de largo, semicirculares, irregulares y rellenas de material carbonático. Fracturas cementadas hacia el tope. Las huellas fósiles corresponden a un 40% de la muestra, mientras que los fragmentos representan un 30%. El contacto es transicional (Figura 34).



Figura 34. Arenisca de grano fino (12.524'5''), Dolomía (Carbonato cristalino de dolomita, 12.522') y Caliza fosilífera (packstone de ooides, 12.513'6'').

- Intervalo 12.510' – 12.498'7'': La muestra corresponde a caliza arenosa de grano grueso, moderadamente escogida, color Munsell N6 (gris medio claro). Evidencia gran cantidad de *Thalassinoides*, de aproximadamente 2 cm de diámetro, y *Planolites* de hasta 8 mm de diámetro, abundantes en todo el intervalo (40%). Las huellas fósiles se presentan rellenas de un material de tonalidad más oscura que el de la matriz. Se observó gran cantidad de fracturas en todo el intervalo, onduladas, horizontales y subverticales, rellenas de material carbonático. Las cavidades se presentan a lo largo de todo el intervalo, llegando a tener hasta 1 cm de diámetro, y

Capítulo IV: Geología local

se encuentran generalmente rellenas de material carbonático. Estratificación flaser hacia la base hasta donde se presenta un intervalo no recuperado. El fracturamiento es más intenso entre 12502'4'' y 12503'. Hacia el tope la roca se fractura en planos continuos, paralelos y horizontales. De igual forma hacia el tope se aprecian nódulos de pirita, así como Pelecípodos dispersos a lo largo del intervalo (25%). El contacto presentado con las litologías adyacentes es transicional (Figura 35).

- Intervalo 12.498'3'' – 12.488'6'': Packstone de bivalvos, posee bajo contenido de arcilla, color Munsell N8 (gris muy claro). La porosidad es escasa, predominantemente de tipo móldica, y generalmente de 1 mm de diámetro. Contiene fósiles de Pelecípodos (40 %) distribuidos a lo largo de todo el intervalo, con tamaños de entre 3 y 30 mm. Fueron observados *Thalassinoides* (40%) en todo el intervalo, con tamaños de hasta 15 mm. La pirita se presenta en nódulos, con tamaños de hasta 5 cm. De igual forma es posible apreciar gran cantidad de estilolitas a lo largo de todo el intervalo, rellenas de arcilla, y en algunos casos probablemente de materia orgánica. Las fracturas se aprecian principalmente en la zona central, presentándose abiertas y rellenas de minerales de arcilla. Hacia el tope se aprecia una estructura fenestral rellena de material carbonático. El contacto presentado por esta litología es transicional (Figura 35).
- Intervalo 12.488'6'' – 12.482'6'': Arenisca calcárea, con color Munsell N7 (gris claro). La pirita y la glauconita se presentan como minerales accesorios en todo el intervalo. Los fragmentos fósiles predominantes son los Pelecípodos (20%), con tamaño promedio de 8mm, y agrupados principalmente en la parte central de la secuencia. Los icnofósiles representan un 50% de la muestra, y fueron identificados *Thalassinoides* y *Planolites* de hasta 20 y 15 mm respectivamente a lo largo de toda la secuencia, encontrándose los últimos ocasionalmente rellenos

Capítulo IV: Geología local

de un material de tonalidad más oscura que la matriz. Se observó de igual forma abundante *Scolicia*, así como *Rhizocoralium* hacia la zona central de aproximadamente 4'' de largo y orientación subvertical. Se evidencian cavidades delgadas, así como ocasional estratificación flasser. Las estilolitas se encuentran limitadas al tope del intervalo. El contacto evidenciado en la muestra es transicional (Figura 35).



Figura 35. Caliza arenosa de grano fino (Caliza aloquímica arenosa de arena media, 12.506'10''), Caliza fosilífera (Packstone de bivalvos, 12.489'6''), Arenisca calcárea (Arenisca calcidolomítica aloquímica muy fina, 12.486').

- Intervalo 12.482'6'' – 12.481'6'': Packstone de bivalvos, con color equivalente al N8 de Munsell (gris muy claro). La pirita se encuentra rellenando fracturas, mientras que los fosfatos se presentan en nódulos, a lo largo de todo el intervalo. Los fragmentos fósiles comprenden aproximadamente el 40% de la muestra, y corresponden principalmente a Pelecípodos y Gasterópodos, con tamaño promedio de 7 mm y encontrándose los últimos principalmente hacia la base. Presencia de estructuras fenestrales hacia la base, rellenas de calcita y de aproximadamente 6 mm de diámetro. Las estilolitas se encuentran en toda la secuencia, rellenas de minerales de arcilla, y exhibiendo mayor grosor hacia el tope. Se observó que la

Capítulo IV: Geología local

fractura más resaltante se encuentra en la zona central, y presenta de igual forma relleno de minerales de arcilla. El tope de la secuencia se encuentra brechado. Se observan abundantes *Planolites* (30%), encontrándose estos distribuidos a lo largo de toda la secuencia. El contacto con la litología infrayacente es abrupto, lineal y de orientación horizontal (Figura 36).

- Intervalo 12.481'6'' – 12.474': Arenisca calcárea de grano fino, mal escogida, color Munsell N7 (gris claro), con presencia de cristales de glauconita tamaño arena fina diseminados por todo el intervalo. Altamente bioturbada (50%), exhibiendo *Chondrites* hacia la base, *Scolicia* y *Ophiomorpha* hacia el tope, encontrándose las últimas de material clástico con características distintas. En 12480'8'' se encuentra una capa de aproximadamente 1' de carbonato limpio, presentando una tonalidad gris más clara. Se evidencia estratificación flasser en toda la secuencia. Los fragmentos fósiles se reducen a un 10% de Pelecípodos, con un tamaño promedio de 7 mm y encontrándose agrupados hacia el tope del intervalo. De igual forma hacia el tope se observan patrones de fractura verticales y horizontales, encontrándose estas rellenas por material carbonático. El contacto con la litología infrayacente es transicional (Figura 36).
- Intervalo 12.474' – 12.457': Packstone de bivalvos, con color Munsell N8 (gris claro) hacia la base, mientras que el resto de la secuencia exhibe una tonalidad 5YR 4/1 (marrón grisáceo). La porosidad predominante es del tipo vug, y se presenta en todo el intervalo con diámetros entre 1 y 7 mm. La glauconita y la pirita se encuentran como minerales accesorios en forma de nódulos, presentándose esta última también como agregados granulares. También se observaron granos de color negro muy probablemente correspondientes a materia orgánica. El material aloquímico predominante corresponde a conchas de Pelecípodos (60%), tanto articuladas como desarticuladas, con tamaños entre 4 y

Capítulo IV: Geología local

40 mm. Las bioturbaciones (10%) corresponden a *Planolites* y *Thalassinoides* de aproximadamente 1 cm de diámetro. Las fracturas se evidencian en toda la secuencia, encontrándose abiertas hacia el tope y hacia la base rellenas por material carbonático. De igual forma, las estilolitas se aprecian en todo el intervalo, ocasionalmente rellenas de arcilla y con orientación preferencial subvertical. Se encontraron estructuras fenestrales (posibles Pelecípodos) de aproximadamente 6 mm de diámetro (Figura 36).



Figura 36. Caliza fosilífera (Packstone de bivalvos 12.482'6''), Arenisca (Arenisca dolomítica aloquímica de grano fino, 12.477') y Caliza fosilífera (Packstone de ooides, 12.471').

De este intervalo se analizaron petrográficamente ocho (8) secciones finas (tabla 4), de las cuales a las ocho se les realizó análisis mineralógico por DRX (tabla 5), a una (1) microscopía electrónica de barrido a tres muestras y análisis químicos a dos (tabla 6). Los resultados de estos análisis se muestran con más detalle en el capítulo 5.

Capítulo IV: Geología local

Tabla 4. Tabla de análisis petrográfico con clasificación de muestras analizadas.

<i>MUESTRA</i>	Componentes Principales (%)				Clasificaciones Dunham (1962), Mount (1985)
	Comp. Extraclásticos	Comp. Ortoquímicos	Comp. Aloquímicos	Comp. Porosidad	
30 (12462'')	4	72	23	1	Packstone-Wackestone de bivalvos
29 (12477'')	58	33	4	5	Arenisca dolomítica aloquímica de arena fina
28 (12486'')	50	43	6	1	Arenisca calcidolomítica aloquímica de arena muy fina
27 (12495'4'')	4	50	44	2	Packstone- Wackestone de bivalvos
26 (12506'10'')	21	70	7	2	Caliza aloquímica arenosa de arena media
25 (12510'6'')	6	52	40	2	Packstone- Wackestone de bivalvos
24 (12511'11'')	5	42	50	3	Packstone- Wackestone de bivalvos
23 (12516'6'')	5	70	5	20	Carbonato cristalino de dolomita

A cada una de estas muestras se les realizó análisis mineralógico por DRX, estos resultados se muestran en la tabla 5 a continuación:

Capítulo IV: Geología local

Tabla 5. Análisis Mineralógico por Difracción de Rayos X.

PROFUNDIDAD (PIES) ó Coordenadas UTM	ROCA TOTAL (% PESO)							
	Min. Arcilla	Cuarzo	Feldespato. K	Feldespato Na	Calcita	Dolomita	Siderita	Pirita
12.525'	47	17	4			7		25
12.486'	9	54	2		19	13	1	2
12.477'	16	44	5	26		6		3
12.516'6"	3	1	1			93		2
12.511'11"	3	2			95			
12.510'6"	3	1			88	6		2
12.506'10"	5	7	2		84			2
12.495'4"	4	1			77	16		2
12.462'	3	1			62	33		1

Asimismo a la muestra 12.462' correspondiente calizas tipo packstone de bivalvos y la muestra 12516' que corresponde a carbonato cristalino de dolomita, se le realizó análisis químico de elementos minoritarios con los siguientes resultados:

Tabla 6. Análisis químico de las muestras 12462' y 12526' por ICP-EOS.

Muestra	P (mg/kg)	Na (mg/kg)	Zn (mg/kg)	Sr (mg/kg)	Ca (mg/kg)	Al (mg/kg)	Ba (mg/kg)	Mg (mg/kg)	Mn (mg/kg)	Fe (mg/kg)	K (mg/kg)
LLM-1X 12462	409	195	121	194	329348	388	< 100	3546	178	4333	301
LLM-1X 12516	1327	336	< 100	125	242890	447	291	48007	250	19082	304

Capítulo IV: Geología local

La MEB arrojó los siguientes resultados:

Muestra 12477': microfacies de arenisca dolomítica aloquímica de grano fino

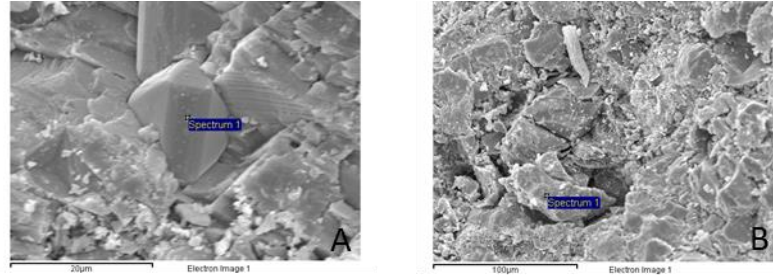


Figura 37. Imágenes de electrones secundarios de MEB en la muestra 12.477', A. área de interés 1, B. área de interés 2.

Área de interés 1

Lo que se aprecia en la imagen corresponde a un grano de pirita observada en microscopio electrónico.

Área de interés 2

En esta zona corresponde según lo arrojado en el análisis químico a calcita y los demás elementos probablemente pertenezcan a algún feldespato potásico.

A continuación se describirá el intervalo correspondiente al Miembro “O” Dentro del núcleo BOR 8:

4.1.2. Pozo BOR-8

El núcleo comprende el Miembro “O” de la Formación Escandalosa. En la base se presenta más arenoso, debido a su contacto con la arenisca del Miembro “P”. Seguidamente se aprecia intercalación de dolomía y caliza arenosa, con importante contenido aloquímico.

Capítulo IV: Geología local

- Intervalo 11.698'- 11.697'7": Arenisca calcárea, con colores Munsell N3 (gris oscuro) y N8 (gris muy claro). Evidencia un cambio de granulometría, pasando de arena media en la base a gruesa hacia el tope. También hacia el tope se encuentran fragmentos fósiles (10%), entre los que se identifican Pelecípodos desarticulados, Gasterópodos y Serpúlidos, así como una zona brechada. Los minerales accesorios comprenden pirita y glauconita. Se observa porosidad móldica (2%) en el *spreite* de la *Scolicia* presente. El contacto es de tipo abrupto, definido por una zona contentiva de material brechado (Figura 38).
- Intervalo 11.697'7" – 11.696'9": Arenisca glauconítica suelta, de grano grueso, de color Munsell 5GY 6/1 (gris verdoso). Los granos de mayor tamaño son de cuarzo, y son observables láminas de lutita. *Thalassinoides* presente en todo el intervalo. El contacto es de tipo abrupto (Figura 38).
- Intervalo 11.696'9" – 11.690'3" Dolomía calcítica aloquímica arenosa de grano muy grueso, con color Munsell N7 (gris claro). Se presenta impregnada, con cristales de pirita como mineral accesorio. Los fragmentos fósiles (5%) corresponden a Pelecípodos, Serpúlidos y Gasterópodos, presentándose en ocasiones con evidencia de fosfatización y glauconitización. La porosidad presente (7%) es de tipo móldica y vug, y se encuentra en ocasiones dentro de los Pelecípodos. Asimismo se observan estructuras fenestrales de hasta 2 cm rellenas de calcita, y fracturas por desecación. Hacia el tope se observa disolución y fracturas cementadas. Muestras preservadas 11695'7- 11696, son aquellas que se envuelven en silicón para conservar líquidos. El contacto con la litología infrayacente es de tipo abrupto, marcado por una zona de brecha (Figura 38).



Figura 38. Núcleo BOR-8. Arenisca calcárea de grano medio (11.698'), Arenisca glauconítica sueltade grano medio (11.697'5'') y Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano fino 11.693').

- 11.690' 3'' – 11.689': Dolomía calcítica aloquímica arenosa, muy fina, con colores Munsell N7 (gris claro) y N6 (gris claro medio). Tanto en la base como en el tope de la secuencia se presenta una intercalación con lutita de color gris oscuro (N3). Los fragmentos fósiles son escasos (3%), y corresponden principalmente a Pelecípodos. *Thalassinoides* y fosfatos observables en todo el intervalo. También se observan pequeñas cavidades generadas por porosidad móldica (3%). El contacto es abrupto, marcado por una zona de brecha (Figura 39).
- 11.689' - 11.686' 7'': Dolomía calcítica aloquímica arenosa, de grano fino, con color Munsell N6 hacia la base (gris claro medio) y N5 (gris medio) hacia el tope. Se presenta impregnada, con un 17% de porosidad principalmente tipo vug y móldica. La pirita se presenta como mineral accesorio en todo el intervalo. Se observaron fracturas por desecación y bajo porcentaje de Pelecípodos (7%). El contacto con la litología infrayacente es abrupto, marcado por una capa de lutita (Figura 30).
- 11.686'7'' – 11.677'6'': Caliza dolomítica aloquímica arenosa, de grano fino a medio, con gradación inversa y color Munsell 5YR 5/2 (marrón pálido).

Capítulo IV: Geología local

Impregnada. La porosidad (5%) es principalmente de los tipos móldica y vug. Los fragmentos fósiles (5%) corresponden a Pelecípodos desarticulados y Gasterópodos. Fracturas por desecación. Cristales oscuros de glauconita y fosfatos en todo el intervalo, junto con pirita, como minerales accesorios. Se observaron fracturas por desecación y un 7% de bioturbaciones (*Thalassinoides*) en todo el intervalo. Unas zonas se presentan más calcáreas que otras, con presencia de estilolitas hacia el tope. Hacia la base se tiene una capa de lutita, así como una laminación incipiente. El contacto es de tipo abrupto (Figura 39).



Figura 39. Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano fino 11.690'') Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano fino 11.688'8'') y Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano medio 11.679'6'').

- 11.677'6'' – 11.665'6'': Caliza dolomítica aloquímica arenosa, de grano medio a grueso, con gradación inversa y colores Munsell N7 (gris claro) y N6 (gris claro medio). Impregnada con crudo, la glauconita y la pirita se presentan como minerales accesorios. Los fragmentos fósiles (10%) corresponden a Pelecípodos y Serpúlidos. La porosidad (10%) es de los tipos móldica y vug. Las bioturbaciones (5%, *Thalassinoides*) se observan sobre una capa delgada de lutita, en 11675' capa. El contacto es de tipo abrupto, marcado por una zona de brecha en la base del intervalo (Figura 40).

Capítulo IV: Geología local

- 11.665'6'' – 11.659': Caliza dolomítica aloquímica arenosa, de grano muy fino, con color Munsell N7 (gris claro) hacia la base y SY 5/2 (gris oliva claro) hacia el tope. Impregnada con crudo de color claro, la porosidad presente (3%) es de los tipos móldica y vug. Pelecípodos de aproximadamente 1'. *Thalassinoides* y glauconita hacia la base. Serpúlidos rellenos de un material blanquecino, probablemente carbonato. Se observan fracturas subverticales abiertas. El contacto es de tipo abrupto, erosivo o irregular (Figura 40).



Figura 40. Dolomía (Carbonato cristalino de dolomita 11,672'10''), Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano muy fino 11.661'2'').

- 11.659'- 11.653': Caliza dolomítica arenosa, de grano fino, con color Munsell N6 (gris claro medio). Impregnada con crudo; muestra además mayor reacción al HCl que los intervalos anteriores. Zona brechada intercalada dentro de la secuencia en 11657'3''. *Thalassinoides* presentes en todo el intervalo. La pirita se presenta como mineral accesorio, así como por reemplazo de fragmentos fósiles. Estos últimos corresponden principalmente a Pelecípodos con tamaño de hasta 8 mm. Algunas capas delgadas de lutita presentan laminación ondulada (posible paleosuelo) que se diferencia del resto del núcleo. El contacto es de tipo transicional, definido por lutita finamente laminada hacia la base (Figura 41).

Capítulo IV: Geología local

- 11.653'- 11.649': Caliza dolomítica arenosa, de grano fino, con color Munsell N7 (gris claro). Impregnada de crudo; los fosfatos, la glauconita y la piritita se presentan como minerales accesorios a través de todo el intervalo. La porosidad presente es de los tipos móldica y vug, mientras que las fracturas son por desecación y se concentran principalmente hacia el tope. El componente aloquímico principal está representado por conchas de Pelecípodos desarticuladas (Figura 41).



Figura 41. Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano fino 11,659), Dolomía arenosa (Dolomía aloquímica arenosa de grano fino 11.653').

De este intervalo se analizaron petrográficamente nueve (9) secciones finas del pozo BOR-8, a las mismas se les realizó análisis mineralógico por DRX, microscopía electrónica de barrido a dos muestras y análisis químicos a ocho. Los resultados de estos análisis se pueden observar en la tabla 7 de petrografía, y de análisis mineralógico por DRX en la tabla 8 y de análisis químicos dentro de la tabla 9, estos resultados se muestran con más detalle en el capítulo 5.

Capítulo IV: Geología local

Tabla 7. Tabla de análisis petrográfico con clasificación de muestras analizadas.

<i>MUESTRA</i>	Componentes Principales (%)				Clasificaciones Dunham (1962), Mount (1985)
	Comp. Extraclásticos	Comp. Ortoquímicos	Comp. Aloquímicos	Porosidad	
9 (11696'3'')	29	52	7	12	Dolomía aloquímica arenosa de arena media
8 (11695'9'')	29	62	7	2	Dolomía aloquímica arenosa de arena gruesa
7 (11693'')	18	68	5	9	Dolomía aloquímica arenosa de arena fina
6 (11683'11'')	15	74	3	8	Dolomía aloquímica arenosa de arena fina
5 (11679'6'')	38	43	4	15	Dolomía aloquímica arenosa de arena media
4 (11672'10'')	6	81	8	5	Carbonato cristalino de dolomita
3 (11664'2'')	36	48	8	8	Dolomía aloquímica arenosa de arena muy fina
2 (11661'7'')	44	43	5	8	Dolomía aloquímica arenosa de arena muy fina
1 (11652'10'')	29	54	7	10	Dolomía aloquímica arenosa de arena fina

A cada una de estas muestras se les realizó análisis mineralógico por DRX, estos resultados se muestran en la tabla siguiente.

Tabla 8. Análisis mineralógico por difracción de rayos X.

PROFUNDIDAD (PIES)ó Coordenadas UTM	ROCA TOTAL						
	(% PESO)						
	Min. Arcilla	Cuarzo	Feldespato. K	Calcita	Dolomita	Siderita	Pirita
11.695'9"	3	5	3		87		2
11.693'	5	18	6		59		12
11.690'	8	25	2		56	3	6
11.683'11"	7	28	5	1	59		
11.672'10"	4	3			93		
11.664'2"	8	29	2	1	57		3
11.661'7"	5	26	3		65	1	
11.652'10"	4	12	1		82	1	

Asimismo a las muestras 12.530'6" y 12.527', correspondientes ambas a calizas tipo packstone de ooides, se le realizó análisis químico de elementos minoritarios y microscopía electrónica de barrido con los siguientes resultados:

Capítulo IV: Geología local

Tabla 9. Análisis químico de elementos minoritarios de las muestras de este intervalo.

Muestra	P (mg/kg)	Na (mg/kg)	Zn (mg/kg)	Sr (mg/kg)	Ca (mg/kg)	Al (mg/kg)	Ba (mg/kg)	B (mg/kg)	Mg (mg/kg)	Mn (mg/kg)	Fe (mg/kg)	K (mg/kg)
BOR 8 116652	2152	320	< 100	129	200681	465	< 100	< 100	115622	890	18294	305
BOR 8 116661	793	224	< 100	< 100	144105	1144	< 100	< 100	74549	911	21819	602
BOR 8 116664	843	182	< 100	< 100	142974	1166	< 100	< 100	81387	932	23996	667
BOR 8 116672	443	292	< 100	104	254506	416	325	< 100	137602	938	23865	274
BOR 8 116683	975	216	< 100	< 100	128422	1013	142	< 100	69276	517	14733	824
BOR 8 116690	6919	308	< 100	102	128555	1810	< 100	114	61640	892	29492	1186
BOR 8 116693	713	244	< 100	< 100	130836	961	158	267	69746	893	97327	685
BOR 8 116695	686	269	< 100	100	190408	468	322	106	107572	1068	34663	375

La microscopía electrónica de barrido arrojó los siguientes resultados:

Capítulo IV: Geología local

Muestra: 11.652'10'', microfacies dolomía aloquímica arenosa (grano fino)

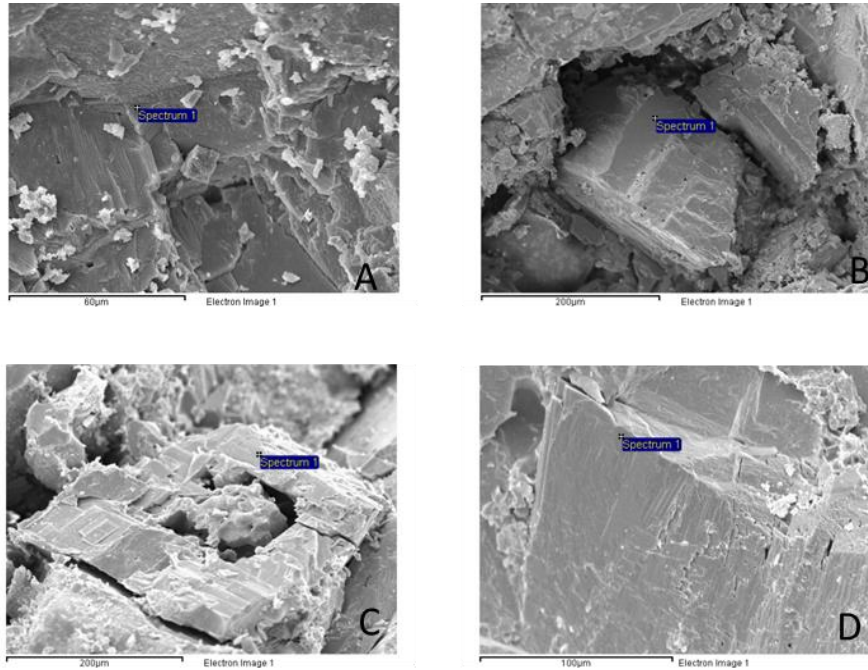


Figura 42. Imágenes de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.652'10''.

Muestra: 11.672', microfacies carbonato cristalino de dolomita

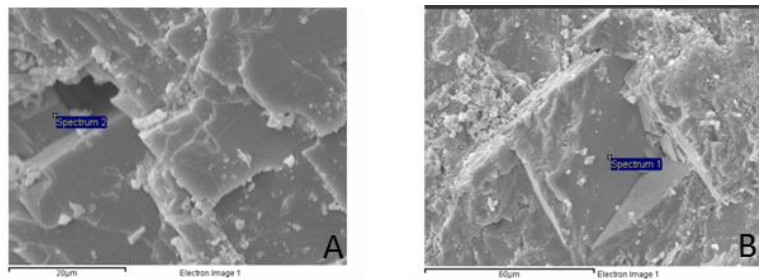


Figura 43. Imágenes de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.672'.

Las figuras 42 y 43 corresponden a dolomitas dentro del núcleo BOR-8 en la Formación Escandalosa, se observa claramente el hábito de las dolomitas y al

Capítulo IV: Geología local

observar las composiciones en los espectros realizados se observa que las dolomitas presentan altas concentraciones de calcio en comparación con el magnesio, esto se discutirá con más detalle en el capítulo 5.

4.2 Formación Navay

La Formación Navay se pudo observar únicamente en el núcleo correspondiente al campo Las Lomas, particularmente hacia el tope del mismo. Hacia la base se encuentra en contacto transicional con el Miembro “O”. Corresponde a lutitas friables y no friables, quebradizas, duras, de color gris; así como limolita con niveles de fosfato y wackestone.

Intervalo 12457' – 12292': Lutita intercalada con limolita y wackestone, de color gris oscuro (N5 dentro de la tabla de Munsell). Se aprecian estratos de arena glauconítica, con sulfuros aparentemente resultantes de la alteración de pirita con estratificación lenticular y con wackestone. En su mayoría las lutitas se muestran físciles, fracturadas a lo largo de planos paralelos, horizontales y rectos. Se observó gran cantidad de nódulos fosfáticos (2 cm) en los niveles de limolita arenosa. De igual forma hay presencia de *Thalassinoides* y *Planolites* (3%), con tamaños de 2 y 1 cm respectivamente, principalmente en limolita y caliza. Los nódulos de fosfatos son de hasta 2 cm de largo. Las lutitas más físciles no muestran reacción al HCl (Figura 44).



Figura 44. Núcleo BOR-8. Lutita calcárea (12435'), lutita friable (12414'), limolita calcárea (Wackestone de foraminíferos 12343').

CAPÍTULO V

RESULTADOS Y ANÁLISIS DE RESULTADOS

A continuación se presentan los resultados obtenidos de los estudios sedimentológicos realizados a los dos núcleos estudiados, así como los análisis de laboratorio realizados a muestras seleccionadas, entre estos: estudios petrográficos-diagenéticos, análisis mineralógico por DRX: roca total y fracción menor de 2 micras, microscopía electrónica de barrido y estudios químicos, todos necesarios para el estudio y comprensión de los carbonatos de mezcla analizados.

5.1. Elaboración de Columnas Estratigráficas

A partir de la descripción sedimentológica de los intervalos con muestras de núcleos se elaboraron dos columnas estratigráficas, una columna para el pozo LLM-1X del campo Las Lomas y otra para el BOR-8 del campo Borburata. Estas se hicieron primero en una hoja sedimentológica para descripción de carbonatos de mezcla, adaptada a los rasgos sedimentológicos que se han identificado hasta ahora en el reservorio Caliza O, luego ambas fueron transcritas al software WELLCAD, versión 4.3 build 316, creado por Advanced Logic Technology. (Ver anexo 35).

5.2. Análisis petrográfico y Microfacies

Para el análisis petrográfico de las secciones finas se seleccionaron (32 muestras), para el pozo LLM – 1X, un total de 23 intervalos (anexo 33), mientras que para pozo BOR-8 se seleccionaron 9 intervalos (anexo 34). Se analizaron en estas muestras los siguientes componentes: aloquímicos (fósiles, intraclastos, ooides, pellets y peloides), ortoquímicos (micrita, espato y pseudoespato), extraclastos (cuarzo, feldespatos,

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

arcillas, etc), minerales evaporíticos (yeso, anhidrita, halita), minerales autigénicos (glauconita, fosfatos, pirita), cementos (calcita, dolomita, siderita, sílice, etc), porosidad (intergranular, intragranular, fenestral, móldica, cavidad, fractura, etc.). Para diferenciar calcita de dolomita, los carbonatos fueron teñidos con rojo alizarina y ferricianuro de potasio.

Se identificaron así facies de carbonatos puros o casi puros, los cuales se clasificaron con el sistema establecido por Dunham (1962), agregando también el componente principal de la facies (Figura 96 dentro del apéndice). También se identificaron carbonatos de mezcla, estos últimos según si la muestra contara con al menos una cantidad mayor al 5% de cuarzo. Para estos se usó la clasificación de carbonatos de mezcla de Mount (1985) modificada por Aquino, R, quien toma en cuenta aparte de la calcita, el cuarzo y los aloquímicos, la presencia de dolomita (2015, com. per. Ver tabla 10), y que de igual manera que con el contenido de cuarzo, para agregar a la clasificación el contenido de calcita o dolomita, se establece un porcentaje de estos minerales en la muestra mayor al 5%. Dos muestras se clasificaron como carbonato cristalino de dolomita.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Tabla 10. Clasificación de rocas de mezclas carbonáticas-siliclásticas, (modificado de Mount 1985), R. Aquino, 2015. Tamaño Lodo incluye finos: Limo y arcilla. Aloquímicos: componentes carbonáticos incluyen fósiles, intraclastos, ooides, pellets y peloides.

Componentes Siliciclasticos> Componentes Carbonáticos	Componentes Siliciclasticos tamaño arena> Componentes siliciclasticos tamaño lodo	Aloquímicos> Micrita	Nombre de la Roca (Carbonato solo Calcita)	Nombre de la Roca (Carbonato solo Dolomita)	Nombre de la Roca (Calcita >Dolomita)	Nombre de la Roca (Dolomita >Calcita)
SI	SI	SI	Arenisca Aloquímica	Arenisca Dolomítica Aloquímica	Arenisca Calcidolomítica Aloquímica	Arenisca Dolocalcítica Aloquímica
		NO	Arenisca Micrítica	Arenisca Dolomítica Micrítica	Arenisca Calcidolomítica Micrítica	Arenisca Dolocalcítica Micrítica
	NO	SI	Lodolita Aloquímica	Lodolita Dolomítica Aloquímica	Lodolita Calcidolomítica Aloquímica	Lodolita Dolocalcítica Aloquímica
		NO	Lodolita Micrítica	Lodolita Dolomítica Micrítica	Lodolita Calcidolomítica Micrítica	Lodolita Dolocalcítica Micrítica
NO	SI	SI	Caliza Aloquímica Arenosa	Dolomía Aloquímica Arenosa	Caliza Dolomítica Alquímica Arenosa	Dolomía Calcítica Alquímica Arenosa
		NO	Caliza Arenosa	Dolomía Arenosa	Caliza Dolomítica Arenosa	Dolomía Calcítica Arenosa
	NO	SI	Caliza Aloquímica Lodosa	Dolomía Aloquímica Lodosa	Caliza Dolomítica Lodosa	Dolomía Calcítica Lodosa
		NO	Micrita Lodosa	Micrita Dolomítica Lodosa	Micrita Calcidolomítica Lodosa	Micrita Dolocalcítica Lodosa

Se determinó así con las descripciones de núcleos y secciones finas, las facies y microfacies correspondientes a cada intervalo, con lo que se generó un catálogo de facies, el cual puede ser utilizado para futuros estudios en los dos campos analizados (Ver anexo 35)

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

5.2.1. Descripción petrográfica de Microfacies

A. Microfacies de carbonatos puros o casi puros, clasificados según Dunham, 1962:

1) Packstone de bivalvos

Se identificaron dentro de este tipo en el núcleo LLM-1X cuatro muestras que corresponden a las muestras 24 (ver anexo 24), 25 (ver anexo 25), 27 (ver anexo 27) y 30 (ver anexo 30), ver tabla petrográfica anexo. Su principal característica es que la textura depositacional es claramente reconocible. Contiene fragmentos de moluscos embebidos en una matriz de micrita y microespato. El contenido de dolomita disminuye con el aumento de la profundidad; la muestra más profunda (24 (12511'11'')) no contiene dolomita y la muestra 30 (12462') tiene un 30% de la misma, las muestras intermedias tienen 2% y 15 % respectivamente.

2) Packstone de oolitas

Se clasifican como packstone de oolitas las muestras del pozo LLM-1X 21 (ver anexo 21) y 22 (ver anexo 22). La principal características de esta facies es la presencia de gran cantidad de ooides de hematita. La muestra 21 (12530'6'') tiene 45 % de siderita y 3% de fragmentos de equinodermos, mientras que la muestra 22 (12527') tiene 25% de dolomita y 5 % de siderita, mucho menor cantidad de este último mineral en comparación con la muestra anterior. Ambas contienen bajas cantidades de fosfatos y glauconita. Se aprecia un 3% de cuarzo tamaño arena media.

3) Wackestone de foraminíferos

Esta facies se identificó en el núcleo LLM-1X dentro de la Formación Navay, se clasifican así la muestra 31 (ver anexo 31) y 32 (ver anexo 32). Estas contienen gran cantidad de foraminíferos embebidos en una matriz de micrita, con algunos fragmentos óseos fosfatizados. Entre los foraminíferos planctónicos se identificó, en la muestra 31 (12343'), *Heterohelix reussi*, *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella*

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

planispira, *Dicarinella cf. Primitiva*, *Hastigerinoides watersi*, *Whiteinella spp*, *Whiteinella cf. baltica*; y en la muestra 32 (12331') *Hedbergella planispira* y *Globigerinelloides bolli*. De los foraminíferos bentónicos, en la muestra 31 (12343') se identificó *Gavelinella sp.*; mientras que en la muestra 32 (12331') hay *Bolivina sp*, *Bulimina sp*.

4) Carbonato cristalino de dolomita

Dos de las secciones finas analizadas se clasificaron dentro de este tipo, corresponden al pozo BOR-8 muestra 4 (ver anexo 4) y pozo LLM-1X muestra 23 (ver anexo 23). Ambas con muy baja cantidad de cuarzo, además no presentan ninguna textura reconocible, sólo una gran proporción de dolomita con poca cantidad de cuarzo, anhidrita, piritita, fosfatos, pellets y peloides glauconitizados, matriz, y hasta un 6% de fragmentos de moluscos.

B. Microfacies de carbonatos de mezcla, clasificadas según Mount (1985) modificada por Aquino, R, (2015, op. cit)

5) Dolomías aloquímicas arenosas

De las 32 secciones finas analizadas 11 de ellas se clasificaron dentro de este grupo, según la tabla de Mount, 1985, modificada por Aquino, R. (2015, op. cit). Estas corresponden al pozo BOR-8 (ver tabla petrográfica anexa), muestras 1 (ver anexo 1), 2 (ver anexo 2), 3 (ver anexo 3), 5 (ver anexo 5), 6 (ver anexo 6), 7 (ver anexo 7), 8 (ver anexo 8) y 9 (ver anexo 9) y al pozo LLM-1X las muestras 13 (ver anexo 13), 14 (ver anexo 14) y 17 (ver anexo 17). De estas 11 muestras, dos presentan arena muy fina, cuatro de ellas arena fina, tres muestras arena media y dos arena gruesa. Estas dolomías aloquímicas arenosas contienen entre 29% y 67% de dolomita, entre 6% y 30% de cuarzo, hasta un 5% de calcita, entre 5% y 11% de pellets y peloides glauconitizados y una cantidad menor al 4% de fragmentos de moluscos. Se encontró,

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

en menores cantidades, moscovita, pirita, leucoxeno, anhidrita, chamosita, caolinita, y fosfatos.

6) Areniscas Aloquímicas

Se identificaron dentro de esta facies las muestras 10 (ver anexo 10), 11 (ver anexo 11), 12 (ver anexo 12) y 20 (ver anexo 20) del pozo LLM-1X, la muestra 10(12561'3'') presenta cuarzo (40%) de grano grueso, matriz (21%), pellets y peloides (aloquímicos 25%), en menor cantidad leucoxeno, pirita, anhidrita, fosfatos y caolinita. La muestras 11 (12556'6'') y 12 (12555'1''), su principal característica es que contienen muy alto porcentaje de cuarzo, hasta un 65%, de tamaño arena media y 50% de tamaño grueso, respectivamente, siendo estas las muestras con mayor cantidad de cuarzo de todas las observadas. Los porcentajes de feldespatos son de 4% y 7%, fragmentos de roca 1% y entre 6% y 12% de pellets y peloides glauconitizados. Se observa muy baja cantidad de cemento (4%-5%) y minerales accesorios como la pirita, el leucoxeno, anhidrita, moscovita. La muestra 20(12533'6'') contiene cuarzo (46%) tamaño de grano fino, feldespato (4%), pellets y peloides glauconitizados (18%), 4% de matriz, 5% de cemento de calcita y dolomita, minerales accesorios como el leucoxeno, la pirita, el grafito, chamosita, fosfatos y anhidrita.

7) Dolomías calcíticas aloquímicas arenosas

Tres (3) muestras del campo Las Lomas, correspondientes a: M 15 (ver anexo 15), M 16 (ver anexo 16) y M 18 (ver anexo 18) fueron clasificadas en este tipo. En estas se observan cristales de dolomita con teñido malva de calcita pobre en hierro (lo que indica que estos cristales tienen cierto porcentaje de calcita), presentan entre 11% y 25% de cuarzo, de los cuales en una muestra hay arena fina, en la otra arena media y en la última arena gruesa, los otros componentes son: feldespatos (menos del 10%), entre 26% y 50% de dolomita y entre 10% y 16% de calcita. Los componentes aloquímicos son algunos fragmentos de moluscos y entre 7% y 11% de pellets y peloides. Entre los minerales accesorios hay moscovita, pirita, anhidrita, leucoxeno, y

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

fosfatos. Los granos de cuarzo y pellets glauconitizados están embebidos en la matriz dolomítica.

8) Calizas aloquímicas arenosas

Solo la muestra 26 (ver anexo 26), se clasificó dentro de este tipo, la cual contiene: componentes ortoquímicos (40% de microespato, 12% de pseudoespato y 10% de espato), componentes aloquímicos (5 % de pellets y peloides fosfatizados y escasos fragmentos de moluscos), componentes extraclásticos 15% de cuarzo tamaño arena media y escasos feldespatos y escasos fosfatos.

9) Arenisca dolomítica aloquímica

Esta facies se identificó en el pozo LLM-X, en las muestras 19 (ver anexo 19) y 29 (ver anexo 29). Las muestras presentan un alto contenido de cuarzo y feldespatos, que llega al 52%, además poseen un 10% de matriz arcillosa. El porcentaje de dolomita en la muestra 19 es de 8% y en la muestra 29 es de 19%. El contenido de calcita es tan bajo (menor al 5%) que no se tomó en cuenta para la clasificación. Cotiene pellets y peloides glauconitizados (aproximadamente de 3% a 5%) y pocos fragmentos de moluscos (1%), minerales accesorios como la moscovita, pirita, anhidrita, leucoxeno y fosfatos.

10) Arenisca calcidolomítica aloquímica

Esta facies se identificó dentro del análisis de secciones finas en la muestra 28 (ver anexo 28), contiene cuarzo (38%) y aproximadamente 7% de feldespatos. Presenta mayor proporción de calcita (25%) y que de dolomita (15%), un 5% de pellets y peloides glauconitizados, moluscos fosfatizados (1%) y minerales accesorios como la pirita, el leucoxeno y la anhidrita.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

5.3. Estudios diagenéticos

Según Méndez, J. (2009) la diagenésis de carbonatos involucra todos los procesos de disolución, solución, cementación, litificación y alteración de los sedimentos durante el intervalo entre la depositación y el metamorfismo.

Este mismo autor destaca que los ambientes diagenéticos son las áreas en las cuales la diagenésis desarrolla procesos específicos de disolución, cementación y formación de minerales. Los ambientes diagenéticos se pueden dividir en terrestres (formados por la zona vadosa y freática), marinos (incluyen zonas someras y profundas) y del subsuelo (áreas de soterramiento no influenciadas directamente por procesos superficiales o por zonas freáticas marinas o meteóricas) (Figura 45).

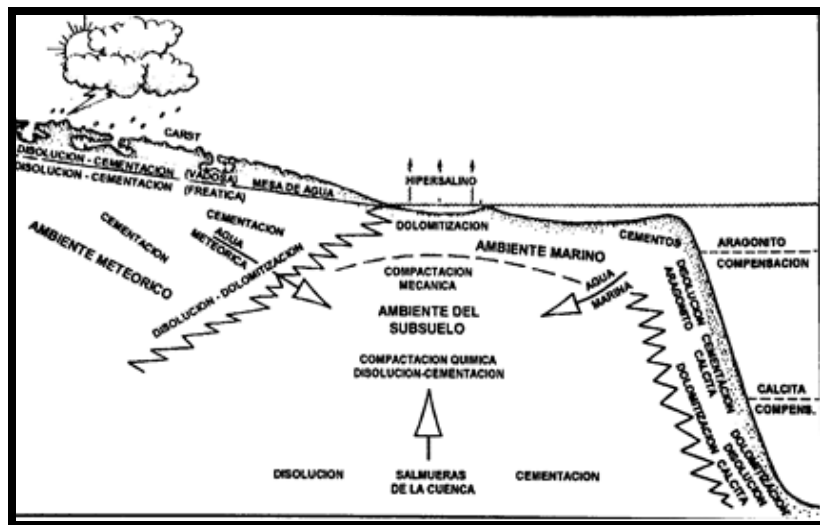


Figura 45. Ambientes diagenéticos, tomado de Méndez (2009).

A continuación se explicarán los procesos diagenéticos analizados en las unidades litológicas identificadas:

Primer intervalo de la Formación Escandalosa correspondiente a la Arena P, Pozo LLM-1X:

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

En este primer intervalo depositado en ambientes que van desde submareal a intermareal, en primer instancia el medioambiente diagenético para estos depósitos está entre la zona freática-zona vadosa y el medioambiente marino somero.

En Mendez op. cit, según Logman (1980), cuatro ambientes son comunes de las zonas someras marinas y terrestres: zona vadosa de agua frescas, zona freática de agua frescas, zona freática marina y zona de mezcla de agua fresca con agua marina.

La zona de mezcla desarrolla procesos de disolución y cementación no muy conocidos, se ha sugerido que en este ambiente pueden formarse las dolomitas.

En ambiente freático de agua fresca ocurre: formación de porosidades móldicas y de oquedad, posible neomorfismo de granos inestables.

En el ambiente de diagénesis submarino la cementación según Mendez (op. Cit), ocurren:

- 1) Cementación por aragonito fibroso y micrita de calcita con alto Mg en rocas de playa (esta cementación puede ocurrir en un ambiente freático marino y de zona vadosa con influencia marina). La cementación se produce por evaporación, por variaciones en la química de las aguas y por procesos metabólicos de microorganismos.
- 2) Cementos formados en fluctuaciones de mareas por acción metabólica de microorganismos
- 3) Cementos de aragonito fibroso y micrita de calcita con alto Mg alrededor de partículas y granos.
- 4) Cementos creados por microambientes específicos generados por microorganismos que pueden incrementar de manera sustancial el pH de las aguas.
- 5) En hardground y suelos duros (zonas de no depositación), el cemento se forma de aragonito y calcita con alto Mg.
- 6) Ambiente de gran salinidad (lagos hipersalinos), cemento de aragonito fibroso y micrita.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

7) Ambientes restringidos, donde se forma calcita por acción de bacterias reductoras de sulfatos.

La sustitución por glauconita y fosfatos, puede ser por sedimentación muy lenta en una cuenca restringida.

La diagénesis por soterramiento, la puedes ver en las estilolitas que son formadas por presión-disolución durante la compactación.

En la tabla 11 se muestran los rasgos diagenéticos observados dentro del núcleo BOR-8 y en la tabla 12 los rasgos diagenéticos del núcleo LLM-1X:

Tabla 11. Rasgos diagenéticos del pozo BOR-8.

MUESTRA	Clasificación Dunham, 1962 y Mount, 1985	Parasecuencias	Teñido	Cementación						Tipo Predominante	Disolución		Reemplazamiento		Presión-Soluc		Porosidad					
				Procesos	Cemento	Precho	se	pres	Granos		Mariz	Cemento	Fragmentos Fósiles	Glauconitización	Fosfatización	Oxidos y Otros	Contactos Long. y Cóncavo-convexos	Estilolitas	Meléica	Intraparticula	Fractura	Disolución
M22 (12527)	Packstone de ooides	P5	Malva						Hematita	X				X	Hematita				3			
M21 (12530'6")	Packstone de ooides		Malva							Siderita + Hematita	X	X	X	X	X	Siderita + Hematita				2		
M20 (12533'6")	Areniscas aloquímica de arena fina	P4							Dolomita	X	X	X				X			1	4		
M19 (12536'4")	Arenisca dolocalcítica		Malva/no tñe	X							X	X	X	X				2	2	16		
M18 (12539'2")	Dolomía calcítica		Malva									X	X	X						7		
M17 (12540'6")	Dolomía aloquímica	P3	Malva/no tñe								X	X	X	X						1		
M16 (12542)	Dolomía calcítica			X		X	X		Sintaxial	X	X	X		X						1	1	
M15 (12545'6")	Dolomía calcítica		Malva									X	X							4		
M14 (12548'6")	Dolomía aloquímica		Malva			X		X			X	X	X	X						3		
M13 (12551'6")	Dolomía aloquímica	P2	Malva		X		X		Espato	X	X		X	X		X			1	1		
M12 (12555'1")	Arenisca aloquímica de arena media									Cemento de mineral calcáreo	X					X				3		
M11 (12556'6")	Arenisca aloquímica de arena gruesa	P1							Dolomita	X	X	X			X				15			
M10 (12561'3")	Arenisca aloquímica de arena gruesa										X	X	X			X			2	6		

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Tabla 12. Rasgos diagenéticos del pozo LLM-1X.

TABLA PARA ANÁLISIS DE DIAGNÓSTICO																																					
Muestra	Clasificación Dunham, 1962 y Morat, 1985	Procesos Orgánicos		Cementación						Reemplazamiento			Neomorfismo		Contactos presión-solución				Disolución		Porosidad																
		Bioclastos	Formación de envoltorios micíticos	Tipo de cemento precipitado			Como se presenta el cemento			Glaucización	Realización	Pitita, Hematita	N. invasión Homocelular	N. invasión Heterocelular	Gas-Matriz	Gas-Cement.	Tangencial	Longitudinal	Conca-Conve.	Saturado	Estiloides	Gemas	Cemento	F. Fósiles	V. up. Matricial	V. up. Alveolar											
				Precipitado	Recristalizado	Sintaxial	Radial	Precipitado	Reemplazamiento																		Tipo de cemento predominante	Calcita	Dolomita	Sidrita							
M32 (12331)	Wackestone de foraminíferos		X		X	X						X																									
M31 (12343)	Wackestone de foraminíferos		X		X	X						X																									
M30 (12462)	Packstone de bivalvos				X	X	X					X	Pitita	X								X	X	X	X	X										1	
M29 (12477)	Veniscabarrina aloquímica arena fina				X							X	Pseudospato	25	15	X	X					X															5
M28 (12486)	Arenisca calciclástica aloquímica arena fina				X							X	Microspato	7	15	X	X					X															1
M27 (12495 4')	Packstone de bivalvos		X		X	X						X	Microspato			X						X	X	X	X	X											2
M26 (12506 10')	Caliza atábrica arenosa arena media	X		X									Microspato	10	2		X					X	X	X	X	X											2
M25 (12510 6')	Packstone de bivalvos				X	X	X					X	Microspato									X	X	X	X	X											2
M24 (12511 11')	Packstone de bivalvos				X	X	X					X	Microspato	6	50							X															2
M23 (12516 6')	Dolomita calciclástica de dolomita																																				1
M22 (12527)	Packstone de ooides																																				2
M21 (12530 6')	Packstone de ooides																																				2
M20 (12533 6')	Veniscabarrina de arenalita												Dolomita	5	8	1																					4
M19 (12536 4')	Arenisca dolociclástica aloquímica de arena fina		X																																		16
M18 (12539 2')	Dolomita calciclástica aloquímica arenosa de arena fina																																				7
M17 (12540 6')	Dolomita aloquímica arenosa de arena media																																				1
M16 (12542)	Dolomita calciclástica aloquímica arenosa de arena media				X		X						Sintaxial	16	26																						1
M15 (12545 6')	Dolomita calciclástica aloquímica de arena gruesa																																				4
M14 (12548 6')	Dolomita aloquímica arenosa de arena fina				X								X																								3
M13 (12551 6')	Dolomita aloquímica arenosa de arena gruesa				X								X	Espato																							1
M12 (12555 1')	Veniscabarrina de arenalita												Cemento de mineral calciclástico	4																							3
M11 (12556 6')	Veniscabarrina de arenalita												Dolomita			1																					15
M10 (12561 3')	Veniscabarrina de arenalita																																				2

5.3.1. Procesos orgánicos

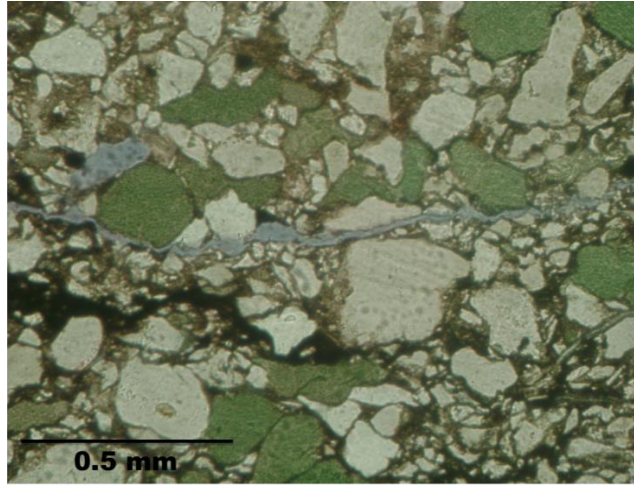
Agregación

En su mayoría las muestras evidenciaron rastros de procesos orgánicos, de las 32 muestras analizadas, en 30 de ellas se apreció el proceso de agregación. Zapata (1983) expone que este es el mecanismo mediante el cual ocurre la formación de pellets, en condiciones de poca compactación y depositación lenta.

Según Méndez (2009) los pellets y peloides son granos esféricos, cilíndricos o granulares, los cuales no poseen estructura interna diferenciable y están compuestos por carbonato microcristalino.

Los pellets y peloides que se observaron en las muestras de la Formación Escandalosa (Figura 46), están compuestos de glauconita y fosfatos, por efecto del proceso de reemplazo que se explicará más adelante dentro de este capítulo (diagénesis tardía).

En Las Lomas, se observan restos fecales en las muestras desde la 10 (12.561'3'') hasta la 20 (12.533'6''). En este intervalo, los porcentajes de pellets de glauconita son mucho mayores que los encontrados en el núcleo del campo Borburata. En la primera muestra analizada, ubicada en la base del núcleo, se encuentra la mayor cantidad de pellets y peloides, aproximadamente un 25% de estos. La muestra 11 (12.556'6'') tiene 12% de pellets y peloides. El resto de las muestras hasta la número 20 (12.533'6'') contienen entre 5% y 9%, excepto en la muestra 16 (12.542'), donde aumenta un poco la cantidad, hasta un 11%. Estos desaparecen desde la muestra número 21 (12.530'6'') hasta la 25 (12.510'6''). Aparecen de nuevo en la muestra 26 (12.506'10'') hasta la 29 (12.477') en bajas proporciones (entre 5% y 2%).



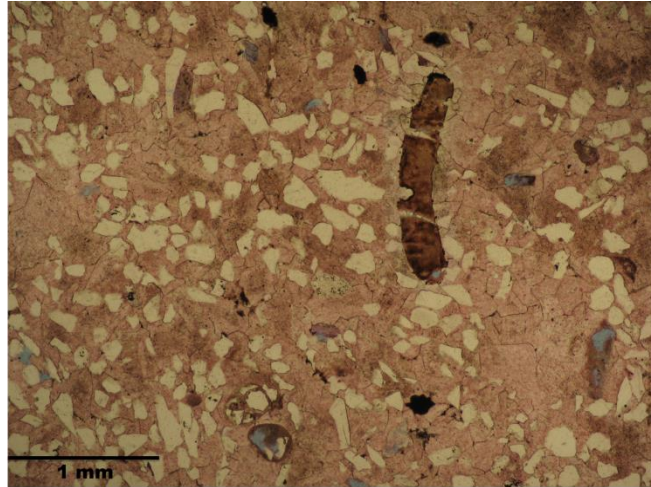
6.3X. NÍCOLES PARALELOS

Figura 46. Muestra 10 (12.561'3''), pozo LLM-1X, se observan estructuras semicirculares de color verde, correspondientes a pellets y peloides glauconitizados.

Bioerosión y Formación de envoltorios micríticos (diagénesis temprana)

Ambos producto de la acción erosiva de organismos comedores. Unos corroen externamente las conchas, desgastando su pared exterior, transformándola en un ropaje micrítico lodoso y otros horadan perforando a través de la concha, favoreciendo la penetración del lodo y otros materiales constituyentes de la matriz (Zapata 1983).

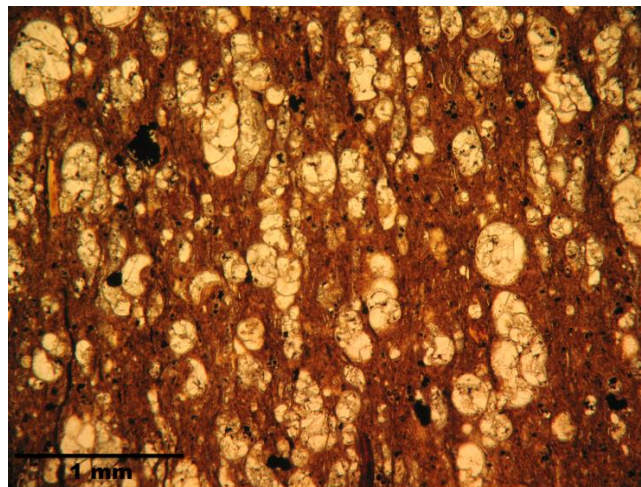
Se observan restos de moluscos con zonas lineales que parecen haber sido removidas por un organismo microscópico. La mayoría de estos fragmentos de moluscos se encuentran fosfatizados (Figura 47) y la bioerosión los ha corroído a lo largo del eje transversal de estos. De las 32 muestras estudiadas, en tres de ellas y pertenecientes al núcleo BOR-8, M1 (11652'10''), M7 (11693') y M8 (11695'9'') y una del LLM-1X la muestra 13 (12551'6''), se observó dicha remoción en zonas de los restos de moluscos.



2.5X. NICOLES PARALELOS

Figura 47. Muestra 1, pozo BOR-8, se observa una estructura alargada que corresponde a un fragmento de molusco, corroído por microorganismos.

La formación de envoltorios micríticos se aprecia con claridad dentro de las muestras 31 (12.343') y 32 (12.331') de la Formación Navay en el núcleo LLM-1X (Figura 48), donde la gran cantidad de micrita presente, se observa rodeando todos los organismos dentro de la lámina.



2.5X. NICOLES PARALELOS

Figura 48. Muestra 32 (12.331'), pozo LLM-1X, se observa la micrita como matriz de la roca envolviendo a los foraminíferos.

Bioturbaciones (Diagénesis temprana)

Conduce a la disgregación y mezcla de materiales, en un medio oxigenado de profundidad variable.

Aun cuando se observaron gran cantidad de bioturbaciones en la descripción del núcleo LLM-1X, solo se apreció rastros de esta actividad biológica, correspondiente a lo que son los *Thalassinoides* en la muestra 14 (12.548'6'') (Figura 49).



Figura 49. Detalle de sección fina de la muestra 14 (12548'6'') donde se observa la estructura semicircular correspondiente a *Thalassinoides*.

5.3.2. Procesos químicos

Cementación

Se presenta el espato en la muestra 13 (12.551'6''), el cual, según Méndez (2009), es el cemento de origen físico-químico precipitado por sobresaturación de CaCO_3 en las aguas que se encuentran en los espacios porosos. Por lo tanto, es necesario un espacio

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

vacío para la precipitación de espato o esparita, la cual está formada por calcita con bajo Mg. Este se aprecia muy escasamente en pocos granos dispersos en la sección fina, al igual que el microespato (Figura 52).

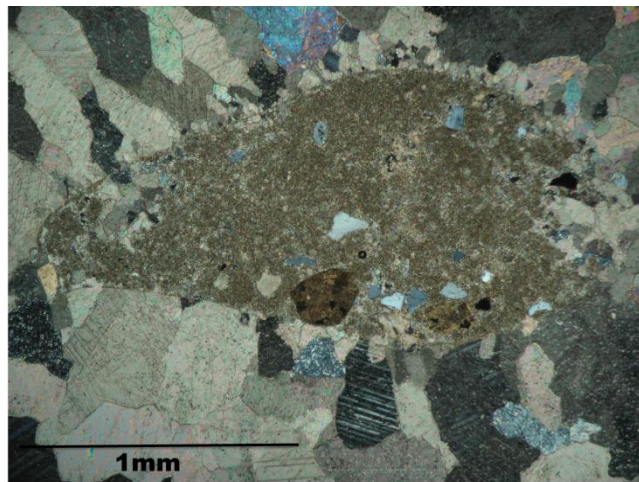
La muestra 16 (12.542') presenta cemento sintaxial en escasos granos diseminados a lo largo de la sección. En la número 30 (12462') microespato en gran cantidad y, en baja cantidad espato diseminado por toda la muestra.

En el núcleo del campo Las Lomas, ocho (8) muestras evidenciaron procesos de cementación. Las muestras 24 (12.511'11''), 25 (12.510'6'') y 27 (12.495'4'') son las que mayor variedad de cementos presentan. Las tres muestras se identificaron como packstone de bivalvos y en ellas se identificó el cemento sintaxial (Figura 51), el cual es sobrecrecimiento de calcita precipitada, en continuidad óptica (Zapata, 1983). Este se ha desarrollado principalmente dentro de los Pelecípodos. Se observó en estas muestras, predominando sobre los demás cementos, el microespato, encontrándose en la matriz de las distintas facies donde se ha observado. Este se define como calcita microcristalina y generalmente se desarrollan cristales de 5 a 15 micras de tamaño, como producto de la recrystalización de la micrita y pueden llegar a formar cristales de hasta 30 micras, cuando es amorfo o toscó.

Partiendo de un sedimento de aguas marinas, el cual contiene lodo calcáreo con abundante calcita magnésiana, cuando este sedimento comienza a ser litificado, todos los poliedros de calcita están rodeados por una "jaula" de iones de magnesio, que impide el crecimiento a niveles superiores del rango de la micrita (4 micras). Si este sedimento es lavado por agua fresca, la "jaula" de iones de magnesio es removida, permitiendo el desarrollo de cristales de mayor tamaño, así como también su acercamiento, ocurriendo de este modo la recrystalización del lodo calcáreo a microespato (Zapata, 1983).

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

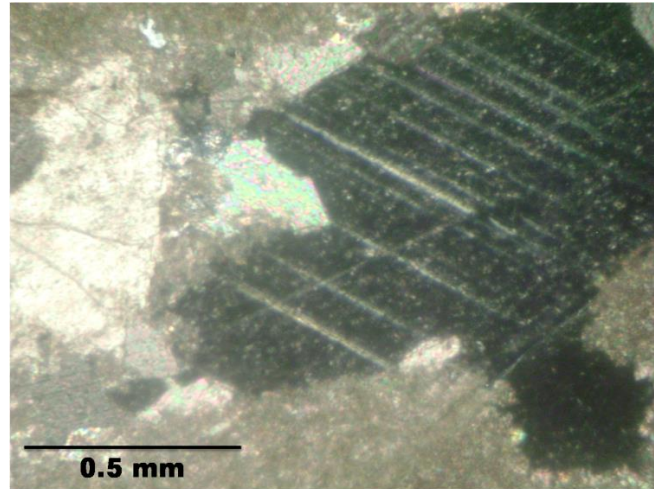
En las secciones finas 24 (12.511'11'') y 25 (12.510'6'') se observó también el cemento radiaxial (Figura 50), el cual, según Zapata (1983), es una corteza fibrosa de calcita gruesa, compuesta de cristales de hasta 1.5 mm de longitud. El eje mayor (c) de los cristales es perpendicular a la superficie de los granos a los cuales se halla relacionado. Los bordes de estos granos son muy irregulares. Zankl (1971), interpreta los límites irregulares de los cristales y la extinción ondulatoria como resultado de la recristalización por presión originada durante la inversión de aragonito a calcita (Zapata, 1983).



5X. NICOLES CRUZADOS

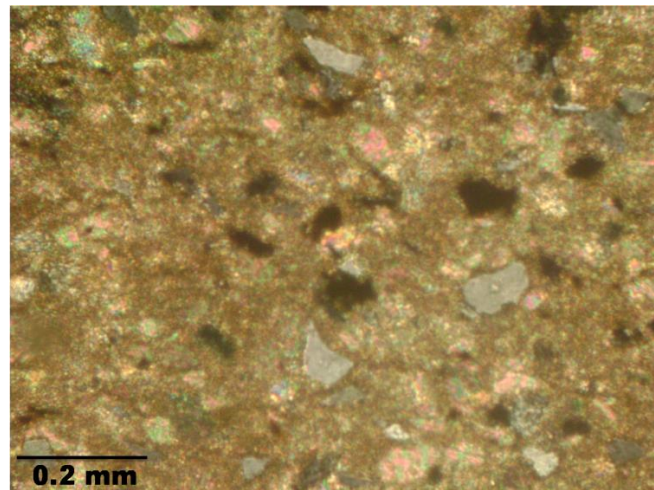
Figura 50. Muestra 10 (12561'3''), pozo LLM-1X, se observa un grano de lo que parece una caliza intracuenca con cemento radial al rededor.

Otro proceso de cementación que se observó en casi el 100% de las muestras estudiadas fue el recubrimiento del carbonato alrededor de los cristales de cuarzo, donde se observaba el mineral de alta birrefringencia envolviendo cristales de cuarzo.



6.3X. NÍCOLES CRUZADOS

Figura 51. Muestra 10 (12561'3''), pozo LLM-1X, se observan cemento sintaxial, con sus características maclas.



10X. NÍCOLES CRUZADOS

Figura 52. Muestra 26 (12506'10'') Cemento microespato como matriz dentro la muestra.

Compactación

Según Sandoval (2000) se refiere a los principales cambios físicos que tienen lugar en un sedimento desde el mismo instante en que estos son depositados, se producen esencialmente por efecto de la compactación mecánica producto del aumento de la presión o carga sedimentaria al incrementarse la profundidad de soterramiento y

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

generalmente se expresa como una disminución de su porosidad original, expulsión del fluido intersticial, empaquetamiento más apretado y por deformación y fracturamiento de los mismos.

En los carbonatos las evidencias de la compactación se reflejan en las estilolitas, según Zapata (1983). Estas son estructuras de origen diagenético formadas por sobrecarga, que son consecuencia de la disolución de material carbonático a lo largo de líneas aserradas, dentadas.

La estilolitización actúa como factor importante en promover el endurecimiento, supliendo al cemento. De esta forma, la estilolitización se constituye en un largo y continuo proceso que opera a lo largo de la historia diagenética de la roca, no excluyéndose la posible existencia de estilolitas en rocas endurecidas y litificadas. Se podrían mencionar las estilolitas verticales, compuestas o redes, encontradas fundamentalmente en áreas afectadas tectónicamente, en donde las fallas y las diaclasas son comunes.

Bathurst (1975) las define como superficiales continuas, en forma de zig-zag, que presumiblemente sean consecuencia de diferencias de solubilidad lateral en la roca.

La superficie de la estilolita es comúnmente una película de material no carbonático de carácter residual, rico en arcillas, conocido con el nombre de residuos insolubles. Las estilolitas se sitúan en aquellos niveles donde la porosidad y la permeabilidad son bajas.

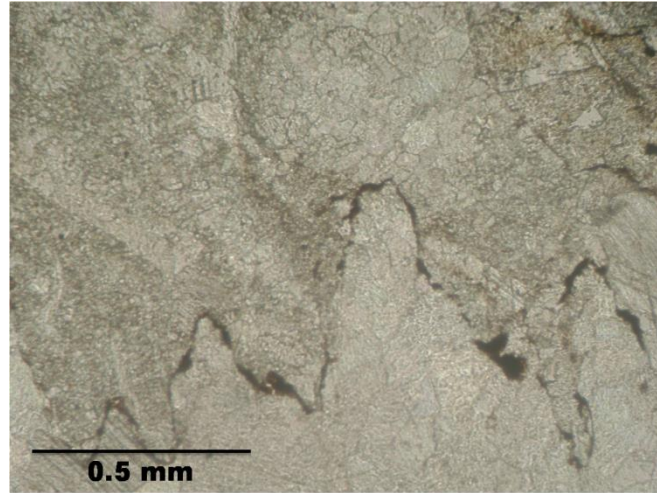
Las estilolitas deben ser de origen post-cementación, pues interceptan a la micrita o al cemento intergranular a lo largo de un mismo plano de microfractura. Es posible que las estilolitas comiencen a desarrollarse en sedimentos que están claramente cementados, y que por liberación de carbonato de calcio aporten al proceso de

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

cementación. Presumiblemente el crecimiento de una estilolita se detiene cuando la permeabilidad del sedimento ha disminuido tanto, como resultado de la cementación, que inhibe la movilidad iónica. Hay también referencias de formación de estilolitas en el proceso diagenético temprano y es debido a la mínima sobrecarga a corta distancia de la interfase agua sedimento.

Solo se pudieron observar evidencias del proceso de estilolitización en el núcleo LLM-1X en el intervalo de la Formación Escandalosa, y de las 22 secciones finas que se analizaron dentro del núcleo, solamente en 6 de ellas se observaron estas estilolitas, unas rellenas de grafito y otras de pirita. Hacia la base, en la muestra 12 (12555'1''), luego dejan de observarse por un largo intervalo, luego en el tope de la Formación Escandalosa, en las muestras 29 (12.477') y 30 (12.462') (Figura 53).

Con este análisis se pudo determinar que la compactación fue mayor hacia el tope de la Formación Escandalosa, donde además también se observó en muestras de mano gran cantidad de estilolitas, en zonas donde efectivamente se observó que se desarrollaron dichas estructuras en niveles con mayor contenido carbonático, donde los carbonatos son más puros y disminuye la dolomita, también son las zonas de menor porosidad y permeabilidad en el núcleo dentro de la Formación Escandalosa.



6.3X. NÍCOLES PARALELOS

Figura 53. Muestra 30 (12462'), estilolita a lo largo de la sección fina.

De las 32 muestras analizadas, solo 4 mostraron características de areniscas más que de carbonatos de mezcla, aun cuando todas estas presentaban una pequeña cantidad de cemento calcáreo, todas estas muestras se encontraron en el núcleo del pozo Las Lomas, las primeras 3 muestras hacia la base. En las muestras 10 (12.561'3''), 11 (12.556'6'') y 12 (12.555'1''), todas hacia la base de la Formación Escandalosa del núcleo LLM-1X, predominan los contactos longitudinales, cóncavo-convexo y tangencial, el contacto suturado en menor proporción. Los contactos longitudinales según Sandoval (2000) se forman por efectos del aumento de la presión de soterramiento (Figura 54), lo cual puede ocurrir cuando por efectos de la presión-solución, se desarrollan contactos longitudinales entre granos o partículas rígidas, como una etapa en el proceso de evolución de los contactos desde el tipo tangencial hasta el suturado. La presencia de contactos longitudinales (Figura 55) predominando y en presencia de contactos definidos de baja compactación (tangenciales) y contactos de alta compactación (cóncavo-convexo y suturados) describe un proceso en el que se está pasando de una compactación baja a una alta por lo cual se puede decir que el nivel de compactación es intermedio.

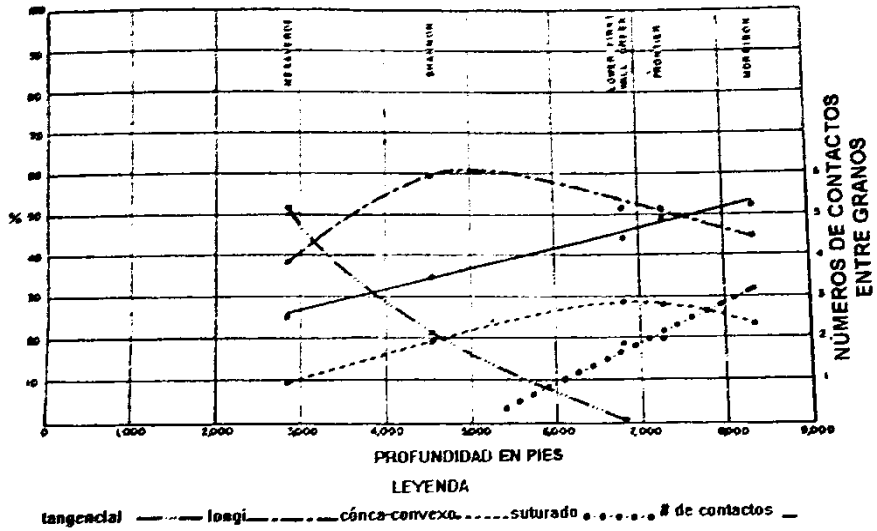
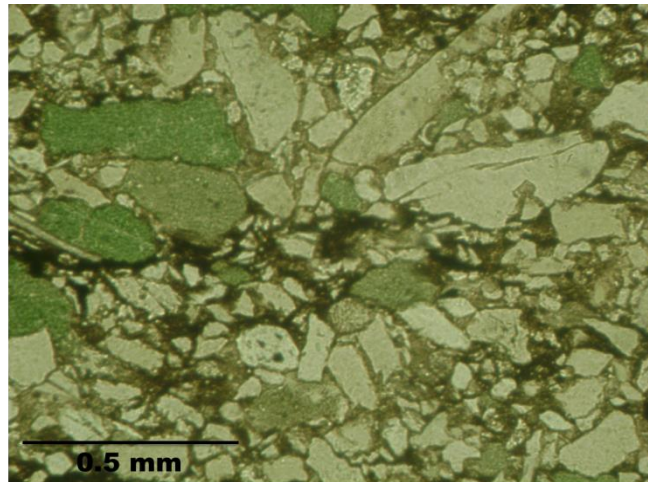


Figura 54. Gráfico que muestra cómo pueden variar los tipos de contacto con la variación de la profundidad. Tomado de Sandoval (2000).

En la zona central del núcleo LLM-1X vuelven a observarse facies arenosas aquí se estudia la muestra 20 (12.533'6'') con escaso contenido calcáreo y alto contenido siliciclástico donde se determina que los contactos son en su mayoría longitudinales indicando al igual que las areniscas de la base, que la compactación es intermedia.



6.3X. NÍCOLES PARALELOS

Figura 55. Muestra 10 (12561'3''), contactos longitudinales entre los granos de cuarzo.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Neomorfismo

Son todas las transformaciones de un mineral, manteniéndose intacto o cambiando a un mineral polimorfo. El neomorfismo incluye agrandamiento o reducción de los cristales o transformación (inversión) de aragonito a calcita con bajo contenido de magnesio. Dentro del neomorfismo también se incluye la recristalización donde los cristales originales de un tamaño o morfología específica varían notablemente con respecto a estos parámetros (Méndez, 2009).

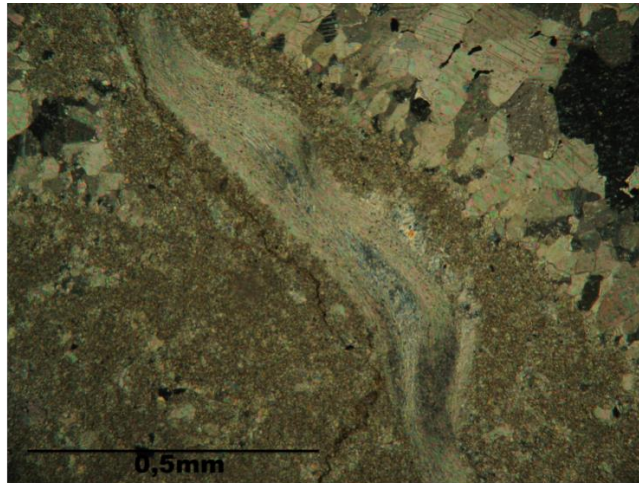
Debido a la etapa avanzada de diagénesis que ha tenido este reservorio, en su mayoría las texturas primarias depositacionales no se han conservado muy bien ni en gran cantidad, por lo que se tienen pocas litofacies en las cuales se aprecian los procesos de recristalización.

De las 32 secciones finas analizadas, cada una correspondiente a un cambio litológico a lo largo del pozo, solo 5 de éstas mostraron algún tipo de neomorfismo. Las muestras estudiadas que presentaron rastros de este proceso se encontraron hacia el tope de la Formación Escandalosa, en las calizas más puras, dentro del pozo LLM-1X, las muestras 24 (12.511'11''), 25 (12.510'6''), 26 (12.506'10''), 27 (12.495'4'') y 30 (12.343').

Las muestras 27 (12.495'4'') y 30 (12.343') evidenciaban inversión homoaxial. Según Zapata (1983), se refiere a la transformación por medio de una película de líquido migrante, que causa simultáneamente disolución de viejo mineral y precipitación del nuevo como en el reemplazo ordinario, con lo cual se determina que en este nivel de la secuencia, la presencia de líquido que llegó hasta los fragmentos de moluscos, afectó su composición primaria de aragonito, que al ser poco estable, pasó a calcita con la misma orientación de las fibras que poseía el organismo en un principio. Éste proceso se genera durante la diagénesis temprana y evidencia que se llegó hasta esta etapa.

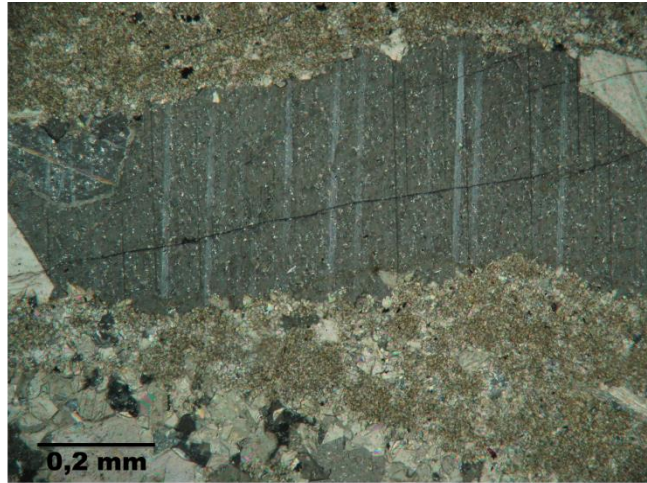
Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Las muestras 25 (12.510'6''), 26 (12506'10'') y 27 (12.486') mostraron tanto inversión homoaxial (Figura 56) como heteroaxial (Figura 57). Esta última se define, según Zapata (1983), como transformación por un cambio de posición de los iones en la película cristalina, sin presencia de líquidos ni largo transporte de iones. No hay relación óptica ni textural entre los cristales de aragonito y calcita. La mayoría de las conchas de moluscos son heteroaxiales. La transformación del material esquelético ocurre en rocas de alta permeabilidad, donde la estructura interna del esqueleto puede preservarse (Schmidt, 1965), pero en calizas esqueléticas de alta permeabilidad el aragonito es reemplazado rápidamente por calcita, a través de un proceso de solución selectiva. Esto ocurre en áreas de emersión periódica bajo la acción de aguas frescas (Friedman, 1964). Este proceso se genera en la diagénesis intermedia y es la huella que delata que la roca pasó por esta segunda etapa diagenética.



10X. NICOLÉS CRUZADOS

Figura 56. Muestra 24 (12511'11''), inversión homoaxial dentro del fragmento de molusco en la zona central de la sección fina.



10X. NICOLES CRUZADOS

Figura 57. Muestra 25 (12510'6''), inversión heteroaxial dentro del fragmento de molusco hacia la zona central de la sección fina.

Disolución

Aquellos procesos por medio de los cuales los carbonatos y otros minerales son disueltos selectivamente, generalmente, por la acción conjunta de presión y disolución. Incluye la formación de porosidad, normalmente disminuye la porosidad y permeabilidad.

En la mayoría de las facies se observaron procesos de disolución (Figura 58), principalmente dentro de los fragmentos de moluscos, pellets y peloides, en algunas partes en las facies dolomíticas, dentro de los cristales de dolomita, se aprecia que éstas sufrieron procesos de disolución, aun cuando es difícil que estos procesos se generen en las dolomitas por su elevada densidad. Esto se puede ver en las muestras 14 (12.548'6'') y 16 (12.542').

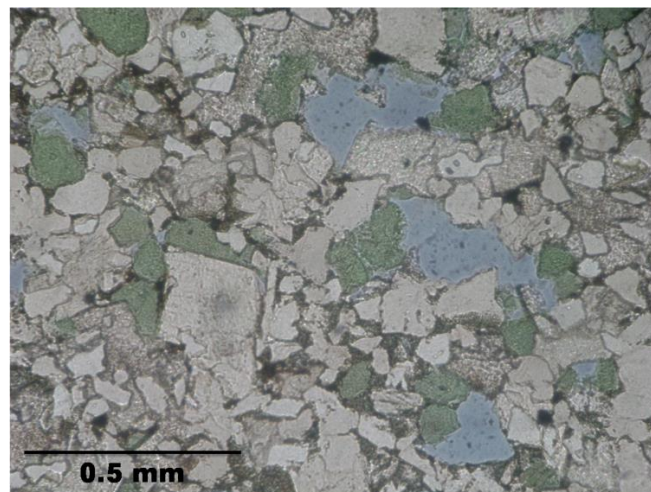
La porosidad intercrystalina se encontró dentro de las muestras 1 (11.652'10''), 4 (11.672'10''), 5 (11.679'6''), 6 (11.683'11''), 7 (11.693'') del BOR-8 y 23 (12.516'6'') del LLM-1X. En otras zonas se pudo confundir la porosidad

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

intercristalina con la generada por disolución, debido a que el contenido de silicicláticos que en algunas facies opacaba la zona de los poros.

Se observa porosidad por disolución no selectiva en las muestras: 1 (11.652'10''), 3 (11.664'2''), 5 (11679'6''), 7 (11693'), 21 (12530'6''), 23 (12516'6''), 25 (12510'6'') y 26 (12.506'10''). Esto es indicativo de que la roca ha pasado por varias etapas diagenéticas, y las altas presiones pueden generar fracturas a través de la cual es removido todo tipo de material atravesado por la misma.

Las mayores porosidades se observaron en la sección fina número 9 (11.696'3'') 2% interpartícula, 10% por disolución, muestra 11 (12.556'6'') 5% interpartícula, 10% por disolución, 19 (12.536'4'') porosidad por disolución 16%, interpartícula 2%, móldica 2%, en la muestra 20 (12.533'6'') porosidad móldica 14% y fractura 1%, finalmente la muestra 23 (12.516'6''), esta última en un 10% intercristalina, 2% por disolución, 3% móldica y 5% por fractura.



6.3X. NÍCOLES PARALELOS

Figura 58. Muestra 18 (12.539'2''), se observan zonas azules dentro de la sección fina correspondiente a disoluciones en este intervalo.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Reemplazo

Reemplazo de los constituyentes originales por un mineral completamente diferente, sin que para ello se desarrollen cavidades importantes. El mineral reemplazado y el reemplazante permanecen siempre en contacto, separados por una delgada película de líquido que sirve para el paso de iones (Zapata, 1983).

a. Dolomitización

El proceso de dolomitización consiste en el reemplazo de calcita y aragonito por un mineral de composición química distinta, la dolomita. También puede haber Formación de dolomita primaria por precipitación directa debido a soluciones ricas en magnesio con respecto al calcio (Méndez, 2011).

Existen tres tipos de dolomita: primaria, dolomita diagenética y dolomita epigenética. Las dolomitas de la Formación Escandalosa se pueden clasificar como diagenéticas, debido a que las mismas tienen tamaños desde fino a grueso (200-100 \times 0,02 mm, además estas son las que estarían asociadas a la diagénesis tardía o intermedia, que es la que se presenta en los núcleos estudiados. Éstas son aquellas formadas por el reemplazo del carbonato de calcio, luego de la depositación pero antes de la litificación y cementación. Estos procesos de dolomitización ocurren en ambientes superficiales de sabkha y lagunas hipersalinas con un influjo de agua restringido (al igual que la dolomita primaria), climas áridos y altas tasas de evaporación, características que permiten la formación de minerales de evaporitas, la acumulación de materia orgánica y formación de estructuras de estromatolitos, lo que evidencia la actividad de bacterias fotosintéticas y sulfatos reductoras.

Méndez (2009) presenta varios modelos generalizados para la formación de dolomita diagenética:

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

1. Zona de mezcla: interacción entre un lente de agua fresca (poco Mg^{2+}), con masas de agua salada intersticial (principal fuente de Mg^{2+}). La solución que se produce es subsaturada con respecto a la calcita, pero todavía supersaturada para la dolomita. Igualmente baja la concentración de SO_4^{2-} en el agua salada, favoreciendo el reemplazo de carbonato de calcio a dolomita. Con una relación tan baja de Mg^{2+}/Ca^{2+} de 1:1, la dolomita se puede formar en un proceso lento. La migración o fluctuación de la interfase entre las dos masas de agua puede depender de la evaporación local, de la sobrecarga producida por el acuífero de agua fresca, de variaciones climáticas, cambios tectónicos regionales, cambios eustáticos, etc.
2. Influjos de aguas meteóricas ricas en magnesio: las aguas meteóricas al penetrar en el subsuelo se enriquecen en Mg^{2+} al moverse a través de zonas de sabkha. Las aguas, una vez enriquecidas en Mg^{2+} , pueden dolomitizar los sedimentos y las rocas debido a una múltiple nucleación en las zonas de mayor concentración, y de nucleación aislada en áreas de menor concentración.
3. Dolomitización por la reacción entre las aguas intersticiales y las calizas a elevadas temperaturas y presiones.
4. Dolomitización de los carbonatos en las plataformas y arrecifes por el agua del mar al penetrar en los sedimentos, siempre que exista un mecanismo de bombeo que movilice el fluido de los sedimentos. Parte de este mecanismo de bombeo se puede derivar del calor geotermal y por convección los fluidos se mueven hacia las zonas más superficiales, dolomitizando los sedimentos.
5. Dolomitización en profundidad por compactación de arcillas y expulsión de fluidos ricos en magnesio. Los fluidos ricos en Mg^{2+} pueden reemplazar lentamente la calcita por dolomita.
6. Dolomitización en profundidad por fluidos hidrotermales. Dolomitas formadas en zonas de discordancia o relacionadas con fallas, por inclusión de fluidos ricos en Mg^{2+} a más de $100^{\circ}C$.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Por otra parte las dolomitas presentes dentro de la Formación Escandalosa hacia el oeste de la cuenca en los núcleos LLM-1X y BOR-8, son muy particulares, ya que las mismas presentan un teñido malva, propio de una calcita pobre en hierro, pero el hábito observado es perfectamente o casi perfectamente romboidal, es decir el hábito característico de las dolomitas. Este teñido se ha justificado con la realización de estudios de microscopía electrónica y análisis químicos, donde los mismos arrojaron valores muy bajos para el magnesio y muy altos para el calcio, en las mismas zonas donde con la ayuda de la difracción de rayos X se comprobó que predominaban las dolomitas.

Esta configuración a la que se le llamará dolomías cálcicas, se explica con un modelo que sugiere Méndez, J. (Com. Per. 2015), donde en primer lugar se forma micrita de aragonito por precipitación química directa, evidenciado por la baja cantidad de organismos encontrados en las muestras, más tarde siendo el aragonito un mineral muy pobre en contenido de magnesio, debido a que las condiciones del medio eran propicias para la dolomitización, es decir, bajas profundidades, zona restringida de lagunas hipersalinas, se generan las dolomitas cálcicas.

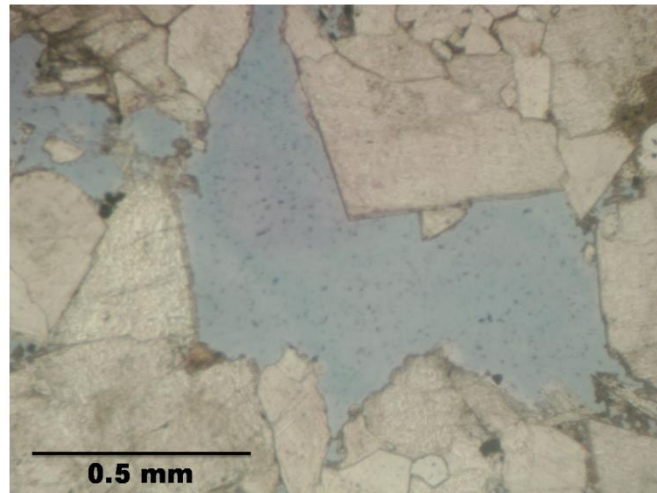
El proceso de dolomitización es el responsable por la generación de la porosidad de tipo intercrystalina; según Méndez (2009) el enrejado cristalino de la dolomita es ligeramente más denso que el de la calcita, por lo tanto la transformación de calcita en dolomita, en teoría debe proporcionar una mayor porosidad como resultado de la mayor densidad.

Cuando el proceso de dolomitización no es completo, los cristales de dolomita se presentan flotando en la textura que ha sido dolomitizada. En caso contrario, con mayor dolomitización pero todavía incompleta, la textura inicial de la calcita y los bioclastos se muestran flotando en una matriz de cristales finos y medios de dolomita. Si la dolomitización es completa se forma porosidad intercrystalina, cuyos poros

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

estarán relacionados con el tamaño de los cristales. Si la dolomitización se produce sobre una textura de wackestone, conjuntamente con la porosidad intercrystalina, se puede desarrollar porosidad móldica, por disolución de los fragmentos de bioclastos no dolomitizados. Si la disolución se mantiene por la presencia de aguas meteóricas, principalmente en un ambiente de zona vadosa, los moldes de bioclastos desarrollaran oquedades (vugs). Porosidades de este tipo se forman también por la disolución de nódulos, previamente precipitados de anhidrita.

La porosidad intercrystalina (Figura 59) observada en la Formación Escandalosa se identificó en el núcleo BOR-8, en las muestras 1 (11.652'10''), 4 (11.672'10''), 6 (11.683'11'') y 7 (11.693'). Dentro del pozo LLM-1X, la muestra 23 (12.516'6'') fue la única donde se pudo apreciar este tipo de porosidad, hallándose muy abundante en esta zona. En otras muestras la porosidad intercrystalina de las dolomitas es solapada u oculta por la porosidad por disolución o por el contenido de granos de cuarzo y pellets o peloides, los cuales impiden observar la disposición de las dolomitas y caracterizar la geometría de los espacios porosos.



6.3X. NÍCOLES PARALELOS

Figura 59. Muestra 23 (12.516'6''), se observan las dolomitas y la porosidad intercrystalina de color azul.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

b. Glauconitización y piritización

Se refiere al reemplazo de carbonato por glauconita o piritita, proceso que tiene lugar en las rocas carbonatadas.

Estos dos procesos indican condiciones reductoras del medio diagenético en ambiente marino. Pueden ocurrir en forma conjunta o separada.

La formación de sulfuros exige condiciones altamente reductoras (Eh negativo) y un medio ácido (Ph bajo), mientras que la glauconita exige condiciones menos reductoras. Por lo que la formación de glauconita ocurre en los primeros centímetros por debajo de la entrecara de depositación y la piritita a niveles un poco más profundos.

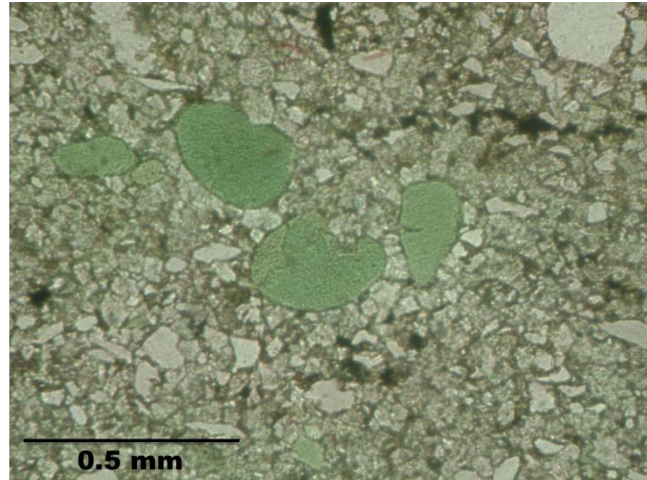
El fenómeno de reemplazamiento requiere la presencia de materia orgánica capaz de absorber hierro y sílice coloidal (elemento constituyente de la glauconita), el cual precipitará por reducción de la materia orgánica en una etapa diagenética temprana.

En la mayoría de las secciones finas analizadas se encontraron procesos de glauconitización (Figura 60). De las 32 muestras, 24 de ellas manifestaron haber sufrido cambios en la composición (tablas 11 y 12), donde anteriormente había micrita, ahora se podía apreciar glauconita. Dicho proceso se observó dentro de los pellets y los peloides, que como se explicó anteriormente se forman por agregación de partículas de micrita. Posteriormente y gracias a que esta micrita se encontraba en un medio de condiciones reductoras y en presencia de materia orgánica, permitió que la misma absorbiera hierro y sílice coloidal, para así formar la glauconita.

La glauconita es típica de la Formación Escandalosa, muy abundante en sus facies de origen clástico. Está asociada a ambientes marinos, y su abundancia es típica en

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

secciones condensadas. Los granos de glauconita pueden ser desarrollados de manera autógena o simplemente ser transportados y emplazados dentro del sedimento.

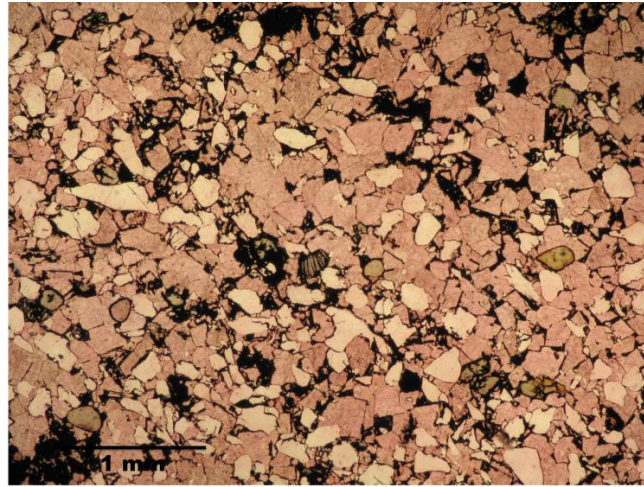


6.3X. NÍCOLES PARALELOS

Figura 60. Muestra 17 (12.540'6''), se aprecia la glauconitización de granos subredondeados correspondientes a pellets y peloides.

La pirita aparece en toda la secuencia de ambos pozos estudiados. En el núcleo BOR-8 todas las muestras se componen de un bajo porcentaje de pirita (Figura 61). Al tope se presenta hasta un 10%, a manera de cemento alrededor de los cristales de dolomita, mientras que al observar estas zonas en muestra de mano se aprecia la pirita relleno de cavidades en donde alguna vez hubo conchas de Pelecípodos. Lo mismo sucede en el pozo Las Lomas, donde la pirita también se muestra como mineral accesorio en bajas cantidades y en algunos de los niveles en donde hay estilolitas, las mismas están rellenas de pirita.

En el intervalo dentro del núcleo LLM-1X que va de 12.523'' a 12.514' se presenta también la pirita dentro de moldes de Pelecípodos y relleno de fracturas, aunque en la sección fina extraída en este nivel, la número 24 (12.516'6''), sólo se aprecia la pirita en granos dispersos por toda la sección.



2.5X. NICOLES PARALELOS

Figura 61. Muestra 8 (11695'9"), se observa en color negro el mineral opaco que corresponde a la pirita.

c. Fosfatización

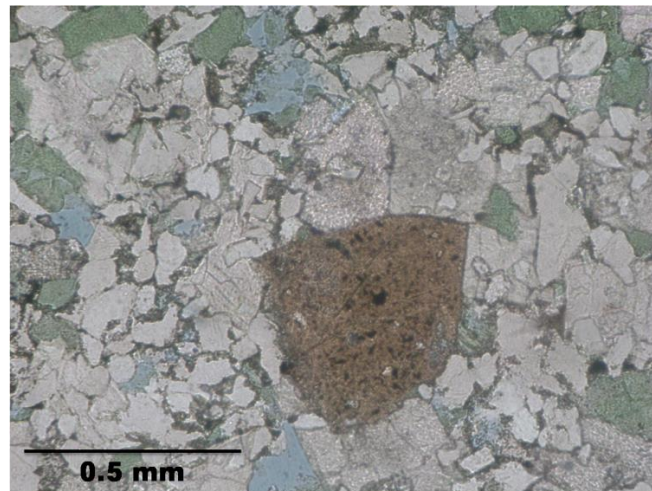
Las fosforitas marinas están controladas por las corrientes surgentes (upwelling) y la escasa sedimentación en la plataforma. Las corrientes del tipo upwelling provienen de las profundidades de la cuenca, son frías y ricas en nutrientes, entre estos el fósforo, lo cual incide en una alta productividad orgánica y desarrollo masivo de fitoplancton. De esta forma se originan sedimentos ricos en materia orgánica y agua deficiente en oxígeno en el fondo marino.

En forma ocasional hay mortandad de peces por el "envenenamiento" del agua derivada de la expansión del fitoplancton. Esto contribuye a incrementar la materia orgánica y la deficiencia de oxígeno. Es probable que algo de fosforita se pueda formar por precipitación directa del fósforo en forma coloidal. Sin embargo, los estudios e investigaciones indican que las fosforitas son formadas por reemplazo. La materia orgánica en el sedimento libera fosfato, el cual es precipitado en peloides, coprolitos, y reemplaza a los fragmentos esqueléticos de carbonato, sílice y lodo sedimentario de la superficie marina. El fitoplancton es clave al transportar el fósforo de las corrientes upwelling, absorbido entre los nutrientes, hasta la materia orgánica del piso oceánico.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Generalmente se designa como fosforitas a los sedimentos ricos en fósforo formados en las plataformas y taludes continentales, indicando que son fosfatos primarios. Los fosfatos secundarios se forman por el reemplazo parcial del sedimento original por fosfatos, lo cual ocurre generalmente en carbonatos (Méndez 2009).

Los fosfatos observados en las muestras de la Formación Escandalosa son secundarios y provenientes del reemplazo de micrita por fosfato en los pellets y peloides, así como en los fragmentos de moluscos y equinodermos. En el pozo Borburata, todas las secciones finas presentaron evidencias de fosfatización. Para el núcleo del campo Las Lomas, la mayoría de las muestras también mostraban evidencias del proceso a excepción de las muestras 15 (12.545'6''), 25 (12.510'6'') y 27 (12.495'4'') (Figura 62).



6.3X. NÍCOLES PARALELOS

Figura 62. Muestra 18 (12539'2''), fragmento fosfatizado color marrón en la zona central.

En la Formación Navay, la fosfatización también parece ser secundaria al observarla en las 2 secciones finas que se estudiaron. El reemplazo se observa en restos esqueletales. Cuando se analiza el núcleo en muestra de mano, se aprecian nódulos de fosfatos que posiblemente puedan ser de origen primario, por corrientes de upwelling,

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

ya que el Miembro La Morita muestra evidencias de haber sido depositado en un ambiente marino profundo donde son comunes estas corrientes. Esta teoría también puede ser fundamentada al observar el registro eléctrico del pozo LLM-1X. Para los fosfatos primarios la proporción de uranio es mayor, y en dicho registro hacia donde se encuentra la Formación Navay se presenta un aumento drástico en el uranio en 12322 pies.

Tabla 13. Resumen de los procesos diagenéticos encontrados dentro del núcleo LLM-1X.

Muestras	Contacto predominante																							
	Agregación	Bioerosión	Envoltorios micríficos	Bioturbaciones	Microespato	Espato	Pseudoespato	Cemento sintaxial	Cemento radial	Estilolitas	C. suturado	C. cónea-conve	C. longitudinal	C. tangencial	homoaxial	heteroaxial	Disolución	Intercristalina	Dolomitización	Glauconitización	Piritización	Fosfatización		
M10 (12561'3'')																								
M11 (12556'6'')																								
M12 (12555'1'')																								
M13 (12551'6'')																								
M14 (12548'6'')																								
M15 (12545'6'')																								
M16 (12542')																								
M17 (12540'6'')																								
M18 (12539'2'')																								
M19 (12536'4'')																								
M20 (12533'6'')																								
M21 (12530'6'')																								
M22 (12527')																								
M23 (12516'6'')																								
M24 (12511'11'')																								
M25 (12510'6'')																								
M26 (12506'10'')																								
M27 (12495'4'')																								
M28 (12486')																								
M29 (12477')																								
M30 (12462')																								
M31 (12343')																								
M32 (12331')																								

Tabla 14. Resumen de los procesos diagenéticos encontrados dentro del núcleo BOR-8.

Muestras	Contacto predominante																						
	Agregación	Bioerosión	Envoltorios micríticos	Bioturbaciones	Microespato	Espato	Pseudoespato	Cemento sintaxial	Cemento radial	Estilolitas	C. suturado	C. cóncavo-convexo	C. longitudinal	C. tangencial	Neomorfismo homoaxial	Neomorfismo heteroaxial	Intercristalina	Disolución	Dolomitización	Glauconitización	Piritización	Fosfatización	
1 (11652'10'')																							
2 (11661'7'')																							
3 (11664'2'')																							
4 (11672'10'')																							
5 (11679'6'')																							
6 (11683'11'')																							
7 (11693')																							
8 (11695'9'')																							
9 (11696'3'')																							

5.4. Estadio diagenético a partir de la identificación de minerales de arcilla

- Diagénesis Temprana: toma lugar desde el proceso de sedimentación inicial hasta el soterramiento somero (Tucker, 1981).
- Diagénesis Tardía opera durante el soterramiento profundo y levantamiento. (Tucker, 1981).

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Tabla 15. Determinación de arcillas por DRX.

PROFUNDIDAD (PIES) ⁶ Coordenadas UTM	MINERALES DE ARCILLA EN FRACCIÓN < 2 MICRAS					
	CAOLINITA	CLORITA	ILITA	ILITA / ESMEC.	ILITA+I/S	ESMECTITA
12.561'3"	89				11	
12.556'6"	2		98			
12.551'6"						
12.548'6"	27	14	31	28		
12.545'6"		35	34	31		
12.540'6"	25	20			55	
12.539'2"		53			47	
12.533'6"		31			69	
12.525'	60	34	6			
12.351'3"	79		21			
12.555'1"						
12.542'9"		8			92	
12.536'4"		97	3			
12.530'6"		88	12			
12.527'		91	9			
12.343'	85		10			5
11.664'2"	96		3	1		
11.661'7"	95		5			

Se determina el grado de diagénesis que ha sufrido la roca en cada intervalo dentro de cada uno de los núcleos, esto se realiza, primero con el estudio petrográfico de las secciones finas, donde se evidencian los procesos diagenéticos sufridos, por efecto ya sea del aumento de profundidad o el aumento de temperatura, que igualmente están relacionados. En segundo lugar para obtener un análisis más certero del grado de diagénesis sufrido por la roca, se realiza un análisis de arcillas (ver anexos 41 y 42), a partir del tipo de arcillas identificadas, se puede determinar las profundidades hasta las que llegó el soterramiento de la roca, y por lo tanto su estadio diagenético (Figura 63).



Figura 63. Estadios diagenéticos y % de capas de Illita en los interestratificados (I/S).

5.4.1. Núcleo LLM-1X

Hacia la base predomina la caolinita (89%) con menor contenido de illita y esmectita (11%), un poco más arriba, dentro de las arcillas abunda la illita y bajo contenido de caolinita (Tabla 15), en esta zona la diagénesis es de baja profundidad, con temperaturas menores a los 60°C.

En la zona intermedia comienza a aparecer la clorita (8-97%), indicativa de altas temperaturas, por lo tanto este intervalo, por lo menos desde 12.548'6'' hasta 12.525', donde se pudieron extraer arcillas, se define una diagénesis de alta profundidad, con temperaturas mayores a los 100°C.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Hacia el tope de la Formación Escandalosa, la presencia de arcillas era muy escasa y no se le pudo extraer, aquí se presentan las facies calcáreas, la diagénesis se determina como tardía, debido a que dentro de estas facies existe gran cantidad de estilolitas, además se observó dentro de las secciones finas, porosidad por disolución no selectiva, propia de una diagénesis de alto grado.

Dentro de la Formación Navay, en de las muestras 31 (12.343') y 32 (12.331'), se identificó caolinita (85%), ilita (10%) y esmectita (5%), por lo que la diagénesis es de baja profundidad, con temperaturas menores a los 60°C.

5.4.2. Núcleo BOR-8

Dentro de este núcleo, donde se observa la Formación Escandalosa, se le pudo extraer arcillas a solo dos muestras la 2 (11.661'7") y la número 3 (11.664'2"), localizadas hacia la base del núcleo, aquí se identificó dentro de las arcillas un 98 % de caolinita y en menor proporción ilita y esmectita, por lo cual se puede indicar que la diagénesis es de baja profundidad, con temperaturas menores a los 60°C.

Los rasgos presentes dentro de los núcleos LLM-1X y BOR-8 (cementos, porosidad, estilolitas) son indicativo de diagénesis desarrollada entre la zona freática de agua fresca y la marina somera, inclusive con aguas de mezcla, donde está presente disolución (matriz, grano, cemento), el cemento sintaxial es de la zona freática. La presencia de dolomita, siderita y hematita también se da en estos ambientes diagenéticos.

Dentro del Miembro "O" existe diagénesis de soterramiento (estilolitas) esta es diagénesis tardía. Procesos dentro de la diagénesis temprana: dolomitización, formación de anhidrita y siderita, y procesos de disolución (grano, matriz y cemento), esto puede darse en un ambiente marino somero (freático marino). El reemplazo de

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

glauconita y pirita también se puede dar en marino somero pero de una cuenca restringida con sedimentación muy lenta.

En el Miembro “P” hay diagénesis de soterramiento (estilolitas y contactos suturados) esta es diagénesis tardía. Se evidencia la diagénesis temprana en ambientes diagénéticos marino somero a zona de mezcla a freático de agua fresca por la presencia de hematita.

5.5. Calibración Núcleo-Registros y Elaboración de Columna Estratigráfica

Previo a la elaboración de las columnas se procedió a realizar la calibración núcleo-registros, esto se hace con el fin de corregir la profundidad de perforación con la que se realizó la toma de núcleos (dada por el registro coregamma) con la profundidad real a que están las muestras en el subsuelo, dado este último dato por los registros tomados en el pozo, en este caso se utilizó el registro gamma ray. A continuación se presenta el cálculo del desfase de los dos registros coregamma y gamma ray en ambos pozos.

5.5.1 Coregamma Vs Gamma ray

El error humano siempre está presente en las perforaciones a la hora de extraer las muestras de núcleos, sin embargo en los registros eléctricos después de finalizada la perforación del pozo se puede hacer el cálculo del error de la profundidad que lleva el perforador en tiempo real (con errores) a la profundidad verdadera indicada por los registros eléctricos.

Los resultados de los diferentes análisis de núcleos (petrográficas, DRX, análisis químicos e intervalos impregnados, entre otros) son trabajados en base a las profundidades que indica el coregamma, mientras que las profundidades reales se van a reflejar dentro del registro gamma ray, es por esta razón por la que se debe hacer la calibración del registro coregamma con el gamma ray, ya que las profundidades a la que se toman las muestras de núcleos están sujetos a estos errores, por lo que los

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

análisis realizados no indicarán la profundidad correcta, y la calibración dirá cuál sería el error en profundidad que se le habría de sumar o restar a la profundidad para conocer las profundidades exactas de tope y base de la unidad muestreada, así como las profundidades de los diferentes intervalos de interés a evaluar. Esta calibración se indica en la columna estratigráfica (ver anexos 41 y 42) en el software WELLCAD.

A continuación se indican los cálculos realizados en ambos pozos:

a. Pozo LLM-1X

En la calibración de los registros del pozo LLM-1X se tomó como marcador el punto A, correspondiente al tope de la Formación Escandalosa y base de la Formación Navay, y el punto B donde hay un cambio abrupto en el patrón de curvatura dentro del registro, en la figura 64 representado por las líneas rojas. El cambio entre formaciones está establecido en el registro Coregamma en 12.457 pies, mientras que en registros Gamma Ray 12.458 pies, es decir que el desfase entre ambos registros es de solo 1 pie al tope, mientras que hacia la base en el gamma ray el punto se ubica a 12.523' y en el coregamma a 12.524' indicando que hacia esta zona de igual manera el desfase es de 1 pie.

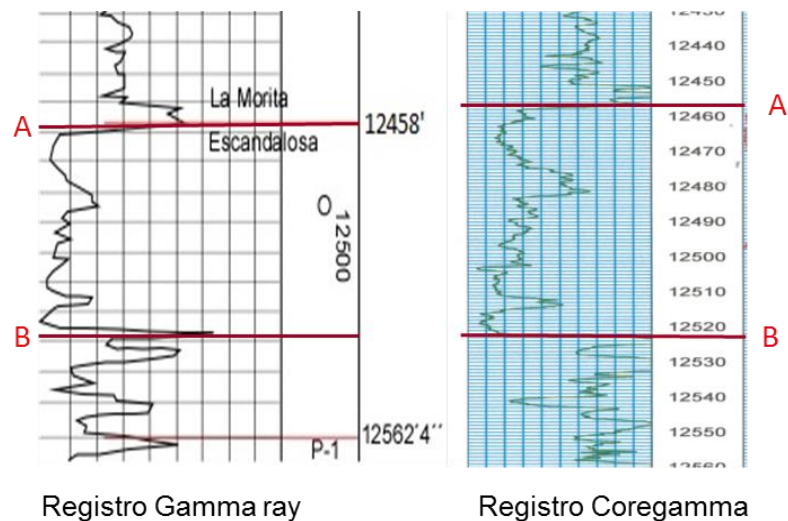


Figura 64. Calibración de los registros coregamma y gamma ray dentro del núcleo LLM-1X.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

b. Pozo BOR-8

Para determinar el desfase entre registros, se tomaron como marcadores un punto A hacia el tope del registro y un punto B hacia la base, marcados por una línea color naranja en la figura 65. En el registro Coregamma, dicho marcador del punto A se observa a 11.659' y en el Gamma ray a 11.668' indicando mayor profundidad en el Gamma ray con un desfase de 9 pies. En el punto B se aprecia el marcador a 11.698 pies en el Gamma ray, mientras que en el Coregamma se observa a 11.690 pies de profundidad, observándose una mayor profundidad en el Gamma ray con lo que se determina que el Coregamma en el punto B presenta un error de 8 pies. Esta diferencia de desfase es debido a la falta de información proveniente de las secciones de los núcleos que no se pudieron recuperar, lo que implica que Gamma ray si expone toda la información encontrada a lo largo del pozo, mientras el coregamma no, y se produce un aumento en el desfase hacia el tope, debido a que el coregamma es corrido desde la base al tope, y el error se va arrastrando y más tarde puede aumentar.

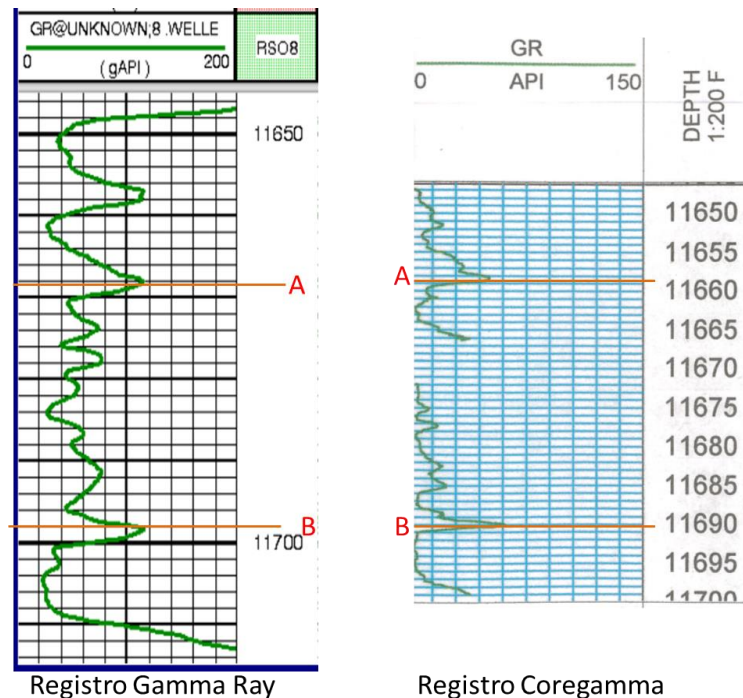


Figura 65. Calibración de los registros coregamma y gamma ray dentro del núcleo BOR-8.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

5.5.2. Gamma Ray-Coregamma Vs litologías identificadas

Al realizar la comparación entre los registros gamma ray y coregamma con las litologías identificadas se pudo determinar cómo es la variación de las curvas de los registros en respuesta a cada una de las facies descritas, esto se realizó con ayuda de la petrofísico Leidys Regges.

En el caso del intervalo con núcleos dentro del pozo LLM-1X va desde 12.562'4'' (base) y 12.292' (tope). Hacia la base los registros (Anexos 36 y 37) muestran una tendencia que se fija en 120 °API hasta 12.533' que corresponde en la columna a las facies de carbonatos de mezcla, donde predominan las dolomías arenosas y hacia la base las areniscas con pobre contenido de carbonato, los aumentos en los valores de °API se reflejan debido a los niveles de limolitas-lutitas dentro de esta sección del núcleo. A los 12.541' dentro del registro hay una disminución abrupta en los valores de la curva lo que indica que en esta parte aumento el contenido de carbonato.

Desde 12.533' hasta los 12.523' la respuesta del registro tiende a ser similar a la sección anterior más profunda, pero sin observarse un contacto entre ellas, esto debido a que en estas zonas donde no se observa el contacto, corresponden a lutitas-limolitas dentro de la columna estratigráfica, que rodean las facies de Packstones de oolitas de hematita.

A 12523' disminuye drásticamente el patrón de curvatura que se venía observando anteriormente, lo que se aprecia perfectamente en la columna, con un cambio de facies correspondiente a areniscas, carbonatos de mezcla y packstone de bivalvos al tope. Luego se observa en la columna el comienzo de los carbonatos más puros de calizas con bajo contenido de siliciclásticos, con disminuciones a aproximadamente 12.480' en donde aparecen de nuevo facies arenosas.

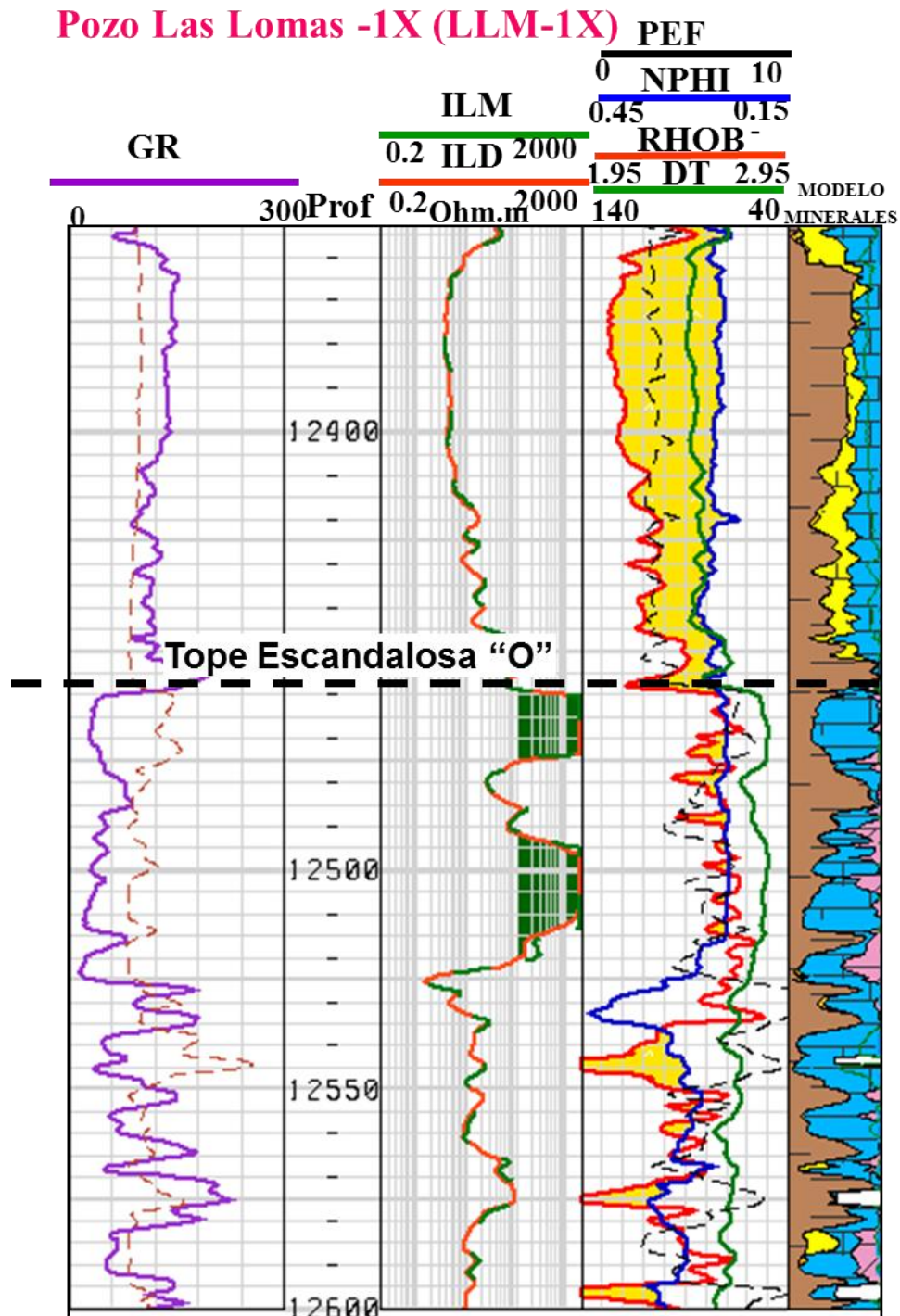


Figura 66. Modelo mineralógico en modelo petrofísico, el color rosado en mineralógico son dolomías y el azul calizas.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

A los 12.457' el registro fluctúa drásticamente, desde 20 °API en las calizas y pasa a estar entre 140 a 180 °API, lo que corresponde al inicio de la Formación Navay. En esta parte del registro hay facies de Wackestone de foraminíferos intercaladas con limolitas arenosas y lutitas friables, además de esto el registro se encuentra afectado por la gran cantidad de niveles fosfáticos, existentes en el Miembro La Morita (Figura 66).

En los registros de densidad a nivel de la Formación Escandalosa, lo que se pudo analizar (considerando que la proporción de toda la unidad en el registro es mucho mayor que el intervalo con muestras de núcleos), es que la mayor proporción de las densidades varían entre 2,68 a 2,71 g/cc lo cual correspondería a una caliza arenosa (en la caliza pura el valor de densidad se ubica el valor de 2,71 g/cc en el perfil de densidad), en algunas zonas de los registros analizados las densidades fluctúan a 2,65 que corresponde a la densidad de las arenas.

Para el registro del BOR-8 (Anexos 38 y 39), donde los núcleos extraídos van desde los 11.698' en la base y 11647' al tope. La homogeneidad de las facies, que en este caso son dolomías aloquímicas arenosas con variación en los tamaños de las arenas y el porcentaje de las mismas, esto sitúa la mayoría de los patrones de curvatura a los 20 °API, con una ligero aumento hacia la zona central donde pasa a 40 °API, y corresponde en la columna estratigráfica a una disminución en el contenido de siliciclásticos dentro del núcleo (Figura 67).

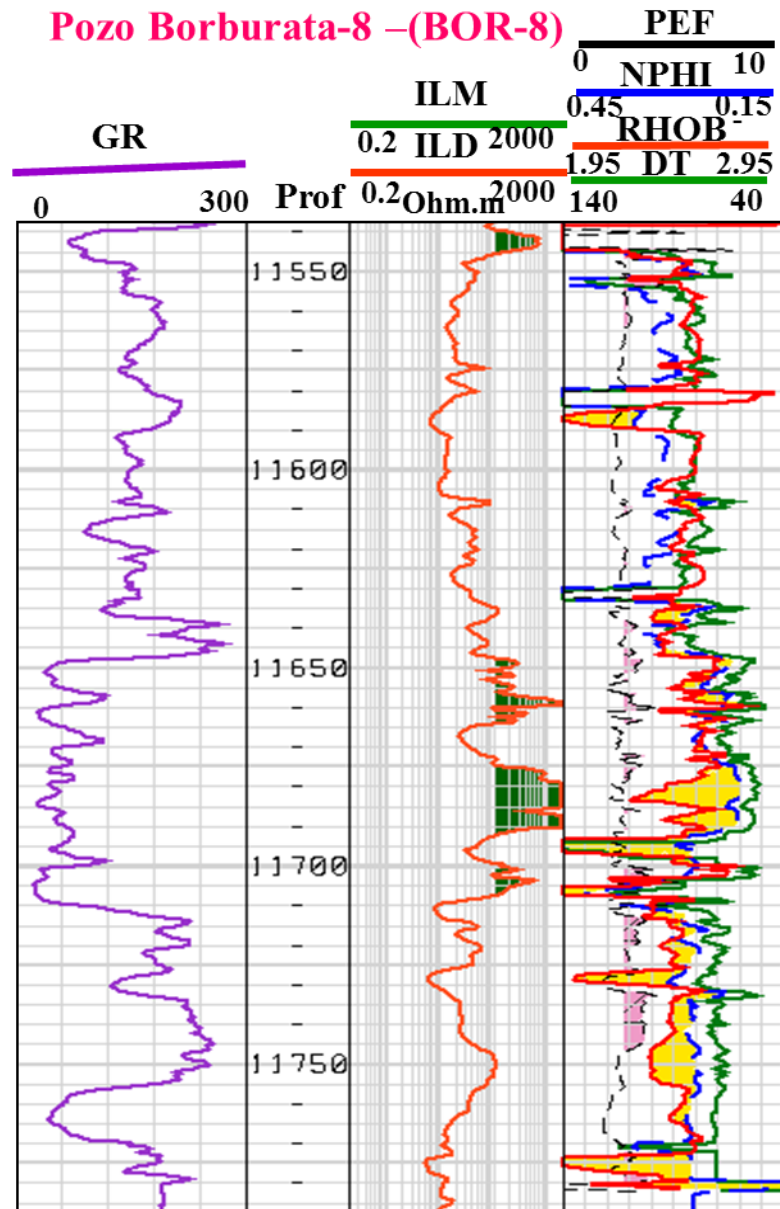


Figura 67. El color rosado corresponde a dolomías, los valores más altos de densidad (curva roja (rhob)) corresponde a valores de 2,7 g/cc y PEF entre 2.8 y 4 que corresponde a dolomías.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

5.6. Correlación Estratigráfica y Modelos Sedimentológicos

Se elaboró un transecto regional con los pozos LLM-2X (el cual cuenta con estudios bioestratigráficos de edad, realizados por el personal de PDVSA), el pozo estudiado LLM-1X (del cual se realizó para este trabajo de tesis estudios bioestratigráficos de foraminíferos presentes en el intervalo La Morita) y el pozo BOR-8.

Para realizar la correlación entre los tres pozos se tomó como datum la base del Miembro La Morita de la Formación Navay, la cual se interpretó como una superficie de máxima inundación regional, debido a que en los tres pozos corresponde a una lutita con abundante cantidad de fosfatos, donde en los registros eléctricos se dispara el uranio, thorio y potasio. A este transecto se agregaron: datos de edad, unidades estratigráficas, registros, secuencias, parasecuencias y ambiente interpretado en cada caso.

A partir de esta correlación se elaboraron los modelos sedimentológicos propuestos para los intervalos estudiados de los miembros La Morita (Formación Navay) y Caliza O (Formación Escandalosa). Esto se verá con más detalle dentro del siguiente capítulo.

5.7. Análisis Adicionales Realizados

La identificación de calcita y dolomita con los estudios petrográficos en algunas de las muestras, tuvo algunas incertidumbres, ya que estos carbonatos al hacer el teñido no se tiñeron de forma uniforme. Para conocer exactamente la composición de estos aparte del análisis petrográfico se hizo análisis mineralógico por DRX, con la limitante de que estos análisis solo dan respuestas semicuantitativas con un margen de error de más o menos 15%.

También se recurrió a la microscopía electrónica de barrido y a los análisis químicos de elementos minoritarios (para el momento de realizar este trabajo no estaba operativo en el Intevep el equipo de análisis de elementos mayoritarios). Con los

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

análisis realizados se trataron de cuantificar los minerales presentes en las rocas estudiadas. A continuación se mencionan los análisis hechos en cada pozo:

5.7.1. Pozo LLM-1X

Identificación de Minerales por Difracción de rayos X

Los resultados pueden observarse en la tabla x, de análisis mineralógico roca total y fracción menor de 2 micras.

Tabla 16. Resultados de los análisis de DRX, roca total.

PROFUNDIDAD (PIES) % Coordenadas UTM	%	R _T							
		Min. Arcilla	Cuarzo	F. aldespato. K	Feldespat. Na	Calcita	Dolomita	Siderita	Pirita
12.561'3"	100	43	46	5				1	5
12.556'6"	100	16	73	4		2	2		3
12.551'6"	100	10	27	3		2	56		2
12.548'6"	100	27	38	7			25		3
12.545'6"	100	17	44	3		7	26		3
12.540'6"	100	21	18	3			53		5
12.539'2"	100	16	25	3		2	44		10
12.533'6"	100	28	60	3			2	3	4
12.525'	100	47	17	4			7		25
12.486'	100	9	54	2		19	13	1	2
12.477'	100	16	44	5	26		6		3
12.351'3"	100	55	26			11		2	6
12.555'1"	100	9	82	7			2		
12.542'9"	100	14	15			2	63		6
12.536'4"	100	15	58			7	14	1	5
12.530'6"	100	22	4					49	25
12.527'	100	12	12	23				4	49
12.516'6"	100	3	1	1			93		2
12.511'11"	100	3	2				95		
12.510'6"	100	3	1			88	6		2
12.506'10"	100	5	7	2		84			2
12.495'4"	100	4	1			77	16		2
12.462'	100	3	1			62	33		1
12.343'	100	26	19			50	2		3
12.331'6"	100	17	14			66			3
Promedio		18	28	5	26	38	26	9	7

MINERALO

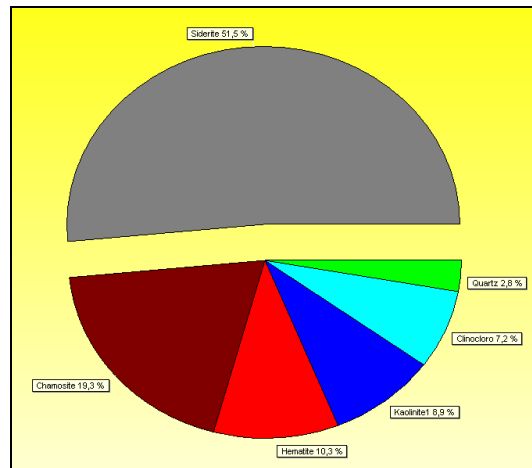


Figura 68. DRX de la muestra 12530'6''.

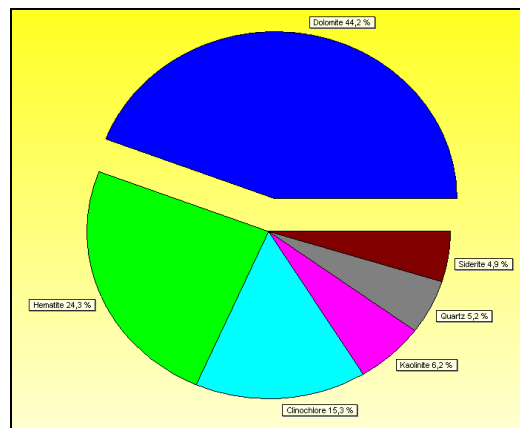


Figura 69. DRX de la muestra 12527'.

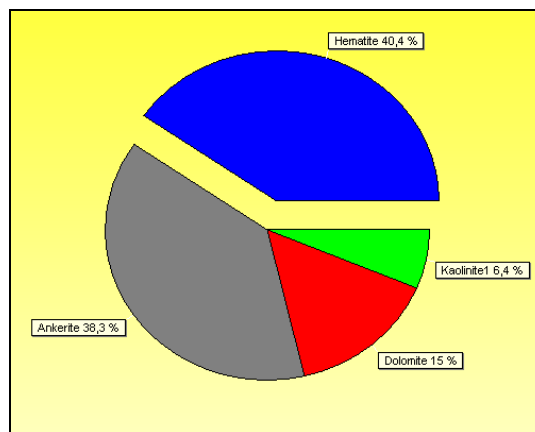


Figura 70. DRX de los ooides de la muestra 12527'.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Este análisis fue principalmente valioso para determinar que arcillas estaban presentes dentro de esta sección litológica, aunque muchas de las muestras seleccionadas para el análisis no tenían cantidades de arcillas suficientes para realizar este análisis y conocer los tipos de arcillas presentes.

Con la respuesta obtenida de este estudio se pudo comprobar la estimación mineralógica que se había establecido anteriormente con la observación de las secciones finas, especialmente en las muestras 21 (12530'6'') (Figura 68) y 22 (12527') (Figuras 69 y 70), en las cuales se tenía la sospecha de la existencia de goethita, debido al color rojizo que se observó en muestra de mano. No se pudo determinar la presencia de anhidrita por DRX, por el pequeño contenido del mismo observado en las secciones finas del intervalo "O" analizado, esta es indicativa de un ambiente superficial.

Determinación de elementos minoritarios

Para este análisis se seleccionaron 6 muestras del pozo LLM-1X, con la finalidad de obtener una información más precisa de las zonas que presentaron mayor complejidad, así como para poder establecer en que partes del intervalo las concentraciones de elementos minoritarios tomaron mayor auge (Tabla 17).

Estos análisis se realizaron en las siguientes muestras:

12.331, microfacies wackestone de foraminíferos, ubicada dentro del Miembro La Morita de la Formación Navay.

12.343', microfacies wackestone de foraminíferos, ubicada dentro del Miembro La Morita de la Formación Navay.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

12.462': microfacies packstone, ubicada en el Miembro Caliza O de la Formación Escandalosa.

12.516'6'': microfacies dolomía clástica aloquímica arenosa, ubicada en el Miembro O de la Formación Escandalosa.

12.527': microfacies packstone de oolitas, ubicada dentro del Miembro O de la Formación Escandalosa.

12.530'6'': microfacies packstone de oolitas, ubicada dentro del Miembro "O" de la Formación Escandalosa.

A continuación se muestran los resultados de los análisis de elementos minoritarios dentro de estas microfacies.

Tabla 17. Composición química de elementos minoritarios pozo LLM-1X.

Muestra	P (mg/kg)	Na (mg/kg)	V (mg/kg)	Zn (mg/kg)	Sr (mg/kg)	Ca (mg/kg)	Al (mg/kg)	Ba (mg/kg)	B (mg/kg)	Mg (mg/kg)	Mn (mg/kg)	Fe (mg/kg)	K (mg/kg)
LLM-1X 12331	1935	671	< 100	328	347	218082	2047	132	< 100	1330	< 100	7046	1013
LLM-1X 12343	851	862	< 100	374	271	149521	2719	< 100	< 100	2360	60	7182	1406
LLM-1X 12462	409	195	< 100	121	194	329348	388	< 100	< 100	3546	178	4333	301
LLM-1X 12516	1327	336	< 100	< 100	125	242890	447	291	< 100	48007	250	19082	304
LLM-1X 12527	6304	594	231	138	103	102414	30383	< 100	677	111504	406	303541	252
LLM-1X 12530	1562	250	170	129	< 100	13798	27912	< 100	582	34961	1004	287343	166

Microscopia electrónica de barrido (MEB)

Se realizaron estudios de microscopia electrónica a 4 muestras del núcleo LLM-1X con la finalidad de obtener la composición química e imagen microscópica de algunos de los constituyentes de las rocas de la Formación Escandalosa encontrados

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

en ambos núcleos. Las muestras fueron cubiertas unas por oro y otras con grafito, luego se realizaron espectros en algunas áreas consideradas de interés para esta investigación. A continuación se muestran estos resultados.

Muestra 12.530': microfacies packstone de oodes

Área Analizada 1: los resultados arrojaron (Tabla 18) que el mineral consistía de siderita (Figura 71), donde está compuesta de 48.20 % hierro, carbón 10.37 % y 41.43 % oxígeno, los demás elementos encontrados en menor proporción se pueden deber a contaminación o impurezas dentro del mineral. Es importante señalar que la muestra fue cubierta con carbón, por lo que el porcentaje calculado dentro de la dentro de la roca no sería certero.

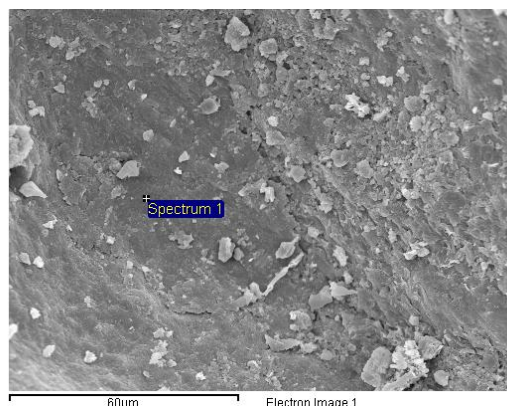


Figura 71. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12530' del área de interés 1.

Tabla 18. Espectro 1 de composición química.

Elemento	O	Mg	Al	Si	P	S	Cl	k	Ca	Mn	Fe	Total
Peso Atómico	36.51	7.09	1.06	1.79	0.06	0.04	0.22	0.07	3.66	0.39	49.09	100.00
Peso Atómico CO %	62.26	7.95	1.08	1.74	0.06	0.04	0.17	0.05	2.49	0.19	23.98	

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Área Analizada 2: Esta zona en donde se realizó el EDS (Figura 72) arrojó resultados correspondientes a la hematita (Tabla 19), indicando la existencia de la misma dentro del intervalo estudiado, la hematita ideal debería componer 69.94 % de hierro y 30.06 % de oxígeno, es importante, tomar en cuenta que esta muestra fue cubierta con oro, lo que podría arrojar errores en cuanto a los porcentajes de los elementos dentro del mineral.

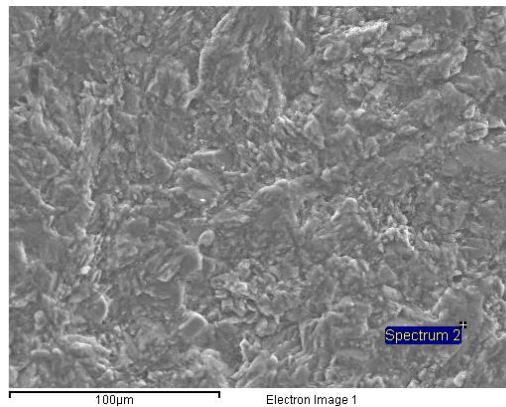


Figura 72. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12530' del área de interés 2.

Tabla 19. Espectro 2 de composición química.

Elemento	O	Al	Si	Fe	Total
Peso%	28.185	2.24	2.39	67.185	100

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Área Analizada 3: La imagen observada en la figura 73 en la que se puede ver una estructura semicircular corresponde a una oolita dentro de la muestra, dichas estructuras se pudieron apreciar también en sección fina.

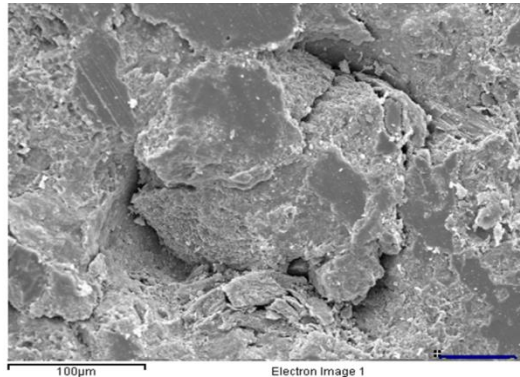


Figura 73. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12530' del área de interés 3.

Muestra 12.527' núcleo LLM-1X, microfacies: packstone de ooides

Área Analizada 1: Se observa en la imagen 74 el detalle de la estructura circular y la composición del cemento que la recubre, que en este caso sería según la composición de siderita (Tabla 20), los demás elementos encontrados en menor proporción se pueden deber a contaminación o impurezas dentro del mineral.

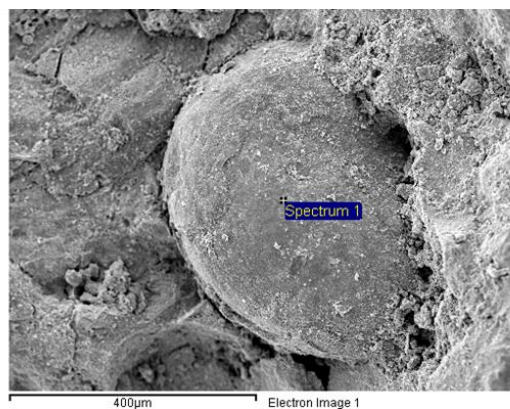


Figura 74. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12527' del área de interés 1.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Tabla 20. Espectro 1 de composición química.

Element	C	O	Mg	Al	Si	Ca	Fe	Total
Peso%	24.74	11.52	0.92	1.83	2.90	0.76	57.34	100.00

Área Analizada 2: La composición descrita por el EDS dentro de la figura 75 (espectro de dispersión de energía de rayos X) realizado arrojó que estaba compuesto por los elementos que integran la siderita (Tabla 21), es importante recordar que el cubrimiento de oro realizado, evita que se reflejen todos los elementos que se pueden encontrar en este punto.

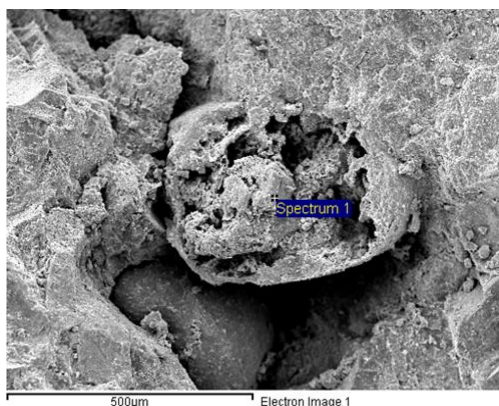


Figura 75. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12527' del área de interés 2.

Tabla 21. Espectro 2 de composición química.

Element	C	O	Mg	Al	Si	Ca	Fe	Total
Peso%	23.60	28.07	1.42	1.37	3.98	1.94	39.62	100.00

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Muestra 12551': microfacies dolomía aloquímica arenosa de grano grueso

Área Analizada 1: El análisis de elementos en esta zona dentro de la figura 76 indica la presencia de calcita CaCO_3 y cuarzo SiO_2 (tabla 22).

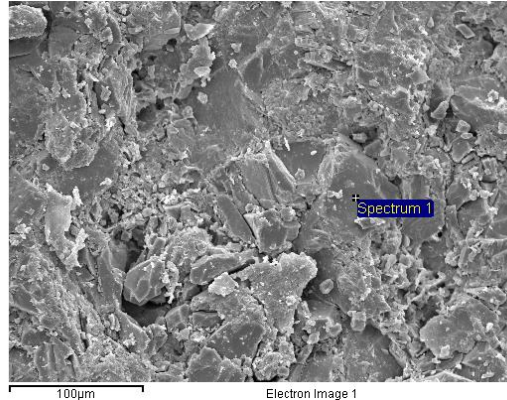


Figura 76. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12551' del área de interés 1.

Tabla 22. Espectro 1 de composición química.

Element	C	O	Si	Ca	Total
Peso%	62.30	10.20	26.71	0.78	100.00

Área analizada 2: Como se observa en la figura 77, se realiza un espectro en un grano de forma romboédrica, presumiendo que se trataba de un cristal de dolomita, el análisis arrojó que la dolomita observada presenta altas concentraciones de calcio y muy bajas de magnesio (Tabla 23), donde la dolomita ideal contiene 21.73 % de calcio, 13.18 % de magnesio, 13.03 % de carbón y 52.06 % de oxígeno.

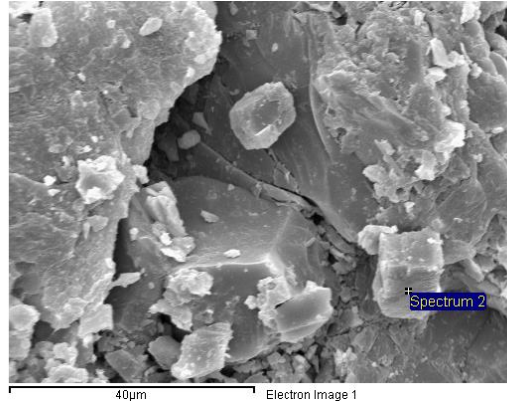


Figura 77. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12551' del área de interés 2.

Tabla 23. Espectro 2 de composición química.

Elemento	C	O	Mg	Si	Ca	Fe	Total
Peso %	16.75	26.69	3.02	5.96	34.89	12.69	100.00

Área de interés 3

Este análisis se realiza en lo que se observa claramente que es una dolomita (Figura 78) por su característico hábito romboidal, arrojando que de nuevo en esta muestra los porcentajes de calcio superan por mucho a los de magnesio (Tabla 24), dicha proporción puede ser la explicación para el teñido malva que muestran las dolomitas en las secciones finas.

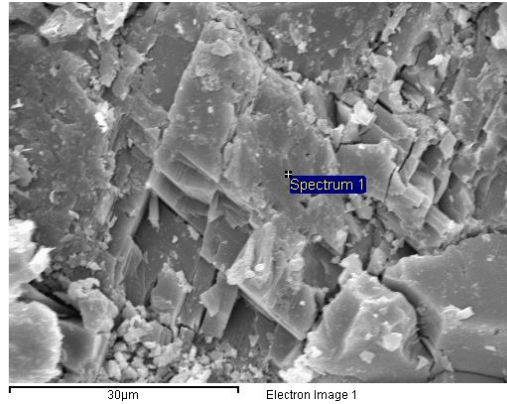


Figura 78. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12551' del área de interés 3.

Tabla 24. Espectro 3 de composición química.

Elemento	C	Mg	Ca	Fe	Total
Peso %	54.35	8.38	27.31	9.95	100.00

Área de interés 4

De igual manera en este sitio dentro de la muestra (Figura 79) las dolomitas siguen mostrando una tendencia a ser bastante calcícticas (Tabla 25).

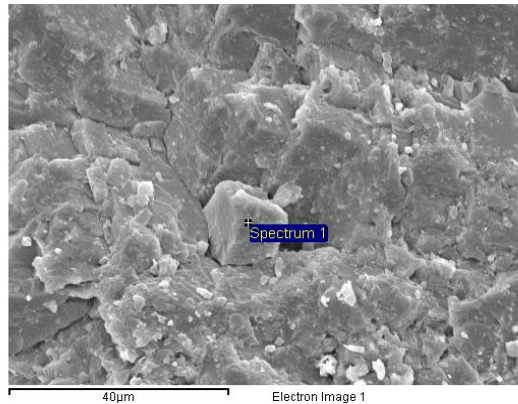


Figura 79. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12551' del área de interés 4.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Tabla 25. Espectro 4 de composición química.

Elemento	C	O	Mg	Ca	Fe	Total
Peso %	41.90	25.80	8.86	17.85	5.59	100.00

Muestra 12477': microfacies arenisca dolomítica aloquímica fina

Área de interés 1

Lo que se aprecia en la figura 80 corresponde a un grano de pirita observada en microscopio electrónico y esto se indica debido tanto a su hábito como a su composición química descrita en la tabla 26.

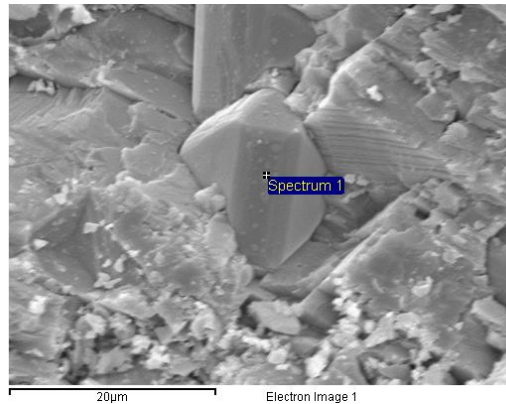


Figura 80. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12477' del área de interés 1.

Tabla 26. Espectro 1 de composición química.

Elemento	C	S	Ca	Fe	Total
Peso %	50.18	21.84	1.51	26.46	100.00

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Área de interés 2

Esta zona dentro de la figura 81 corresponde según lo arrojado en el análisis químico (Tabla 27) a calcita y los demás elementos probablemente pertenezcan a algún feldespato potásico.

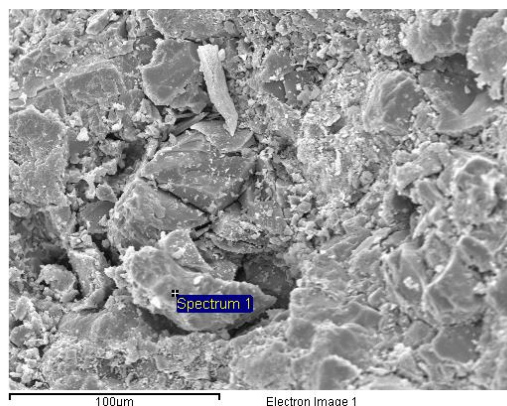


Figura 81. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 12477' del área de interés 2.

Tabla 27. Espectro 2 de composición química.

Elemento	C	O	Al	Si	K	Ca	Total
Peso %	45.40	19.11	1.00	32.74	0.58	1.17	100.00

5.7.2. Pozo BOR-8

Elementos Minoritarios

Tabla 28. Elementos minoritarios del Núcleo BOR-8.

Muestra	P (mg/kg)	Na (mg/kg)	V (mg/kg)	Zn (mg/kg)	Sr (mg/kg)	Cr (mg/kg)	Ca (mg/kg)	Al (mg/kg)	Ba (mg/kg)	B (mg/kg)	Cu (mg/kg)	Mg (mg/kg)	Mn (mg/kg)
BOR 8 116652	2152	320	<100	<100	129	<100	200681	465	<100	<100	<100	115622	890
BOR 8 116661	793	224	<100	<100	<100	<100	144105	1144	<100	<100	<100	74549	911
BOR 8 116664	843	182	<100	<100	<100	<100	142974	1166	<100	<100	<100	81387	932
BOR 8 116672	443	292	<100	<100	104	<100	254506	416	325	<100	<100	137602	938
BOR 8 116683	975	216	<100	<100	<100	<100	128422	1013	142	<100	<100	69276	517
BOR 8 116690	6919	308	<100	<100	102	<100	128555	1810	<100	114	<100	61640	892
BOR 8 116693	713	244	<100	<100	<100	<100	130836	961	158	267	<100	69746	893
BOR 8 116695	686	269	<100	<100	100	<100	190408	468	322	106	<100	107572	1068

Microscopia electrónica de barrido (MEB)

Muestra: 11.652'10", microfajas dolomía aloquímica arenosa (grano fino)

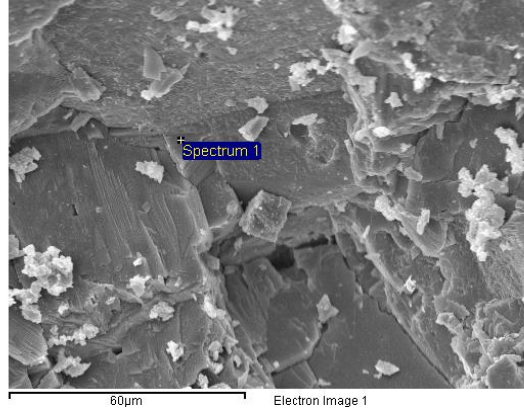


Figura 82. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.652'10" del área de interés 1.

Tabla 29. Espectro 1 de composición química.

Elemento	C	O	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe	Total
Peso %	38.52	27.50	5.56	3.36	6.50	1.36	14.75	2.45	100.00

Área de interés 2

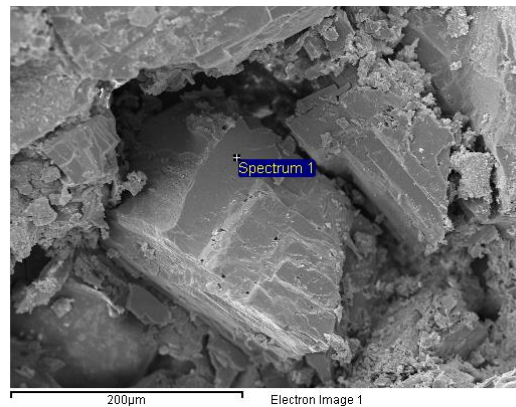


Figura 83. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.652'10" del área de interés 2.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Tabla 30. Espectro 2 de composición química.

Elemento	C	Mg	Ca	Fe	Total
Peso %	84.48	1.94	7.47	6.11	100.00

Área de interés 3

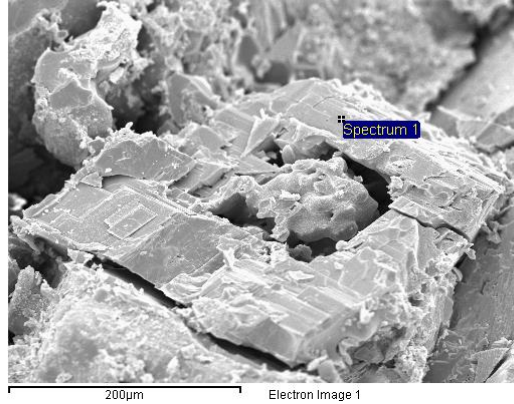


Figura 84. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.652'10'' del área de interés 3.

Tabla 31. Espectro 3 de composición química.

Elemento	C	O	Mg	Ca	Fe	Total
Peso %	48.41	19.88	6.45	16.63	8.62	100.00

Área de interés 4

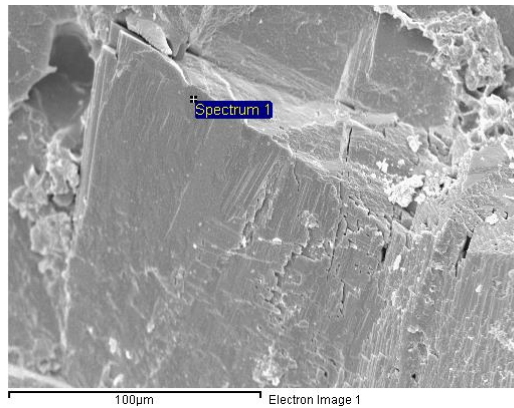


Figura 85. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.652'10'' del área de interés 4.

Capítulo V: Resultados y análisis de resultados

Tabla 32. Espectro 4 de composición química.

Elemento	C	Mg	Ca	Fe	Total
Peso %	81.98	2.20	9.86	5.96	100.00

Muestra: 11.672', Microfacies carbonato cristalino de dolomita
Área de interés 1

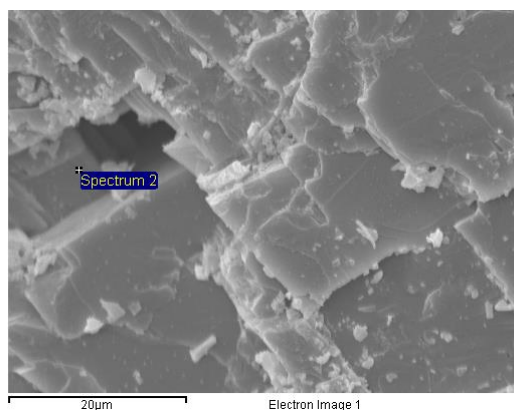


Figura 86. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.672' del área de interés 1.

Tabla 33. Espectro 1 de composición química.

Elemento	C	O	Mg	Ca	Total
Peso %	52.41	9.77	9.09	28.73	100.00

Área de interés 2

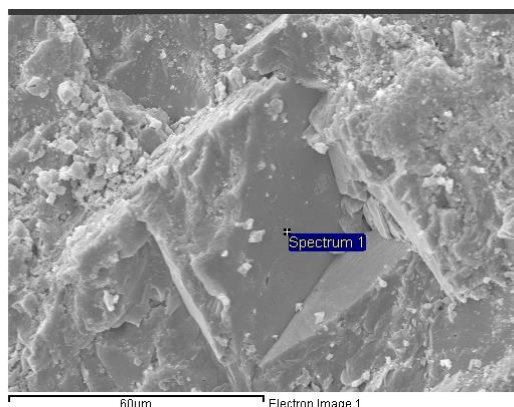


Figura 87. Imagen de electrones secundarios de MEB de la muestra 11.672' del área de interés 2.

Tabla 34. Espectro 2 de composición química.

Elemento	C	O	Mg	Ca	Fe	Total
Peso %	23.59	32.35	11.68	28.53	3.85	100.00

Las figuras 82, 83, 84, 85, 86 y 87 corresponden a dolomitas dentro del núcleo BOR-8 en la Formación Escandalosa, se observa claramente el hábito romboidal de las dolomitas y al observar las composiciones en los espectros realizados dentro de las tablas 29, 30, 31, 32, 33 y 34 se observa que las dolomitas presentan altas concentraciones de calcio en comparación con el magnesio, donde la dolomita ideal está compuesta de 21,73% calcio, 13,18% magnesio, 13,03% carbón y 52,06% oxígeno. Los resultados de los espectros realizados indican que el contenido de calcio en algunos casos hasta llega a triplicar el contenido de magnesio, razón por la cual se establece que se está en presencia de dolomitas cálcicas, las cuales son el motivo del raro teñido malva (característico de calcita baja en hierro) dentro de las dolomitas observadas en sección fina.

CAPÍTULO VI

MODELO SEDIMENTOLÓGICO

Los dos pozos estudiados están ubicados en la cuenca de Barinas a 16,25 Km de distancia, los núcleos estudiados corresponden a 270,33 pies en el pozo LLM-1X, donde fueron muestreados las formaciones Escandalosa (intervalo Miembro “O”) y Navay (Miembro La Morita), mientras que en el pozo BOR-8 los núcleos corresponden a 49 pies de la Formación Escandalosa (intervalo Miembro “O”). Para la interpretación de ambientes, se hizo una interpretación secuencial, donde se identificaron ciclos de cuarto y quinto orden; es decir secuencias y parasecuencias. Esto se hizo durante la descripción y elaboración de la columna sedimentológica, estudiando litologías, presencia de carbonatos (dolomita o calcita), estructuras físicas y orgánicas (identificación de huellas fósiles), de porosidades secundarias, estudio del patrón de apilamiento, ayudados con el registro eléctrico coregamma y gamma ray, entre otros.

La correlación estratigráfica de los dos pozos se hizo con los registros eléctricos, tomando como datum la base del Miembro La Morita, donde según los registros eléctricos y datos de núcleos existen niveles fosfáticos (colocar registros gamma ray de los dos pozos correlacionados, indicando los intervalos con núcleos).

A continuación se describirán las secuencias y parasecuencias analizadas por pozos, la interpretación de ambientes se hizo a partir de la información ambiental descrita en la figura 88.

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

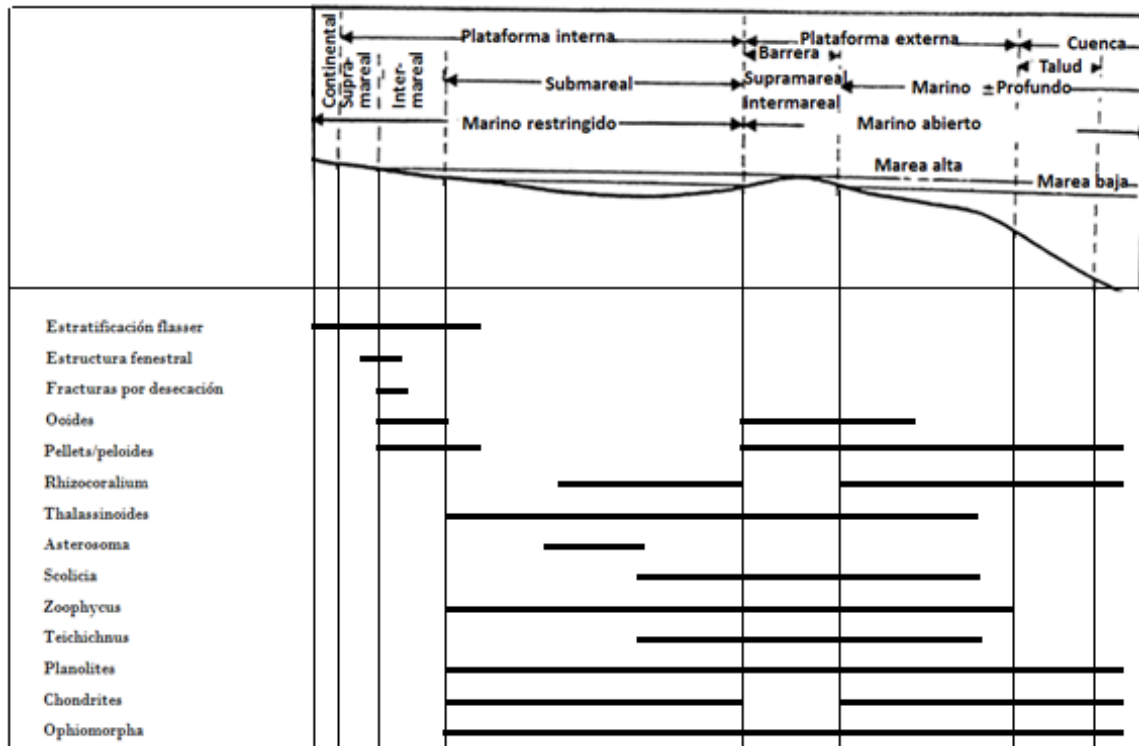


Figura 88. Resumen de los elementos que ayudaron a determinar los ambientes deposicionales de los núcleos estudiados. Modificado del Reeckmann y Friedman, por el presente autor.

6.1. Estratigrafía secuencial del pozo LLM-1X

Se identificaron 6 secuencias dentro del núcleo del pozo LLM-1X, dos de ellas dentro de la Formación Escandalosa (Miembro "O") (Figura 89), y las otras cuatro dentro de la Formación Navay (Miembro La Morita). Para cada una de ellas se determinaron los ambientes de deposición correspondientes.

- Secuencia A: Se compone de 5 parasecuencias enumeradas desde la 1 hasta la 5, va desde la base del núcleo desde la profundidad 12562'4" y llega a la profundidad de 12525'9" en donde se identificó un límite de secuencia en el Intervalo Caliza O de la Formación Escandalosa. Esta primera secuencia se compone de carbonatos de mezcla, areniscas y dolomías. A continuación se

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

describen las diferentes parasecuencias que la componen. Ver Columna Sedimentológica (Anexo 43)

•Parasecuencia 1 (Intervalo 12.562'4'' hasta 12.555'3''): Es una parasecuencia de engrosamiento hacia el tope o positiva, típica de una barrera, con limolita arenosa (LA) en la base, seguida de arenisca aloquímica de grano grueso (AAg) al tope. Presenta huellas de *Scolicia* (ambiente anteplaya inferior o submareal), estratificación flasser y fracturas de desecación de ambiente superficial intermareal, para el conjunto se determinó ambiente submareal medio y al tope por la presencia de anhidrita, disminución de huellas fósiles y la presencia de gran cantidad de fracturas de desecación, que indican que la roca estuvo muy cerca de la superficie, se infiere un ambiente que va submareal baja-media a intermareal de aguas salobres.

•Parasecuencia 2 (Intervalo 12.555'3'' hasta 12.549'6''). Es una parasecuencia de profundización, con arenisca wacka feldespática de grano medio (WAFm) y al tope dolomía aloquímica arenosa de grano grueso (DAAg). Hacia la base presenta huellas de *Scolicia* y *Ophiomorpha* que indican condiciones de ambiente marino, pero la estructura flasser encontrada es de ambientes más superficiales, para justificar este arreglo se presume que se depositó en un ambiente submareal superior a medio. Hacia el tope aumenta la diversidad de huellas fósiles, además de la *Scolicia*, hay también *Asterosoma*, *Thalassinoides*, Planolites y Teichichnus, este aumento en la diversidad se traduce en la transición a un ambiente más marino hacia el tope, interpretándose como submareal medio a bajo. Se interpreta que el ambiente en esta parasecuencia va de submareal superior a medio a bajo.

•Parasecuencia 3 (Intervalo 12.549'6'' hasta 12.540'). Es una parasecuencia de somerización, con lutita en la base (LU) seguida de dolomía aloquímica arenosa de arena fina (DAAf), luego la facies dolomía calcítica aloquímica arenosa de arena gruesa (DCAAg) y dolomía calcítica aloquímica arenosa de arena media (DCAAm)

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

al tope. Hacia la base las huellas fósiles *Scolicia*, *Teichichnus*, *Thalassinoides* y *Asterosoma* indican un ambiente marino, pero la presencia de flasser y fracturas por desecación indican un ambiente de somerización, y se interpreta un ambiente desde submareal medio a alto, en el tope hay estructuras fenestrales y porosidad tipo vug, por lo que se determina que hubo un crecimiento del carbonato en la cuenca y el ambiente pasa a intermareal.

•Parasecuencia 4 (Intervalo 12.540' hasta 12.532'). En la base comienza con una lutita (LU), seguida por una dolomía calcítica aloquímica arenosa de grano fino (DCAAf), que pasa a sedimentos que se interpretaron como de canal de marea (con tendencia de afinamiento hacia el tope), en la base presentan una arenisca dolomítica aloquímica de arena media (ADAm), seguidos por una arena cuarzosa de grano fino (ACf) y en el tope hay limolita arenosa (LA). Se interpretó un ambiente submareal bajo a medio, debido a que se encontró alta diversidad de huellas fósiles como *Scolicia*, *Asterosoma*, *Chondrites*, *Ophomorpha* y *Thalassinoides*, las cuales son propias de ambiente marino, pero la moderada cantidad de grietas de desecación indica también la influencia de un ambiente intermareal.

•Parasecuencia 5 (Intervalo 12.532' a 12.525'9''). Es una parasecuencia compuesta por la facies de Packstone de oolitas (PckO). Se identificó la presencia de abundante ooides de hematita, cementados por dolomita, ankerita y siderita. Se interpretó que las oolitas se generaron en un ambiente intermareal de alta energía, posteriormente esta secuencia fue expuesta a la superficie lo que llevó a la Formación de hematita en una zona subaerea, por encima de la marea alta. Estas acumulaciones de óxido de hierro pueden estar asociadas a reacciones químicas de los minerales de arcilla una vez que estos son depositados, siendo muy comunes en ambientes marinos y están asociados a eventos de condensación y/o transgresivos con escaso aporte de siliciclasticos (Spalletti L; 2009). Como resultado de la presencia de *Scolicia*, *Rhizocorallium* y

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

Asterosoma se presume que esta parte de la secuencia se depositó en la zona intermareal cercada a la zona submareal alta.

- b. Secuencia B: Se presenta al tope del intervalo Miembro “O” de la Formación Escandalosa, comprende las parasecuencias 6, 7, 8, 9 y 10. Esta secuencia se caracteriza por estar compuesta de un conjunto de calizas, y dolomías. Hacia la base se identificó un límite de secuencia, tanto en el registro eléctrico como en los núcleos estudiados. En el registro eléctrico en esta segunda secuencia se observa un cambio drástico en los patrones de las curvas y en el valor de los grados API, disminuyendo estos desde la secuencia anterior en promedio bordeando los 120 °API, ubicándose en esta alrededor de 20 °API, indicando un aumento en el contenido de carbonato para esta segunda secuencia. A continuación se describen las parasecuencias identificadas.

•Parasecuencia 6 (Intervalo 12.525'9'' a 12.514'). Compuesta de una limolita arenosa (LA) en la base, seguida de una arenisca glauconítica suelta de grano medio (AGSm) y la facies de carbonato cristalino de dolomita (CCD) al tope. Se presume que es la parasecuencia depositada en un ambiente más somero de todo el intervalo analizado en este pozo, esto se determina por la gran cantidad de la porosidad tipo móldica y vug encontrada, según Méndez (2009) la porosidad por disolución es característica de ambientes diagenéticos superficiales donde se desarrolla por la disolución de fragmentos esqueléticos cuya mineralogía es principalmente de aragonito, y la porosidad tipo vug se desarrolla como una continuación de esta. Hacia la base de la secuencia la presencia de huellas de *Thalassinoides* indican un ambiente más marino, pero por estar junto con gran cantidad de fracturas por desecación es colocada en un ambiente submareal alto cercano a la zona intermareal de manera de poder justificar que esta roca fue expuesta y se formaron las grietas de desecación. En el tope de la parasecuencia es la zona donde se observa el desarrollo de las porosidades tipo vug y

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

móldica por lo que se determinó que se depositó en la zona intermareal cercana a la zona supramareal.

•Parasecuencia 7 (Intervalo 12.514' a 12.503''). es un ciclo compuesto de packstone de bivalvos (PckB) hacia la base y caliza aloquímica arenosa de grano medio (CAAm) al tope, mostrando un patrón de apilamiento granocreciente hacia el tope ya que los granos de cuarzo en la base son de arena muy fina luego cambian primero a arena fina y luego a arena media en la caliza. La presencia de estructuras fenestrales a lo largo de toda la parasecuencia, junto con la gran cantidad de fracturas de desecación indican un ambiente superficial, pero las huellas de *Thalassinoides* son de ambientes marinos por lo que se puede decir que esta parte de la secuencia se depositó en un ambiente intermareal cercano al submareal alto.

•Parasecuencia 8 (Intervalo 12.503' a 12.488'6''), es un ciclo compuesto de packstone de bivalvos (PckB) a lo largo del segmento, esta parasecuencia se separa de la anterior por un claro quiebre que se observa en el registro eléctrico, en donde pasa abruptamente de estar en unos 10 °API a unos 70 °API. En el núcleo se aprecia un decrecimiento en la granulometría de los escasos granos de cuarzo que tienen las calizas, viene de la parasecuencia anterior con arena media y aquí pasa a arena muy fina, definiendo un descenso en el nivel de energía. Al igual que en la parasecuencia anterior se observan estructuras fenestrales y fracturas de desecación, aunque estas últimas en menor cantidad indicando un ambiente superficial, pero dada la presencia de huellas de *Thalassinoides*, propias de ambientes marinos, se interpretó esta zona de la secuencia en un ambiente intermareal cercano a la zona submareal alta.

•Parasecuencia 9 (Intervalo 12.488'6' a 12.481'6''), es una parasecuencia que hacia la base presenta una serie de huellas fósiles que disminuyen al tope del ciclo, por lo que se infiere que va de más marina hacia base y someriza hacia el tope. En la base es una arenisca calcidolomítica aloquímica de grano muy fino (ACDAmf), aquí se

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

determinó un ambiente submareal medio como se explicó anteriormente por la moderada diversidad de huellas fósiles, pero no puede ser un ambiente tan profundo debido a que también se presentan estructuras fenestrales y grietas de desecación, al tope se presenta la facies packstone de bivalvos (PckB) depositada en un ambiente intermareal, definido así ya que presenta también grietas de desecación.

•Parasecuencia 10 (Intervalo 12.481'6'' a 12.457'6''), en la base comienza con una lutita (LU), continúa con una arenisca dolomítica aloquímica de grano fino (ADAF) y al tope packstone de bivalvos (PckB). Se determinó un ambiente depositacional en la base definido como submareal medio, por la presencia de huellas de *Scolicia*, *Rhizocorallium* y *Chondrites*, que son propios de ambientes bastante marinos, pero sin alejarse mucho de la zona intermareal ya que también contiene estratificación flaser que es propia de ambientes más superficiales. Al tope la gran cantidad de grietas por desecación y estructuras fenestrales, además de la desaparición de las huellas fósiles nombradas anteriormente indican que esta parte de la parasecuencia se depositó en un ambiente intermareal.

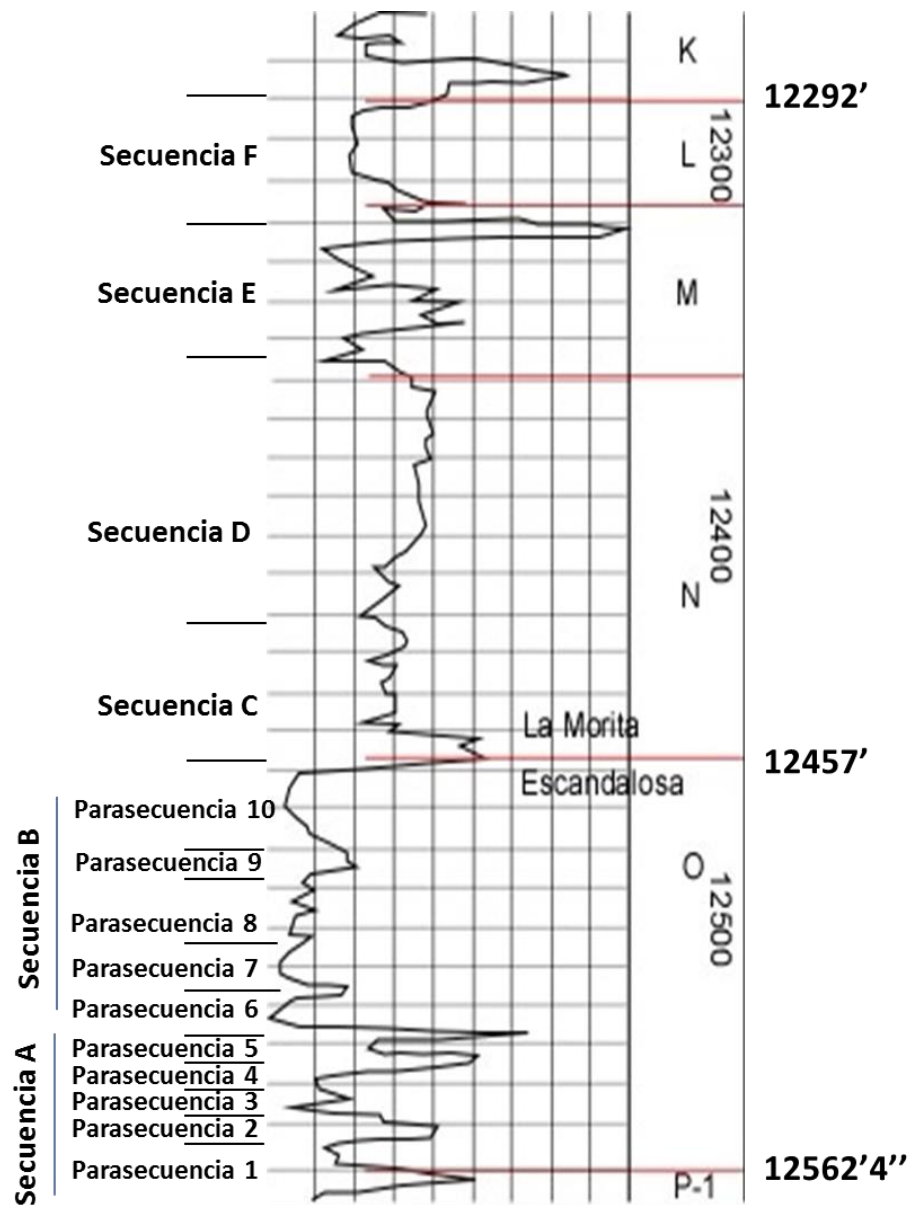


Figura 89. Se observan los intervalos en los cuales se encontraron las distintas parasecuencias dentro de núcleo LLM-1X.

Pozo LLM-1X, Análisis Estratigráfico Miembro La Morita, Formación Navay:

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

Esta unidad estratigráfica se identificó entre las profundidades de 12.457'6" y 11.647', donde se compone mayormente de lutitas intercaladas con limolitas fosfáticas y algunas calizas. En la base de la misma se ubicó un límite de secuencia que la separa de la parasecuencia 10, correspondiente a los carbonatos subyacentes. Dado que este trabajo de tesis está focalizado principalmente en los carbonatos de la Formación Escandalosa, no se estudió esta unidad en profundidad, sin embargo se hizo una descripción sedimentológica de la columna y se analizaron dos secciones finas, identificándose de forma general las secuencias que la conforman.

Se recomienda para profundizar este análisis secuencial en el futuro realizar estudios bioestratigráficos, con análisis de cantidad de especies y biofacies, para establecer con más exactitud los límites de secuencias y superficies estratigráficas de interés.

A continuación se hará la descripción de las secuencias identificadas:

- c. Secuencia C (Intervalo 12.457'6"- 12.422): Compuesta en la base por arenisca calcárea de grano medio (ACm) y limolitas calcáreas (LC), al tope formada por wackestone de foraminíferos (WckF) intercalado con lutitas calcáreas (LuC). La poca diferenciación que existe entre los tipos de facies impide afirmar el patrón de apilamiento, y el registro eléctrico muestra gran variación de un pie a otro, donde aumenta y disminuye consecutivamente, pasando aproximadamente de 80 °API a 140 °API a lo largo de toda la secuencia. Dentro de esta se analizó la muestra 31 (12.343'), identificándose (con el apoyo técnico el ingeniero Gilberto Soto) foraminíferos planctónicos y bentónicos, observándose una alta relación P/B (planctónico/bentónico), es decir hay abundantes cantidades de planctónicos, identificándose el

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

foraminífero bentónico “*Gavelinella sp.*” el cual es propio de un ambiente de plataforma externa – talud, de condiciones posiblemente anóxicas,

- d. Secuencia D: Intervalo (12.422’ a 12.350’), caracterizada por lutitas bastante friables, de color gris azulado, con gran cantidad de fracturas horizontales, paralelas. En la base presenta un intervalo de lutita (Lu) que suprayace a las lutitas calcáreas (LuC) de la Secuencia C infrayacente. Es una secuencia bastante homogénea lo que impide definir parasecuencias dentro del núcleo en este intervalo, en el registro coregamma se comporta como una secuencia de afinamiento, ya que los valores del registro hacia la base toman valores de 100 °API y hacia el tope se sitúan aproximadamente en 180 °API.

- e. Secuencia E: (Intervalo 12.350’ hasta 12.322’), en esta secuencia aparecen la facies de Wackestone de foraminíferos (WckF) intercalada con Lutitas calcáreas (LuC) y limolitas calcáreas (LC) con niveles de abundantes nódulos de fosfatos y lutitas calcáreas con laminación ondulada. De todas las secuencias identificadas dentro del Miembro La Morita, esta es la que toma menores valores en °API llegando a los 40°, lo que indica que estos valores pueden estar influenciados por el gran contenido de fosfatos, cuya respuesta en registros eléctricos se observa en el aumento del uranio. Dentro de esta en los registros eléctricos se identifican 2 parasecuencias de engrosamiento, la primera desde 12.350’ a 12.338’ y la segunda desde 12.336’ hasta 12.322’, en esta última profundidad se aprecia un incremento abrupto del uranio, el mayor observado en todo el coregamma. En la muestra 32 (12.331’) se identificaron entre los foraminíferos bentónicos la “*Bolivina sp.*” y la “*Bulimina sp.*” y abundante cantidad de bentónicos, dichos fósiles son ambos ubicados en un ambiente de plataforma a talud.

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

- f. Secuencia F: (Intervalo 12.322' hasta 12.292), en esta secuencia aparecen de nuevo las lutitas (Lu) friables color gris azulado, muy fracturadas horizontalmente, que no presentan reacción al HCL. Es la última parasecuencia identificada dentro del núcleo LLM-1X. El registro eléctrico muestra una zona con poca variación en grados API, donde alcanza valores de aproximadamente 60 °API, esto debido a la presencia de nódulos de fosfatos dentro de las lutitas friables.

6.2. Estratigrafía secuencial del pozo BOR-8

De este pozo se describieron solamente 51 pies de núcleos (intervalo descrito 11698'-11.647'), de los cuales hay intervalos faltantes y no está completo el intervalo Miembro "O" estudiado (no se identificó ni tope ni base de este), no se pudo estudiar bien la secuencia por lo que solo se estudiaron las parasecuencias (Figura 91).

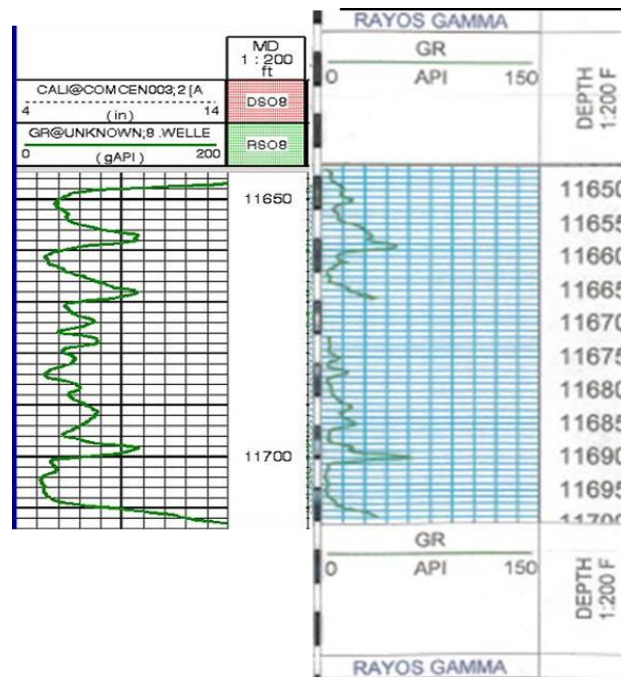


Figura 90. Pozo BOR-8, obsérvese que el intervalo con muestras de núcleos no se cortó completo el intervalo Caliza O, ya que faltan base y tope del mismo.

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

A continuación se hace una descripción de las parasecuencias identificadas.

- Parasecuencia 1 (Intervalo 11.698' a 11.690'3''), comienza con una arenisca calcárea de grano medio (ACm) en la base, seguida por arenisca glauconítica suelta de grano medio (AGSm), luego una dolomía aloquímica arenosa de grano medio (DAAm) que es seguida por la facies dolomía aloquímica arenosa de grano grueso (DAAg) y después en contacto transicional se deposita la facies dolomía aloquímica de grano fino (DAAf). En la base hay huellas de *Scolicia* que indica un ambiente submareal bajo, hacia el tope de esta parasecuencia hay porosidad móldica, tipo vug y grietas de desecación propias de un ambiente superficial por lo cual se determina que la deposición de esta zona del núcleo fue en un ambiente intermareal a submareal bajo.
- Parasecuencia 2 (Intervalo 11.690'3'' hasta 11.672'), se interpretó en esta una variación progresiva del nivel de energía en la cuenca; ya que el ciclo está compuesto hacia la base por intercalaciones de limolita calcárea (LC) y dolomía aloquímica arenosa de grano fino (DAAf), al tope sobre las intercalaciones descritas hay una lutita (Lu) indicando un descenso en la energía, y sobre esta se observa la facies DAAf en contacto transicional con la facies dolomía aloquímica arenosa de grano medio (DAAm) y finalmente un carbonato cristalino de dolomita que indica una profundización por la desaparición del cuarzo en esta facies. En este intervalo predominan las porosidades tipo vug (oquedad) y por disolución móldica en donde antes había aparentemente algún mineral que al disolverse deja el molde vacío generando porosidad, así como fracturas por desecación lo que indica que el ambiente deposicional es intermareal.

Intervalo Faltante: 11.672'-11.665'8 (Figura 90).

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

- Parasecuencia 3 (Intervalo 11.665' a 11.658'7''), no se pudo identificar el límite inferior, dado que no se tomaron las muestras de núcleos (intervalo faltante), este ciclo se identifica claramente en el registro eléctrico ya que pasa de estar en aproximadamente 110 °API en la parasecuencia anterior a estar en 30 °API y luego vuelve a estar en 110 °API de nuevo. Está compuesta de una facies de dolomía aloquímica arenosa de grano muy fino (DAAmf) la cual presenta pequeñas cantidades de porosidad móldica y tipo vug así como fracturas por desecación lo que coloca este ciclo en la zona intermareal, la presencia de la traza fósil *Thalassinoides* indicaría que va desde la parte más cercana de la zona submareal superior a la zona intermareal.
- Parasecuencia 4 (Intervalo 11.658'7'' hasta 11.647'), se encuentra en contacto abrupto con la parasecuencia infrayacente a través de una brecha, comienza con una intercalación de lutitas (LU) con limolitas arenosas (LA) y hacia el tope se observa una facies de dolomía aloquímica arenosa de grano fino (DAAf), con una lutita calcárea (LUA) intercalada en 11657'. En esta parte del núcleo se observó porosidad móldica, tipo vug y fracturas por desecación, además de porosidad fenestral lo que coloca a esta parasecuencia en un ambiente intermareal.

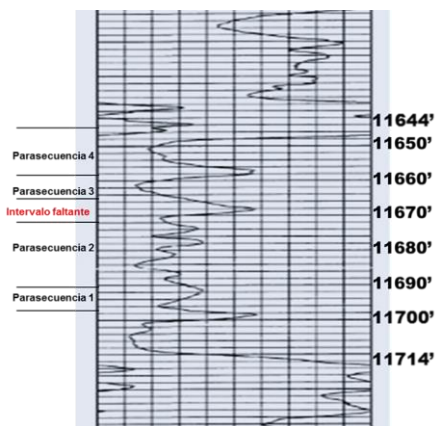


Figura 91. Distintas parasecuencias determinadas dentro del núcleo BOR-8.

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

6.3. Determinación de edades

Para determinar las edades dentro de las formaciones estudiadas se tomaron en cuenta los foraminíferos (planctónicos) identificados dentro de la Formación Navay (Tabla 35). La muestra 31 (12.343') obtenida de la base de Navay, de acuerdo a los organismos descritos aquí, se define una edad entre Turoniense tardío a Coniaciense, mientras que para la muestra 32 (12.331'), ubicada al tope de Navay se tiene una edad menor de entre Turoniense tardío a Campaniense.

Tabla 35. Foraminíferos (planctónicos) identificados dentro de la Formación Navay, cuenca de Barinas.

Muestra	Foraminífero	Edad
31	<i>Heterohelix reussi</i>	Cenomaniense tardío–Campaniense temprano
	<i>Hedbergella delrioensis</i>	Albiense – Coniaciense
	<i>Hedbergella planispira</i>	Albiense – Campaniense temprano
	<i>Dicarinella cf. primitiva</i>	Turoniense tardío – Coniaciense
	<i>Hastigerinoides watersi</i>	Turoniense tardío – Santoniense
	<i>Whiteinella spp.</i>	Cenomaniense tardío – Santoniense
32	<i>Whiteinella cf. baltica</i>	Cenomaniense tardío – Santoniense
	<i>Hedbergella planispira</i>	Albiense – Campaniense temprano
	<i>Globigerinelloides bolli</i>	Turoniense tardío – Campaniense

Para la determinación de la edad depositacional de la Formación Escandalosa, se realiza una correlación con la Formación Navay (Figura 92), y se sugiere un período depositacional anterior o dentro del Cenomaniense, además se usa la información obtenida del estudio del núcleo LLM-2X (ver anexo 40), donde igualmente a partir de la correlación con la Formación Navay, se asignó una edad anterior o dentro del Turoniense para la Formación Escandalosa.

6.3.1. Correlación estratigráfica

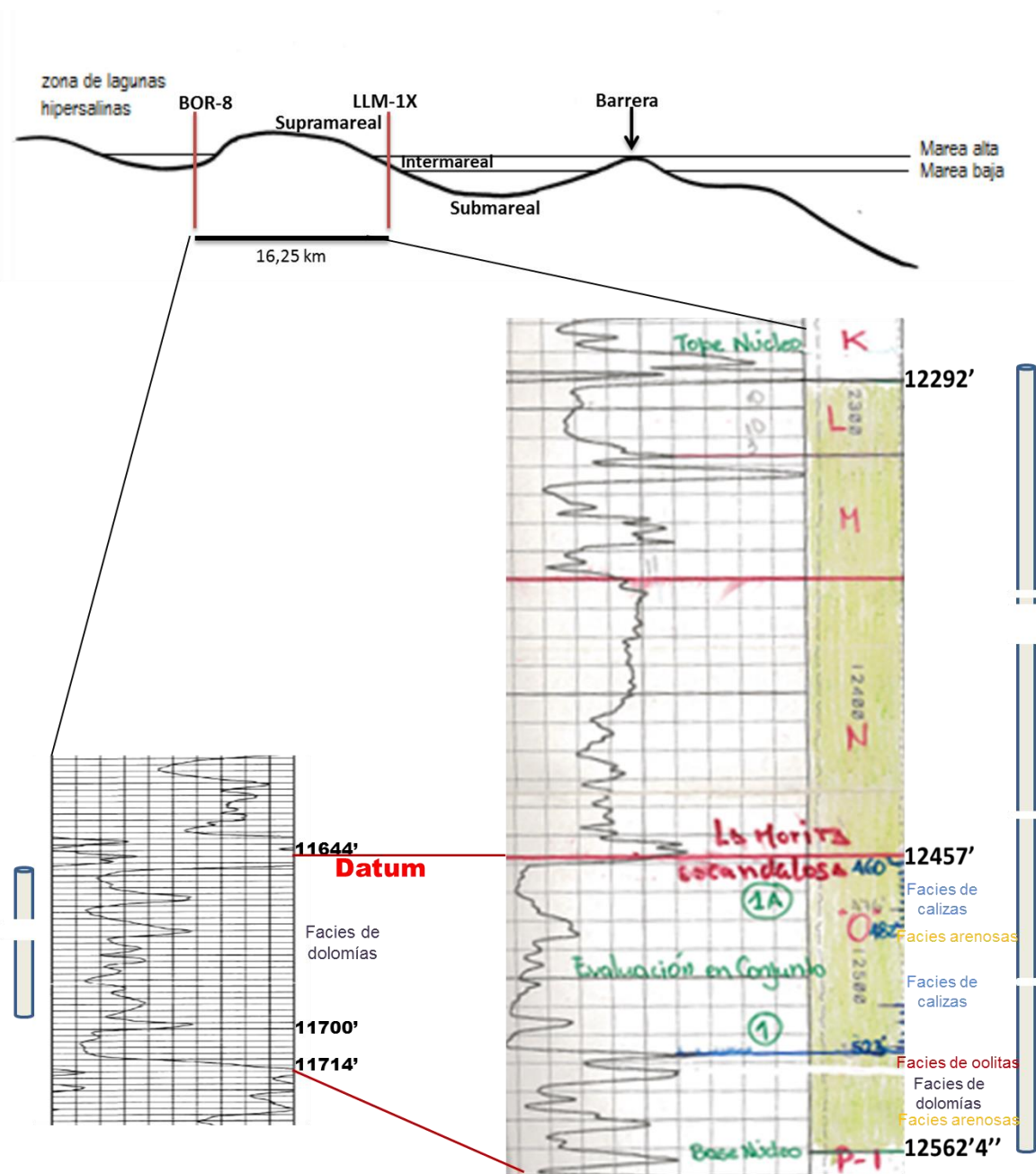


Figura 92. Correlación entre el pozo BOR-8 a la izquierda y el pozo LLM-1X a la derecha, los cuales se encuentran a 16,25 km de distancia. Los cilindros a los lados de los registros indican los intervalos con núcleo.

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

Se realizó la correlación entre los dos núcleos estudiados, en la cual se tomó como datum el contacto entre la Formación Escandalosa y la Formación Navay, donde en el pozo LLM-1X es a 12.292' y en el BOR-8 en 11.644'. Con la correlación se puede observar también que a medida que se iban depositando dentro de lagunas hipersalinas hacia el continente dolomitas observadas en el núcleo del Campo Borburata, se iban depositando en una zona más cercana al mar epicontinental de cretácico, en primer lugar facies arenosas, luego facies dolomíticas, más tarde facies de oolitas, facies de calizas, de nuevo facies arenosas y finalmente facies de calizas, esto se explicará más adelante dentro de este capítulo.

6.4. Interpretación ambiental

En base al estudio detallado de los núcleos BOR-8 y LLM-1X se estableció para ambos pozos el ambiente depositacional para el Miembro "O" de la Formación Escandalosa y el Miembro La Morita de la Formación Navay.

6.4.1. Formación Escandalosa

Los dos pozos estudiados están ubicados a 16,25 Km de distancia, y la Formación Escandalosa en ambos casos se depositó en la plataforma interna y ambiente costero, en el caso del pozo BOR-8 se depositó en un ambiente más cercano al continente, dentro de lagunas hipersalinas, restringidas, donde se produjeron constantes aumentos y descensos del nivel del agua dentro de las lagunas, por lo que se encontraron evidencias de un ambiente intermareal a submareal bajo (Figura 93). Identificando el ambiente más profundo en la base, donde las huellas fósiles identificadas fueron *Thalassinoides* y *Scolicia*, Además contiene abundante cantidad de dolomita con porosidad, vug, móldica, microporosidad intercrystalina, con estructuras fenestrales y grietas de desecación.

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

En el pozo LLM-1X se depositó en un ambiente con mayor influencia marina más hacia la plataforma interna, el ambiente varía desde ambiente intermareal de aguas salobres, submareal bajo, medio y alto, identificado con los icnofósiles *Asterossoma*, *Scolicia*, *Thalassinoides*, *Teichichnus*, *Planolites*, *Rhizocoralium* y *Chondrites*. Los carbonatos son en su mayoría calizas al tope y dolomías hacia la base, además. Hay glauconita, fosfatos, siderita, hematita, pirita, etc.

Dado que los sedimentos analizados corresponden a carbonatos de mezcla, se analizó también el origen de esta mezcla, se consultó el artículo de Mount, (1984), quien explica en la sedimentación de los carbonatos hay dos controles elementales, el primero es la geotectónica, ya que controla el aporte siliciclástico, como es bien sabido, a mayor aporte menor precipitación carbonática, además de determinar la topografía de la región interior y el drenaje fluvial. El segundo factor importante es el clima, y estos dos juntos controlan la otra variable importante, el nivel del mar. Este autor explica 4 formas a partir de las cuales se pueden generar los carbonatos de mezcla:

- Mezcla puntual: transferencia de sedimentos entre ambientes de contraste depositacional.
- Mezcla de facies: la mezcla de sedimentos ocurre a lo largo de los contactos difusos entre facies contrastantes.
- Mezcla in situ: la mezcla ocurre a través de la generación autóctona de material carbonático con sedimentos siliciclásticos.
- Mezcla de fuentes: la erosión de terrenos de fuente carbonática levantados, con otros de fuente de siliciclásticos.

A partir de las evidencias encontradas en los núcleos se puede decir que los carbonatos de mezcla observados se formaron a partir de una mezcla puntual, por efecto de los ríos y el viento que transportó el material siliciclástico a la cuenca donde se estaban generando los carbonatos.

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

En los intervalos estudiados pertenecientes a la Formación Escandalosa se observan distintas estructuras sedimentarias tales como, laminaciones onduladas de arcilla, estratificación planar y paralela, estructuras fenestrales, ooides, grietas de desecación, porosidad móldica y vug, siendo todas estas típicas de ambientes con retrabajo de partículas carbonáticas producto de las mareas. Huellas fósiles como *Scolicia*, *Rhizocoralium*, *Chondrites Thalassinooides*, *Ophiomorpha*, *Teichichnus*, *Zoophycus* y *Asterosoma*, las cuales son de la Ichnofacies *Cruziana*, depositadas en ambientes que van desde la zona submareal superior a la zona submareal inferior.

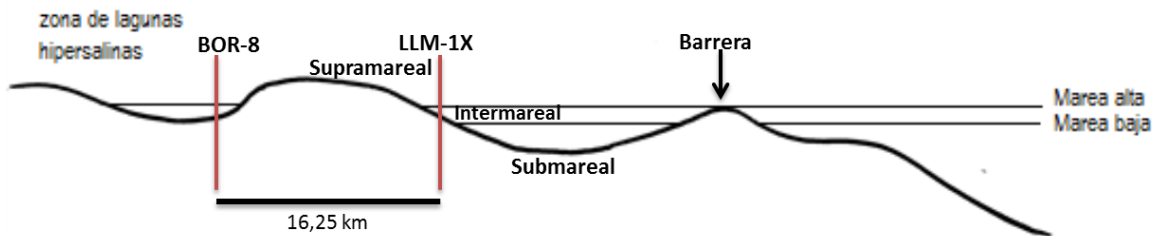


Figura 93. Ambiente de deposición del Miembro O de la Formación Escandalosa en los pozos LLM-X y BOR-8.

Los eventos depositacionales se pueden resumir entonces:

En el caso del pozo BOR-8 es un ambiente más continental, de lagunas evaporíticas de aguas hipersalinas donde la tasa de evaporación es alta y permitió la generación de dolomitas y de anhidrita, la baja sumersión a la que se formaron estas rocas dio paso a que se expusieran formando así porosidad tipo móldica y vug.

En el caso del núcleo LLM-1X en primer lugar la facies de areniscas, depositadas en las lagunas por efecto de transporte fluvial, esto evidenciado en el pobre escogimiento

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

de los granos de cuarzo, donde varía desde granos tamaño arena grueso a arena fina, propio de ambiente fluviales.

Más tarde se produce un leve descenso del nivel del mar, la alta evaporación hace que se formen las lagunas hipersalinas, y aquí se forman las facies de dolomitas, formadas a partir de micrita de aragonito, lo que explica el bajo contenido de magnesio dentro de las dolomitas.

Se produce ahora un leve aumento del nivel del mar y se forman las oolitas, en un ambiente ligeramente submareal o entre la marea alta y la baja. Hay un leve descenso del nivel del mar y se dolomitiza la micrita y aquí el contenido de magnesio aumenta. Continúa el descenso del mar y se forma la porosidad tipo vug en la zona meteórica por encima de la marea alta.

Vuelve a subir el nivel del mar y en los ambientes hipersalinos no hay tanta evaporación y disminuye la formación de dolomita y comienza la formación de calizas con alto contenido de organismos marinos.

La aparición de areniscas en el tope de la Formación Escandalosa, bien escogidas, tamaño arena fina, indica una depositación en un ambiente eólico, donde zonas cercanas de dunas, aportaron el material siliciclástico que fue transportado por el viento y depositado en la cuenca.

6.4.2. Formación Navay Miembro La Morita

Se identificó solamente en el pozo LLM-1X, y por los foraminíferos presentes en dos muestras analizadas: “*Gavelinella sp.*”, “*Bolivina sp.*” y “*Bulimina sp.*”, se le asigna al Miembro La Morita un ambiente depositacional que va de plataforma externa a talud. En las cuatro (4) secuencias analizadas este se caracteriza por la presencia de lutitas con foraminíferos, limolitas fosfáticas y calizas.

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

Este intervalo se deposita después de un evento transgresivo y profundización de la cuenca, que hace que se pase de los depósitos de plataforma interna de carbonatos donde se deposita el Miembro “O” de la Formación Escandalosa, a la plataforma externa donde se depositan las lutitas, limolitas fosfáticas y calizas del Miembro Navay (Figura 94).

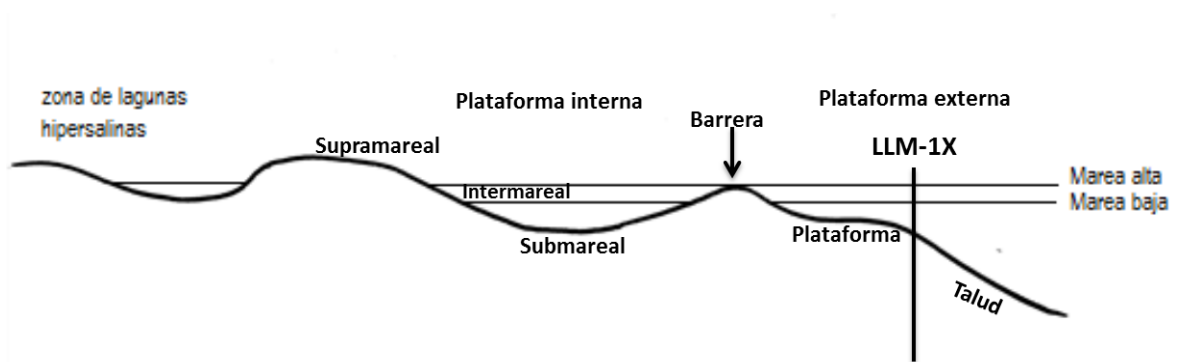


Figura 94. Ambiente de deposición del Miembro La Morita, Formación Navay en el pozo LLM-X, interpretada por la presencia de los foraminíferos “Gavelinella sp.”, “Bolivina sp.” y “Bulimina sp.”.

Tipo de plataforma donde se deposita el miembro O, Formación Escandalosa

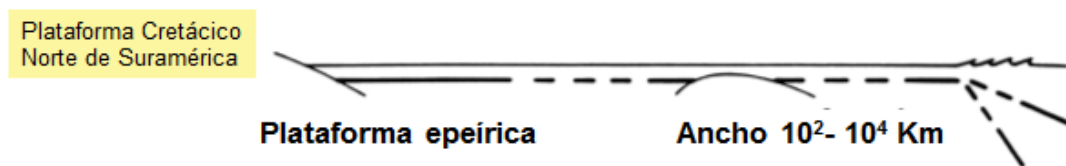


Figura 95. Tipo de plataforma descrita para la cuenca de Barinas.

En la geotectónica del emplazamiento en la deposición de la sedimentación carbonatada, se reconocen cinco categorías principales de plataforma carbonatada:

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

plataforma anular, rampa, plataforma epeírica, plataforma aislada y plataforma sumergida (Tucker, 2009).

Para el Cretácico cuando se depositan los sedimentos de Escandalosa-Navay en el área Norte Oeste de Venezuela se desarrolla un margen tipo pasivo con una plataforma epeírica. Según Tucker (2009) estas son áreas cratónicas muy extensas (100-10000 km), bastante planas, cubiertas por un mar poco profundo. Hacia el océano una plataforma epeírica puede estar unida por un borde que tiene una cuesta ligera (pseudo rampa), o fuerte (pseudo plataforma (shelf). El borde podría ser anillado por arrecifes de barrera y bajios de arena caliza. Sin embargo el borde no es un rasgo específico de la plataforma epeírica que tiene su propio juego particular de condiciones de depositación. En su mayoría las plataformas epeíricas están dominadas por facies someras submareales- intermareales de baja energía y son típico los ciclos somero-ascendente de la llanura de marea, las profundidades son menores a 10 metros (Figura 95).

6.5. Formaciones Escandalosa y Navay como reservorio y roca madre.

Estudios previos de geoquímica realizados a las formaciones dentro del núcleo LLM-1X concluyó que tanto la Formación Navay como la Formación Escandalosa son térmicamente maduras. Sin embargo, a pesar de la buena calidad de la materia orgánica que se observa en algunas muestras (amorfa marina fluorescente), la cantidad de la misma, permiten clasificarlas como rocas con pobres características para la generación de hidrocarburos líquidos en cantidades comerciales.

Además de esto, las porosidades observadas a los largo de Escandalosa por procesos diagenéticos, que es el tipo de porosidad que se espera propicia para que el yacimiento de la Formación Escandalosa sea explotable comercialmente, se observó muy escasa debido a que la dolomitización probablemente fue muy lenta, y otra

Capítulo VI: Modelo sedimentológico

posibilidad de desarrollar buenas porosidades por fracturamiento se reduce al observar que las fracturas se presentaban cementadas, además de eso dentro de los análisis de microscopía electrónica no se aprecia buena conexión entre poros.

CAPÍTULO VII

SUMARIO, CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

7.1. Sumario

Dentro del pozo BOR-8 las facies fueron es su totalidad de Dolomías, mientras que en el núcleo LLM-1X se identificaron facies de areniscas, dolomías, oolitas, calizas y areniscas calcáreas.

Se observaron procesos de agregación a lo largo de todo el intervalo dentro de ambos núcleos estudiados, evidenciado por la presencia de los pellets y peloides que en su mayoría están glauconitizados.

La bioerosión se observa en los restos de moluscos, los cuales están fosfatizados, en tres muestras, una en la base, y dos al tope, del BOR-8 y una muestra del núcleo LLM-1X hacia la base del mismo. La Formación de envoltorios micríticos se aprecia con claridad dentro de las muestras de la Formación Navay en el núcleo LLM-1X, donde la gran cantidad de micrita presente, se observa rodeando todos los foraminíferos.

Con los análisis de difracción de rayos X se determinó que la mayoría de las facies estaba compuesta de dolomitas, y dentro de las facies de oolitas se tiene una mezcla de hematita, dolomita, siderita y ankerita.

Con la microscopía electrónica de barrido se pudo observar la baja porosidad dentro de la roca, se identificaron una serie de minerales y estructuras como las oolitas, se

Capítulo VII: Sumario, conclusiones y recomendaciones

identificaron las dolomitas y se pudo observar que las mismas presentaban altas cantidades de calcio y pocas concentraciones de magnesio.

Al realizar la calibración de los registros del núcleo LLM-1X se observó que el desfase entre ambos registros es de solo 1 pie al tope, mientras que en la base no hay evidencia de un desfase. Dentro del BOR-8 se observa hacia el tope un desfase de un pie y hacia la base presenta un error de 8 pies. Esta diferencia de desfase es debido a la falta de información proveniente de las secciones de los núcleos que no se pudieron recuperar.

7.2. Conclusiones

Se describieron los núcleos BOR-8 y LLM-1X, dentro de los que se encontraba la Formación Escandalosa y la Formación Navay en el campo Las Lomas, así como las secciones finas con lo que se determinó que:

Aun cuando se observaron gran cantidad de bioturbaciones en la descripción del núcleo LLM-1X, solo se apreció rastros de esta actividad biológica, correspondiente a lo que son los *Thalassinoides* en la zona central del intervalo.

La cementación actuó con mayor auge dentro de Las Lomas, hacia el tope, predominando en las muestras 24 (12511'11''), 25 (12510'6'') y 27 (12495'4''), donde se observó cemento syntaxial, microespato y radial, otras muestras dentro de este pozo evidenciaron cemento syntaxial, espato, pseudoespato y microespato en menores cantidades. Dentro del BOR-8 predomina el cemento syntaxial en cantidades menores al 3%.

Capítulo VII: Sumario, conclusiones y recomendaciones

Otro proceso de cementación que se observó en casi el 100% de las muestras estudiadas fue el recubrimiento del carbonato alrededor de los cristales de cuarzo, donde se observaba el mineral de alta birrefringencia envolviendo cristales de cuarzo.

La mayor compactación a lo largo del núcleo LLM-1X se halla hacia el tope dentro de las facies carbonáticas, evidenciado por la aparición masiva de estilolitas, las cuales están relacionadas con los eventos de presión-disolución. Dentro de las areniscas la compactación es intermedia, esto se determina al observar los contactos entre areniscas, que son en su mayoría longitudinales, y en menores proporciones tangenciales y cóncavo-convexas.

Solo se observó neomorfismo hacia el tope de la Formación Escandalosa en el pozo LLM-1X, en dos muestras neomorfismo homoaxial y en otras tres inversión homoaxial y heteroaxial.

En la mayoría de las facies se observaron procesos de disolución, principalmente dentro de los fragmentos de moluscos, pellets y peloides, en algunas partes en las facies dolomíticas, dentro de los cristales de dolomita, se aprecia que éstas sufrieron procesos de disolución, aun cuando es difícil que estos procesos se generen en las dolomitas por su elevada densidad.

La porosidad intercrystalina se encontró dentro de las muestras se observó principalmente dentro del pozo Borburata, y en la muestra 23 (12516'6'') del núcleo LLM-1X. En otras zonas se pudo confundir la porosidad intercrystalina con la generada por disolución, debido a que el contenido de silicicláticos que en algunas facies opacaba la zona de los poros.

Capítulo VII: Sumario, conclusiones y recomendaciones

Se observa porosidad por disolución no selectiva en las muestras: 1 (11.652'10''), 3 (11.664'2''), 5 (11.679'6''), 7 (11.693'), 21 (12.530'6''), 23 (12.516'6''), 25 (12.510'6'') y 26 (12.506'10''). Esto es indicativo de que la roca ha pasado por varias etapas diagenéticas, y las altas presiones pueden generar fracturas a través de la cual es removido todo tipo de material atravesado por la misma. Las mayores porosidades se observaron en la sección fina número 9 (11.696'3''), 19 (12.536'4''), 20 (12.533'6'') y 23 (12.516'6'').

Las dolomitas son de tipo diagenéticas, de diagénesis temprana. La dolomitización rápida e intensa crea dentro de la roca una porosidad de un 12- 13%, cosa que no se observa en las facies estudiadas, lo que determina que las dolomías se formaron muy lentamente lo que hizo que la porosidad sea muy escasa dentro de las rocas.

La glauconitización va de la mano con la agregación, debido a que los pellets y peloides, a excepción de una sola muestra, se observaban compuestos de glauconita.

La piritización se observó claramente en muestra de núcleo, donde la pirita rellenaba moldes de Pelecípodos, este proceso predomina en el pozo del Campo Borburata, y se observa en Las Lomas en la zona central donde hay mayor porosidad.

La fosfatización se observó a lo largo de todo el intervalo de ambos núcleos, donde los fragmentos de moluscos, que originalmente fueron de aragonito, ahora se presentaban compuestos de fosfatos. En el Miembro La Morita de Navay los fosfatos son primarios, formados por corrientes de surgencia.

Con los análisis químicos realizada a través de Espectroscopía de Plasma ICP-OES, se pudo observar la variación en profundidad de los elementos químicos dentro de los dos núcleos y más importante se pudo comprobar que las facies, en efecto

Capítulo VII: Sumario, conclusiones y recomendaciones

presentaban bajas concentraciones de magnesio en contraste con el contenido de calcio.

Se cree que el extraño teñido dentro de las dolomitas de las secciones finas, color malva, propio de calcita pobre en hierro, se debe a la baja concentración de magnesio y alto contenido de calcio dentro de las dolomitas, ya que casi en su totalidad, el carbonato del cual se deriva la dolomita por diagénesis, estaba formado por aragonito, el cual tiene muy poco magnesio dentro de su composición química. De acuerdo al análisis de las muestras prácticamente no hay presencia de fósiles calcáreos de aragonito (bivalvos, Gasterópodos, algas verdes, etc.) en las facies de dolomitas, por lo tanto se puede indicar que la mayoría del aragonito se deriva de un precipitado químico e inorgánico (a partir de la micrita), clasificando a las dolomitas como dolomitas cálcicas.

Para la calibración entre la columna y el registro gamma ray el intervalo con núcleo dentro del pozo LLM-1X, se observó en la base, donde las facies son en primer lugar areniscas y dolomías arenosas la tendencia se fija en 120 °API, los aumentos en los valores de °API se reflejan debido a los niveles de limolitas-lutitas dentro de esta sección del núcleo. Dentro de las facies de oolitas la respuesta del registro tiende a ser similar a la sección anterior más profunda, pero sin observarse un contacto entre ellas, esto debido a que en estas zonas donde no se observa el contacto, corresponden a lutitas- limolitas dentro de la columna estratigráfica, que rodean las facies de Packstones de oolitas de hematita.

A 12523' disminuye drásticamente el patrón de curvatura, y es donde comienzan las facies de calizas, marcando alrededor de 20 °API, con disminuciones a aproximadamente 12480' en donde comienzan a aparecer de nuevo facies arenosas.

Capítulo VII: Sumario, conclusiones y recomendaciones

A los 12457' el registro fluctúa drásticamente, desde 20 °API en las calizas y pasa a estar entre 140 a 180 °API, lo que corresponde al inicio de la Formación Navay. Lo que se puede encontrar aquí son facies de Wackestone de foraminíferos intercaladas con limolitas arenosas y lutitas friables, además de esto el registro se encuentra afectado por la gran cantidad de niveles fosfáticos, propios del Miembro La Morita.

Para el registro del BOR-8 la homogeneidad de las facies, que en este caso son dolomías aloquímicas arenosas con variación en los tamaños de las arenas y el porcentaje de las mismas, esto sitúa la mayoría de los patrones de curvatura a los 20 °API, con un ligero aumento hacia la zona central donde pasa a 40 °API, y corresponde en la columna estratigráfica a una disminución en el contenido de siliciclásticos dentro del núcleo.

En la realización del análisis secuencial se identificaron dentro del núcleo BOR-8 cuatro parasecuencias, dentro del pozo LLM-1X seis secuencias y diez parasecuencias, las primeras cinco dentro de la primera secuencia, de la seis a la diez se encuentran dentro de la segunda secuencia, las mismas correspondientes a leves aumentos y decesos del nivel del mar, se identificó una transgresión a 12457'6'' dentro del núcleo LLM-1X, en el paso de la Formación Escandalosa Miembro "O" a la Formación Navay, Miembro La Morita.

Se realizó la correlación tomando como Datum el contacto entre las formaciones Escandalosa y Navay, donde en el pozo LLM-1X es a 12292' y en el BOR-8 en 11644', observando un intervalo para la Formación Escandalosa en el BOR-8 mucho menor que en el núcleo LLM-1X.

Para la Formación Navay se define una edad entre Turoniense tardío a Campaniense y para la determinación de la edad depositacional de la Formación Escandalosa, se

Capítulo VII: Sumario, conclusiones y recomendaciones

realiza una correlación con la Formación Navay y se sugiere un período depositacional anterior o dentro del Turoniense.

Como es bien sabido, la depositación clástica inhibe la Formación de carbonatos, por eso el estudio de los carbonatos de mezcla es tan importante. Se presume que en el caso de los carbonatos de la Formación Escandalosa provienen de una mezcla de facies, de granos de cuarzo transportados a la cuenca tanto eólicamente como a través de medios fluviales.

Para el Cretácico cuando se depositan los sedimentos de las formaciones Escandalosa-Navay en el área Norte Oeste de Venezuela se desarrolla un margen tipo pasivo con una plataforma epeírica.

Los dos pozos estudiados están ubicados a 16,25 Km de distancia, y el Miembro “O” en ambos casos se depositó en la plataforma interna y ambiente costero, dentro del pozo BOR-8 se depositó en un ambiente más cercano al continente, dentro de lagunas hipersalinas, restringidas, donde se produjeron constantes aumentos y descensos del nivel del agua dentro de las lagunas, por lo que se encontraron evidencias de un ambiente intermareal a submareal bajo. La sección de la Formación Escandalosa observada en el núcleo LLM-1X se depositó en un ambiente intermareal cercano a la zona submareal.

Por los foraminíferos presentes en las muestras analizadas se le asigna al Miembro La Morita un ambiente depositacional que va de plataforma externa a talud, se deposita después de un evento transgresivo y profundización de la cuenca, que hace que se pase de los depósitos de plataforma interna de carbonatos donde se deposita el Miembro O de la Formación Escandalosa, a la plataforma externa donde se depositan las lutitas, limolitas fosfáticas y calizas del Miembro Navay.

Estudios previos de geoquímica realizados a las formaciones dentro del núcleo LLM-1X concluyó que la cantidad de la misma, permiten clasificarlas como rocas con pobres características para la generación de hidrocarburos líquidos en cantidades comerciales. Además de esto, las porosidades observadas a lo largo de la Formación Escandalosa por procesos diagenéticos, se observó muy escasa y no se aprecia buena conexión entre dichos poros y las fracturas se observaban cementadas de igual manera reduciendo probabilidades de que exista buena porosidad.

7.3. Recomendaciones

Se recomienda realizar estudios de los pozos cercanos para poder extender el modelo a lo largo de toda la cuenca.

Se recomienda para profundizar este análisis secuencial en el futuro realizar estudios bioestratigráficos de la Formación Navay, con análisis de cantidad de especies y biofacies, para establecer con más exactitud los límites de secuencias y superficies estratigráficas de interés.

CAPÍTULO VIII

BIBLIOGRAFÍA

- Andrade, H. (2001). Interpretación sísmica estructural 3D en la Cuenca Barinas-Apure, Edo. Barinas Tesis UCV.
- Aquino, R., De Guerra, C., Helenes, J., De Monroy, Z., Callejón, A. y Zorrilla, O., (1994), Estudio Sedimentológico, Bioestratigráfico y Geoquímico del Núcleo Torunos-1X, Campo Torunos, Estado Barinas. Corpoven, S.A. Reporte Interno.
- Aquino, R., De Guerra, C. y Boujana, M., (1995), Facies Costera de una Plataforma Carbonática Cretácica: El Miembro O de la Formación Escandalosa, Sedimentología, Diagénesis, Bioestratigrafía y Análisis Secuencial en Núcleos de la Cuenca de Barinas. IX Congreso Latinoamericano de Geología Caracas.
- Aquino, R., (1996) Carbonatic Shelf: The O Member of Escandalosa Formation, Western Venezuela, South America, Publicado en 17TH Regional African European Meeting of Sedimentology, Sfax, Túnez.
- Aquino, R., & Boujana, M. (1996) The Dolomitized O Limestone in the Barinas Basin: A Hydrocarbon Reservoir in Carbonates Rocks, Publicado en la II AAPG/SVG International Congress and Exhibition, Caracas.

Capítulo VIII: Bibliografía

- Aquino, R., Kupez, J., Hernández, E., Prieto, M., Salazar, R., Figueroa, L., García, E. (1997). Sedimentological Study of Cores and Correlation with Well Logs, O, Limestone, Barinas, Basin, Venezuela, publicado en Dallas, EEUU, AAPG.
- Aquino, R., Kupez, J., Hernández, E., Prieto, M., Salazar, R., Figueroa, L., García, E. (1997). Influencia de los Procesos Sedimentarios y Diagenéticos en la Calidad como Roca Reservorio del Intervalo O, Formación Escandalosa, Área de Barinas, Subcuenca de Venezuela, publicado en Cartagena de Indias, Colombia en el VI Simposio Bolivariano de Cuencas Subandinas.
- Audemard, F. (1991) Tectonics of Western Venezuela. Tesis. Rice University. Houston, TX, EEUU. 245 pp.
- Betancourt, K. (2006) Evaluación regional de las unidades estratigráficas que conforman el sistema petrolero de Barinas norte y el flanco surandino Barinas (rocas, yacimientos, sellos y distribución de hidrocarburos). Facultad de ingeniería. Universidad central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- De Toni, Loureiro, B., Márquez, C., Colleta, B., (1995). Eventos y estilos tectónicos en la cuenca de Barinas-Apure. Sociedad Venezolana de Geólogo, Caracas, V Simposio Bolivariano, 311-313.
- Discepola, p., Chacón, A., Superlano, M., Guerrero, E., Navas, C. y Contreras, J. (2013) Informe integrado de sedimentología y bioestratigrafía, pozo LLM-2X (localización Las Lomas AX) estado Barinas. Informe interno PDVSA. La Concepción, Venezuela.

Capítulo VIII: Bibliografía

- Escalona, N (1988), Petrología Sedimentaria del Miembro O, Formación Escandalosa Pozos SMW-14 y SMW-21, Campos Maporal y Silván, Estado Barinas, CORPOVEN S.A. Reporte Interno.
- Fajardo, L. (2008) Geología y geoquímica de las dolomías del Miembro O de la Formación Escandalosa de la cuenca de Barinas, Venezuela. Núcleo del pozo BOR 12X. Facultad de ingeniería. Universidad central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Escalona, N (1989), Paragénesis y Modelo diagenético del Miembro O de la Formación Escandalosa, Pozos SMW-14 y SNW-21, Campos Maporal y Silván, Estado Barinas. Corpoven S.A. Reporte Interno.
- Fierro, S. I., (1977). Geología de la región Barinas-Mucuñuque-Pedraza. *II Cong. Latinoam. Geol.*, Caracas. 3: 1743-1763.
- Fierro, S. I., (1977). Geología de la región de Caparo, estados Barinas y Mérida. *II Cong. Latinoam. Geol.*, Caracas. 3: 1765-1767.
- Figueroa, L., Gil, E., Daal, E., Peraza, H., (1994). Análisis estructural-estratigráfico del área de Barinas norte (Cuenca de Barinas) y su importancia en la exploración de hidrocarburos. Sociedad Venezolana de Geólogos, Caracas, V Simposio Bolivariano.
- Figueroa, L., Aquino, R, Kupecz, J., Hernández, E., Prieto, M., Salazar, R., Pérez, M., Vargas, Y., Bueno, J., Zorrilla, J., Guaregua, R., Villasana, J., (1998), Caracterización Sedimentológica y Petrofísica de la Caliza O, Formación Escandalosa- Cuenca Barinas. Informe Interno de CORPOVEN, S.A.

Capítulo VIII: Bibliografía

- Ford, R. y J. J. H. T. Houbolt, (1963). Las microfacies del Cretáceo de Venezuela occidental. *Internat. Sed. Petrog. Serv.*, 6: 67, 109 lám.; E. J. Brill, (Leiden), Holanda. Resumen (1966) en: *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról.*, Bol. Inform., 6(5): 151.
- Gaenslen, G., (1962). A discussion of the Cretaceous stratigraphy of the southwest Barinas mountain front. *Asoc. Venez. Geol., Min., Pet.*, Bol. Inf., 5(3): 65-74.
- Gallardo, Moreno y Ruggiero (1997) Informe técnico: Evaluación geoquímica del pozo Las Lomas 1X. Reporte interno de PDVSA-INTEVEP. Los Teques, Miranda, Venezuela.
- González de Juana, C., Iturralde, C., & Picard, X., (1980). Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Edic. Foninvés, Caracas. 2 Vols., 1031 p.
- Helenes, J.; C. de Guerra y J. Vásquez, (1994). Estratigrafía por secuencias del Cretáceo superior en el subsuelo del área de Barinas. (Upper Cretaceous stratigraphy in the subsurface at Barinas). Mem., *IV Simp. Bolívar*, "Exploración petrolera en las cuencas subandinas", Pto. La Cruz, 29-38 p.
- Heybroek, (1953). Geological report on the mountain range west of block "B" (eastern rim of the Cordillera Oriental, Táchira-Apure, western Venezuela. *Informe Interno*, Shell. 59 p.
- Kiser, G. D., (1961). Review of the cretaceous stratigraphy of the southwest Barinas mountain front. *Asoc. Venez. Geol., Min., Pet.*, Bol. Inf., 4(2): 335-359.

Capítulo VIII: Bibliografía

- Kiser, G. D., (1989). Relaciones estratigráficas de la Cuenca Apure/Llanos con áreas adyacentes, Venezuela Suroeste y Colombia Oriental, *Soc. Venez. Geol.*, (1): 76.
- Kiser, G. D., (1997). Comentarios enviados al CIEN, *Comite Interfilial de Estratigrafía y Nomenclatura de PDVSA*.
- Lugo, J. (1991). Cretaceous to neogene tectonic control on sedimentation: Maracaibo basin, Venezuela. Tesis de la Universidad de Texas, Grado académico Ph. D., 238.
- Méndez, J. (2002) Caracterización sedimentológica del Miembro “O” en el área de Borburata, Barinas. Reporte interno PDVSA. Caracas, Venezuela
- Mendez, J. (2007). Carbonatos. Origen y sedimentación. Universidad central de Venezuela. Caracas. 270 p.
- Monroy, Z. de y A. W. Van Erve, (1987). Revisión palinológica preliminar del Cretáceo y Terciario de Apure (Venezuela suroccidental). Corpoven S. A., Informe Inédito.
- Moya, E.; J. Abud; J. Hernández y N. Gil, (1989). Estudio geológico de los yacimientos del Campo Guafita, Distrito Páez, Estado Apure. *VII Cong. Geol. Venez.*, Barquisimeto, Edo. Lara. 4: 1655-1680.
- Müller, J., E. Di Giacomo y A. W. van Erve, (1985). A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of northern South America. VI Congreso Geológico Venezolano, Memoria Tomo II, 1041-1079.

Capítulo VIII: Bibliografía

- Núñez, D. (2005) Modelado gravimétrico y magnético de un perfil oeste – este a lo largo del paralelo 9°N en la cuenca Barinas-Apure. Universidad Simón Bolívar. Sartenejas, Venezuela.
- Ostos, M., (1990). Evolución tectónica del margen Sur-Caribe del Caribe basado en datos geoquímicos. *Geos*, Caracas, (30): 1-294.
- PDVSA –Intevep (1997). “III Léxico Estratigráfico de Venezuela (LEV III)” disponible en www.pdv.com/lexico, actualizado en abril de 2005.
- Pierce, G. R., (1960). Geología de la cuenca de Barinas. *III Cong. Geol. Venez.*, Caracas, 1959, Mem., 1: 214-276.
- Renz, O., (1959). Estratigrafía del cretáceo en Venezuela occidental. *Bol. Geol.*, Caracas, 5(10): 3-48.
- Renz, H. H. (1962). Stratigraphy and paleontology of the type section of the Santa Ana Group and overlying Merecure Group, Río querecual, State of Anzoátegui, northeastern Venezuela. *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról.*, Bol. Inform., 5(4): 89-108.
- Rodríguez, T. (2005). Generación de mapas de orientación e intensidad de fracturas usando datos sísmicos multicomponentes de onda convertida al nivel de las formaciones Gobernador y el Miembro "O" de la Formación Escandalosa, campo Borburata, estado Barinas. Facultad de ingeniería. Universidad central de Venezuela. Caracas, Venezuela.

Capítulo VIII: Bibliografía

- Rodríguez, I. (2008). Características geológicas y geoquímicas de las dolomías presentes en los núcleos MPN-1X y OBI-3X del Miembro O de la Formación Escandalosa, cuenca Barinas-Apure, Venezuela. Facultad de ciencias. Universidad central de Venezuela. Caracas, Venezuela.
- Ruiz, R. (2011). Caracterización litológica mediante la inversión elástica de datos sísmicos de los miembros "O" y "P" de la Formación Escandalosa, campo Borburata, cuenca Barinas-Apure. Facultad de ingeniería. Universidad central de Venezuela.
- Sociedad Venezolana de Ingenieros de Petróleo, (1963). Aspectos de la industria petrolera en Venezuela. *I Congr. Venez. Geol., Min., y Petr.*, Caracas, 850 p.
- SPALLETI L. A. (2009) “Sedimentitas Ferruginosas”; Universidad Nacional de laPlata. Buenos Aires – Argentina.
- Tarbuck, E. y Lutgens, F. (2000). Ciencias de la tierra, una introducción a la Geología Física. Editorial Prentice Hall. Madrid, España, 560 p.
- Tucker, M. y Wright, V. (2009). Sedimentología de carbonatos. Publicaciones Blackwell Scientific. Oxford, Londres, 538 p.
- Useche, A., (1977). Geología de las regiones de San Crsitóbal-Río Uribante-Río Caparo, estados Táchira, Barinas y Apure. *II Cong. Latinoam. Geol.*, Caracas, 3: 1769-1771.
- Useche, A., (1977). Geología de la región de La Azulita, Estado Mérida. *II Cong. Latinoam. Geol.*, Caracas, 3: 1773-1783.

Capítulo VIII: Bibliografía

- Yoris, F. y M. Ostos (1997). WEC: Evaluación de Pozos, Capítulo 1: Geología de Venezuela. Schlumberger, pp 44.
- Zapata E., (1983) Manual de petrografía y diagénesis de rocas carbonáticas, revista GEOS N° 28. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas, Venezuela, 320 p.

CAPÍTULO IX

APÉNDICE

Conceptos relacionados con el presente trabajo extraídos de Méndez (2009):

Componentes de los carbonatos

Los carbonatos constituyen los sedimentos y rocas sedimentarias más abundantes después de los clásticos terrígenos. Los carbonatos se forman fundamentalmente por procesos químicos, bioquímicos y biológicos, en contraste con los sedimentos y rocas de origen terrígeno, los cuales se originan esencialmente por procesos de meteorización y erosión de otras rocas preexistentes. La casi totalidad de los carbonatos de forma en el medio marino

Granos No Esqueletales

Son aquellos derivados principalmente por mecanismos físico-químicos, y en los cuales la precipitación inorgánica, la segmentación, la energía de la corriente, etc., son mecanismos de Formación. Muchos granos no esqueletales poseen componentes biogénicos que pueden constituir el núcleo de los ooides o contribuir eficazmente a la Formación de los granos, como ocurre en los casos de los oncolitos, donde el desarrollo de las algas verde-azules, constituyen la estructura laminar periférica. Otro caso específico es el de los estromatolitos, los cuales desarrollan importantes estructuras sedimentarias donde los procesos bioquímicos y físico-químico se interconectan. Tanto los oncolitos como los estromatolitos se están incluyendo entre los granos o elementos no esqueletales, ya que, aun cuando los procesos biogénicos

son tanto, o más importantes que los físicos, no desarrollan estructuras esqueléticas propiamente dichas.

Ooides

Los ooides son cuerpos esféricos a elipsoidales que poseen una estructura radial o con una o más láminas concéntricas regulares, generalmente alrededor de un núcleo el cual puede ser una partícula de carbonato, fragmento esquelético, cuarzo, etc. Un sedimento compuesto de ooides se denomina oolita. La mayor parte de los ooides poseen un diámetro que fluctúa entre 0.2 y 0.5 mm, aun cuando este diámetro es generalmente exclusivo hasta 2 mm. Cuando los granos son mayores de 2 mm, se pueden usar el término genético de pisolita. La laminación de los ooides tiende a acentuar la redondez del grano. Los ooides de ambiente marinos se forman generalmente en aguas agitadas y muy someras, donde constantemente son movidos como olas de arenas, dunas y ondulaciones, por la variación de las mareas, tormentas y oleaje. Sin embargo actualmente se conoce que ciertos tipos de ooides se pueden formar en zonas parcialmente protegidas y con oleajes moderados. En las Bahamas los ooides se forman en zonas parcialmente protegidas por el eje externo de la plataforma. En el Golfo Pérsico se forma en las bocas de los deltas de marea. En áreas muy protegidas como ambientes de lagunas internas, en las pequeñas fosas situadas entre las barras de oolitas, etc., se forman ooides radiales. Algunos ooides presentan un arreglo desordenado (ni radial ni cortical). Otros pueden poseer un arreglo radial y cortical. La mayor parte de los ooides que se forman en ambientes marinos están compuestos por aragonito (las laminaciones se desarrollan en torno al núcleo). En la bahía de Baffin en Texas, los ooides están compuestos de calcita Mg y aragonito (Land et al. 1979). También se forman en ambientes no marinos y transicionales: lagunas, lagos, ríos, llanuras de marea, lagunas hipersalinas, etc.

El origen de los ooides no es del todo conocido. Se estima que diversos mecanismos pueden estar involucrados; a) Precipitación inorgánica en aguas sobresaturadas con

respecto al CaCO_3 , en combinación con incrementos en la temperatura y agitación de las aguas (lo cual incidiría en la precipitación del aragonito) b) Un origen bioquímico derivado de la acción de un recubrimiento orgánico (algas verde-azules?) que permite la Formación del ooide. C) La acción bacteriana dentro de la materia orgánica que va recubriendo al ooide en Formación puede crear micro-ambientes de alto pH y precipitar inorgánicamente el aragonito. Esta teoría podría ser válida para ooides formados en aguas no muy agitadas. En ambientes de agua muy agitadas, la precipitación inorgánica por sobresaturación, incremento de la temperatura, etc., es muy razonable. En los ooides de mineralogía de aragonito las estructuras laminares se desarrollan en base a un arreglo tangencial de los cristales con respecto al núcleo. En los ooides de calcita Mg el arreglo es radial en torno al núcleo. Esto mismo ocurre con los ooides antiguos cuya mineralogía original de aragonito ha cambiado a calcita con bajo Mg en una fábrica radial, aun cuando se conserve la estructura laminar. En base a las observaciones efectuadas en ooides de ambientes modernos se obtienen algunas conclusiones importantes.

- 1.- El tamaño (diámetro) de los ooides varía frecuentemente entre 0.2 y 1 mm. Son muy comunes entre 2,0 y 0,5mm, pero ocasionalmente pueden llegar hasta los 2mm.
- 2.- El escogimiento es de pobre a regular, ocasionalmente bueno.
- 3.- Se forman preferentemente en ambientes de más o menos 2m de profundidad, aun cuando pueden llegar a formarse hasta 10 y 15m de profundidad.
- 4.- Los ooides pueden ser de estructura radial, tangencial, o desordenada. Algunos pueden tener una combinación de tangencial y radial.
- 5.- Los ooides de estructura tangencial son de aragonito. Los de estructura radial, pueden ser de aragonito, calcita Mg, o calcita.

Pisolitas

Son ooides cuyo diámetro es superior a los 2 mm. Los conceptos emitidos para los ooides son válidos para las pisolitas, haciendo la salvedad en cuanto a la diferencia del tamaño. Las pisolitas, siempre formadas por carbonato de calcio se van

desarrollando como concreciones de calcita. Pueden tener una fábrica radial o concéntrica, reemplazando a sedimentos preexistentes. Algunas pisolitas parecen originarse por medio de procesos bioquímicos con incrustación de algas. Se encuentran en ambientes no marinos como lagos, cuevas, ambientes de salinas, etc. Pisolita es el término para una caliza constituida por pisoides.

Peloides y Pellets

Son granos esféricos, cilíndricos o granulares, los cuales no poseen estructura interna diferenciable y están compuesto por carbonato microcristalino. La mayor parte de los peloides se encuentran en el rango de 0.1-0.5 mm de diámetro, aun cuando pueden llegar a tener varios mm. Generalmente son bien redondeados, ovalados o esféricos. Generalmente son uniformes en tamaño, cuando menos los de un mismo depósito. La mayor parte de los peloides son de origen fecal y se denominan pellets. Los peloides de origen fecal generalmente presentan un buen escogimiento. Algunos peloides pueden representar proceso de agregación de partículas muy finas. Los peloides que se encuentran en los sedimentos recientes generalmente poseen diámetros inferiores a 1 mm. Peloides derivados de crustáceo *Callianassa* pueden tener hasta 10 mm. Los peloides fecales se pueden derivar de Gasterópodos, Pelecípodos, braquiópodos, crustáceo, ostrácodos, equinodermos, tunicatos, etc. En Los ambientes recientes pueden ser un constituyente importante y dominante en las zonas someras por debajo y entre mareas, en niveles de baja energía. Aun cuando la mayor parte de los peloides son de origen fecal (son los más importantes), en grado menor se pueden derivar:

- 1.- Peloides de algas, formados por recubrimiento o incrustaciones de algas verdes-azules, y de bioclastos de algas verdes, rojas y verdes-azules, después de ser horadados y retrabajados.
- 2.- Pseudopeloides, derivados del proceso de acrecentamiento de barro calcáreo.
- 3.- Agregados de peloides, que como lo indica su nombre, se forma por agregados de partículas, o por micritización de bioclastos.

Litoclastos

Generalmente comprenden fragmentos de granos de carbonatos (esqueletales u inorgánicos) o fragmentos de calizas sin diferenciar. También comprenden granos de clásticos, principalmente cuarzo. Cuando los litoclastos son horadados de áreas externas a la cuenca depositacional se denominan extraclastos. Cuando pertenecen a la misma cuenta son intraclastos. Algunos autores denominan como litoclastos a los granos cuarzo, feldespatos o fragmentos de rocas.

Agregados

Los agregados consisten de partículas o fragmentos de carbonatos cementados conjuntamente por un cemento microcristalino o reunidos por una matriz de micrita, generalmente rica en materia orgánica. Las partículas o fragmentos pueden estar cementados entre sí por aragonito o calcita. Illing (1954) denominó a estos fragmentos “Lumps”. Milliman (1974), los denomina lumps, cuando las partículas o fragmentos están micritizados. Los agregados no presentan sinos de erosión en los bordes que aglutinan partículas.

Grapestone

Formas de agregados típicos de las Bahamas. Los grapestone se forman por la cementación de aragonito de varias partículas entre sí (mayores de 1mm). La Formación de este tipo de agregados, puede estar en algunos casos, relacionado con el desarrollo de algas verdes-azules y el recubrimiento de materia orgánica. También se les denomina como bahamitas, lumps y agregados.

Intraclastos y Extraclastos

Los intraclastos son similares a los agregados pero presentan indicios de erosión en los bordes. Son fragmentos de diversos tamaños pertenecientes a sedimentos

Capítulo IX: Apéndice

litificados penecontemporáneos o rocas rígidas (del ambiente deposicional) que se han fragmentado, pero siempre perteneciendo a la cuenca interna. También se puede denominar granos detríticos. Los extraclastos son fragmentos de caliza o minerales ajenos a la sedimentación de la cuenca y transportados a ésta desde áreas cercanas.

Oncoides y oncolitos

Granos irregulares (nódulos globulares) de carbonato entre 0.05 a más de 100mm., derivados de mecanismos biogénicos o de sedimentación, alrededor de fragmentos de conchas, partículas, etc. Puede haber diversos tipos de oncoides u oncolitos en relación a su origen: oncoides algales, oncoides zoogénicos (foraminíferos, algas, etc.), oncoides micríticos. Los oncoides consisten de material fino (micrita) que se va depositando y cementando en torno a un grano, o de estructuras de algas, desarrolladas concéntricamente en torno a un núcleo. Difieren de los ooides por su forma irregular, ausencia de orientación en los cristales y el escogimiento es en general pobre.

Estromatolitos

Los estromatolitos pueden formar grandes cuerpos de estructuras laminadas, con características de domos, hemiesferoides verticales, como columnas o simplemente como enrollamientos esferoidales, formadas por el desarrollo y actividad de las cianobacterias (algas verde-azules). El crecimiento y desarrollo de las algas o cianobacterias filamentosas atrapan los sedimentos finos adyacentes y el calcio precipitado inorgánicamente. El desarrollo de los estromatolitos, es por tanto, una relación dinámica entre la Formación de alfombras de algas verde-azules o cianobacterias, y la precipitación y entrapamiento de CaCO_3 . Los estromatolitos son estructuras laminadas formada por la acción de aglutinación, entrapamiento y litificación de comunidades microbiales (Awramik, 1984; Gimsburg, 1991; Macintyre et al., 2000).

Capítulo IX: Apéndice

Los Estromatolitos pueden representar formas diferentes dependiendo del ambiente de Formación. Generalmente se forman en los ambientes sobre y entre las mareas como estructuras laminares y ocasionalmente en forma de domos (intramareas e inframareas). Los mejores desarrollos laminares se encuentran en los ambientes supramareales y son comunes en los ambientes recientes dispuestos como alfombras de algas o “algal mat” generalmente en las llanuras de marea.

Moluscos

- Todas las clases de contienen especies que secretan carbonato de calcio.
- bivalvos, Gasterópodos, escafópodos, cefalópodos y chitones.
- La mayoría de los bivalvos están compuestos de aragonito, por lo tanto su estructura interna no se preservará.
- Los gasteropodos son comunes en ambientes marinos someros, pero algunas especies se pueden encontrar en aguas salobres.
- La mayoría son bentónicos.
- Algunos bivalvos como las ostras pueden formar estructuras y montículos similares a arrecifes.
- Otros como las ostras están compuestos de calcita con bajo Mg, con lo cual sus características texturales generales se conservan.

Foraminíferos

Son animales unicelulares o acelulares. La mayoría secreta una cubierta mineral.

Los foraminíferos bentónicos

- Compuestos por calcita y calcita Mg,
- Los modernos son abundantes en las zonas de laguna detrás del arrecife y en zonas neríticas someras

Los foraminíferos planctónicos

Capítulo IX: Apéndice

- se componen por calcita
- Por ser organismos flotadores, presentan una distribución muy amplia en todas las edades
- En general son circulares a subcirculares con cámaras

Crustáceos

- Artrópodos que presentan un cuerpo bilateral, segmentado simétricamente, con un esqueleto duro.
- Cirrípedos o percebes
- Son enteramente marinos, adheridos al subsuelo por un cemento que secretan. Abundan en aguas muy someras, costas rocosas de alta energía.

Ostrácodos

Pequeños crustáceos en forma de bivalvo, son marinos o de aguas dulces, sus conchas están compuestas de calcita.

Arqueociátidos

- Se encuentran durante el cámbrico temprano y medio.
- Presentan una afinidad biológica con las esponjas
- Vivían adheridos al fondo marino, filtrando el agua
- Se encuentran siempre en posición de crecimiento, adheridos entre sí

Estromatoporoideos

Se encuentran en forma de colonias de decenas de centímetros en tamaño con capas irregulares en forma de hojas.

Capítulo IX: Apéndice

Equinodermos

En los sedimentos de carbonato modernos se encuentran desde las zonas intermareales hasta las áreas profundas del talud exterior.

Están compuestas de calcita con alto contenido de magnesio.

Briozoarios

Organismos coloniales sésiles anheridos al sustrato. Las colonias varían desde 1mm a 1m, están compuestas por calcita magnesiánica.

Anélidos

Son gusanos segmentados. Son organismos horadadores y algunos forman tubos donde viven. Por su rol de horadadores pueden contribuir a reconocer hiatus o niveles de regresión marina.

Esponjas

Uno de los organismos multicelulares más primitivos. Se dividen en silíceas y calcáreas. Las esponjas silíceas han sido contribuyentes importantes con las espículas silíceas. Las esponjas calcáreas están formadas por calcita Mg y aragonito.

Celenterados

Tienen el cuerpo radialmente simétrico. Actinias, hidras, corales, medusas, anémonas y pólipos. La mayoría son marinos, coloniales y algunos son solitarios. Los corales grandes constructores arrecifales.

Radiolarios

Son protozoarios planctónicos marinos con una capsula central con espículas. Su presencia es rara en calizas pelágicas, ya que el ambiente químico es muy alcalino.

Capítulo IX: Apéndice

Diatomeas

Son algas microscópicas unicelulares. Algunas son bentónicas y otras planctónicas. Poseen un caparazón externo formado por sílice. Los grandes depósitos de diatomeas se acumulan en grandes latitudes.

Algas calcáreas

- Algas verdes
- Dasycladaceae
- Codiaceae
- Charofita
- Algas rojas
- Algas verde-Azules
- Algas planctónicas

Micrita

La micrita es un término descriptivo con el cual se designa al material de grano muy fino o microcristalino calcáreo con un diámetro inferior a 4 micras. La micrita puede estar en forma consolidada (el término real) o no consolidada como “ooze”, lodo calcáreo de origen químico, mecánico, biológico, bioquímico, o físico-químico. En términos generales, la micrita es utilizada para designar la matriz de grano fino en rocas carbonáticas. En los trabajos de campo y descripción manual de rocas, un alto predominio de micrita se utiliza para designar el tamaño de la micrita.

Cementos

Los cementos en los sedimentos de carbonatos se desarrollan en los espacios vacíos o bordeando a un fragmento esquelético o de origen inorgánico como el ooide. Los cementos pueden ser de calcita con bajo Mg, aragonito o calcita Mg,

dependiendo del ambiente diagenético en el cual se originan. Los cementos como la esparita (calcita con bajo Mg) formada por precipitación directa y no por neomormismo de otro mineral de carbonato preexistente, es un elemento fundamental en las clasificaciones texturales de rocas carbonáticas.

Granos, partículas y residuos insolubles

Generalmente los carbonatos presentan arenas, limos y arcillas de origen terrígeno y cuando el contenido es relativamente importante. Los carbonatos desarrollados en las plataformas y rampas contienen cantidades variables de constituyentes de origen terrígeno, principalmente en las facies relacionadas con la línea de costa. Con climas húmedos y mayor influjo de clásticos terrígenos, estos sedimentos avanzarán sobre la costa haciendo retroceder a los sedimentos de carbonatos. Con climas secos y un flujo escaso de sedimentos terrígenos, los carbonatos tendrán menos “impurezas” y avanzarán sobre las costas en dirección del continente.

Entre los que se puede denominar como “residuo insolubles” se incluye las arcillas terrígenas, granos de cuarzo cristalino, feldespato, fragmentos de roca (principalmente chert), glauconita, fosfatos, pirita, etc. Se indican como residuos insolubles, puesto que no se disuelven con HCl.

Diagénesis

Cementos y litificación

La precipitación de cementos y litificación en el medio marino se origina en un número limitado de ambientes, los cuales se pueden resumir de la siguiente manera:

1. Aguas cálidas sobresaturadas

2. Flujos activos de aguas sobresaturadas en la interface agua sedimento, promovido por fuertes corrientes y la acción de las mareas.
3. Buena permeabilidad en el sedimento para que se origine un flujo continuo del agua.
4. Un substrato estable combinado con una tasa de sedimentación lenta con lo cual los granos están expuestos al flujo de agua por un período prolongado de tiempo.
5. Actividad fotosintética de los organismos, los cuales localmente pueden elevar el pH a más de 9, por la disminución del dióxido de carbono.
6. Turbulencia y calentamiento del agua activando la desgasificación del CO₂.
7. La actividad microbial, bacteriana y de cianobacterias, la cual origina cementos, litificación moldes y estructuras. Los depósitos microbiales marinos indican un rango amplio de composición mineral (calcita con bajo Mg, alto Mg y aragonito) con microestructuras (microesparita, cementos en forma de bastones y agujas), mesoestructuras

Ambientes carbonáticos

La gran mayoría de los sedimentos de carbonatos están relacionados con el medio marino. Esto incluye los ambientes sedimentarios propiamente marinos y los ambientes transicionales, cuyo origen se deriva de la acción de las mareas, corrientes, etc. Los depósitos más importantes los podemos considerar como arrecifes y plataformas y una buena parte de estos se encuentran en el mar caribe. Los ambientes marinos actuales se pueden dividir de acuerdo a criterios morfológicos, topográficos, oceanográficos y biológicos. Estos ambientes comprenden las zonas costeras, neríticas y oceánicas con sus respectivas divisiones. En el pasado geológico los mares de aguas someras penetraron activamente en el interior de los cratones continentales formando los mares epíricos o epicontinentales, desarrollando una sedimentación

activa de carbonatos y evaporitas principalmente en el paleozoico y mesozoico. Los ambientes marinos comprenden las siguientes zonas:

1. Supralitoral, eulitoral y sublitoral, que corresponden en la plataforma hasta los 200 metros de profundidad. Esto corresponde a la zona nerítica.
2. Desde los 200 hasta los 2000 m aproximadamente de profundidad, representando la zona batial, se encuentra el talud proximal, distal y parte de las cuencas oceánicas receptoras de facies de turbiditas profundas, así como de depósitos de sedimentos pelágicos.
3. A partir de los 2000 m de profundidad (depende de la configuración de la cuenca) se encuentra la zona abisal y áreas de la cuenca profunda o sedimentos pelágicos. Para la sedimentación de carbonatos, esta zona está limitada por la profundidad de compensación de los carbonatos (entre 4000 y 5000 m para la calcita). La zona abisal generalmente se ubica hasta los 6000 m de profundidad, a partir de la cual, en las zonas más profundas se conoce como zona hadal.

Dolomitización

Es la conversión de minerales de CaCO_3 en dolomitas $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, debido al reemplazo del Ca por el Mg en el enrejado cristalino, por la Formación directa del $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ debido a soluciones ricas en Mg con respecto al Ca en combinación con factores físico-químicos. Determinadas consideraciones cinéticas, bajo los parámetros anteriores y en ciertas condiciones de baja o alta salinidad, favorecen la dolomitización en determinadas termodinámicas y cinéticas que son combinadas, puede favorecer la dolomitización en determinados ambientes:

- 1.- Ambiente de salinidad variable, pero que respecto a los parámetros cinéticos y termodinámicos existe saturación con respecto a la dolomita (zona de mezcla de agua meteórica/agua de mar, ambientes inframareales someros de salinidad normal a hipersalina, ambientes supramareales hipersalinos, ambientes esquizoalinos).
- 2.- Ambientes alcalinos (procesos de reducción o fermentación por acción bacterial, aguas subterráneas alcalinas).
- 3.- Ambientes con temperaturas mayores de 50°C (ambientes del subsuelo o con la presencia de aguas hidrotermales).

El reemplazo difiere del neomorfismo en que el mineral original de carbonato es reemplazo por un mineral de composición química diferente. El reemplazo de carbonato de calcio (CaCO_3) por dolomita $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, es una de las áreas de estudio más importante y comunes, principalmente dentro del campo de la sedimentología, geoquímica y geología del petróleo.

Porosidad en carbonatos

Clasificación de Choquette y Pray para porosidades

La clasificación establece las etapas en las que se originan las porosidades, las cuales comprenden la pre-depositación, depositación y post-depositación, así como los términos de porosidad en función de porosidades primarias y secundarias. Igualmente, establece una duración relativa de las etapas de Formación de las porosidades. Finalmente, en relación al carácter genético de la clasificación, se consideran 3 eventos geológicos o estados diagenéticos generales donde se originan o modifican las porosidades. Estos estados diagenéticos son los siguientes:

Capítulo IX: Apéndice

- Zona o estado eogénico: está representada por el intervalo de tiempo entre la depositación final del sedimento y el soterramiento, sobre la cual influyen los procesos que operan desde la superficie o están marcadamente influenciados por esta. Esta superficie desde donde operan los procesos modificadores del sedimento o la roca, está relacionada con las áreas sumergidas (bancos, arrecifes, taludes, zonas de lagunas, etc.), donde se forma y deposita la mayor parte de los sedimentos de carbonatos.
- Zona o estado mesogénico: es referido al intervalo en el cual el sedimento o roca es soterrada debajo de la zona influenciada directamente por los fenómenos que ocurren desde la superficie. Se encuentra situada debajo de la zona eogénica.
- Zona o estado telogénico: esta zona representa las rocas sepultadas durante largos intervalos de tiempo y al ser expuestas a la superficie o al nivel del mar, se encuentran modificadas por los procesos asociados con la Formación de discordancias. Se extiende desde la superficie donde operan los procesos de erosión, diagénesis y meteorización, hasta la profundidad en que estos son efectivos.

Tipos básicos de porosidad

1. Porosidad de fábrica selectiva : la fábrica característica de la roca y la porosidad se encuentran igualmente relacionados con una facies y ambiente determinado

-interpartícula

-intrapartícula

-intercristalina (dolomita)

-intracristalina (agregada para dolomitas)

-móldica

-fenestral

Capítulo IX: Apéndice

- refugio (shelter)
- estructura de crecimiento (growth framework)
- fracturas y brechas diagenéticas.

2. Porosidad sin fábrica selectiva: no existe una relación directa de la porosidad con los constituyentes primarios, diagénesis y facies.

- fractura
- canal
- oquedad (vug)
- caverna
- estilolita(agregada)
- matriz (agregada como porosidad entre las partículas de la matriz)

3. Porosidad con o sin fábrica selectiva: con ambas tendencias.

- brecha
- horadacion (boring)
- biotubación (madriguera)
- encogimiento (shrinkage)

Clasificación de las porosidades según Hans Fuchtbauer

El autor se basa en la existencia o no de una fábrica selectiva

Fábrica selectiva A (primaria)

1. Interpartícula
2. Intrapartícula
3. Fenestral y Schelster
4. Intercristalina (primaria)

Fábrica selectiva B (secundaria)

Capítulo IX: Apéndice

1. Moldes y vug
2. Cavernas
3. Canales
4. Intercristalina (secundaria)

Clasificación de Jardine, Andrews, Wishart y Young

Estos autores establecen una clasificación sencilla y práctica con las porosidades más importantes en los bancos de carbonatos

1. Porosidad tipo oquedad
2. Porosidad celular (intrapartícula)
3. Porosidad intergranular
4. Porosidad tipo chalky (creta)

Estos autores estiman que de estas porosidades la más importante es la intergranular. La porosidad intergranular posee una gran importancia por la acción del oleaje sobre los fragmentos esqueléticos. Sin embargo muchas de las porosidades intergranulares son debidas a procesos posteriores, ya que una porosidad intergranular inicial puede ser eliminada por procesos posteriores de litificación y cementación, sobre las cuales, a su vez, pueden actuar procesos de disolución, creando una nueva porosidad.

Relación de las porosidades con los ambientes sedimentarios

Porosidades tipo móldico, fenestral y shelter son importantes en zonas de bancos. La porosidad móldica es característica de ambientes diagenéticos superficiales (zona vadosa y freática), donde se desarrolla por la disolución de fragmentos esqueléticos cuya mineralogía es principalmente de aragonito.

Capítulo IX: Apéndice

La porosidad fenestral es propia de facies de ambientes supramareales e intramareales. La porosidad tipo “vug” o de “oquedad”, generalmente es una continuidad de los efectos de disolución que forman la porosidad móldica. Cuando el molde desaparece y el espacio vacío es de geometría irregular se denomina “vug u oquedad”.

Porosidades como la intrapartículas o aquellas que se encuentran por el continuo desarrollo de ciertos armazones orgánicos (corales, esponjas, algas, etc) son importantes en las zonas de bancos donde se desarrollan pináculos arrecifales. Este tipo de porosidad puede ser efectiva a través de aquellos organismos que presentan cavidades que no fueron rellenadas por barro calcáreo.

Las porosidades integranulares son propias de ambientes sedimentarios y facies de alta energía (líneas de playa, facies de bancos de alta energía, etc.). Son características de facies de oolitas, fragmentos esqueletales, etc. Cuando este tipo de porosidad ha sido preservada o cementación posterior solo la ha destruido parcialmente, los poros suelen estar bien conectados, por lo cual la permeabilidad es alta.

Las porosidades intercrystalinas pueden ser localmente importantes de se han experimentado procesos de dolomitización. La dolomitización es bastante común en depósitos carbonáticos como la facies de llanura de marea, y si esta se efectúa con un reemplazo de molécula por molécula, la reducción de volumen es aproximadamente un 13%, con lo cual aumenta la porosidad. Las porosidades intercrystalinas suelen estar acompañadas de porosidades móldicas y de oquedades, derivadas de disoluciones previas de fragmentos de bioclastos o nódulos de evaporitas.

Capítulo IX: Apéndice

Las porosidades por fractura están relacionadas con zonas de importante actividad tectónica y facies dolomitizadas, ya que la dolomita por su mayor rigidez, es más propensa al fracturamiento que la caliza. También se pueden presentar fracturas en texturas de brechas tanto en las facies del talud como en ambientes intramareales y supramareales. En ambientes relacionados con evaporitas se pueden producir fracturas por desecación, así como en las etapas tempranas de la litificación.

Creación, modificación y destrucción de las porosidades

La Formación de las porosidades secundarias siempre ha sido un tema controversial ya que la diagénesis que crea nuevas porosidades y modifica o destruye las ya formadas ocurre desde el mismo instante de la depositación inicial y continúa durante el soterramiento. En la superficie del ambiente de depositación y en las zonas del soterramiento temprano cerca de las superficies e influenciadas por los procesos que se originan en esta, ocurren, modifican o destruyen la mayor parte de las porosidades secundarias. El hecho de que los sedimentos de carbonatos estén compuestos por calcita con bajo Mg, calcita con alto Mg y aragonito, de los cuales los dos últimos son metaestables, indica que la diagénesis es particularmente activa desde el momento del depósito inicial y la Formación de los caparzones o partes esqueléticas de los organismos.

Las porosidades móldicas se forman mayoritariamente de fragmentos de aragonito, lo cual ocurre en o cerca de la superficie. La porosidad de oquedad generalmente proviene de disolución operada sobre porosidades móldicas previas o disolución de evaporados como anhidrita, procesos ambos comunes en o cerca de la superficie.

Las porosidades relacionadas con dolomitas provienen de las diversas facies que en los ambientes superficiales se desarrollan y aun cuando la dolomitización ocurre también en soterramiento, la mayor parte de los procesos formadores ocurren en

ambientes relacionados con la depositación inicial. Igualmente la mayor parte de los procesos modificadores y destructores de las porosidades ocurren en o cerca de la superficie por la diagénesis activa que opera principalmente sobre los minerales metaestables.

Estructuras sedimentarias

Prácticamente todas las estructuras originadas por las corrientes, oleaje, carga de los sedimentos etc., que se encuentran en los sedimentos clásticos terrígenos, también se originan en los carbonatos, principalmente las derivadas del oleaje y corrientes, estratificación horizontal, laminación, estratificación cruzada, gradación, etc. Generalmente, muchas de las estructuras son de origen biogénico o por efecto de la diagénesis, desarrollada en los ambientes superficiales y cuando el sedimento no está completamente litificado. En los carbonatos, gran parte de las estructuras sedimentarias formadas en la superficie o cerca de éstas, se modifican o no se preservan, debido a que estos sedimentos durante su ciclo de Formación en un complejo sedimentario están expuestos a la meteorización, erosión y diagénesis temprana, cuando desciende el nivel del mar.

Bioturbaciones y madrigueras

Las bioturbaciones y madrigueras son comunes y forman parte de los procesos de sedimentación en los carbonatos principalmente en los ambientes de aguas tranquilas y someras representados por las facies de lagunas situadas detrás del arrecife, así como en las facies intramareales y supramareales.

Horadaciones

Son realizadas por numerosos organismos, generalmente para establecer su hábitat particular. Se efectúan sobre los caparazones calcáreos y partes esqueléticas de corales, moluscos, algas coralinas rojas, etc. También se origina sobre suelos y superficies duras o litificadas las cuales pueden representar una discordancia por el descenso del nivel del mar y la exposición del sedimento o por la Formación de hardgrounds (suelos duros).

Capas o estratos

La estratificación se expresa por unidades de roca de forma generalmente tabular o lenticular, que poseen alguna unidad litológica o estructural y se distinguen de otros estratos con los cuales están estructurados. El término estrato se emplea para una capa mayor de 1 cm de espesor, reconocible entre otras capas superiores e inferiores.

Concreciones

Subesféricas, ovaladas, en forma de disco, etc., formadas por las soluciones (diagénesis o poco después de la sedimentación) y composición diferente a la roca en las que se encuentran. De sílice, calcita, dolomita, pirita, óxidos de hierro o fosfato de calcio. En calizas, generalmente con un núcleo formado por fósil o fragmentos. Poseen formas esféricas irregulares, elipsoidales o aplanadas y se encuentran paralelas a la capa.

Cono en cono, conos encajados

Estructura concrecional con el desarrollo sucesivo de conos, unos sobre otros. Los conos se encuentran paralelos a las capas, pero también se forman radialmente alrededor de una concreción calcárea. Generalmente los conos están formados por fibras de calcita paralelas a los ejes del cono.

Esferulitas

Cuerpos esféricos con estructura radial. El crecimiento se realiza a partir de uno o varios núcleos. Parecen ooides pero se forman, probablemente, por precipitación tardía de un gel coloidal.

Estilolitas

Se consideran estructuras inorgánicas, formándose por el efecto de presión-disolución durante la compactación. Se originan en zonas con discontinuidades producidas por cambios litológicos en la composición de los granos, tamaño de los mismos, variación de los procesos de dolomitización, tamaño de los cristales, etc. Las Estilolitas se caracterizan por concentraciones de residuos insolubles de minerales de silicatos muy finos, óxidos de hierro y materia orgánica muy fina.

Estratificación cruzada

Término utilizado para la estratificación inclinada. La sedimentación formada por capas frontales mayores de 1 cm de espesor, donde la estratificación interna es inclinada con respecto a la superficie principal de acumulación. La laminación cruzada generalmente se indica para capas menores de 1 cm.

Estromatactis

Una estructura sedimentaria, originalmente vacía, caracterizada por una base horizontal más o menos plana y una superficie superior convexa, de unos 10 cm de diámetro. Los espacios vacíos se llenan con sedimentos y/o cemento. Se puede derivar del desarrollo de algas que forman las cavidades internas.

Estromatolitos

Son estructuras que se forman por el crecimiento de las colonias de cianobacterias, denominadas en conjunto, algas verde-azules. Presentan formas muy variadas como: domos, crecimiento planos, en forma ondulada y como oncolitos (parecidas a concreciones originadas por el enrollamiento de las algas en torno a un núcleo).

Estructuras de cargas

Se denominan corrientes moldes de agua (load casts). Se forman como resultados de la socavación y empuja por la arena suprayacente en el fango o barro infrayacente. Por lo tanto no es un relleno de una depresión.

Estructuras de refugios o paraguas

Algunos fósiles desarrollan cavidades cuando al depositarse la concha sobre el sedimento queda un espacio vacío entre el tope de la concha y el horizonte de la sedimentación. Con el tiempo el espacio puede ser rellenado con el sedimento o mantener una porosidad con del tipo refugio o paraguas.

Estructura y cavidades fenestrales (ojo de pájaro)

Son características de las zonas intra y supramareales y son cavidades que pueden estar rellenas o no con sedimento fino o esparita. Cuando los espacios están vacíos se denomina como porosidad fenestral. Las cavidades pueden estar dispuestas en forma irregular, siguiendo el patrón de la estratificación y paralela a esta, o en forma perpendicular. Cuando muestra patrones irregulares se derivan generalmente, de facies de peloides con matriz de micrita.

Estructura diagenética

Abarca numerosos términos, la mayor parte incluidos en las concreciones: nódulos, rosetas, esferulitas, geoda, septarias, etc.

Estratificación gradada

Un tipo de estratificación en el cual, cada estrato muestra una gradación en el tamaño del grano, del grueso abajo a fino arriba.

Estratificación intraplegada o convoluta

Unidad sedimentaria con laminación deformada, limitada por estratos normales no deformados.

Estructuras nodulares

Se presentan en las calizas particularmente cuando hay interestratificación con sedimentos más finos o cuando ocurre una diagénesis temprana en zonas aisladas de la estratificación. En general los nódulos de chert se pueden encontrar interestratificados entre sedimentos finos como ocurre en la Formación La Luna de Cretácico Superior de la cuenca de Maracaibo.

Geodas

Forma subsférica con el interior hueco. La envoltura exterior de calcedonia y el revestimiento interno en forma de drusa.

Geopetal

En cavidades desarrolladas en calizas o en los espacios vacíos de la estructura interna esqueletal, puede haber un relleno parcial con sedimento fino. El tope de este sedimento marca el horizonte de sedimentación, mientras que el espacio vacío que ha quedado en la parte superior, se forma cemento de esparita, lo cual se denomina como estructura geopetal.

Grietas de desecación

Por desecación de sedimentos. También utilizado (shrinkage crachs)

Grietas y diques

En los sedimentos calcáreos parcialmente cementados o litificados se pueden encontrar cavidades en forma de grietas y diques. Hay grietas en forma de hojas que se desarrollan paralelamente a la estratificación, aun cuando algunos pueden presentar extensiones como “raíces”.

Hardground o suelo duro

Superficie cementada y litificada en el suelo marino, tanto somero como profundo, debido a la escasa sedimentación. La cementación se produce por aragonito y calcita Mg en los ambientes someros. La superficie del hardground se encuentra siempre con incrustaciones de diversos organismos que se adhiere a este suelo duro, así como las horadaciones por poliquetos, determinados bivalvos y esponjas.

Laminaciones

Son las unidades más pequeñas de la estratificación. Por lo general varían entre 0,05 y 1,0 mm de espesor. Son características de los sedimentos más finos como las lutitas y limolitas. Por lo general cuanto más delgadas son las laminaciones, más lenta es la velocidad de acumulación.

Marca de corriente y oleaje

Empleada para formas irregulares debidas a erosión por corrientes.

Marcas de surcos

Estructura formada por erosión en el lodo y relleno posterior por arena. Rara vez tiene más de algunos mm de ancho, pero puede mantener una continuidad de 1 m o más. En sección transversal son angulares o redondeadas. Se desarrollan en ambientes más distales que los moldes aflautados.

Capítulo IX: Apéndice

Marca de oleaje

Estructura para indicar marcas de oleaje y dirección de corriente. Términos relacionados: estratificación de oleaje u ondulítica, la laminación cruzada del oleaje, está relacionada con la migración de óndulas.

Marca de base

Aplicada a ciertos jeroglíficos hallados en la superficie inferior de algunas areniscas y calizas. Se originan en la superficie de capas lodosas por corrientes, organismos u otros agentes. Cuando los elementos han sido consolidados y expuestos a la interperie los estratos pelíticos o lutíticos son destruidos con mayor facilidad, dejando al descubierto en las bases de las areniscas, formas en realces o calcos.

Nódulos

Con una composición diferente a la roca en la cual se hayan encajados. La superficie externa, por lo general no es lisa, sino que presenta pequeños relieve o rugosidades. Los más frecuentes son los nódulos de chert que aparecen en calizas y dolomitas. No presentan estructura interna y en su interior se pueden encontrar restos de silicificados de fósiles u ooides.

Otras estructuras biogénicas

En este grupo se incluyen las diversas estructuras formadas por los organismos como la bioturbación general, Formación de madrigueras, horadaciones, restos de huellas, etc. La bioturbación se genera sobre el sedimento blando no litificado y es común en los ambientes de las lagunas someras situadas detrás del arrecife o margen de la plataforma.

Capítulo IX: Apéndice

Paleocarst

Se origina cuando los carbonatos están expuestos a la superficie, donde se origina la disolución y cementación por la presencia de aguas meteóricas. El paleocarst es diferente al carst, ya que este último puede formar superficies abruptas originadas por procesos masivos de disolución y erosión debido a una mayor pluviosidad características de climas húmedos.

Roca de playa

Roca que se forma por cementación de sedimentos en las partes intermareales de las playas. La cementación se produce por precipitación de raragonito y calcita con alto Mg. En las zonas costeras la roca de playa usualmente presenta un contenido importante de granos de cuarzo, fedespatos y fragmentos de roca.

Septarias

De forma subsférica (de 15 a 40 cm), con la existencia de dos sistemas de grietas; uno radial, cuyas fisuras se ensanchan hacia el centro, y otro concéntrico, cuya intersección con el radial produce un trazado poligonal.

Turboglifos

Erosión en lutitas (corrientes) y posterior relleno por areniscas.

Terrazas de tormentas

Terraza o depósitos de tormenta formada en un cayo, isla coralina, barrera arrecifal o línea de costa, por grandes bloques de corales lanzados por las tormentas. Se ubican en la zona de barlovento.

Topee

Estructuras de suelos endurecidos de forma poligonal levantadas como un cono por agrietamiento y formadas por capas o costras endurecidas por cemento fibrosos de aragonito y de calcita Mg peloidal; se encuentran en las lagunas y salinas someras; forma de anticlinal de 20 cm de altura y 40 cm longitud; pueden alcanzar más de 1 metro de altura y varios metros de largo.

Compactación

Los principales cambios físicos que tienen lugar en un sedimento desde el mismo instante en que estos son depositados, se producen esencialmente por efecto de la compactación mecánica producto del aumento de la presión o carga sedimentaria al incrementarse la profundidad de soterramiento y generalmente se expresa como una disminución del volumen de sedimento, debido a la disminución de su porosidad original, expulsión del fluido intersticial, empaquetamiento más apretado por deformación y fracturamiento de los mismos.

Cementación

Es la formación de una serie de minerales autigénicos por precipitación directa de las soluciones intersticiales. Esta precipitación ocurre debido a una sobresaturación del fluido del poro en ciertas sustancias, dando lugar a la formación de minerales de diversa composición química. Puede ocurrir inmediatamente o un tiempo después de la depositación.

Disolución

Es un proceso diagenético muy común y de gran importancia por la creación de porosidades secundarias. La disolución de los materiales sedimentarios durante la diagénesis puede ser en forma parcial o total e involucra no solo a partículas

Capítulo IX: Apéndice

sedimentarias detríticas (esqueleto y/o matriz), si no también pueden ser materiales previamente precipitados, reemplazados, recristalizados, etc.

Reemplazo

Este proceso llamado también disolución congruente, son reacciones en las cuales un cristal crece a expensas y en lugar de otro, ocurriendo así la disolución total de la fase sólida. Los iones liberados durante estas reacciones pueden:

- 1.- formar parte del fluido del poro,
- 2.- influir en la precipitación de un nuevo mineral,
- 3.- reaccionar con otros minerales presentes.

El mineral autigénico reemplazante utiliza solo el lugar proporcionado por el mineral inestable que está siendo reemplazado. El mineral autigénico y el reemplazado están conectados por una delgada película de fluido


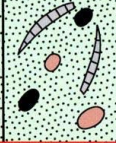



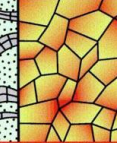
Fábrica

Organización u ordenamiento físico de partículas y minerales en una roca, incluyendo de textura y estructura microscópica y macroscópica.

Clasificación de Dunham

Distingue dos tipos generales de carbonatos (rocas y sedimentos carbonáticos) (1) los que presentan **textura deposicional reconocible**, y (2) los que presentan **textura cristalina**, no siendo posible reconocer la textura deposicional.

Clasificación de Dunham, 1962

Textura deposicional reconocible				Componentes originales unidos durante el desarrollo de una bioconstrucción	Textura deposicional no reconocible
Componentes originales no unidos durante la sedimentación			Esqueleto clasto-soportado sin barro micrítico		
Con barro micrítico		Esqueleto grano-soportado			
Esqueleto matriz-soportado	Esqueleto grano-soportado				
< 10 % granos	> 10 % granos				
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone	Cristalina
					

Dunham, 1962
Modificado de Moore, 2001
© Atlas de Petrología Sedimentaria

Figura 96. Clasificación de Dunham (<http://pendientedemigracion.ucm.es/info/petrosed/rc/cla/>).