

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

REVISIÓN, COMPILACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA (LITOESTRATIGRÁFICA) DE UNA ZONA COMPRENDIDA ENTRE LAS COORDENADAS UTM: N 1.253.000 – N 1.216.000 Y E 391.000 – E 445.000, ESTADO FALCÓN

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Silva C., Miguel A.
para optar al Título
de Ingeniero Geólogo

Caracas, Noviembre de 2005

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

REVISIÓN, COMPILACIÓN Y ACTUALIZACIÓN GEOLÓGICA (LITOESTRATIGRÁFICA) DE UNA ZONA COMPRENDIDA ENTRE LAS COORDENADAS UTM: N 1.253.000 – N 1.216.000 Y E 391.000 – E 445.000, ESTADO FALCÓN

TUTOR ACADEMICO: Prof. Ricardo Alezones.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
por el Br. Silva C., Miguel A.
para optar al Título
de Ingeniero Geólogo

Caracas, Noviembre de 2005

Caracas, Noviembre de 2005

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Miguel Silva, titulado:

“Revisión, compilación y actualización geológica (litoestratigráfica) de una zona comprendida entre las coordenadas UTM: N 1.253.000 – N 1.216.000 y E 391.000 – E 445.000, estado Falcón”

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 el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Mauricio Bermudez
Jurado

Prof. Lenin Rodríguez
Jurado

Prof. Ricardo Alezones
Tutor Académico

DEDICATORIA

*A mis Padres.
A Olinda.
A Mariale.*

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela.

A Ricardo Alezones, mi tutor y amigo.

A mi familia por su apoyo.

A mis amigos.

A todos los que de una u otra manera ayudaron a que alcanzara esta meta.

RESUMEN

Silva C., Miguel A.

Revisión, compilación y actualización geológica (litoestratigráfica) de una zona comprendida entre las coordenadas UTM: N1.253.000 - N1.216.000 y E391.000 - E445.000, estado Falcón

Tutor Académico: Prof. Ricardo Alezones. Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2005, 177 p.

Palabras Claves: Compilación Geológica, Estratigrafía, Alto de Coro, Sierra de San Luís.

Resumen: Este trabajo es una compilación de los estudios geológicos realizados en el área del Alto de Coro entre el embalse El Isiro y la Sierra de San Luís, en la cuenca de Falcón.

El objetivo principal del trabajo es Compilar la información geológica y cartográfica de la zona estudiada, Para obtener una base topográfica precisa en formato digital, realizar mapas geológicos, estandarizar la información de las unidades litoestratigráficas.

Para la elaboración de los mapas, se usó el Sistema de Información Geografica Autodesk Map 2005. Los mapas topograficos de cartografía nacional que cubren la zona estudiada fueron digitalizados y posteriormente vectorizados para obtener la base topográfica. Sobre esta se dibujó la información geológica disponible en las tesis de grado realizadas en la zona. La información geológica de las áreas no cubiertas por las tesis de grado fue obtenida de los mapas de la Creole Oil Co.

Las unidades litoestratigráficas presentes en este estudio son las siguientes:

Oligoceno-Mioceno Temprano:

- Formación San Luís
- Formación Patiecitós

Mioceno Temprano:

- Formación Guarabal

Mioceno Temprano a Medio:

- Formación Querales

Mioceno Medio:

- Formación Socorro

Mioceno Medio a Plioceno Temprano:

- Formación Caujarao

Igualmente se elaboraron columnas estratigráficas generalizadas compiladas, y secciones geológicas estructurales a partir de los mapas compilados e interpretados.

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA	iv
AGRADECIMIENTOS	v
RESUMEN	vi
ÍNDICE GENERAL	viii
ÍNDICE DE ILUSTRACIONES	x
INTRODUCCION	1
CAPITULO I	11
GENERALIDADES	11
JUSTIFICACIÓN	11
OBJETIVO GENERAL	11
OBJETIVOS ESPECÍFICOS	11
MARCO METODOLÓGICO	11
Zona de trabajo	11
Materiales utilizados	12
Software utilizado:	14
Metodología	15
CAPÍTULO II	17
GEOLOGÍA REGIONAL	17
Generalidades	17
Evolución tectónica de la cuenca de Falcón	18
Teoría del Pull Apart	18
Modelo morfológico de Boesi y Godard (1991)	26
Rifting e inversión	30
Orógeno en flotación	32
Estratigrafía y Sedimentación de la Cuenca	34
Eoceno Medio y Tardío:	35
Oligoceno – Mioceno Temprano:	37
Mioceno Medio – Mioceno Tardío:	47
Plioceno – Cuaternario:	48
Geología estructural regional	49
CAPITULO III	56
GEOLOGIA LOCAL	56
FORMACIÓN SAN LUÍS	56
Localidad tipo:	57
Descripción litológica:	57
Petrografía:	65
Diagénesis:	69
Espesor:	71
Extensión geográfica:	72
Expresión topográfica:	72
Contactos:	72
Fósiles:	73
Edad:	73

Correlación:	74
Paleoambientes:	74
FORMACIÓN PATIECITOS.....	75
Localidad tipo:	75
Descripción litológica:	75
Facies:	84
Petrografía:.....	89
Diagénesis:.....	95
Espesor:.....	98
Extensión geográfica:	98
Expresión topográfica:	99
Contactos:	99
Fósiles:	99
Edad:	99
Correlación:	99
Paleoambientes:	99
FORMACIÓN GUARABAL, ...	102
Localidad tipo:	102
Descripción litológica:	102
Facies:	112
Petrografía:.....	114
Diagénesis:.....	117
Espesor:.....	119
Extensión geográfica:	119
Contactos:	119
Fósiles:	119
Edad:	120
Correlación:	120
Paleoambientes:	120
FORMACIÓN QUERALES.....	122
Localidad tipo:	123
Descripción litológica:	123
Petrografía:.....	126
Diagénesis:.....	127
Espesor:.....	128
Extensión geográfica:	129
Expresión topográfica:	129
Contactos:	129
Fósiles:	129
Edad:	131
Correlación:	131
Paleoambientes:	131
Sinonimia:	134
FORMACIÓN SOCORRO.....	134
Localidad tipo:	136

Descripción litológica:	136
Facies:	142
Petrografía:	145
Espesor:	150
Extensión geográfica:	150
Expresión topográfica:	150
Contactos:	150
Fósiles:	150
Edad:	151
Correlación:	152
Paleoambientes:	152
Sinonimia:	154
FORMACIÓN CAUJARAO	155
Localidad tipo:	156
Descripción litológica:	156
Petrografía:	160
Diagénesis:	163
Espesor:	163
Extensión geográfica:	163
Contactos:	163
Fósiles:	164
Edad:	165
Correlación:	165
Paleoambientes:	166
CAPITULO IV	169
SUMARIO Y CONCLUSIONES	169
BIBLIOGRAFÍA	171

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Ilustración 1. Ubicación del área de estudio. Modificado del "Atlas de Venezuela en Línea" de Cartografía Nacional.	12
Ilustración 2. Esquema de índice de cubrimiento del IGVS, escala 1:100.000.	12
Ilustración 3. Esquema de los cuadrantes en que se divide un índice de cubrimiento del IGVS.	13
Ilustración 4. Distribución de los mapas contenidos en un cuadrante del índice de cubrimiento del IGVS.	13
Tabla 1. Nombre y distribución de los mapas del índice de cubrimiento 6249 del IGVS.	14
Ilustración 5. Ubicación de la Cuenca de Falcón y sus límites. (Modificado de Boesi y Godard, 1991)	18
Ilustración 6. Evolución de las cuencas pull-apart Falcón y Bonaire. (a) y (b) representan dos configuraciones del área anterior a la extensión Eoceno Tardío. Para llevarlo a la configuración presente (c), la opción (a) requiere una gran cantidad de	

extensión y desplazamiento transcurrente dextral de Oligoceno a Mioceno. En la opción (b) la cuenca Bonaire pre-Oligoceno tiene un mayor adelgazamiento, corteza oceánica y requiere menos extensión para llevar a la configuración de la opción (c). Tomado y modificado de Muessig (1978).....	20
Ilustración 7. Modelo de generación de Cuencas pull-apart episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de Macellari (1995)	23
Ilustración 8. Modelo de generación de Cuencas pull-apart episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Oligoceno - Mioceno. Tomado y modificado de Macellari (1995).....	24
Ilustración 9. Modelo de generación de Cuencas pull-apart episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Plioceno- Reciente. Tomado y modificado de Macellari (1995).....	25
Ilustración 10. A) Modelo original conceptual para la cuenca y B) Una compilación estratigráfica basada sobre una sección transversal a través del centro de la cuenca entre San Luis y Churuguara, cuyas posiciones geográficas están mostradas en la figura. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).....	27
Ilustración 11. Modelo conceptual propuesto para la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).....	28
Ilustración 12. Secciones esquemáticas a través de la cuenca de Falcón. Tres secciones trasversales noroeste-sureste (A-A', B-B', C-C') mostrando extensión y compresión y una sección longitudinal (DD') mostrando continuidad de la extensión. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991)	30
Ilustración 13. Modelo de orógeno de flotación para la cuenca de Falcón Bonaire. (A) Configuración tectónica para el Paleoceno-Eoceno Medio. (B) configuración tectónica para el Eoceno Tardío. (SB) Surco de Barquisimeto, (CP) Cuenca de retroarco de Paracotos, (VDC) Arco de Islas de Villa de Cura, (CDC) Terrenos de la Cordillera de la Costa, (AAH) Alto de las Antillas Holandesas, (PP) Alto de Paraguaná, (CFB) Sedimentación marina en el centro de la cuenca y continental a somera en los márgenes. Tomado de Porras (2000)	33
Ilustración 14. Modelo sedimentario esquemático durante el Oligoceno-Mioceno Temprano para la cuenca de Falcón-Bonaire. Tomado de Porras (2000)	38
Ilustración 15. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de Boesi y Godard (1991)	51
Ilustración 16. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno. Tomado y modificado de Boesi y Godard (1991)	52
Ilustración 17. Configuración actual de la tectónica de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de Boesi y Godard (1991).....	52
Ilustración 18. Columna estratigráfica de una sección incompleta de la Formación San Luís al sur de la quebrada El Huate. Tomado de Sandia (1981)	59
Ilustración 19. Lutitas de la Formación San Luís presentando laminación paralela. Carretera Coro San Luís. Rumbo N25E.	60
Ilustración 20. Huellas de gusanos y laminación paralela en lutitas de la Formación San Luís. Caserío La Tabla. Rumbo N60E.....	61

Ilustración 21. Intercalaciones de limolitas, lutitas y areniscas con estratificación paralela de la Formación San Luís. Al norte de la quebrada de Huate. Rumbo N30W.	62
Ilustración 22. Cuerpo de calizas intercaladas hacia su base con lutitas, Formación San Luís. Rumbo N60W.	63
Ilustración 23. Detalle de afloramiento de calizas de la Formación San Luís. (Silva)	63
Ilustración 24. Caliza masiva de la Formación San Luís. Parte media de la sección estratigráfica. Rumbo N65W.	64
Ilustración 25. Gruesas capas de calizas de grano medio intercaladas con lutitas de la Formación San Luís. Al norte del caserío El Huate. Rumbo N-S. (Tomado de Sandia, 1981)	65
Ilustración 26. <i>Lepidocyclina</i> sp. con bordes corroídos (1) en wackestone de la Formación San Luís. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)	66
Ilustración 27. Fragmento de roca (1), contactos suturados (2) y óxido de Fe como cemento (3) en sublitarenita de la Formación San Luís. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)	67
Ilustración 28. Contactos longitudinales (1), concavo-convexos (2) y cemento calcáreo (3) en sublitarenita de la Formación San Luís. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)	68
Ilustración 29. Estilolitas (1), recristalización de la matriz (2) y por vacío en un wackestone de la Formación San Luís. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)	70
Ilustración 30. Superficie de disolución (1) desplazando vetas de calcita (2) y formación de óxido de Fe (3) a partir de lodo calcáreo en un mudstone de la Formación San Luís. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)	71
Ilustración 31. Columna estratigráfica de una sección incompleta de la Formación Patiecitos al sur de la quebrada El Huate. Tomada de Sandia (1981)	77
Ilustración 32. Lutitas intercaladas con areniscas y limolitas de la Formación Patiecitos. Rumbo N40E. (Tomado de Sandia, 1981)	78
Ilustración 33. Gruesas capas de areniscas de grano medio a grueso intercaladas con lutitas de la Formación Patiecitos. Rumbo N60E. (Tomado de Sandia, 1981)	79
Ilustración 34. Cuerpo de caliza masiva estratificada e intercalada con lutitas de la Formación Patiecitos. Rumbo N20W. (Tomado de Sandia, 1981)	80
Ilustración 35. Intercalación de areniscas de grano fino bioturbadas y lutitas oscuras con madrigueras ramificadas. Formación Patiecitos en la quebrada Agua Viva. Rumbo S7W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	81
Ilustración 36. Paquete de calizas espesas. Formación Patiecitos en la Quebrada Agua Viva. Rumbo N30W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	83
Ilustración 37. Conglomerado de cantos de caliza coralina embebidos en una matriz lutítica. Formación Patiecitos en la quebrada Agua Viva. Rumbo E-W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	84
Ilustración 38. Caliza con nivel conglomerático (CA-CO6). (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004)	86
Ilustración 39. Caliza con gasterópodos y coral. (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004)	88

Ilustración 40. Conglomerado de calizas coralinas. (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004)	89
Ilustración 41. Fragmento de roca (chert) (1), contactos suturados (2) y concavo-convexos (3) en sublitarenita de la Formación Patiecitos. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)	90
Ilustración 42. Sobrecrecimiento entre los granos de cuarzo debido a presión solución (1), muscovita deformada (2), chert cementando (3) y contactos longitudinales (4) en una sublitarenita de la Formación Patiecitos. Nx. (Tomado de Sandia, 1981).....	91
Ilustración 43. Grauwaca lítica de la Formación Patiecitos con gran proporción de fragmentos de rocas metamórficas y chert. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	94
Ilustración 44. Recristalización afectando fósiles (1), porosidades móldica (2) y por vacío (3) en un wackestone de la Formación Patiecitos. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)	96
Ilustración 45. Recristalización afectando la matriz, se observa la formación de espato a partir de lodo calcáreo en wackestone de la Formación Patiecitos. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)	96
Ilustración 46. Bordes de granos de cuarzo corroídos por calcita (1), cemento calcáreo (2), óxido de Fe (3) y sílice como producto de sobrecrecimiento (4) en sublitarenita de la Formación Patiecitos. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)	97
Ilustración 47. Modelo ambiental de la Formación Patiecitos. Tomado de Esteves y Villalta (1989).....	101
Ilustración 48. Detalle de conglomerado "sal y pimienta" de la Formación Guarabal. (Silva).....	103
Ilustración 49. Afloramiento de areniscas intercaladas con lutitas grises laminadas de la Formación Guarabal. Rumbo N80E. (Silva).....	104
Ilustración 50. Columna estratigráfica de una sección incompleta de la Formación Guarabal al sur de la quebrada La Mamaflor. Tomado de Sandia (1981).....	105
Ilustración 51. Afloramiento de lutitas típico de la formación guarabal. Área La Torta en al carretera Coro-San Luís. Rumbo N60E. (Tomado de Sandia, 1981).....	106
Ilustración 52. Limolitas intercaladas con lutitas de la Formación Guarabal. Área La Torta en la carretera Coro-San Luís. Rumbo N60E. (Tomado de Sandia, 1981).....	107
Ilustración 53. Detalle de arenisca de la Formación Guarabal con nivel conglomerático. (Silva).....	108
Ilustración 54. Areniscas masivas estratificadas de hasta 2 m de espesor intercaladas con lutitas y limolitas de la Formación Guarabal. Quebrada La Mamaflor en la carretera Coro-San Luís. Rumbo N35E. (Tomado de Sandia, 1981)	109
Ilustración 55. Arenisca "sal y pimienta" de grano medio a grueso con bandas conglomeráticas y estratificación cruzada festoneada en la quebrada Maipana. Rumbo N85W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989).....	110
Ilustración 56. Intercalación de areniscas de grano fino y lutitas grises de la Formación Guarabal. Quebrada Saltadero, rumbo S85W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	111

Ilustración 57. Conglomerado de calizas coralinas en contacto abrupto con caliza conchífera bioturbada de la Formación Guarabal. Quebrada Maipana, rumbo S35W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	112
Ilustración 58. Conglomerado con estratificación cruzada planar. (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004).....	114
Ilustración 59. Sublitarenita de la Formación Guarabal donde se destaca la abundancia de fragmentos de roca. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989).....	116
Ilustración 60. Fractura en wackestone de la Formación Guarabal donde se observan fragmentos de algas (A) y estructura reliquia del coral (C). Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	118
Ilustración 61. Modelo ambiental de la Formación Guarabal. Tomado de Esteves y Villalta (1989).....	121
Ilustración 62. Afloramiento de la Formación Querales en la quebrada Saltadero, se observa capa de carbón, lutitas grises y delgadas capas de areniscas de grano fino. Rumbo N83E. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	125
Ilustración 63. Lutitas de color gris y escasas calizas arenosas de la Formación Querales en la quebrada Saltadero. Rumbo S83E. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	126
Ilustración 64. Modelo ambiental de la Formación Querales. Tomado de Esteves y Villalta (1989).....	133
Ilustración 65. Rizaduras de corriente en el tope de una arenisca de la Formación Socorro en la quebrada Agua Viva. Rumbo S10E. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	138
Ilustración 66. Secuencia de areniscas y lutitas de la Formación Socorro. La arenisca superior es masiva y se encuentra bioturbada. Quebrada Agua Viva, rumbo N80E. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	138
Ilustración 67. Secuencia de areniscas de grano fino a mediodo de la Formación Socorro. Carretera hacia Chuchure, rumbo N28E. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989).....	139
Ilustración 68. Areniscas de grano fino a medio con tope intercalado. (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004).....	143
Ilustración 69. Caliza fosilífera con fósiles caoticamente dispuestos. (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004).....	144
Ilustración 70. Subarcosa de la Formación Socorro. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	145
Ilustración 71. Wackestone arenoso con contacto suturado entre conchas de pelecípodos (CS). Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989).....	147
Ilustración 72. Detalle de subarcosa de la Formación Socorro con matriz de illita-esmectita. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	149
Ilustración 73. Caliza bioturbada con abundantes ostreas de la Formación Caujarao. Quebrada Cujima, rumbo S42W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989).....	159
Ilustración 74. Paquete espeso de lutitas grises de la Formación Caujarao en la quebrada La Laja. Rumbo N35W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	160
Ilustración 75. Grauwaca lítica de matriz calcárea recristalizada. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989).....	161

Ilustración 76. Packstone de la Formación Caujarao, se observan nummulites (N) y procesos de cementación en poros producto de la disolución de conchas pre-existentes. Nótese el crecimiento de los cristales hacia el centro de los poros. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)	162
Ilustración 77. Modelo ambiental de la Formación Caujarao. Tomado de Esteves y Villalta (1989).....	167

INTRODUCCION

La necesidad de compilar y actualizar la información geológica, de la gran cantidad de trabajos de grado realizados en el estado Falcón, así como disponer de la información geológica y cartográfica, y recopilarlos en una sola fuente previa revisión, comprobación y actualización es una prioridad que servirá de herramienta invalorable para el investigador.

En ese estado se encuentra la llamada Cuenca de Falcón, que limita al occidente con la cuenca del Lago de Maracaibo, al norte y este por la línea de costa del Golfo de Venezuela, su prolongación, el Golfete de Coro, por el Istmo de Los Medanos y por la costa del Atlántico (mar Caribe) hasta el Golfo Triste y al sur por una serie de elevaciones denominadas Sierra de Churuguara. La cuenca se prolonga hacia el norte y noreste dentro de las aguas territoriales de Venezuela, en el mar Caribe. (González de Juana *et al.*, 1980)

Esta cuenca, es considerada una zona estratégicamente importante para la investigación y como referencia para la formación del recurso humano entrenado en las áreas afines a las ciencias de la tierra, debido a sus interesantes características geológicas; razones por las cuales en las últimas décadas numerosos trabajos de investigación han sido realizados en las diferentes ramas de las ciencias de la tierra.

En el presente trabajo se analizaron los resultados de las investigaciones que reporta la literatura y que detallaremos a continuación. Se hizo especial énfasis en los realizados en el área estudiada por la presente investigación.

Trabajos previos

Araujo Q. (1953), realizó un estudio geológico en las inmediaciones del pueblo de Guaibacoa, municipio La Vela e identificó el anticlinal de las Polonias íntegramente constituido por el miembro Curazaito de la Formación La Vela

Zozaya (1953), basó la investigación en la geología de la región de Los Tuneros, donde identificó afloramientos del Mioceno Medio-Tardío que constituyen la Formación La Vela, la cual se encuentra en contacto concordante sobre la Formación Caujarao.

Gamero (1961), realizó el estudio detallado de las formaciones Cerro Pelado y Socorro, medidas en una sección situada en la región de El Saladillo. Identificó como fuente de origen de los sedimentos de estas formaciones a rocas ígneas félsicas, máficas y metamórficas provenientes de Paraguaná y sedimentos preexistentes situados al norte. Sugirió que dadas las características litológicas y faunales de la columna, estas formaciones debieron sedimentarse sobre plataforma estable, con ligeras oscilaciones y siempre en ambiente nerítico.

Galea A. (1976), analizó una sección del Mioceno situada al Sur de la Sierra de Guaibacoa. Concluyó que las características sedimentológicas y paleontológicas evidencian que la sedimentación ocurrió en la parte distal de un delta contemporáneo con el levantamiento general de la región, y determinó una fuente de sedimentos mixta: ígneo (félsicas-máficas)-metamórfica y sedimentos preexistentes.

Medina (1979), realizó un estudio geológico de superficie al NE del estado Falcón e identificó las formaciones Agua Clara y Cerro Pelado del Mioceno Temprano, y Querales y Socorro del Mioceno medio, depositadas en ambientes de plataforma estable, con corrientes provenientes del norte, sur y oeste, que aportaron detritos de rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias pre-existentes.

Lena (1979), investigó la geología sedimentaria y prospección carbonífera, en una zona ubicada en la región noroccidental del estado Falcón, donde determinó que las formaciones que afloran en dicha zona, corresponden al intervalo Mioceno Temprano-Mioceno Medio y son: Cerro Pelado, Querales y Socorro.

Castro B. y Pastor P. (1981), realizaron un estudio de la geología de una región al sur del embalse El Isiro, distrito Miranda e identificaron las formaciones San Luis,

Patiecitos-Guarabal y Agua Clara del Mioceno Temprano y Cerro Pelado y Querales del Mioceno Medio. Observaron en esta secuencia una serie de transgresiones y regresiones sucesivas. Clasificaron estructuralmente a la zona como un anticlinal y un sinclinal sub-paralelos con orientación N70E, originadas por efectos comprensivos en dirección N20W y por un sistema de fallas dextrales transcurrente con rumbo N15W.

Sandia A. (1981), estudió la geología sedimentaria de una sección Oligo-Miocena al norte de la Serranía de San Luis, donde afloran las formaciones San Luis, Patiecitos y Guarabal. Esta secuencia la observó en pliegues anticlinales y sinclinales con dirección de N70E, afectados por un sistema de fallas transcurrentes dextrales, en dirección N-S.

Núñez L. (1982), analizó la geología sedimentaria de una zona ubicada al sur de la Sierra San Luis, donde identificó rocas sedimentarias de edad Oligo-Mioceno, representadas por las formaciones Pecaya, Pedregoso y San Luis. Como fuente de sedimentos del material terrígeno, consideró un área al norte, en la Península de Paraguaná, donde el aporte proviene de las rocas ígneo-metamórficas que forman este alto y las rocas sedimentarias preexistentes en esta región. Adicionalmente indicó que la configuración estructural del área es el resultado de una compresión norte-sur, de edad Mioceno Tardío; lo que originó un plegamiento de dirección este-oeste.

Ballesta y Velasquez (1983), investigaron la geología y estratigrafía de la región de Urumaco, donde determinó que aflora en el área una sección con ambiente depositacional deltaico imbricado (formaciones Agua Clara, Cerro Pelado, Querales, Socorro, Urumaco y Codore, en sentido estratigráfico ascendente), y en su base aflora el intervalo superior de la Formación Agua Clara, depositado en ambientes sedimentarios de tipo prodelta.

Gil A. y Herrera E. (1984), investigaron la sedimentología de una de una zona en los distritos Buchivacoa y Democracia e identificaron las formaciones San Luis, Pedregoso, Castillo, Agua Clara, Cerro Pelado y Querales.

Padrón B. (1984), estudió las facies petrográfico-diagenéticas y ambientes de depositación de las formaciones Cerro Pelado, Querales y Socorro; secuencia que identificó como de ambiente deltaico. Concluyó que la diagénesis experimentada por esta secuencia es de enterramiento profundo mostrada principalmente por la recristalización de los minerales de arcilla de la matriz original de estas rocas y efectos de dolomitización.

DeSantis y Parra (1985), realizaron una investigación basada en un análisis paleoambiental y de facies del Terciario Tardío en los alrededores de Sabaneta, en donde reconocieron las Formaciones San Luís, Patiecitos, Guarabal; Agua Clara, Cerro Pelado, Querales, Socorro, Urumaco, Codore y San Gregorio, cuyas edades van del Oligoceno Medio hasta el Plioceno.

León I. y Quijada S. (1985), dedicaron la investigación al estudio de la estratigrafía y sedimentología de un área situada al sureste de Coro, donde encontraron que las unidades litoestratigráficas aflorantes son de edades comprendidas entre el Oligoceno Tardío y Plioceno; y corresponden a las formaciones San Luís, Guarabal, Agua Clara, Cerro Pelado, Solito, Querales, Socorro, Caujarao, La Vela y Coro.

Chomiak K. (1986), realizó un estudio geológico-geotécnico en un sitio de presa sobre el río Lagarto, ubicado al sur del caserío Jajato. El autor determinó que la estratigrafía comprende en el Mioceno Medio las formaciones Cerro Pelado y Socorro, y en el Mioceno Tardío la Formación Urumaco. A través de la investigación geotécnica, concluyó que las condiciones geológicas en el sitio son favorables para la ubicación de una presa, cuyo diseño se orientará a una estructura de tierra.

Mitacchione y Ruiz (1986), realizaron un estudio estratigráfico detallado de la Formación Querales y sus relaciones de facies con las unidades supra e infreyacentes, aflorantes en una zona situada en la parte norte-centrooccidental del estado Falcón. Reconocieron, en orden estratigráfico ascendente, las formaciones Agua Clara, Cerro Pelado, Querales y Socorro, depositadas durante el intervalo Mioceno Temprano-Mioceno Medio. Concluyeron que estructuralmente el área de estudio constituye un

monoclinal con rumbo general este-oeste y buzamiento hacia el norte con pliegues anticlinales y sinclinales locales, el cual se encuentra afectado por diversos sistemas de fallas principales y secundarias con rumbos aproximados variables desde noroeste-sureste, noreste-suroeste y este-oeste.

Rey (1986), estudió el ambiente depositacional y las variaciones de facies de la Formación Codore. Propuso que el ambiente de sedimentación de la formación corresponde a la zona más distal de un abanico aluvial, en donde se tienen representados dos subambientes: a) ríos entrelazados distales en el área quebrada El Paují-río Mitare y b) ríos meandriformes en el área río Urumaco-quebrada El Paují.

Saavedra y Vélez (1987), efectuaron un análisis estratigráfico, sedimentológico y paleontológico de la Formación Urumaco y las unidades supra e infrayacentes aflorantes. En esta investigación reconocieron, en orden estratigráfico ascendente, las formaciones Socorro, Urumaco y Codore depositadas durante el intervalo Mioceno medio-Plioceno. Estructuralmente, reconocieron el área de estudio como un monoclinal de rumbo general variante de NE a NW, con buzamiento suave hacia el norte, afectado por diversos sistemas de fallas de rumbos variables desde norte-sur, NW-SE hasta NE-SW.

Santamaría (1986), efectuó un estudio sedimentológico y bioestratigráfico en una zona situada al norte de la población de Urumaco, en la que reconoció, en orden estratigráfico ascendente, las formaciones Urumaco, Codore y San Gregorio, las cuales se depositaron durante el intervalo correspondiente al Mioceno Medio-Plioceno.

Guerra y Mederos (1988), realizaron un estudio sedimentológico y bioestratigráfico de una zona ubicada entre las poblaciones de Urumaco y Sabaneta. Reconocieron, en orden estratigráfico ascendente, las formaciones Socorro, Urumaco y Codore, las cuales se depositaron durante el intervalo correspondiente al Mioceno medio en su mitad superior y Plioceno.

Estructuralmente, los autores identificaron la zona como un homoclinal que buza al norte, donde se observan patrones de fallas de tipo gravitacional en su mayoría, con direcciones N-S y NNW-SSE, que indican estructuras de ajustes. Sólo observaron un pliegue anticlinal asociado a una falla de mayor envergadura (falla Vera Verde).

Esteves y Villalta (1989), estudiaron la estratigrafía de una zona ubicada entre Sabaneta y Coro, en la cual afloran las siguientes unidades en orden estratigráfico ascendente: formaciones Patiecitos, Guarabal, Querales, Socorro, Caujarao y Codore; que se depositaron entre el Oligoceno Medio (?) y Mioceno Tardío, en ambientes próximos costeros. Desde el punto de vista estructural, en la parte meridional del área, identificaron un pliegue de rodilla de eje NE-SW; en el occidente observaron una serie de fallas transcurrentes dextrales de orientación NW-SE; y en el límite oriental, una falla transcurrente sinistral, de orientación NW-SE. Los autores concluyeron que estas estructuras son resultados de la orogénesis Antillana (Mioceno Tardío al Plioceno).

Rey (1990), realizó un análisis comparativo y correlacionó las formaciones Codore y La Vela, indicando que los ambientes de abanicos fluviales donde se depositaron fueron influenciados por levantamientos tectónicos y por cambios globales en el nivel del mar, observándose influencia marina ocasional.

Escorihuela y Rondón (2002), realizaron el estudio de las rocas ígneas aflorantes en la cuenca centro-oriental de Falcón, empleando análisis petrográficos y químicos, para establecer su ambiente tectónico de formación, cuyo resultado indicó que su afinidad alcalina corresponde a basaltos intraplaca (WPB).

Bermúdez, López y Troconis (2003), estudiaron litofacies, diagénesis, procedencia y quimioestratigrafía de la formación Cerro Pelado; determinaron que las rocas de la unidad alcanzan un grado diagenético de soterramiento intermedio hasta etapas iniciales de soterramiento profundo, el ambiente general de sedimentación se establece como deltaico y que las principales fuentes de aporte de sedimentos para la sección estudiada fueron los Andes Venezolanos y la Cordillera Oriental Colombiana

al suroeste, las rocas ígneas ubicadas en la parte central de la Cuenca de Falcón, La Cadena Caribe (Cinturón Cordillera de la Costa) al noreste y posiblemente la Península de Paraguaná al norte.

Es importante resaltar los Trabajos Especiales de Grado que emplearon la metodología propuesta en el presente estudio, aún cuando no hayan sido realizados en la cuenca de Falcón:

Barboza y Rodriguez (2001), integraron la geología del estado Vargas y del flanco Sur del Macizo del Ávila, al norte de Caracas. Obtuvieron 23 mapas a escala 1:25.000, con un área total de 2.400 km².

Omaña A. (2002), baso su estudio en la integración de la geología de la zona de Morón-Valencia-Ocumare de la Costa, Estados Carabobo y Aragua, a partir de la información existente en trabajos previos efectuados por tesis de la Universidad Central de Venezuela y el Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Obtuvo 13 nuevas hojas geológicas a escala 1:25.000, compiladas y reinterpretadas.

Tardáguila (2002), realizó la integración de la geología de la zona de Choroní-Puerto Maya y Maracay, estados Aragua y Carabobo. Compiló e integró 13 mapas geológicos a escala 1:25.000.

Díaz Petit (2003), integró en este estudio la geología de la región Los Teques-La Victoria-San Casimiro. Producto de ésta, resultaron 19 mapas geológicos actualizados de la zona, a partir de la compilación e integración hecha de los mapas e información geológica proveniente de Trabajos Especiales de Grado de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV, informes del Ministerio de Energía y Minas (MEM) y publicaciones diversas.

Orta (2003), realizó la integración geológica de la región Caracas-Charallave-Santa Teresa del Tuy, donde empleó toda la información geológica disponible hasta la fecha. Generó 18 mapas geológicos a escala 1:25.000.

Gómez P. y Prieto M. (2004), realizaron la integración geológica de la zona central del estado Falcón, que abarca 24 hojas escala 1:25.000 de Cartografía Nacional, en la que se recopiló la información geológica existente y produjeron mapas geológicos, paleogeográficos y columnas estratigráficas integradas.

Los trabajos de investigación previamente citados (con excepción de los últimos seis) representan un valioso aporte individual a la geología su zona de trabajo. Sin embargo la información debe ser acoplada de tal manera que pueda ser utilizada y analizada en conjunto para maximizar la eficiencia a la hora de realizar una investigación bibliográfica en el área. La necesidad de crear el conjunto ha sido un estímulo para la comunidad académica y estudiantil de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela (EGMG-UCV) para plantearle solución esta situación. A tal fin, se diseñó un abordaje metodológico y estructurado de trabajos especiales de grado donde se revisa y actualiza la información geológica existente y se presenta compilada en una sola fuente.

Basado en esta nueva metodología, se planteó la presente investigación para realizar una recopilación, actualización y revisión de la información cartográfica y geológica de una zona con extensión aproximada de 1998 km² de superficie de la Cuenca de Falcón, que limita al norte con el paralelo N 11°20' (UTM: N 1.253.000), al sur con el paralelo N 11° (UTM: N 1.216.000), al este con el meridiano W 69°30' (UTM: E 445.000) y al oeste con el meridiano W 70° (UTM: E 391.000)

La recopilación, actualización y revisión de la información cartográfica y geológica objeto de este estudio se llevó a cabo mediante la realización de una base topográfica digital completa con información geológica, columnas estratigráficas generalizadas, secciones estratigráficas y estructurales y la evaluación de toda la información bibliográfica consultada.

El primer paso que se dio para lograr los objetivos del presente trabajo de investigación, fue obtener todos los mapas topográficos que cubren el área a escala 1:25.000 (Tabla 1), digitalizarlos y vectorizarlos para crear una base topográfica.

Posteriormente se recopiló la información geológica de los trabajos y artículos presentados en congresos y además las tesis realizadas en el área, incluyendo estratigrafía, estructuras, columnas estratigráficas, secciones estructurales y estratigráficas. Toda la información recabada fue analizada para seleccionar zonas con escasa información geológica o que presentara discrepancia entre autores, con el fin de efectuar una visita de campo para solventar las diferencias y deficiencias encontradas.

Hecho esto se integró la información recopilada dando como resultado mapas topográficos y geológicos, columnas estratigráficas, secciones estructurales y estratigráficas.

Por ultimo se realizó un informe final que contiene todos los aspectos anteriormente citados.

En el primero capítulo del informe, se abordan los preliminares del trabajo presentado, justificación, el objetivo general y los específicos y por último el marco metodológico

El segundo capítulo refleja detalles de la información geológica general de la Cuenca de Falcón, la cual se abordó inicialmente mediante un estudio de la evolución tectónica de la misma, a través de la revisión de las teorías del *Pull-Apart*, propuesta por Muessig (1978); la teoría del orógeno en flotación de Porras (2000); la teoría morfológica de Boesi y Goddard (1991) y la teoría de *rifting* e inversión propuesta por Audemard (1995). Seguidamente, se estudió la estratigrafía y sedimentación de la cuenca y por último la geología regional.

El tercer capítulo versó sobre geología local y analiza cada una de las formaciones que afloran en el área estudiada y las relaciones estratigráficas entre ellas. En éste, se examinó la secuencia estratigráfica local, que incluye las formaciones San Luís, Patiecitos, Guarabal, Querales, Socorro, Caujarao.

Finalmente, se discutieron los resultados obtenidos, se presentó las conclusiones y recomendaciones producto del análisis de los datos obtenidos previamente.

CAPITULO I

GENERALIDADES

JUSTIFICACIÓN

Actualmente existe la necesidad de compilar y actualizar la información geológica, (en especial litoestratigráfica), de los trabajos geológicos realizados en el estado Falcón; así como disponer de la información geológica y cartográfica existente en la biblioteca de la escuela de geología, recopilados en una sola fuente, previa revisión, comprobación y actualización es una prioridad que, servirá de herramienta invaluable para el investigador.

OBJETIVO GENERAL

- Compilar la información geológica y cartográfica de la zona estudiada.

OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Obtener una base topográfica precisa en formato digital.
- b) Realizar mapas geológicos.
- c) Estandarizar la información de las unidades litoestratigráficas.
- d) Elaborar columnas estratigráficas generalizadas compiladas y/o interpretadas.
- e) Construir secciones geológicas estructurales a partir de los mapas compilados e interpretados
- f) Evaluar de forma crítica la información bibliográfica consultada.

MARCO METODOLÓGICO

Zona de trabajo

La zona de trabajo, presenta un área total de 1998 km², limita al norte con el paralelo N 11°20' (UTM: N 1.253.000), al sur con el paralelo N 11° (UTM: N 1.216.000), al este con el meridiano W 69°30' (UTM: E 445.000) y al oeste con el meridiano W 70° (UTM: E 391.000). (Ilustración 1)

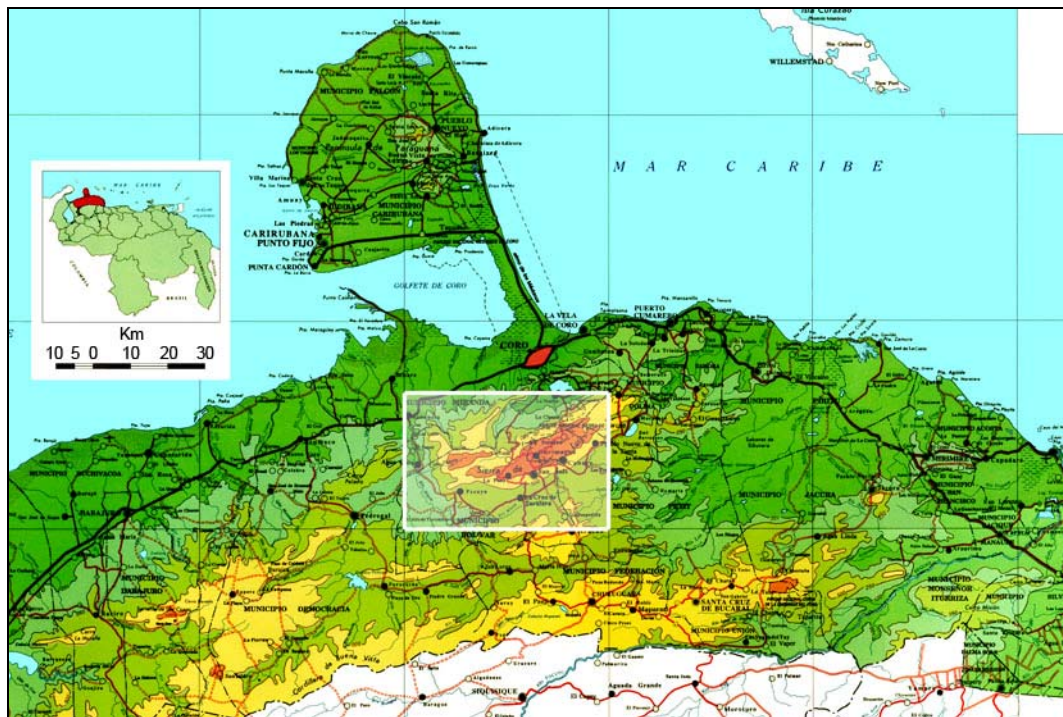


Ilustración 1. Ubicación del área de estudio. Modificado del "Atlas de Venezuela en Línea" de Cartografía Nacional.

Materiales utilizados

El área de trabajo está cubierta por 16 mapas a escala 1:25.000, contenidos en el índice de cubrimiento 6249, escala 1:100.000 del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar (Cartografía Nacional), con formato de 20' x 30'. (Ilustración 2)

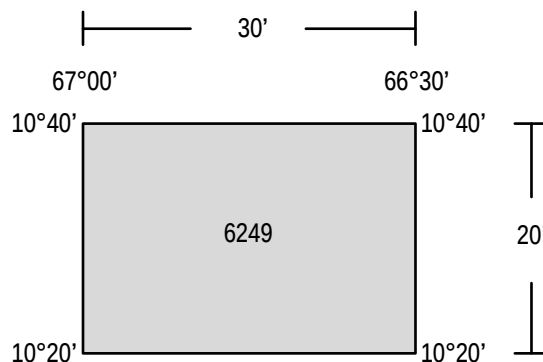


Ilustración 2. Esquema de índice de cubrimiento del IGVSB, escala 1:100.000.

El mapa citado, se encuentra dividido en cuatro cuadrantes (I, II, III y IV) por el paralelo central y el meridiano central, cada uno con formato de 10' x 15', con escala de 1:50.000. (Ilustración 3)

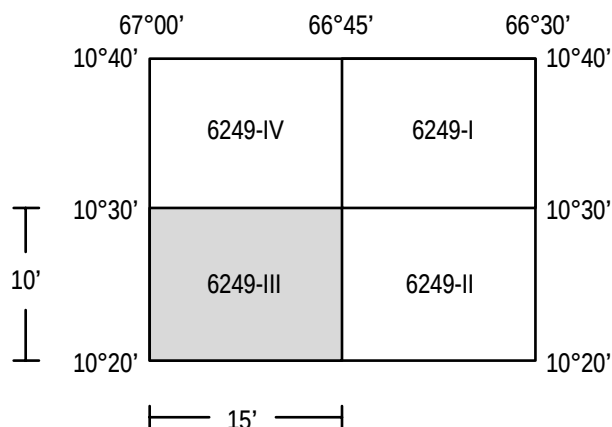


Ilustración 3. Esquema de los cuadrantes en que se divide un índice de cubrimiento del IGVS.

Estos, a su vez, se subdividen por sus paralelos y meridianos centrales, dando lugar a dieciséis mapas a escala 1:25.000 con formato de 5' x 7'30". (Ilustración 4)

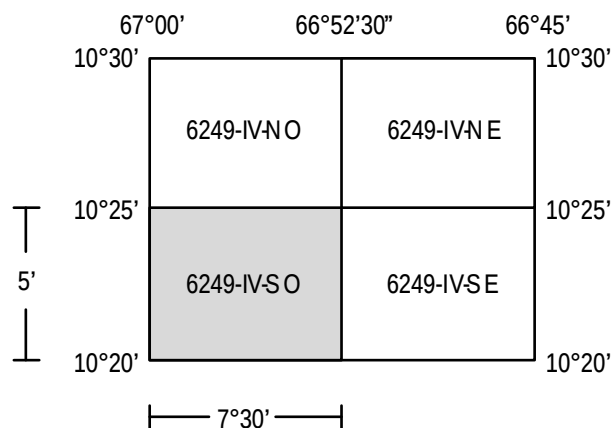


Ilustración 4. Distribución de los mapas contenidos en un cuadrante del índice de cubrimiento del IGVS.

La distribución espacial y nombre de los 16 mapas cartográficos que se utilizaron en la presente investigación se muestra a continuación. (Tabla 1).

Tabla 1. Nombre y distribución de los mapas del índice de cubrimiento 6249 del IGVSB.

6249-IVNO	6249-IVNE	6249-I-O	6249-I-NE
6249-IVSO	6219-IVSE	6249-I-SO	6219-I-SE
6249-III-NO	6249-III-NE	6249-II-NO	6249-II-NE
6249-III-SO	6219-III-SE	6249-II-SO	6219-II-SE

Además se usaron los mapas de artículos presentados en congresos y reuniones científicas y de asociaciones petroleras, como también mapas realizados en el área por antiguas compañías petroleras.

Software utilizado:

- *Autodesk Map 3D 2005*. Sistema de Información Geográfica.
- *Autodesk Raster Design 2005*. Manejador de imágenes escaneadas.
- *CorelDRAW Graphics Suite 12*. Suite de aplicaciones gráficas.
- *EndNote 9.0*. Manejador de citas bibliográficas.
- *SigmaPlot 8.0*. Aplicación científica para graficar datos.
- *Microsoft Office Suite 2003*.

- *Microsoft Internet Explorer.*

Metodología

Una vez definida la zona sujeta a estudio, el primer paso fue obtener todos los mapas topográficos, a escala 1:25.000, que cubren el área (Tabla. 1); los cuales fueron adquiridos en el Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar. Posteriormente, con un escáner de planos, fueron digitalizados a un formato de archivo digital compatible con el Programa Autodesk Map 2005 (Sistema de Información Geográfica escogido para la realización de los mapas).

Un **Sistema de Información Geográfica (SIG)** es un sistema de hardware, software, información espacial y procedimientos computarizados, que permite y facilita el análisis, gestión o representación del espacio. El SIG funciona como una base de datos con información geográfica (datos alfanuméricos) que se encuentra asociada por un identificador común a los objetos gráficos de un mapa digital. De esta forma, señalando un objeto se conocen sus atributos, y a la inversa, preguntando por un registro de la base de datos se puede saber su localización en la cartografía.

El Sistema de Información Geográfica separa la información en diferentes capas temáticas y las almacena independientemente, permitiendo trabajar con ellas de manera rápida y sencilla, y facilitando al profesional la posibilidad de relacionar la información existente a través de la topología de los objetos, con el fin de generar otra nueva que no podríamos obtener de otra forma. Tomado de Wikipedia (2005).

Con la información de los planos cargada en el programa, se procedió a vectorizar la información necesaria para crear una base topográfica del área, sobre la cual descargar la información geológica a recopilada. Los principales datos topográficos a vectorizar fueron:

- Curvas de nivel,
- Drenajes,
- Vialidad,
- Toponimia, construcciones humanas, otras.

El primer paso en la vectorización realizada fue el establecer un sistema de coordenadas geográficas y la proyección plana más efectiva para los mapas a realizados. Dada la poca extensión del área de trabajo se eligió la proyección *Universal Transverse Mercator (UTM)* en su zona 19, *Datum* La Canoa.

Posteriormente cada una de las hojas topográficas fue georeferenciada, esto es, se le asignaron coordenadas digitales geográficas universales a los datos topográficos, con el fin de que automáticamente se posicionen en su exacto lugar sobre el sistema de coordenadas previamente establecido. Este ajuste a su posición incluye modificaciones a los mapas como lo son el escalado (cambio de tamaño), rotación y deformación elástica para adecuarlos a la red de coordenadas UTM.

Terminado el posicionamiento de todos los mapas digitales, se procedió a la vectorización. Cada elemento de los mapas (curvas de nivel, vialidad, etc.) fue vectorizado y sus atributos (cota, nombre, etc.) fueron introducidos en la base de datos del SIG para su posterior uso en caso de ser necesario.

Una vez terminada la base topográfica, se procedió a trabajar con la información geológica recopilada. Los mapas geológicos de los trabajos investigados, al igual que los mapas de la Creole y de congresos geológicos, recibieron el mismo trato de los mapas topográficos. Inicialmente todos fueron georeferenciados y posteriormente cargados sobre la información topográfica. El posicionamiento exacto sobre la topografía lo realiza de manera automática el SIG gracias a la georeferenciación de todos los datos cargados. Sólo fue sectorizada, en estos mapas, la información geológica, ya que el resto de la información se digitalizó con los mapas topográficos.

La información geológica recopilada de los diferentes trabajos se comparó, asegurando consistencia entre los resultados. En los casos en que se encontró información no concordante, se realizó una salida de campo al área en cuestión para corroborar la información.

Igualmente se compiló y/o interpretó la columna estratigráfica local con la finalidad de obtener posteriormente la columna estratigráfica generalizada del área de trabajo. De forma parecida se obtuvo una sección estratigráfica y geológica, a partir de los trabajos previos realizados en el área.

CAPÍTULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

Generalidades

La región falconiana, exceptuando a la península de Paraguaná, se subdivide fisiográficamente en cuatro fajas longitudinales aproximadamente paralelas a la costa norte, y que son de norte a sur: la llanura costera, la serranía de San Luis y sierras asociadas al oeste, la llanura central o depresión de Pecaya y la cordillera de Churuguara, Gonzalez de Juana *et al.* (1980)

La cuenca de Falcón abarcó una gran porción de la parte noroccidental de Venezuela durante el Oligoceno y Mioceno Temprano, y durante estos períodos fue principalmente una cuenca marina rodeada por zonas emergidas, excepto al este y completamente hacia el norte (Audemard (1997) y Muessig (1984)).

Esta región abarca actualmente una extensión geográfica de 35.000 km² aproximadamente y un volumen de sedimentos de 161.000 km². Posee su mayor longitud entre La Victoria y Boca Tocuyo, aproximadamente 320 km, y su mayor anchura se ubica entre la ensenada de La Vela de Coro y Churuguara, alcanzando unos 100 km (González de Juana *et al.*, 1980).

Los límites son al occidente con la cuenca del Lago de Maracaibo, al norte y este por la línea de costa del Golfo de Venezuela, su prolongación, el Golfete de Coro, por el Istmo de Los Medanos y por la costa del Atlántico (mar Caribe) hasta el Golfo Triste y al sur por una serie de elevaciones denominadas Sierra de Churuguara. La cuenca se prolonga hacia el norte y noreste dentro de las aguas territoriales de Venezuela, en el mar Caribe (Ilustración 5) (González de Juana *et al.*, 1980).



Ilustración 5. Ubicación de la Cuenca de Falcón y sus límites. (Modificado de Boesi y Godard, 1991)

Evolución tectónica de la cuenca de Falcón

El origen de la cuenca de Falcón, enmarcado en un contexto tectónico regional, ha sido objeto de diferentes estudios relacionados con la reconstrucción de las placas mayores y la morfología que muestra actualmente esta cuenca. A continuación se exponen las teorías principales que pretenden dilucidar su evolución tectónica.

Teoría del Pull Apart

El desarrollo de una complicada cuenca tipo *pull-apart* dentro de una orientación paralela, pero fuera de fallas transcurrentes dextrales, es propuesto para la cuenca de

Falcón (Muessig, 1978). Este mismo autor explica el modelo tectónico basado en las siguientes evidencias:

- La estratificación de un complejo Oligoceno-Mioceno y rápida subsidencia histórica de la cuenca.
- Fallas transcurrentes sinsedimentarias este-oeste y fallas normales con dirección noroeste.
- Anomalías de gravedad positiva indicativas de una relativa capa densa de corteza.
- Volcanismo basáltico alcalino e intrusión ígnea en dirección noroeste.

Una cuenca *pull-apart* es una zona de extensión de la corteza y subsidencia que se desarrolla en un sistema de fallas transcurrentes inclinadas, como puede ser una inclinación divergente, Crowell (1974). La subsidencia ocurre en fallas normales que se conectan con secciones paralelas del sistema de fallas transcurrentes. La subsidencia resultante puede ocurrir a lo largo de las fallas transcurrentes (Muessig, 1984).

El desarrollo de una estructura *pull-apart* en la cuenca de Falcón refleja la evolución tectónica del período Terciario donde un largo bloque de corteza reflejó al bloque Bonaire, Silver *et al.* (1975). Este bloque estuvo sujeto a cizallamiento dextral, entre la Placa del Caribe y la Placa Suramericana (Muessig, 1984).

Pindell *et al.* (1998), en Escorihuela y Rondón (2002), mencionan un modelo de evolución entre el Golfo de México y la Placa Caribe, e indican que desde el Eoceno la Placa del Caribe ha migrado hacia el este 1100 km, con una velocidad aproximada de 2 cm/año.

Muessig (1978), en Escorihuela *et al.* (2002) indica que la cuenca de Falcón se origina durante el Eoceno Tardío a Oligoceno, en una zona tipo *pull-apart*, causado por movimientos transcurrentes entre la Placa Caribe y la Placa Suramericana. Define este límite de placas como una falla transformante y la expresa como una serie de

fallamientos dextrales a lo largo de una línea que permite conectar la Falla de Oca con la Falla de San Sebastián.

Estos movimientos transcurrentes a lo largo de las fallas generaron la extensión en dirección noreste, produciéndose así fallas normales, y provocando el adelgazamiento de la corteza y la generación de magmas basálticos alcalinos. Este modelo estructural propuesto por Muessig (1978), le permite decir en su teoría que las islas de Los Monjes y La Orchila, la Península de Paraguaná y la cuenca de Falcón fueron casi yuxtapuestas antes de la extensión oligocénica. Este autor presenta dos modelos, en los cuales se expresan las opciones que dieron origen a la cuenca (Ilustración 6).

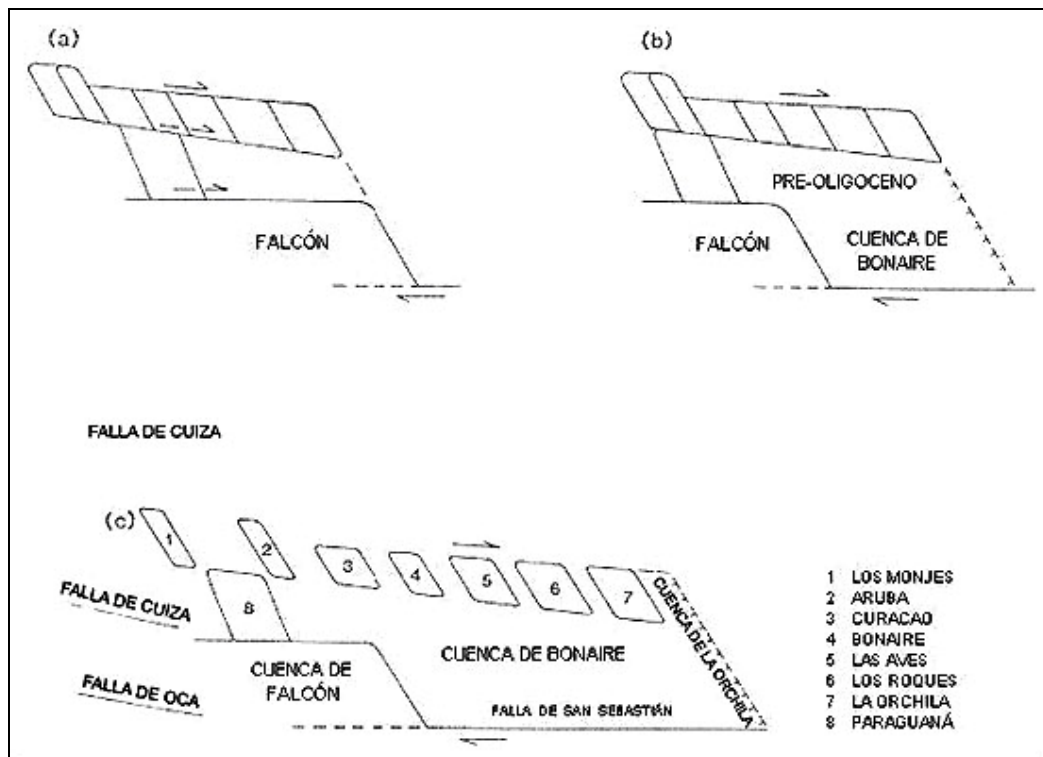


Ilustración 6. Evolución de las cuencas pull-apart Falcón y Bonaire. (a) y (b) representan dos configuraciones del área anterior a la extensión Eoceno Tardío. Para llevarlo a la configuración presente (c), la opción (a) requiere una gran cantidad de extensión y desplazamiento transcurrente dextral de Oligoceno a Mioceno. En la opción (b) la cuenca Bonaire pre-Oligoceno tiene un mayor adelgazamiento, corteza oceánica y requiere menos extensión para llevar a la configuración de la opción (c). Tomado y modificado de Muessig (1978)

Muessig (1978), adopta la opción *b*, y representa a través de tres esquemas ilustrados el desarrollo de la cuenca de Falcón y el Bloque Bonaire desde el Eoceno al presente.

La extensión de la cuenca ocurre en dirección este-oeste (Muessig, 1978, citado por Escorihuela y Rondón, 2002).

Durante el Eoceno Temprano las Antillas Menores formaron una unidad contigua conectada a la Península de Paraguaná y al área de Falcón. En el Eoceno Tardío a Oligoceno por extensión se generó la cuenca, evidenciado por el fallamiento y la inyección de magma. Del Mioceno al presente grandes eventos compresivos durante este período, generaron un cambio en la evolución tectónica, donde la cuenca evidencia inversión (Muessig, 1978, en Escorihuela y Rondón, 2002).

Muessig (1984), indica que el sistema *pull-apart* de Falcón, es una extensión que fue dispuesta sobre una ancha zona, resultando en áreas de relativa estabilidad y subsidencia. Paraguaná, Dabajuro, La Guajira y el sur de Siquisique siguieron como altos, suministrando sedimentos al *graben* de las zonas *pull-apart*. La cuenca de Falcón, el surco de Urumaco, la bahía de La Vela y la cuenca de Bonaire representan las mejores zonas de subsidencia.

Cabrera P. (1985), en Escorihuela y Rondón (2002), menciona en su trabajo la historia tectónica sedimentaria del área, y resume los principales aspectos que intervienen en esta de la siguiente manera:

- a) Fase extensional (Eoceno Tardío - Oligoceno Tardío): se formó el *graben* tipo ensenada La Vela, donde en esta se notan fallas de crecimiento noreste-suroeste, que favorecen a la sedimentación de grandes espesores para la Formación Pecaya y de sus equivalentes.
- b) En el Mioceno Temprano la trasgresión de Agua Clara, produce la máxima actividad de fallas de crecimiento, y resulta la cobertura parcial de los paleoaltos.

- c) Al final del Mioceno Temprano, se produce la erosión total de las estructuras preexistentes, y en este período cesa la fase extensional.
- d) En el Eoceno Medio a Mioceno Tardío, se presenta un período de relativa estabilidad, y se rellenó el *graben* con sedimentos provenientes de las rocas que pertenecen a las formaciones Socorro, Caujarao y equivalentes.
- e) Se produce la fase compresional Mioceno Tardío-Plioceno Reciente, y como consecuencia de esto se activa la inversión de la cuenca, se forma el anticlinorio de dirección este-oeste, y declive al este; la deformación pliocena tiene como límite actual el corrimiento de Guadalupe en la costa falconiana.

Macellari (1995), coincide con Muessig (1978), en el proceso de generación de la cuenca, ya que este modelo permite explicar los flujos basálticos orientados en el centro de la cuenca falconiana. El autor analiza la estratigrafía depositada durante el Eoceno hasta el reciente en una serie de cuencas *pull-apart* episuturales. Durante el Oligoceno-Mioceno, el eje de subsidencia máxima de esta serie de cuencas estuvo ubicado más hacia el este, en el surco de Urumaco, y al este en la ensenada de La Vela. Al mismo tiempo comenzó a desarrollarse un depocentro con ubicación este noroeste-oeste suroeste en la cuenca de Falcón, como respuesta flexural a la carga producida por un frente de cabalgamiento que avanzaba desde el sur (Macellari, 1995, en Escorihuela y Rondón, 2002).

Macellari (1995), en Escorihuela y Rondón (2002) a través de los siguientes gráficos muestra el modelo de evolución tectónica para la cuenca tipo *pull-apart* de Falcón, en el suroeste del Caribe. En la Ilustración 7, se muestra en el Eoceno Tardío, un desplazamiento entre las dos placas, resultando la formación de una extensa zona *pull-apart* en el margen norte de Sudamérica, entre el *ridge* de Curazao y el sistema de fallas San Sebastián-Oca.

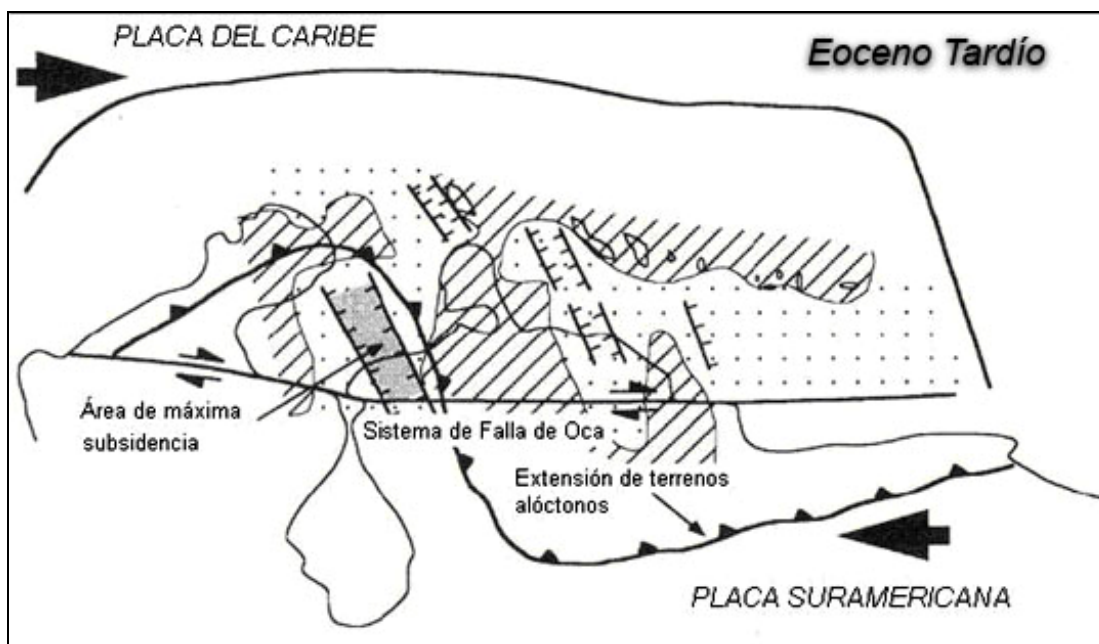


Ilustración 7. Modelo de generación de Cuencas pull-apart episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de Macellari (1995)

En la Ilustración 8, se observa que durante el Oligoceno y Mioceno comenzó un estrechamiento de la cuenca *pull-apart* debido al empuje de material alóctono, por lo que los ejes de máxima subsidencia migraron hacia el oeste entre Urumaco y la Bahía de la Vela. El desplazamiento continuó a través de la falla de Oca y se formó un frente de empuje que avanzó progresivamente al norte formándose una cuenca *foreland* con orientación ENE-WSW.

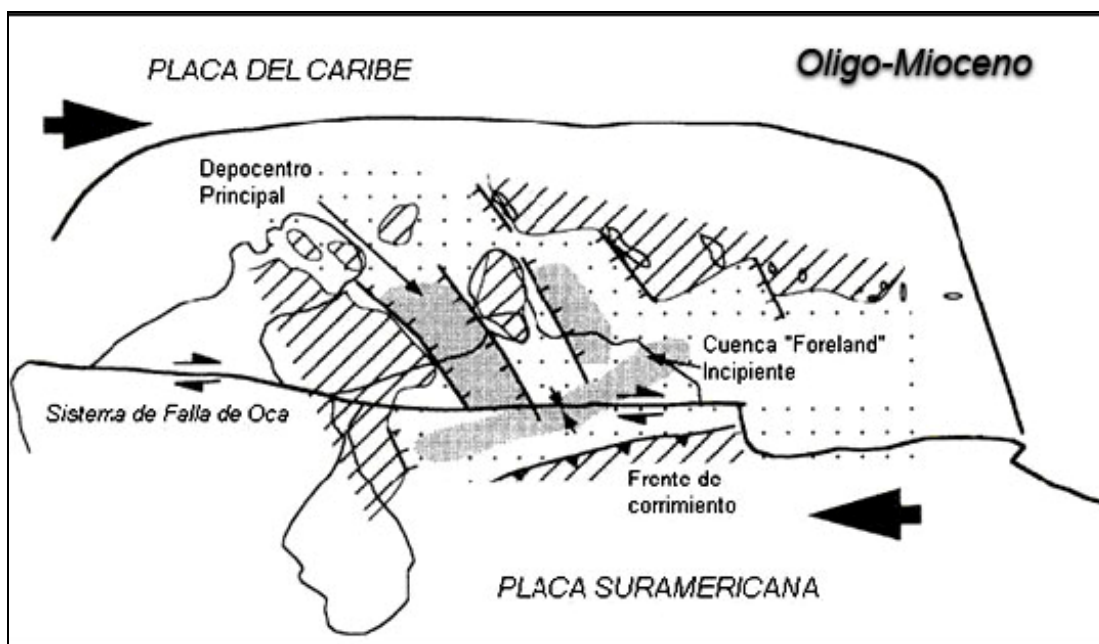


Ilustración 8. Modelo de generación de Cuencas pull-apart episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Oligoceno - Mioceno. Tomado y modificado de Macellari (1995)

Así mismo Macellari (1995), indica a través de la Ilustración 9, que el movimiento transpresivo a lo largo de la falla del margen de Suramérica, Kellogg y Bonini (1982), durante el Plioceno resultó en la subducción de bajo ángulo de la Placa del Caribe por debajo del *ridge* de Curazao. Durante este tiempo, el frente de falla del anticlinorio de Falcón migró más lejos hacia el norte y cesó la extensión a lo largo de las fallas con orientación NW-SE. Los desplazamientos dextrales activos a lo largo de la falla de Boconó comienzan durante este periodo Schubert y Sifontes (1970). Este desplazamiento, aunado al continuo movimiento del sistema de fallas de Oca, resultan en la formación de un depocentro *pull-apart* al sureste de la cuenca de Falcón y espesores de sedimentación Plioceno.

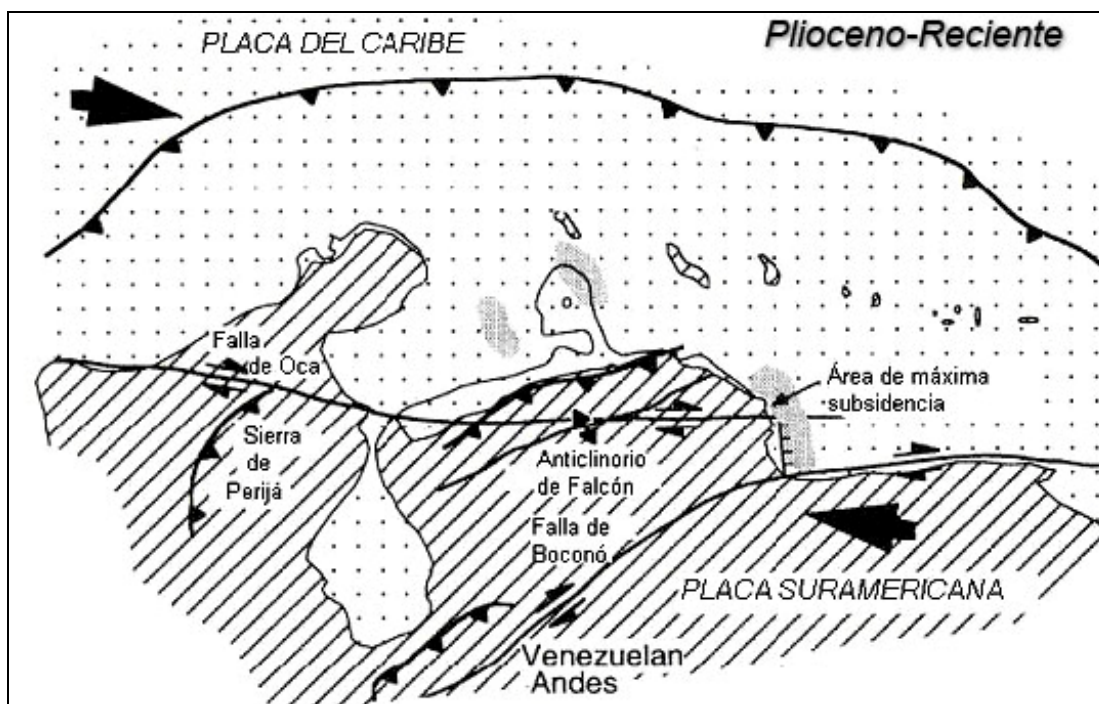


Ilustración 9. Modelo de generación de Cuencas pull-apart episuturales (suroeste Caribe) por el desplazamiento de las placas Caribe y Suramericana en el Plioceno-Reciente. Tomado y modificado de Macellari (1995)

Erlich y Barrett (1990), establecen que para la reconstrucción, el bloque de Margarita, el cual está delimitado por una línea imaginaria alrededor de Tobago-Margarita-Araya/Paria y parte norte de Trinidad (aproximadamente 100 a 125 km) se necesita mover cerca de 50 km la falla de Oca, y aproximadamente 50 km la falla de Boconó generando una clausura parcial de la cuenca de Falcón, por lo que apoyan la tesis de Muessig (1978), para el modelo de génesis del bloque de Margarita. El movimiento diferencial producido por el arrastre a lo largo del margen sur del límite de la Placa Caribe-Suramericana causó extensión y transtensión en las cuencas de Falcón y Bonaire.

Ostos (1990), indica que durante el Oligoceno, Falcón, Bonaire y la baja Goajira se desarrollaron como resultado de un fallamiento transcurrente dextral al norte de Sudamérica. Las ofiolitas de Siquisique, ubicadas al sur de Falcón, fueron empujadas hacia la misma dirección antes del desarrollo de la cuenca *pull-apart*. La falla de Oca (transcurrente dextral) pudo haber causado la compensación de la Península de la

Goajira, aunque esta estuvo inactiva en el Oligoceno. El bloque Maracaibo-Santa Marta empezó a moverse al norte por la megacizalla de Boconó (Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano), relacionado al límite de subducción tipo andino en el oeste de Sudamérica, resultando en el desarrollo del cinturón deformado de Sur-Caribe (Case *et al.* (1984), y fueron invadidos por los mares. Sin embargo las cuencas del golfete de La Vela y golfo Triste fueron levantadas en el Mioceno Tardío, lo cual esta relacionado a la reactivación de las fallas transcurrentes E-O o fallas con tendencia NS o NE-SO (transcurrentes) conjugadas a la mega falla de Boconó (Ostos, 1990).

La evolución tectónica del límite meridional de la Placa del Caribe durante el Plioceno-Cuaternario está caracterizada por las continuas migraciones hacia el norte y este del bloque Maracaibo-Santa Marta y el terreno transpresional respectivamente (Erllich y Barrett, 1990, en Escorihuela y Rondón, 2002).

Modelo morfológico de Boesi y Godard (1991)

Boesi y Gooddard (1991) proponen otro modelo conceptual de la cuenca de Falcón, orientado a conocer el hábitat de hidrocarburos en la cuenca. El mismo está basado en la forma de bote de la cuenca con un eje este-oeste y una sección central angosta localizada entre los pueblos de Churuguara y San Luis; esta forma es la que determina la distribución sedimentaria de la cuenca durante el Oligoceno-Mioceno (Ilustración 10). Este modelo incluye la tendencia noreste de los *horst* y canales mencionados, que son responsables por la extensión norte del desarrollo de la cuenca sedimentaria central.

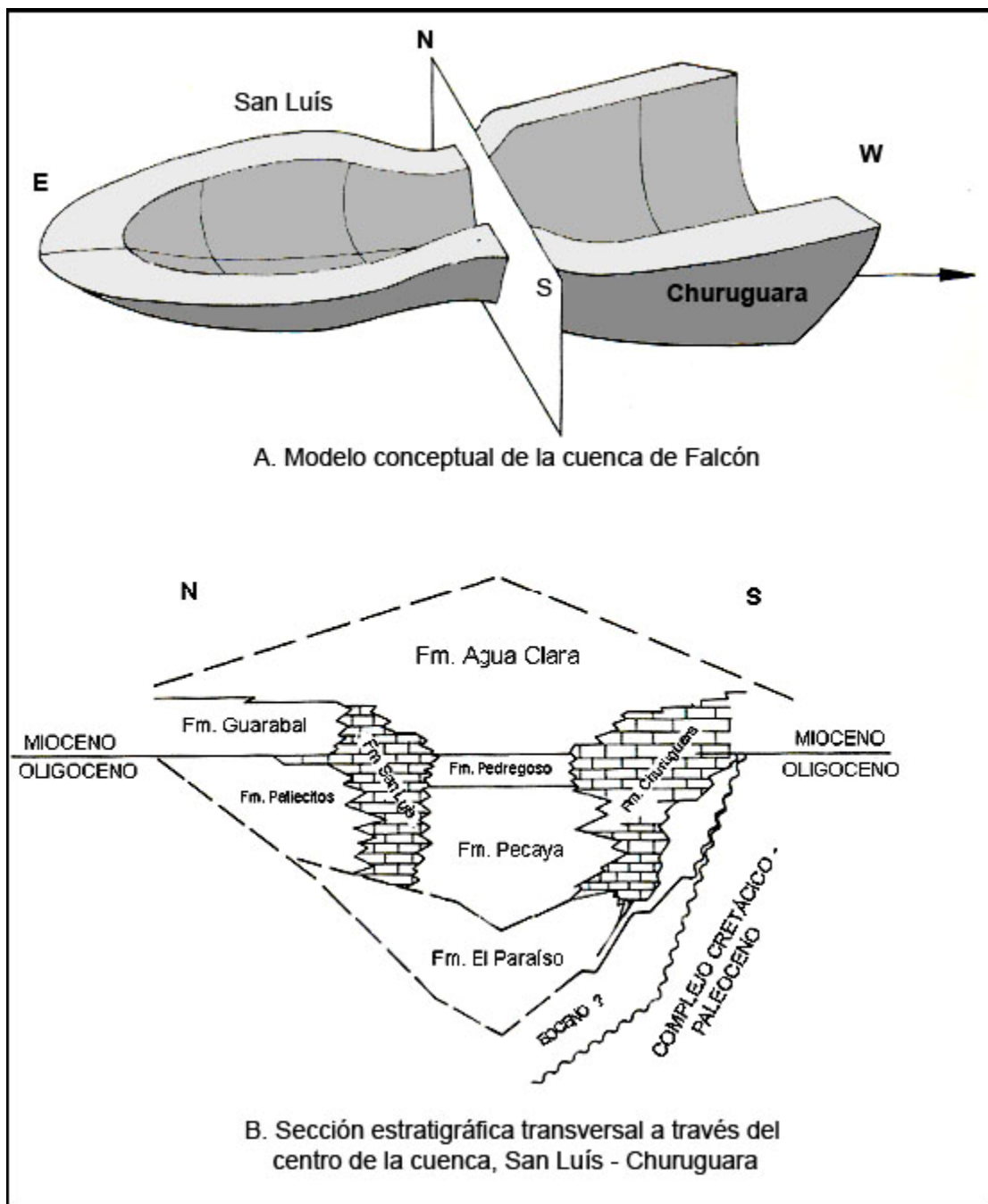


Ilustración 10. A) Modelo original conceptual para la cuenca y B) Una compilación estratigráfica basada sobre una sección transversal a través del centro de la cuenca entre San Luis y Churuguara, cuyas posiciones geográficas están mostradas en la figura. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991)

El modelo estratigráfico y de sedimentación que proponen los autores para el relleno de la cuenca es el siguiente:

- Eoceno Tardío: en el Eoceno la sedimentación continuó sin interrupción en otras regiones de Venezuela y comenzó la formación de la cuenca de Falcón. También ocurrieron movimientos orogénicos en el sur Caribe, los cuales fueron responsables de la generación de las islas de Aruba, Bonaire y Curazao, que aun están presentes como remanentes en la actualidad.

- Oligoceno: con el incremento de la subsidencia, la cuenca tomó la forma de un elongado bote con un costado inclinado. Se desarrollaron surcos sinsedimentarios con orientación noroeste en el sector norte, con un sector angosto en el área central, estos pueden ser atribuidos a fuerzas desde el sur que empujaron la región entera otra vez y levantaron la región en la parte norte (Ilustración 11). Las intrusiones ígneas y submarinas de flujos basálticos están en la parte más profunda de la cuenca (en surcos) y son comunes en el sector norte.

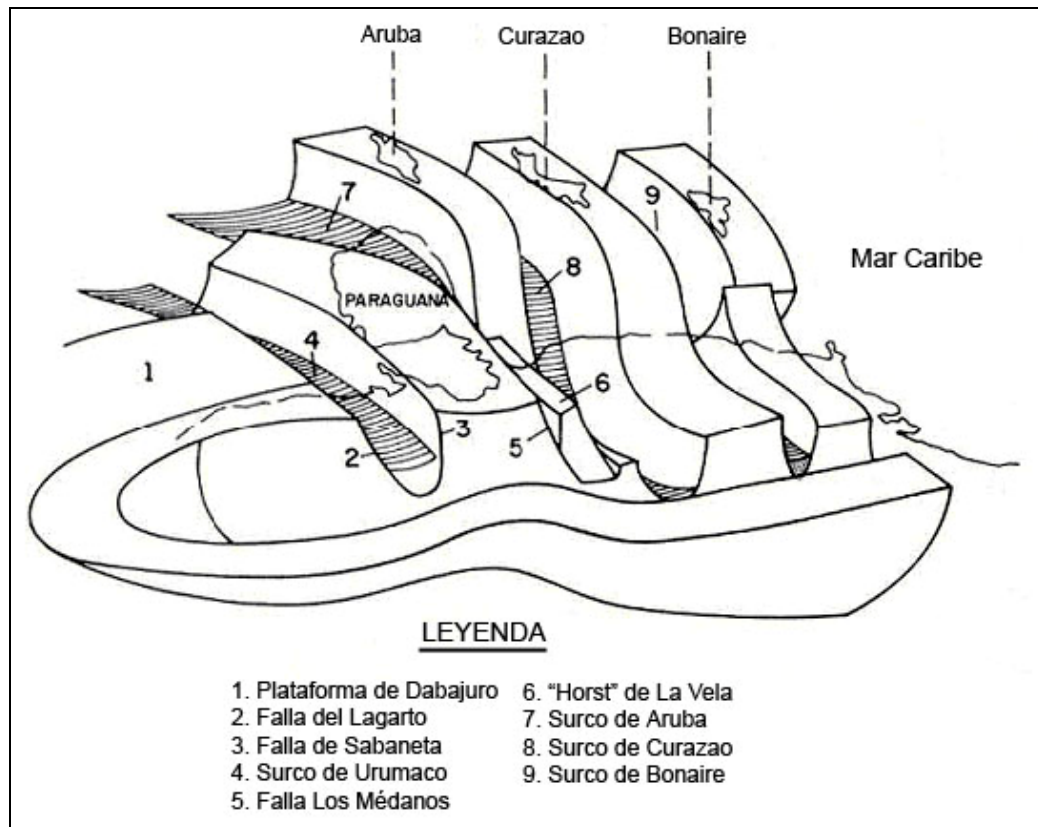


Ilustración 11. Modelo conceptual propuesto para la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991)

- Mioceno: los esfuerzos complejos comenzaron a incrementarse en este periodo, causando sucesivas modificaciones paleogeográficas que transformaron la distribución de las facies que se encuentran hoy. Durante el Mioceno Temprano la trasgresión marina noreste llega a su fin. En el flanco norte y en la región Caribe, los surcos sinsedimentarios continuaron llenándose, así como continuó la subsidencia. Estos factores están relacionados a la extensión tectónica. En la sedimentación del Mioceno Medio la actividad tectónica estuvo parcialmente controlada. La inversión de la cuenca que comenzó en este tiempo fue responsable por el levantamiento y erosión de los sedimentos que fueron depositados en el canal. La posición ocupada por el eje de la cuenca en el Oligoceno-Mioceno Temprano ahora se convierte en el eje de la fila conocida como anticlinorio de Falcón. Esta fue la iniciación de las subcuencas y la separación del área en dos zonas distintas, hacia el sur facies marinas poco profundas, lagunal y sedimentos fluviales predominantemente y hacia el norte se desarrollaron facies marino profundo a costera de transición. Al final del Mioceno, movimientos tectónicos relacionados a movimientos laterales a lo largo del límite de placas Caribe- Sudamérica fueron videntes. El área de depositación fue hacia el mar Caribe y la sedimentación fue derivada principalmente del sur como de depósitos de reciclaje.

- Plioceno: una tardía actividad tectónica tomó lugar en el Plioceno, afectando principalmente el área de Falcón y siendo responsable del levantamiento del sistema montañoso. Los procesos sedimentarios responsables de las terrazas aluviales, costas y dunas a lo largo de la zona de piedemonte, posiblemente han sido afectados por la actividad tectónica. Un período orogénico también ocurrió durante el Pleistoceno, procesos similares fueron repetidos. Esta repetición resultó en un número de terrazas de diferentes edades, pero con el mismo desarrollo de deposición. Estas pueden ser observadas hoy a lo largo del entero llano costero.

Los autores muestran (Ilustración 12) tres cortes esquemáticos

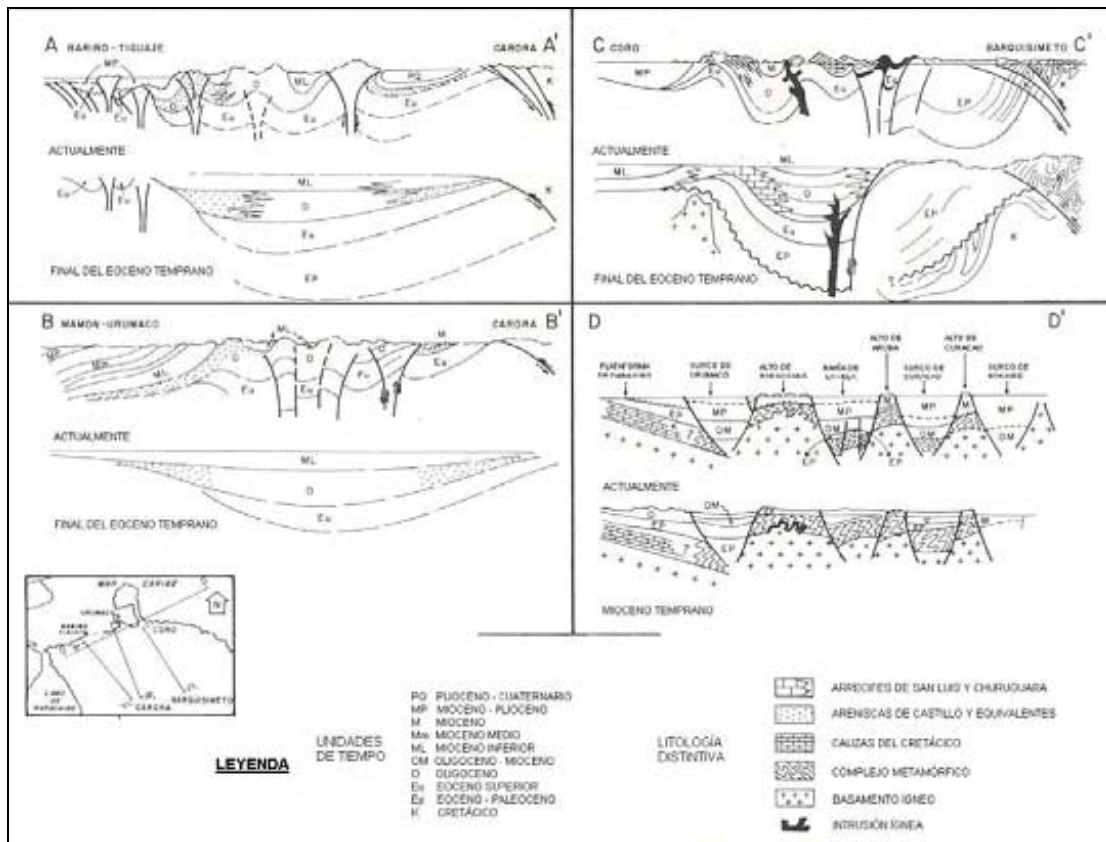


Ilustración 12. Secciones esquemáticas a través de la cuenca de Falcón. Tres secciones transversales noroeste-sureste (A-A', B-B', C-C') mostrando extensión y compresión y una sección longitudinal (DD') mostrando continuidad de la extensión. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991)

Rifting e inversión

Audemard (1995) resume la evolución tectónica de la cuenca de Falcón en las siguientes fases:

El rifting Oligoceno – Mioceno Temprano:

La cuenca de Falcón nace durante una fase de rifting de edad Oligoceno a consecuencia de un campo de esfuerzo regional distensivo, cuyo esfuerzo mínimo está orientado N 150°. La subsidencia tectónica de la cuenca culmina en el límite Oligoceno-Mioceno con las intrusiones y coladas basálticas y la colmatación sedimentaria, durante la subsidencia térmica, está representada por los depósitos lutíticos neríticos de la Formación Agua Clara de edad Mioceno Temprano.

El cierre de la cuenca de Falcón

El cierre de la cuenca de Falcón se inició en el límite entre el Mioceno Temprano y el Mioceno Medio. Se distinguen tres etapas diferentes *grosso modo*: Mioceno Medio a Tardío, Plioceno y Cuaternario.

(A) La inversión tectónica de edad Mioceno Medio-Tardío

Durante el Mioceno Medio y Tardío, la cuenca de Falcón sufrió un proceso de inversión tectónica originado por un campo de esfuerzos regional caracterizado por esfuerzos mínimo y máximo sub-horizontales, con σ_1 orientado N 155°. Este régimen tectónico estructura la cuenca de Falcón en un gran anticlinorio. Más aún, es igualmente responsable del plegamiento general de la cuenca de Falcón, cuyos pliegues parecen cilíndricos y están orientados en dirección WSW-ENE. Esta inversión induce el desplazamiento de los procesos sedimentarios hacia el flanco norte del anticlinorio, con la depositación de secuencias de llanura costera y de plataforma marina.

(B) La compresión Mioceno-Plioceno

Esta fase es en particular responsable de la discordancia que separa las formaciones La Puerta, Codore y El Veral de las formaciones Urumaco y Caujarao. Esta discordancia no es de importancia regional pero puede ser observada en diversos sitios de la cuenca de Falcón, a excepción de la plataforma de Coro. Se produjo una fase tectónica en la plataforma de Coro, lo cual indica que la zona fue sometida a una continua fase de compresión desde el límite Mioceno-Plioceno.

(C) La compresión Plioceno-Pleistoceno

Es la fase responsable de la configuración actual de la cuenca y continua hoy día, ella constituye la última de una trilogía de fases compresivas caracterizadas por esfuerzos máximos que siempre han estado ubicados en el cuadrante NW.

Orógeno en flotación

Porras (2000) menciona que el origen de la Cuenca de Falcón-Bonaire está asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca de retroarco (*back-arc*), en un orógeno de flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la Placa Suramericana, suturándose diacrónicamente de Oeste a Este desde el Cretácico Tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano. Este modelo está basado en el esquema de orógeno en flotación de Oldow *et al.* (1990), en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes (paralelos a la sutura) y contraccionales (perpendiculares a la sutura). Estos autores indican la existencia de estos sistemas en cuencas de ante-arco (*fore-arc*) y de retro-arco (*back-arc*) que se desarrollan en los márgenes convergentes.

El autor identifica tres períodos principales:

Un período de extensión: que va desde el Eoceno Tardío hasta la parte media del Mioceno Temprano. En este tiempo se comienza a generar la cuenca Falcón Bonaire, como un colapso tectónico detrás de la colisión entre las placas Caribe y Sur América, a partir de este proceso se comienzan a generar estructuras extensionales tipo “graben”.

La fase compresiva: que comenzó hacia el final del Mioceno Temprano inicios del Mioceno Medio. No es sino hasta el Mioceno Medio que esta fase comienza a afectar a la cuenca, por efectos de la orogénesis andina, causando la inversión tectónica de la porción centro-occidental de la cuenca (Anticlinorio de Falcón). Los efectos de la compresión andina generaron el desarrollo de fallas inversas o corrimientos con vergencia norte-noreste, las cuales cortan la sección terciaria, generando pliegues de dirección noroeste-sureste.

Desarrollo simultáneo de estructuras compresivas y distensivas: Plioceno Tardío-Reciente, durante este período el margen entre las placas presenta una componente mayormente transcurrente en dirección este-oeste.

Estos movimientos generaron estructuras de grandes dimensiones, donde se observan efectos transpresivos y transtensivos contemporáneos. En la (Ilustración 13) se muestra el modelo de orógeno de flotación el cual es tomado por Porras (2000) para la evolución de la cuenca de Falcón.

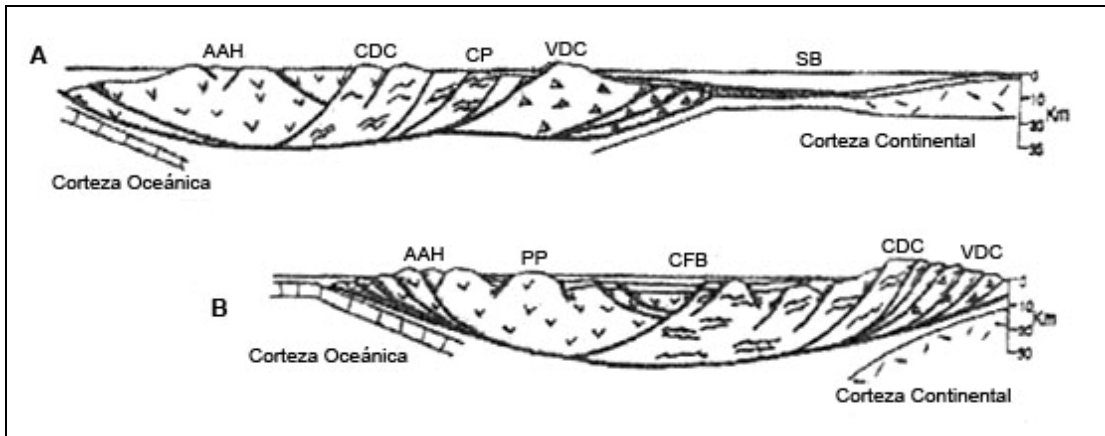


Ilustración 13. Modelo de orógeno de flotación para la cuenca de Falcón Bonaire. (A) Configuración tectónica para el Paleoceno-Eoceno Medio. (B) configuración tectónica para el Eoceno Tardío. (SB) Surco de Barquisimeto, (CP) Cuenca de retroarco de Paracotos, (VDC) Arco de Islas de Villa de Cura, (CDC) Terrenos de la Cordillera de la Costa, (AAH) Alto de las Antillas Holandesas, (PP) Alto de Paraguaná, (CFB) Sedimentación marina en el centro de la cuenca y continental a somera en los márgenes. Tomado de Porras (2000)

Estratigrafía y Sedimentación de la Cuenca

Durante el Oligoceno–Mioceno se desarrollaron los procesos sedimentarios característicos de la cuenca de Falcón, básicamente en la región central y norcentral de Falcón, pero sin embargo, existen evidencias o vestigios de escasos y aislados afloramientos de las rocas del Eoceno, tal es el caso de la Formación Cerro Misión de Falcón oriental, aflora cerca de Tucacas, donde los sedimentos marinos correspondientes a ésta han quedado como testimonio de este período (Gonzalez de Juana *et al.* (1980)

La cuenca de Falcón del Oligo-Mioceno es una cuenca sedimentaria insaculada, individualizada después del período orogénico del Eoceno Tardío, que ha sido descrita en la literatura con el nombre de canal Falconiano. El centro de la cuenca fue una zona subsidente, donde se desarrollaron ambientes marinos profundos, no obstante sobre los bordes relativamente estables aunque lentamente subsidentes avanzó una sedimentación marginal con mayor influencia terrígena (Gonzalez de Juana *et al.* (1980).

Se encuentran, ocasionalmente, rocas más antiguas aflorando hacia el sur y el borde meridional, pero éstas pertenecen a condiciones paleográficas distintas, anteriores al establecimiento de la cuenca. Las más jóvenes parecen ser de edad Eoceno Medio, pero las relaciones de estas unidades con el comienzo de la sedimentación Oligocena no han sido aún satisfactoriamente establecidas. El complejo de edad Oligoceno y Mioceno más inferior ocupa la parte central de la cuenca mientras que, hacia los bordes de la misma, sólo se encuentran rocas miocenas y más jóvenes. Dentro de este complejo se observan cambios notables en sentido oeste-este, pasando de un predominio de clásticos gruesos a un área constituida casi en su totalidad por lutitas (Gonzalez de Juana *et al.* (1980).

La sedimentación de esta cuenca se mantuvo bastante continua y en éstas afloran depósitos que abarcan desde el Eoceno Tardío hasta el Cuaternario, solo presentando tres eventos de discordancias angulares que tienen significado regional. Esta cuenca

fue intensamente plegada y tectónicamente invertida durante el Mioceno medio y Tardío, por esta razón el proceso sedimentario se restringió básicamente al flanco norte del Anticlinorio de Falcón (Audemard, 1997).

A partir del Mioceno Tardío, la sedimentación estuvo restringida exclusivamente al flanco norte del anticlinorio de Falcón en proceso de surrección y los ambientes sedimentarios se fueron haciendo progresivamente menos marinos y cada vez más continentales, tanto en forma vertical como lateral. El estudio tectónico y la síntesis crítica de los datos estratigráficos de la cuenca de Falcón han puesto de manifiesto la existencia de una evolución polifásica durante el Cenozoico, Audemard (1993).

Eoceno Medio y Tardío:

La sedimentación de la cuenca de Falcón probablemente se inició en Falcón occidental hacia el Eoceno Medio tardío, mientras que hacia Falcón oriental la sedimentación se inició en el Eoceno Medio temprano, Guevara (1967).

La presencia de Eoceno aflorante en la parte occidental de Falcón se conoce desde 1938 referido por Gonzalez de Juana *et al.* (1980), aflorando en los Cerros de Tacal. Igualmente se conocen afloramientos del Eoceno en Falcón oriental sobre el Alto de Guacharaca, y en la Sierra de Churuguara está la sección tipo de las formaciones Santa Rita y Jarillal, hoy atribuidas al Eoceno medio. Durante el Eoceno Medio tuvo lugar una extensa transgresión hacia el Oeste-Suroeste que tiene su mejor expresión en la Formación Jarillal, mientras que la Formación La Victoria presenta características regresivas como posible antecedente del levantamiento y erosión característicos del Eoceno Tardío, al término de los cuales las condiciones paleosedimentarias cambiaron en toda Venezuela occidental (González de Juana *et al.*, 1980).

Los sedimentos involucrados en la depositación inicial de la cuenca en su región occidental, están representados, de abajo hacia arriba por el Grupo Agua Negra de edad Eoceno Medio tardío. Estas rocas se encuentran representados por las

formaciones Santa Rita, Jarillal y La Victoria (Macellari, 1995). Los afloramientos son escasos y se encuentran siempre formando el núcleo de estructuras anticlinales.

La Formación Santa Rita consiste entre 400 - 450 m de gruesos conglomerados, areniscas y margas arenosas con intercalaciones de calizas orbitoidales. Los conglomerados consisten predominantemente en guijarros de hasta 10 cm de cuarzo blanco, cherts negros del Cretáceo, cuarcitas y areniscas diversas. Las calizas más superiores contienen una rica y bien preservada fauna de moluscos”, Senn (1935). El contacto superior es de transición con la Formación Jarillal. El conglomerado de Santa Rita aflora esporádicamente en la Serranía da Baragua y Cordillera de Buena Vista.

La formación suprayacente, designada originalmente como Lutitas de Jarillal por Senn (1935), tiene su sección tipo en el mismo anticlinal de Buena Vista. Consiste allí en unos 375 m de lutitas más o menos arenosas, de colores abigarrados, desde gris oscuro hasta rojo por meteorización. Los 50 m inferiores son muy fosilíferos y contienen una abundante fauna de moluscos y cangrejos y consideradas de edad Eoceno Tardío. Las lutitas superiores de la Formación Jarillal no contienen macrofósiles en su sección tipo, por lo que Senn (1935) pensó que su edad pudiera llegar al Oligoceno Temprano. Wheeler (1960), Wheeler (1963) incluye una lista de foraminíferos provenientes de la parte superior de la formación y que indican, según él, una edad Eoceno Tardío. Hunter (1974), reinterpreta la evidencia paleontológica como indicativa de edad Eoceno Medio, parte superior.

La Formación Jarillal tiene una extensión geográfica más amplia que la del conglomerado de Santa Rita, aunque sus afloramientos no son continuos. Según Guevara (1967), se encuentra mayormente en Falcón suroccidental, en el norte de Lara y en Zulia oriental. El contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Santa Rita, en el área tipo.

La parte superior del Grupo Agua Negra está representado por la Formación La Victoria, que se compone por unos 2400 metros de lutitas negras con areniscas

interbandeadas y carbón (Sutton, 1946 y Guevara, 1967). Esta formación fue predominantemente depositada en un ambiente lacustrino con incursión de agua salobre (González de Juana *et al.*, 1980).

En el este de Falcón, las rocas del Eoceno tienen más de 400 metros de espesor, y éstas presentan las lutitas oscuras calcáreas y lutitas grises a negras fosilíferas de la Formación Cerro Misión. Esta formación se encuentra discordante sobre las rocas del Eoceno medio (Renz (1948) citado por Macellari, 1995).

Oligoceno – Mioceno Temprano:

En el tiempo aproximadamente correspondiente al Oligoceno-Mioceno, hace unos 22,5 Ma., la cuenca de Falcón muestra una renovada actividad tectónica. La cuenca sufre un hundimiento que la sitúa a profundidades de 1500 m originándose ambientes profundos que se continúan hasta el borde sur del Alto de Dabajuro, el cual continuó parcialmente emergente (Díaz de Gamero 1977). La forma característica de la cuenca fue definida en el Oligoceno Temprano por la sedimentación de Formación El Paraíso posiblemente discordante sobre el substratum formado por las rocas del Eoceno, que Díaz de Gamero (1977) considera como un complejo deltáico progradante originado en las tierras recién levantadas hacia el oeste y suroeste. Otros elementos positivos que limitaban la cuenca son la cordillera de Churuguara y su prolongación por el sur, el Alto de Dabajuro al noroeste, formado por rocas aflorantes del Eoceno medio que constituyó un elemento positivo durante casi toda la historia de la cuenca, y el Alto de Paraguaná-Coro, separado del Alto de Dabajuro por el Surco de Urumaco. (Díaz de Gamero 1977)

La sedimentación de origen marino alcanzo su mayor desarrollo durante el Oligoceno medio al Mioceno Temprano (Ilustración 14).

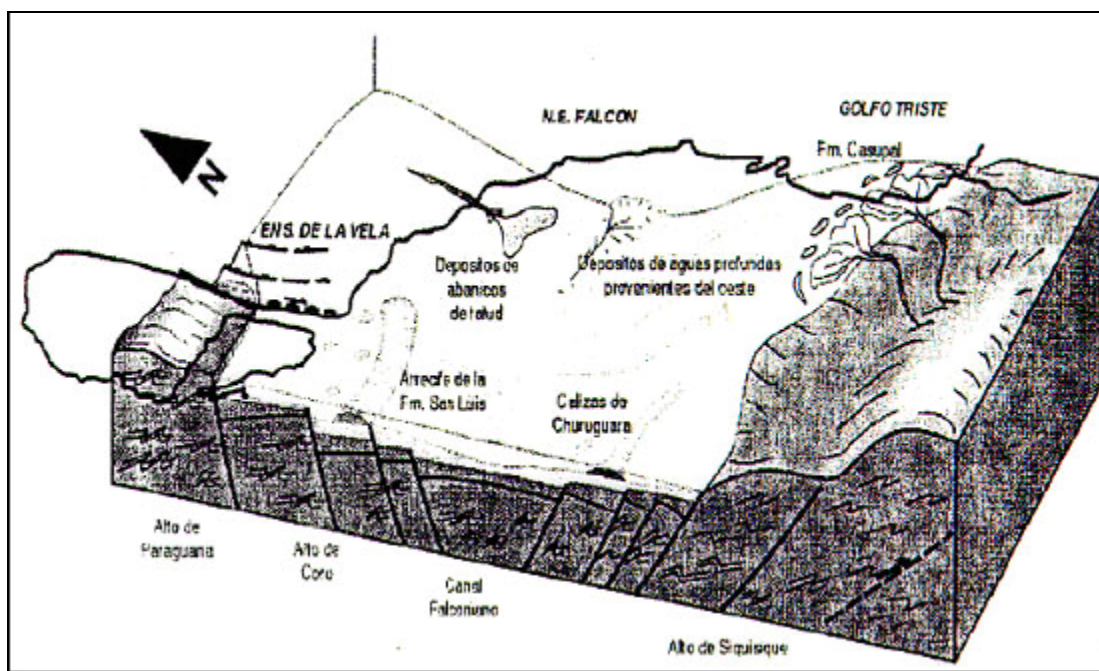


Ilustración 14. Modelo sedimentario esquemático durante el Oligoceno-Mioceno Temprano para la cuenca de Falcón-Bonaire. Tomado de Porras (2000)

Durante este último las zonas meridionales y centrales de la cuenca se levantaron como áreas positivas, siendo capaces de aportar sedimentos a los ambientes marinos de Falcón centro-norte y Falcón nor-oriental.

Durante este periodo el centro de la cuenca se considero una zona subsidente, donde se desarrollaron ambientes marinos profundos, sin embargo en los bordes se observa una sedimentación marginal con mayor influencia terrígena. Díaz de Gamero (1977), calcula una tasa de subsidencia en el centro de la cuenca de unos 500 m\ma para las formaciones El Paraíso y Pecaya inferior, y de 750 m\ma en Pecaya medio.

El área central representa el principal depocentro de la cuenca de Falcón. La sedimentación se inició con la Formación El Paraíso. La litología típica incluye, además de las areniscas, conglomerados más o menos endurecidos, formados mayormente por guijarros de ftanita negra y otros tipos de roca, cementados por material calcáreo. Las areniscas son de grano medio a fino, con estratificación cruzada y madrigueras verticales y subverticales rellenas de material ferruginoso. Suelen ser

delgadas, pero ocasionalmente forman paquetes de varios metros de espesor, en los que la arenisca superior es la más gruesa. Las lutitas son de colores oscuros y contienen capas delgadas y lentes de ferrolitas, además de numerosos nódulos ferrolíticos. La unidad aflora también, hacia el oeste de Taparoy (Wheeler 1960).

La parte inferior de la formación, en el anticlinal de Taparoy, indica un fuerte levantamiento al sur, posiblemente de carácter local, ya que pasa rápidamente, de condiciones marinas someras, a litorales, e incluso, fluviales. La sección superior de la Formación Paraíso consiste de lutitas oscuras con intercalaciones de areniscas cuarzosas, que se hacen más abundantes hacia el sur. La mayor parte de la Formación Paraíso es de tipo regresivo, en que la costa avanzó desde el suroeste hacia el norte y noreste. Los sedimentos fueron transportados por varios ríos, que progresivamente construyeron una amplia llanura deltáica limitadas hacia el oriente por capas de carbón. La fauna fósil es casi inexistente, sólo se encuentran microfósiles de tipo litorales (foraminíferos arenáceos). La sección superior de esta formación posee una fauna diagnóstica de la zona de *Globorotalia opima opima* (Oligoceno Medio Tardío). El intervalo más alto puede ser incluido en la zona *Globigerina ampliapertura* (Oligoceno Tardío temprano) (Díaz de Gamero 1977).

La Formación El Paraíso se correlaciona al sur en su parte inferior con la Formación Churuguara (Wheeler, 1960, 1963; Díaz de Gamero, 1977). Las relaciones hacia el este y norte son desconocidas, mientras que al este se correlaciona con la parte inferior del Grupo Agua Salada, el cual fue redefinido por Díaz de Gamero (1985).

En el Oligoceno Medio la cuenca sufre un hundimiento rápido en su parte axial que la sitúa en profundidades aproximadas de 1000 m, en este ambiente profundo se produce la sedimentación de las lutitas netamente marinas de la Formación Pecaya que cubren áreas anteriormente marginales, notablemente alrededor del alto de Dabajuro (PDVSA (1999).

Probablemente las intrusiones ígneas básicas del centro de la cuenca reflejen este brusco hundimiento y marquen una zona lineal de debilidad a lo largo del eje de la cuenca (PDVSA, 1999).

La definición de la Formación Pecaya fue hecha por Senn (1935) y se refiere a la unidad de lutita oscura comprendida entre las areniscas de San Juan de la Vega y las calizas de Pedregoso. Las lutitas afloran cerca del pueblo de Pecaya y las tres unidades mencionadas están muy bien expuestas al oeste de Pecaya, en el río Mitare.

La Formación Pecaya consiste de lutitas gris oscuro, generalmente fisiles y limolitas, localmente calcáreas, con ocasionales interestratificaciones de areniscas y calizas bioclásticas en capas muy delgadas. Este tipo de intercalaciones se ven generalmente en la región norte, cerca de la sierra de San Luis, donde se ven concreciones irregulares de material calcáreo de hasta más de 2 metros de diámetro (Díaz de Gamero, 1977). Hacia los bordes de la cuenca se observan capas de areniscas parduzcas, limolitas nodulares gris oscuro, areniscas glauconíticas, y algunas intercalaciones de calizas. También se encuentran nódulos de arcillas ferrolíticos de unos 10 cm de diámetro alineados con la estratificación (Wheeler, 1960; 1963).

Dentro de la Formación Pecaya se encuentra el Miembro San Juan de la Vega que aflora al norte de la cuenca, cerca del río Mitare (Díaz de Gamero, 1977, citado por Leal y Rivero (2004), caracterizado por lutitas con intercalaciones de areniscas, limolitas y pequeñas cantidades de calizas. Las areniscas contienen fragmentos de conchas y están fuertemente bioturbadas (e.g., *Ophiomorpha*). El Miembro San Juan de la Vega se adelgaza hacia el oeste y este, siendo el Alto de Dabajuro su posible fuente de aporte. La biota indica la depositación marina poco profunda dentro de las lutitas de aguas profundas de la Formación Pecaya (Díaz De Gamero, 1977 a). El Miembro San Juan de La Vega refleja una posible depositación en un sistema de bajo nivel asociada con una caída mundial en el nivel del mar que ocurrió en la zona de *Globorotalia opima opima* (Vail y Hardenbol, 1980).

La Formación Pedregoso parece ser una facies local dentro de la Formación Pecaya, y es por lo tanto equivalente a la parte superior de esta. En la parte media y superior de la Formación Pecaya, se correlacionan con la Formación Castillo, al oeste de la cuenca (Díaz de Gamero, 1977). En la región meridional donde aflora esta unidad, se correlaciona con la parte media y superior de la Formación Churuguara (PDVSA, 1999, citado por Leal & Rivero 2004).

La Formación Pedregoso consiste en una intercalación rítmica de lutitas con calizas bioclásticas y areniscas. Las lutitas son similares a la de la Formación Pecaya, duras, de color gris oscuro, limosas y muy calcáreas; a veces con contenido de pirita. Las calizas son el elemento predominante en la parte inferior de la formación, mientras que las areniscas, generalmente calcáreas, se hacen más abundantes hacia el tope. Las calizas de Pedregoso generalmente son de color gris oscuro y se componen de bioclastos embebidos en proporciones variables de matriz. Entre los bioclastos se reconocen foraminíferos calcáreos, fragmentos de corales, algas coralinas, moluscos y equinodermos (Díaz de Gamero, 1977).

El espesor de la Formación Pedregoso es de 124 m en la sección incompleta en el río Mitare (Wheeler, 1963); cerca de Carrizal el espesor máximo es de 680m (Díaz de Gamero 1977). Se acuña hacia el sur pasando por interdigitación a la Formación Pecaya.

Al final del Oligoceno, probablemente el borde sur de la plataforma de Coro fue un escarpado abrupto, sin transición progresiva de áreas de escasa profundidad a un fondo marino cercano a los 1000 m, que existe en el centro de la cuenca para esa época (Wheeler, 1963).

La disminución de profundidad de la cuenca por el cese de hundimiento en el Mioceno Temprano ocasionan que el alto de Paraguaná se eleve y comience el relleno de la cuenca caracterizado por gruesos clásticos que dan origen a la Formación Guarabal la cual consiste generalmente de gruesas capas de areniscas y areniscas conglomeráticas interestratificadas con limolitas y lutitas (Wheeler, 1960; 1963).

Hacia el este de su sección tipo las areniscas y conglomerados disminuyen y la sección consiste principalmente de limolitas y algunas lutitas.

Según González De Juana *et al.* (1980), el hundimiento de la Cuenca combinado con el relleno de la misma, dieron lugar a la disminución de la profundidad, originando un importante cambio sedimentológico con la retirada de los mares hacia el norte y noreste.

Estos mismos autores, además, indican que, el hundimiento activo de la cuenca parece haber cesado en el Mioceno Temprano y la cuenca fue haciéndose progresivamente menos profunda a medida que se iba rellenando. El borde occidental incluyendo el alto de Dabajuro, sufre renovados levantamientos y los procesos de su erosión conforman la Formación Castillo que avanza hacia el este llegando en su máximo desarrollo hasta cerca de Pedregal. (González De Juana *et al.* 1980)

La Formación Castillo litológicamente está caracterizada por clásticos gruesos, aunque muestra cierta variación, tanto vertical como lateralmente. La parte inferior, que hacia la cuenca está en contacto concordante sobre la Formación Pecaya, contiene principalmente limolitas y arcillas compactas, lutitas fisiles, con delgadas capas de carbón y areniscas de grano medio a grueso. La parte superior es de clásticos más gruesos y la litología característica son las areniscas de grano grueso con lentes conglomeráticos y conglomerados con guijarros cementados por óxidos de hierro. Descansa discordantemente sobre los depósitos del Eoceno. La referencia y descripción originales provienen de Wheeler (1960), para designar la secuencia del borde occidental de la cuenca. La unidad fue depositada bajo condiciones marinas hacia el centro de la cuenca, con contenido salobre y siempre con facies continentales influenciadas hacia el oeste del margen de la cuenca (Macellari, 1995, citado por Leal & Rivero 2004).

La cuenca de Falcón sur-central se desarrolla sobre facies carbonáticas a lo largo de la extensión sur del Alto de Coro. La secuencia completa del Oligoceno- Mioceno Temprano consiste de una serie de lomas formadas por calizas, areniscas y lutitas de

125 metros de espesor, las cuales juntas forman a la Formación Churuguara (Wheeler, 1963, citado por Macellari, 1995, en Leal & Rivero 2004).

La Formación Churuguara aflora extensamente en el margen sur de la cuenca y se reconoce desde la quebrada Mamoncito en el oeste, hasta más allá de Santa Cruz de Bucaral, al este. La localidad y sección tipo fueron designadas por Senn (1935) en los flancos del anticlinal de Buena Vista, a lo largo del camino real Piedra Grande - Baragua.

La litología más común en la unidad es la de calizas arenosas y areniscas calcáreas, fosilíferas y muy endurecidas. Hacia el oeste, y aumentando en importancia en esa misma dirección, predominan las areniscas limpias de grano medio a grueso, de color gris claro a canela. Las areniscas glauconíticas, si bien no muy frecuentes, son elemento litológico distintivo de la formación y se encuentran en capas gruesas muy irregulares. En las cercanías de María Díaz y al sur de Agua Larga, se observan una serie de areniscas de grano fino y limolitas, con estructuras sedimentarias que parecen indicar depositación en aguas tranquilas, además de areniscas conglomeráticas de granos angulares y pobre escogimiento embebidos en una matriz arcilloso-ferruginosa en lo que pudiera considerarse la zona de transición o interdigitación entre las formaciones Churuguara y Pecaya (Díaz de Gamero 1977).

Según Escalona (1985), la sedimentación de las facies carbonáticas de la Formación Churuguara se desarrolló en un ambiente de aguas tranquilas, claras, bien oxigenadas, de salinidad normal, en un clima tropical. La profundidad promedio sería de 30 a 40 m, con zonas muy llanas, casi subaéreas en la parte superior de los parches, con crecimiento coralino, de 5 a 10 m aproximadamente. La influencia de costas cercanas se refleja en la presencia de clásticos, en su mayoría cuarzo, y óxido de hierro

Hacia el norte, el complejo arrecifal de la Sierra de San Luis se desarrolla a lo largo del Alto de Coro durante el Oligoceno – Mioceno y está representado por las calizas arrecifales de la Formación San Luis y una serie de unidades formacionales que corresponden a la facies de frente y detrás de arrecife. La edad del desarrollo arrecifal

de San Luis no ha sido determinada con toda precisión. La Formación San Luis carece de fauna planctónica y se asignan tentativamente al Oligoceno terminal e inicios del Mioceno, principalmente en base a los foraminíferos béticos grandes (macroforaminíferos) según Wheeler (1963)

En el centro de la cuenca la sedimentación comenzó con las lutitas de la Formación Agua Clara, una secuencia de lutitas ferruginosas negras con intercalaciones de limolitas y areniscas calcáreas que son localmente glauconíticas (González de Juana *et al*, 1980, citado por Leal & Rivero 2004).

La Formación Agua Clara es una unidad lutítica de carácter muy uniforme. En la localidad tipo se compone de lutitas ferruginosas concrecionarias, arenosas y yesíferas de color negruzco con intercalaciones delgadas de areniscas limosas y calcáreas localmente glauconíticas y fosilíferas, de color verdoso a gris modificado por manchones rojizos en superficies meteorizadas. Liddle (1928) indicó que las lutitas predominan y caracterizan a la Formación Agua Clara.

En la mayoría de las áreas de la Formación Agua Clara es una lutita con interestratificaciones ocasionales de areniscas y calizas. Las lutitas son muy fosilíferas con macro y microfósiles, pobremente estratificadas a macizas, de color gris oscuro. Las areniscas son compactas y calcáreas y las calizas son delgadas, arcillosas, fosilíferas y de color gris oscuro (Liddle, 1928)

Wheeler (1960) dividió la Formación Agua Clara en dos miembros definidos en la parte noroccidental del Distrito Democracia y parte nororiental del Distrito Buchivacoa. El miembro inferior, denominado Cauderalito (L.E.V. II, 1970), con localidad tipo en la quebrada del mismo nombre al norte de Cerro Frío en la parte central del Distrito Buchivacoa, se caracterizan por arrecifes muy fosilíferos con corales, briozoarios, pelecípodos, gasterópodos y foraminíferos grandes. Las calizas son muy lenticulares y varían de macizas cristalinas de color azul-gris, a amarillosas de color amarillo- marrón y se presentan interestratificadas con lutitas, limolitas y areniscas. Las lutitas y limolitas son compactas, gris claro a oscuro, carbonosas y

jarosíticas, con vetas de carbón y las areniscas son de grano fino, grises, carbonosas, micáceas, con meteorización en color crema. El miembro superior, denominado Santiago (L.E.V. 1970), con localidad tipo en la quebrada del mismo nombre al norte de Cerro Frío, está constituido por una sección de lutitas típicas de Agua Clara en pocas areniscas interestratificadas.

El espesor de la Formación Agua Clara es considerable. Wheeler (1963) menciona 1.320 m en una sección incompleta en la localidad tipo y 1.600 m en Cerro Pelado. A corta distancia al oeste están expuestos más de 1750 m en sección también incompleta, asimismo varía de 520 m en Guarabal hasta 1.185 m en el pozo Las Pailas. En el flanco sur varía de espesor de cero a 1.500 (Wheeler, 1963).

Díaz de Gamero (1977) indicó que la base de la Formación Agua Clara en la localidad tipo corresponde a parte de la zona de *Catapsydrax dissimilis* del Mioceno Temprano, pudiendo ser más joven hacia el oeste donde suprayace a la Formación Castillo. Wheeler (1963) indicó que la parte superior de Agua Clara varía dentro del Mioceno Temprano, parte superior. Díaz De Gamero (1977) ubica el tope de Agua Clara en el límite Mioceno Temprano-Mioceno Medio: Zona de *Praeorbulina glomerosa* - Zona de *Globorotalia fohsi peripheroronda*.

Posteriormente se sedimenta la Formación Cerro Pelado de ambiente costero deltáico con presencia de carbones que aparentemente indica intercalaciones paludales (Hambalek *et al.* (2004), citada por Bermúdez, López & Troconis 2003).

La Formación Cerro Pelado está caracterizada principalmente por lutitas arenosas laminadas intercaladas con areniscas de grano fino, Liddle (1928). Las areniscas se encuentran generalmente con estratificación cruzada, contienen rizaduras, laminación cruzada y presentan capas de lignito de hasta 1m de espesor (González de Juana *et al.*, 1980, citado por Leal & Rivero 2004). Esta formación pasa gradualmente hacia arriba a una secuencia lutítica con intercalaciones menores de arenas y lignitos, denominada Formación Querales, la cual infrayace a la Formación Socorro

depositada en un ambiente mas marino de lutitas fosilíferas ocasionalmente arenáceas.

El Mioceno Temprano a Medio se caracteriza por cambios más locales en el nivel del mar, entre los ambientes deltáicos de la Formación Cerro Pelado y los más marinos de la secuencia Socorro indicada por una transición a los ambientes que comenzaron con la Formación Cerro Pelado (Díaz de Gamero, 1977).

Las capas de la Formación Socorro se aprecian afuera en las colinas del oeste de Falcón y en la zona de Cumarebo. En la sección tipo, cerca de la población del Socorro, la Formación Socorro es una lutita basal con un intervalo de areniscas en el tope. La parte superior son areniscas de grano fino, reservorios de hidrocarburos en el campo de Cumarebo (González de Juana *et al.*, 1980).

La Formación Socorro tiene 1570 metros de espesor pero adelgaza a 660 metros al sur de Coro (González de Juana *et al.*, 1980). La microfauna de la parte baja de la sucesión es asignada a la *Globorotalia foshi foshi* (Mioceno Temprano a Medio, Díaz de Gamero, 1977). La Formación Socorro fue depositada en un ambiente costero al oeste, el cual se hizo más marino gradualmente al este (González de Juana *et al.*, 1980). La Formación Socorro posee una sucesión gradual ascendente hacia la Formación Urumaco en el área del Surco de Urumaco y adelante al este, hacia el Formación Caujarao (Macellari, 1995).

La Formación Caujarao incluye 1220 metros de lutitas interbandeada con margas, calizas y areniscas de grano fino que guardan hidrocarburos en el campo de Cumarebo, Payne (1951). Cambios rápidos de facies son reflejados en una diversa nomenclatura estratigráfica. La Formación Caujarao fue depositada en una plataforma marina de ambiente cálido, marino tropical, Petzall (1959). La fauna es rica en indicadores de rango de edad que va desde la *Globorotalia menardii* (Después de Mioceno medio) a la *Globorotalia acostaensis* (despues del Mioceno) (Díaz de Gamero, 1977 en Macellari (1995).

Mioceno Medio – Mioceno Tardío:

En el Mioceno Medio comenzó la retirada del mar, depositándose hacia el norte en un ambiente de aguas poco profundas la Formación Socorro, seguida de la sedimentación de la Formación Urumaco esta se identifica por la presencia de lutitas marinas y especialmente por calizas coquinoides en la base e influencia terrígena en su tope. Esta última unidad presenta un carácter más marino que las formaciones Cerro Pelado y Socorro, afianzándose este carácter hacia el oriente y de mayor influencia continental hacia el oeste. En la parte oriental de la cuenca la unidad recibe el nombre de Formación Caujarao, en donde las abundantes calizas y margas con numerosos fósiles son características de la parte inferior de la unidad, en la sección del Anticlinal de la Vela de Coro, quedando reducido este carácter de la Formación Urumaco a unas pocas calizas fosilíferas delgadas. Hacia el oeste del Surco de Urumaco sobre el Alto de Dabajuro se produce la sedimentación continental de la Formación La Puerta, equivalente parcial de la secuencia mencionada. (González De Juana, *et al.* 1980).

Hacia el oeste, en el área del Surco de Urumaco, la Formación Caujarao es remplazada por la Formación Urumaco. Estas son facies más proximales que la Formación Caujarao e incluyen lutitas marinas y no marinas, areniscas y carbones marcadores. El espesor de la Formación Urumaco esta sobre los 1675 metros (Macellari, 1995).

Posteriormente, durante el Mioceno Medio y Tardío, se producen levantamientos regionales al sur. En la parte norte de la cuenca se establecen condiciones sedimentarias marinas marginales, y en el borde septentrional de Falcón occidental se deposita en ambientes neríticos la Formación Querales, la cual constituye un intervalo lutítico (Marcano. 1990).

La Formación Querales es predominantemente lutítica con un buen desarrollo de gruesos paquetes de areniscas, típicos de barras de desembocadura. Las formaciones infra y suprayacentes muestran un conjunto de características que las identifican

como sedimentadas en ambientes marinos deltáicos. Dentro de este marco general, la Formación Querales es de carácter transgresivo consecuencia de una invasión marina discreta que afectó el surco de Urumaco en su totalidad (Bermúdez, López y Troconis 2003)

La sedimentación del Mioceno Tardío en Falcón central está constituida por depósitos predominantemente continentales en el distrito Democracia, incluidos en la Formación Codore; sedimentos marinos de aguas muy someras deltáicas en los distritos Miranda y Colina agrupados en la Formación La Vela y secuencias definitivamente marinas, Formación El Veral en el distrito Zamora. Nuevamente se repiten durante esta época los ambientes sedimentarios progresivamente más marinos hacia el este, Ballesta *et al.* (1983).

Plioceno – Cuaternario:

Según Audemard, Singer, Rodríguez & Ballestas (1994) el conjunto Plio-Cuaternario es esencialmente continental, exceptuando las zonas actualmente y parcialmente sumergidas durante los máximos marinos interglaciares (tal como Paraguaná y las líneas de costa). Por ende, este conjunto está compuesto por depósitos continentales, restringidos básicamente a la plataforma de Dabajuro y al sector norcentral del estado Falcón, y por depósitos marinos asociados a la costa actual y a la península de Paraguaná. El Plioceno se caracteriza por la sedimentación de conglomerados y lutitas arenosas de la Formación Coro y parte superior de Codore y San Gregorio. Las cuatro terrazas fluviales sobre la Formación Castillete y los aluviones recientes son los representantes de la sedimentación cuaternaria.

Geología estructural regional

Muessig (1984), establece un modelo para las deformaciones estructurales existentes en la región de Falcón y considera que en tiempos del Paleoceno-Eoceno se registró la culminación de la orogénesis compresional en el borde sureste de la cuenca, formándose ésta bajo condiciones de tectónica extensional durante el Oligoceno-Mioceno, a partir de la transcurrancia dextral mayor de rumbo este-oeste (Oca y Cuiza); donde estas fallas transcurrentes y las fallas normales de rumbo noroeste que se unen a estas, fueron activa durante el origen de la evolución de las cuencas, y estas fallas son las generadoras de las cuencas de tracción o pull-apart. Esta fase extensiva con orientación noreste, es la causante de la subsidencia de la cuenca durante el Oligoceno, donde la máxima extensión ocurrió durante el Mioceno Temprano, acompañada por el adelgazamiento de la corteza y por la inyección de magmas basálticos (Muessig, 1978). Otra cosa que se puede ver y que llama la atención, además de las zonas de tracción o pull-apart de divergencia, son los sistemas de fallas transcurrentes irregulares que desarrollan zonas de convergencia, asociadas a deformaciones de tipo compresional (Muessig, 1984). El mismo autor considera seis tendencias estructurales dentro del anticlinorio de Falcón:

1.- Fallas transcurrentes dextrales de rumbo este-oeste, las cuales son: la falla de Oca, la cual es la mejor conocida de este grupo de fallas dextrales transcurrentes, y que se estima con un rango de desplazamiento entre 15 a 20 km post-Eoceno (Feo-Codecido, 1972), 195 km post-Cretáceo a pre-Pleistoceno (Vásquez y Dickey, 1972), 65 km post-Mesozoico (Tschanz et al., 1974); otra falla de este conjunto es la falla Cuiza en la Península de la Guajira, la cual es una estructura similar a la anteriormente descrita, y que se estima con un desplazamiento entre 15 a 25 km según Álvarez (1967); la ultima de este conjunto de fallas es la de San Sebastián, que se localiza costas afuera de Venezuela central, y que es citada como la continuación de las fallas de Oca y El Pilar. Vierbuchen (1978), estimó un desplazamiento transcurrente dextral de 140 km post-Mioceno.

2.- Fallas normales de dirección este-oeste, como lo son: la falla de Ancón, la cual se encuentra localizada al sur, y en forma paralela al la falla de Oca; y la otra falla de este tipo es la falla paralela a la costa sur en la Península de Paraguaná.

3.- Fallas normales noroeste-norte, donde la Península de Paraguaná se encuentra limitada por este tipo de fallas normales, la cuales son de edad Oligoceno-Mioceno en la cuenca de Falcón y en las áreas costa afuera.

4.- Estructuras plegadas y fallas inversas de rumbo este-noreste, donde los pliegues presentan un rumbo N80E en la parte central y cambian a una dirección N50E hacia el este.

5.- Pequeñas fallas transcurrentes dextrales de dirección oeste-noroeste, las cuales son abundantes en el área de Puerto Cumarebo y áreas cercanas al Surco de Urumaco. En el centro de la cuenca fallas transcurrentes de orientación noroeste-oeste a noroeste, son contrarrestados y terminan como pliegues, fallas inversas y crestas topográficas formadas por resistentes areniscas.

6.- Fallas transcurrentes sinestrales de menor magnitud y conjugadas por el sistema anterior, estas fallas presentan un rumbo este-noreste y son abundantes al sur de Coro y al sureste de la cuenca de Falcón.

Estos seis tipos de tendencias estructurales de deformación son generados según Wilcox et al. (1973), para un área con movimientos transcurrentes (*wrenching*) dextrales de gran magnitud en profundidad se refiere. Ahora bien, según Muessig (1984), esta recapitulación de estructuras sintetizada y combinada es lo que demarca la evolución tectónica de la cuenca de Falcón, y de tal manera repercute en su historia geológica (Macellari, 1995, citado por Escorihuela *et al.* (2002)).

Según Boesi y Goddard (1991) citado por Escorihuela y Rondón (2002), existen tres sistemas estructurales desarrollados simultáneamente en la cuenca, cada uno con una máxima intensidad en diferentes tiempos.

El primer sistema estructural consiste de un conjunto de fallas normales de rumbo NE localizadas en la parte norte de la cuenca; este grupo de fallas forman una serie de estructuras horst y graben, entre las que destacan la Depresión de Urumaco, El Alto de Coro-Paraguaná, La bahía de La Vela (esta estructura es una depresión con un horst local hacia el sur), el Alto de Aruba, y un conjunto de horst y graben similares hacia el este (Ilustración 15).

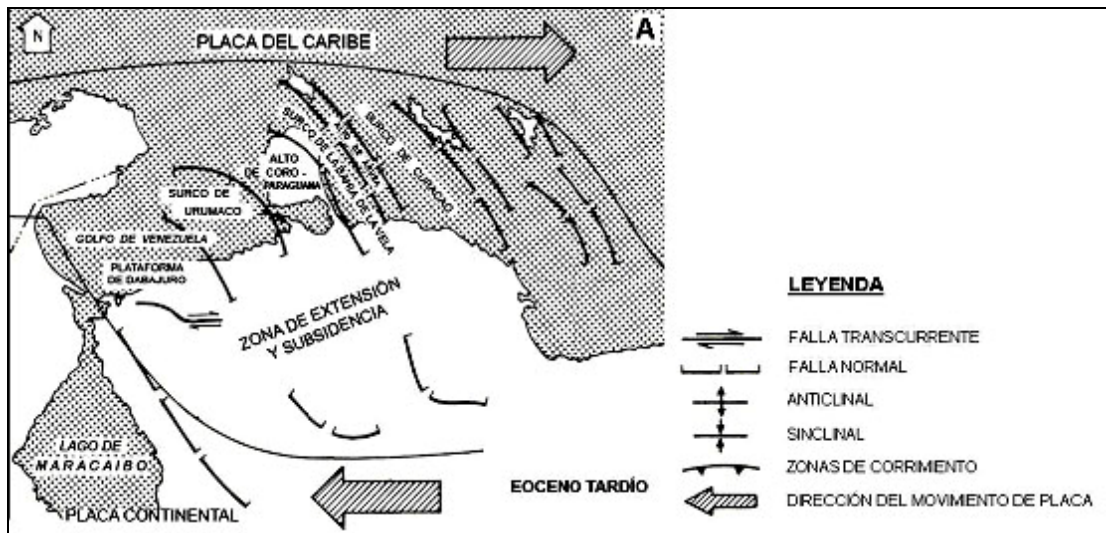


Ilustración 15. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de Boesi y Godard (1991)

El segundo sistema estructural consiste de varios fallamientos este-noreste, pliegues paralelos de gran magnitud situados en el centro de la cuenca, conocidos como el anticlinorio de Falcón; estos son el resultado de un componente compresivo noroeste. En áreas de máxima extensión, generando el desarrollo de pliegues paralelos (Ilustración 16).

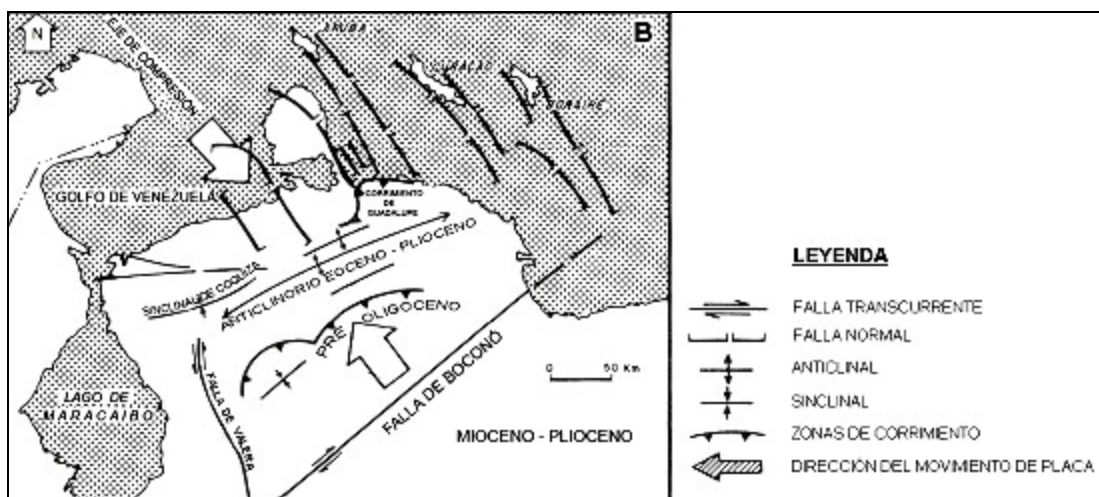


Ilustración 16. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno. Tomado y modificado de Boesi y Godard (1991)

El tercer sistema estructural de fallamiento es dextral lateral, fallas transcurrentes, que comenzó a desarrollarse entre la cuenca en el Eoceno Tardío y continuó hasta finales del Terciario Tardío hasta el Reciente. Estas fallas resultan del levantamiento y cizallamiento regional de todo el bloque en la cuenca (Ilustración 17).

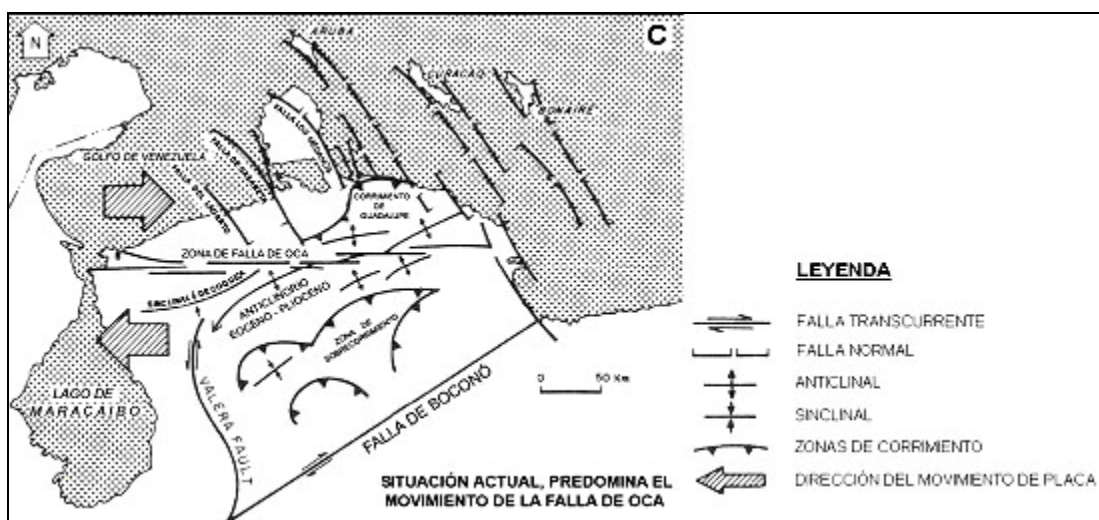


Ilustración 17. Configuración actual de la tectónica de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de Boesi y Godard (1991)

Estos mismos estudios, comentados por estos mismos autores indican que en la parte oeste de Falcón a lo largo del sistema de falla de Oca, se han detectado tres sistemas

de fallas transcurrentes, formando estructuras en flor que pueden ser observadas a lo largo de la zona de falla y están separadas por sinclinales. Los nombres de estas fallas son Oca, El Mayal y Ancón Iturre (Boesi y Goddard, 1991, citado por Escorihuela y Rondón, 2002).

Macellari (1995), indica que la cuenca de Falcón es una depresión con dirección este-oeste, y que se desarrolló al noroeste de Venezuela. En los alrededores del área que compone a la cuenca de Falcón se pueden apreciar tres estilos estructurales según este mismo autor, los cuales son:

1.- Este se encuentra en las partes altas de la Plataforma de Dabajuro y de la Península de Paraguaná, donde estas solo presentan una menor deformación de un espesor delgado del Cenozoico cubriendo basamento metamórfico Mesozoico.

2.- El segundo estilo estructural es representado por un desarrollo notable de fallas noroeste-sureste, que se encuentran entre los altos principales (Golfo de Venezuela, Surco de Urumaco, costas afuera de Aruba, y el este de la bahía de La Vela) (Payne, 1951; Audemard y Demena, 1985; Boesi y Goddard, 1991). Cambios en los espesores estratigráficos a lo largo de estas fallas indican que ellas estuvieron activas durante la sedimentación Oligoceno-Mioceno.

3.- El tercer estilo ocurre a lo largo del anticlinorio de Falcón, el cual toma formas de la parte invertida de la cuenca. El anticlinorio es formado por un conjunto de pliegues elongados este-oeste y de estratos acostados del plano de la costa que es marcado por una zona de vergencia norte que se metió y es asimétrico, y esta representado por pliegues volcados, los cuales se encuentran bien definidos al sur de la población de Coro.

Audemard (1997), señala que la cuenca de Falcón constituye probablemente una de las mejores zonas a nivel regional de todo el país para estudiar y evaluar la actividad tectónica durante los últimos 30 millones de años, debido a la existencia de una sedimentación casi continua y bastante bien datada paleontológicamente. Este mismo

autor, indica que actualmente la región de Falcón se encuentra sometida a un estado de esfuerzos caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal de dirección NNWSSE a N-S y un esfuerzo mínimo horizontal orientado ENE-WSW. Dicho tensor de esfuerzos es calculado a partir de datos microtectónicos, medidos exclusivamente en las unidades plio-cuaternarias de Falcón septentrional, es responsable de la cinemática y actividad actual de cinco sistemas de fallas:

- 1.- Fallas dextrales este-oeste (Oca-Ancon, Adicora)
- 2.- Fallas dextrales NW-SE (Urumaco, Río Seco, Lagarto, La Soledad)
- 3.- Fallas normales NNW-SSE (Costa Oeste de Paraguaná, Cabo San Román, Puerto Escondido, Los Medanos)
- 4.- Fallas sinestrales norte-sur a NNE-SSW (Carrizal, El Hatillo)
- 5.- Fallas inversas ENE-WSW, las cuales son paralelas al plegamiento regional (Guadalupe, Araurima, Matapalo, Chuchure)

La tasa de desplazamiento de estas fallas es baja (generalmente inferior a 0,4 mm/a), a excepción del sistema Oca-Ancón, que se desplaza a razón de 2mm/a, siendo este el accidente tectónico activo más importante de la región noroccidental de Venezuela por su longitud, la cual es de aproximadamente unos 650 km de largo (Audemard, 1997).

Audemard (2000), en base a las siguientes observaciones y evidencias ratifica la cinemática propuesta por él en el año 1997, además de tomar en cuenta el modelo propuesto por Wilcox et al. (1973). Las evidencias que toma en cuenta son:

- La forma vertical de los depósitos marinos poco profundos del Plioceno (Formación La Vela) a lo largo del limbo norte del anticlinal de La Vela.
- La parte norte inclinada de los conglomerados de la Formación Coro, de edad Plioceno-Pleistoceno.

- La existencia de dos discordancias límites del Mioceno-Plioceno, y que se ven a veces en el Pleistoceno Temprano

CAPITULO III

GEOLOGIA LOCAL

FORMACIÓN SAN LUÍS

Paleogeno-Neogeno (Oligoceno-Mioceno Temprano)

Hodson (1926) empleó el nombre "Serie de San Luís" para describir una secuencia de calizas con foraminíferos, intercaladas con lutitas y areniscas, que afloran en la serranía del mismo nombre. Liddle (1928) usa el nombre de Formación San Luís para describir calizas arrecifales de color azul grisáceo, intercaladas localmente con areniscas gruesas de color verdoso y con lutitas, dando un espesor de unos 460 m

Usando criterio litoestratigráfico Senn (1935) describe la formación en considerable detalle e incluye en la misma las diversas facies arrecifales equivalentes laterales de la caliza de San Luís. El mismo autor también reconoce a la Formación San Luís como una unidad cronoestratigráfica (piso), siguiendo el criterio de la mayoría de los geólogos europeos que trabajaron en la zona para esta época. En este sentido, divide a la formación en tres unidades: superior, media e inferior, y establece las equivalencias laterales con otras calizas arrecifales prominentes: Calizas de Los Baños y del cerro Guasiqui, Lutitas de Pecaya, Areniscas de San Juan de la Vega, Calizas de Bocaina y de Agua Linda. Senn reconoce el carácter discordante de la formación por encima del Eoceno Tardío/Oligoceno Temprano y localmente por debajo del Mioceno en el área de la serranía de San Luís. Senn (1935) publica listas de foraminíferos, especialmente orbitoides y le asigna una edad Oligoceno Medio a la formación. Discute cuales son las diferencias faunales con la Formación Churuguara, la cual considera infrayacente a la Formación San Luís. Mencher, *et al.* (1951), en su cuadro de correlación, siguen el criterio litoestratigráfico.

Wheeler (1960, 1963) estudió detalladamente la formación, restringió el empleo del nombre a Falcón norte-central y reconoce la equivalencia lateral de la parte superior de la Formación Churuguara con la Formación San Luís. La parte media e inferior de la Formación Churuguara es más vieja que la Formación San Luís.

Díaz de Gamero (1977), en base a foraminíferos planctónicos, asigna una edad Mioceno Temprano a la formación. Díaz de Gamero (1989) en una revisión de la estratigrafía del norte de Falcón determina una edad de Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano en base a foraminíferos plantónicos y bénticos grandes.

Sandia A. (1981) estudió la formación en la carretera Coro-San Luís en una serie de anticlinales y sinclinales fallados, de relieve abrupto y con alturas de hasta 1300 m sobre el nivel del mar. Más adelante se tratará a fondo este trabajo.

Localidad tipo: La formación aflora típicamente donde el antiguo camino real de Coro-Cabure cruza la serranía de San Luís, distrito Petit, estado Falcón, Hoja de Cartografía Nacional No. 6249, escala 1:100.000. Una sección de referencia se encuentra al este del mismo camino, en la ladera oeste del cerro Acarite (Wheeler, 1960, 1963).

Descripción litológica: Según Wheeler (1960, 1963), la formación consiste predominantemente de caliza arrecifal maciza, densa, gris azulosa, cristalina, con foraminíferos grandes, algas y corales, intercaladas con areniscas de grano fino, arcillosas y calcáreas, lutitas fisiles, con nódulos ferruginosos y, hacia el tope, areniscas conglomeráticas con granos y guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra (sal y pimienta). De acuerdo a Beck (1951), citado en Díaz de Gamero (1977), el crecimiento principal de los biohermos está en la parte oriental de la serranía de San Luís, donde individualmente alcanzan un espesor de más de 100 m. En la parte occidental de la serranía, los biohermos individuales son de menor tamaño y están separados por secuencias lutíticas con areniscas y conglomerados intercalados, calizas margosas y ocasionales capas de carbón.

González de Juana, *et al.* (1980) indican que las calizas del núcleo arrecifal forman prominentes acantilados que se pueden seguir por distancias de decenas de kilómetros. Son de color gris a gris azulado, se componen de algas, briozoarios, pelecípodos y gasterópodos en una matriz micrítica frecuentemente recristalizada. Es frecuente encontrar granos de cuarzo, fragmentos de rocas ígneas básicas y ocasionalmente glauconita. Según los mismos autores, se observa un incremento en la proporción de clásticos hacia el norte. Puede observarse cierta ciclicidad en las facies arrecifal y periarrecifal, así como el paso gradual de una lutita no calcárea a calcárea y marga con fragmentos de corales ramosos (*Porites* sp.). A niveles estratigráficos más altos aparecen grandes cabezas de coral (*Montastrea* sp.) y colonias de algas que forman capas de caliza nodular; en algunos casos se observan capas de *Ostrea* sp. y finalmente un desarrollo de caliza tramada frecuentemente recristalizada. El ciclo termina casi abruptamente con una arenisca o lutita que recubre el arrecife. Según Díaz de Gamero (1977), las lutitas no calcáreas suelen tener restos de plantas y se han observado ocasionalmente capas delgadas de carbón.

Localmente Sandia (1981) estudia los afloramientos de la carretera Coro-San Luís e identifica la litología básicamente compuesta por calizas, pero además con considerables cantidades de lutitas y rocas clásticas terrígenas. En el área identifica tres cuerpos de calizas interestratificadas hacia la base de cada uno de ellos con lutitas, separados por secuencia de lutitas intercaladas con areniscas, limolitas y capas delgadas de calizas (Ilustración 18).

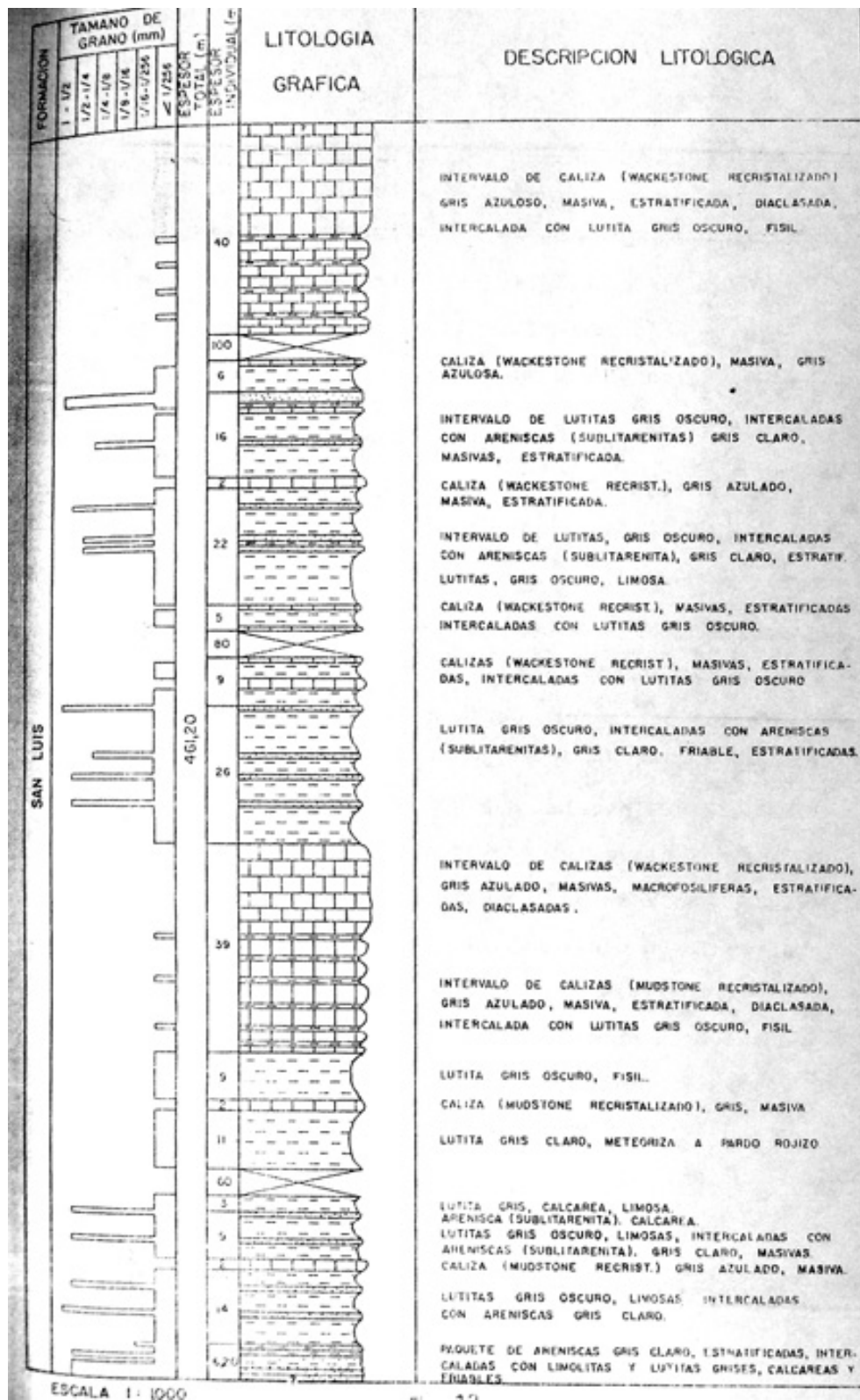


Ilustración 18. Columna estratigráfica de una sección incompleta de la Formación San Luis al sur de la quebrada El Huate. Tomado de Sandia (1981)

Las lutitas que están interestratificadas miden hasta 2 m de espesor, mientras las que presentan mejor desarrollo (Ilustración 19) miden hasta 20 m de espesor y presentan laminación paralela (Ilustración 20), generalmente de color gris oscuro, a veces fisiles y/o calcáreas y yesíferas, con escasos nódulos ferruginosos; las lutitas no calcáreas presentan restos de plantas.

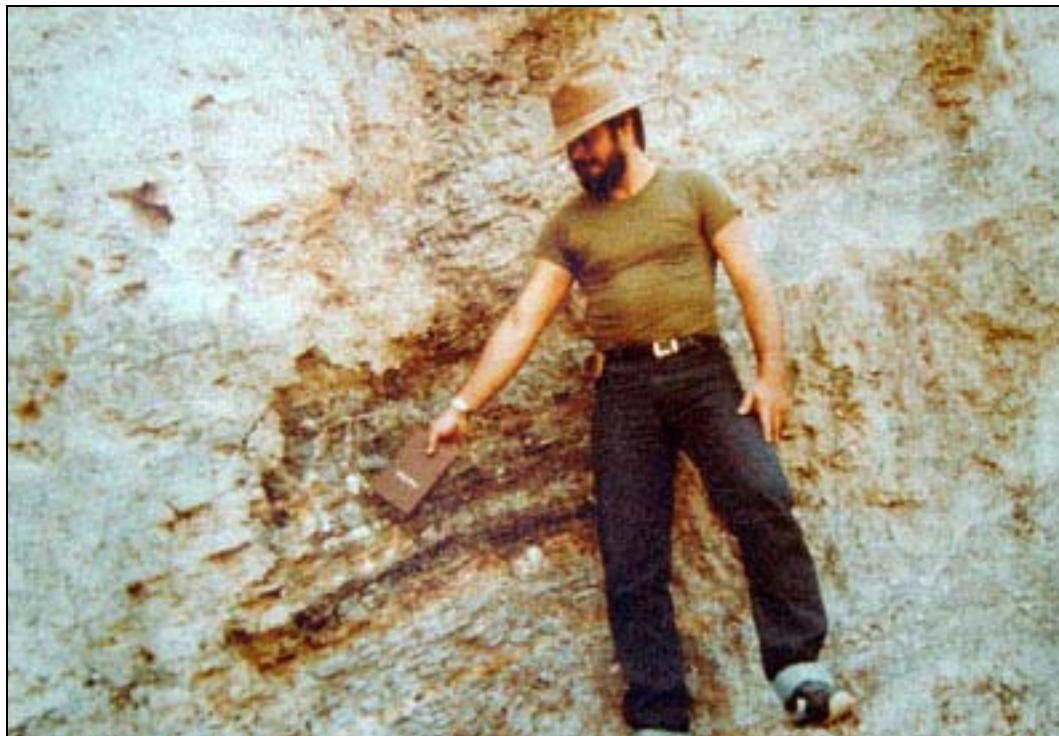


Ilustración 19. Lutitas de la Formación San Luís presentando laminación paralela. Carretera Coro San Luís. Rumbo N25E. Tomado de Sandia, 1981.



Ilustración 20. Huellas de gusanos y laminación paralela en lutitas de la Formación San Luís. Caserío La Tabla. Rumbo N60E. Tomado de Sandia, 1981.

Las limolitas se muestran en secuencias intercaladas con lutitas y areniscas con espesor de hasta 30 cm, de color gris claro, con color de meteorización pardo y muy friables (Ilustración 21)



Ilustración 21. Intercalaciones de limolitas, lutitas y areniscas con estratificación paralela de la Formación San Luís. Al norte de la quebrada de Huate. Rumbo N30W. Tomado de Sandia, 1981

Las calizas se presentan con mayor frecuencia en intervalos de 40 m de espesor, intercaladas hacia la base con lutitas (Ilustración 22), aunque también se presentan en secuencias formando capas individuales de hasta 2 m (Ilustración 23). de espesor intercaladas con lutitas y rocas clásticas; las calizas generalmente son de color gris azulado, masivas, macrofossilíferas, con vetas de calcita, estratificadas y muy diaclasadas (Ilustración 24). En los cuerpos o secuencias rítmicas bien desarrolladas el espesor de cada capa individual en general aumenta hacia el tope.



Ilustración 22. Cuerpo de calizas intercaladas hacia su base con lutitas, Formación San Luís. Rumbo N60W. Tomado de Sandia, 1981



Ilustración 23. Detalle de afloramiento de calizas de la Formación San Luís. (Silva)



Ilustración 24. Caliza masiva de la Formación San Luís. Parte media de la sección estratigráfica. Rumbo N65W. Tomado de Sandia, 1981

Las areniscas estudiadas en la Formación San Luís por Sandia (1981), se presentan a lo largo de toda la columna estratigráfica en secuencias de capas individuales intercaladas con capas de calizas, limolitas y lutitas, separando los cuerpos de calizas y de espesores variables de 0,5 m a 2 m Las mismas son de color gris, masivas, con color de meteorización pardo rojizo hasta conglomeráticas (Ilustración 25); las de grano fino son en su mayoría calcáreas y las conglomeráticas contienen grano de cuarzo blanco y ftanita negra del tipo “sal y pimienta”, las cuales presentan gradación normal y estratificación paralela.



Ilustración 25. Gruesas capas de calizas de grano medio intercaladas con lutitas de la Formación San Luís. Al norte del caserío El Huate. Rumbo N-S. (Tomado de Sandia, 1981)

León I. *et al.* (1985) estudiaron afloramientos en la carretera Coro-Urea, cerca del poblado de Macuquita, la quebrada de San Antonio y en las cercanías del pueblo de Acarigua. Encontraron allí predominancia de calizas arrecifales bioclásticas intercaladas con lutitas hacia el tope. No observaron estructuras sedimentarias.

Petrografía: Sandia (1981) identifica las calizas de la Formación San Luís como *wackestones* 80% y *mudstones* 20%, según la clasificación de Dunham (1962)

Los *wackestones* que se presentan en la parte media y superior de la columna estudiada, tienen como característica textural que más del 10% de sus granos esta soportado por lodo. Sus componentes aloquímicos más importantes son fósiles con 20% e intraclastos con 3%. Los fósiles varían en tamaño de 0,3 mm a 2,5 mm, principalmente angulares a subredondeados, con esfericidad baja y bordes parcialmente corroídos (Ilustración 26); la mayoría se encuentra generalmente recristalizados a microespato y a espato, aunque conservan su estructura original. Los intraclastos, subangulares a subredondeados en su mayoría, de esfericidad baja, con tamaño promedio de 0,5 mm y algo micritizados, se componen de barro

microcristalino con fragmentos bioclásticos y pequeñas vetas de calcita. Los componentes ortoquímicos están representados por espatos con 40%, microespato con 30% y lodo micrítico con un 25%. La caliza se presenta en forma de cemento exenta de hierro. Los componentes terrígenos están representados por cuarzo detrítico, metamórfico e ígneo, disminuyendo su contenido hacia la parte superior de la sección, algunos granos muestran sus bordes corroídos por calcita, presentan tamaño promedio de 0,4 mm, subangulares a subredondeados y de esfericidad baja.

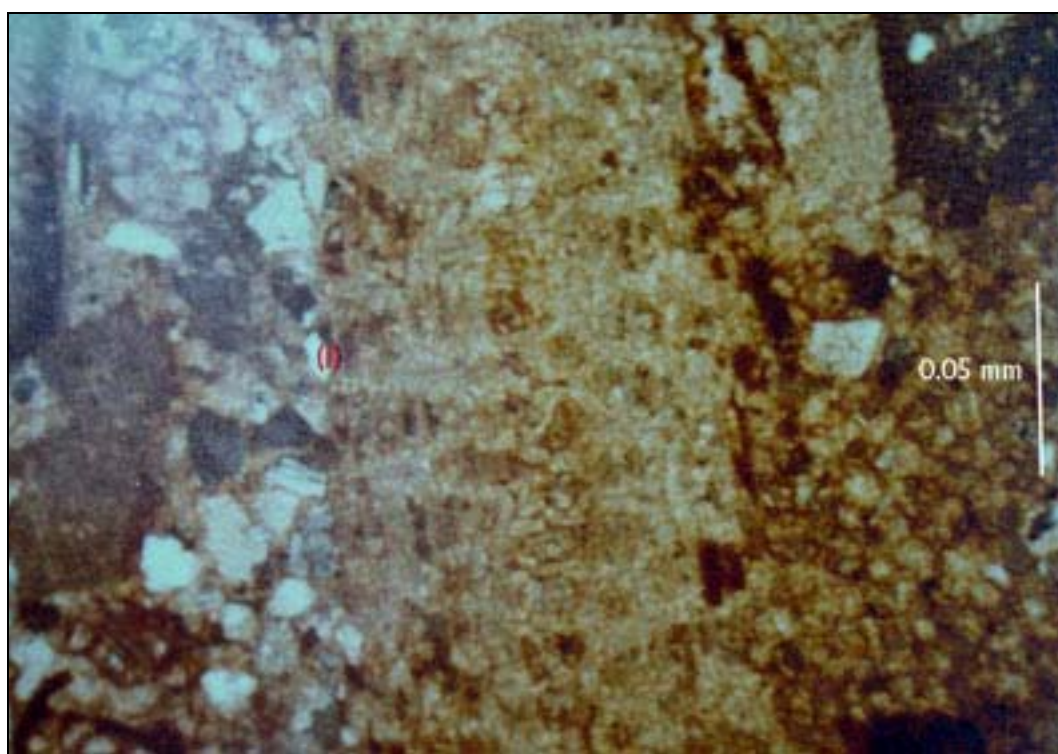


Ilustración 26. *Lepidocyclina* sp. con bordes corroídos (1) en wackestone de la Formación San Luís. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)

Los *mudstones*, presentes hacia la parte inferior de la columna estratigráfica presentan menos del 10% de los granos soportados por lodo. Los componentes aloquímicos más observados son fósiles en un 7% e intraclastos con un 2%. Los bioclastos se encuentran recristalizados a espato pero aún conservan su estructura original, con un tamaño variable que oscila entre 0,1 mm y 2.3 mm, de esfericidad alta, subangulares a subredondeados y de bordes corroídos, rodeados de óxido de hierro y con poros

internos rellenos de cemento. Los intraclastos son subangulares, de baja esfericidad, con tamaños entre 0,5 mm y 1,4 mm. Los componentes terrígenos en los *mudstones* son escasos y están representados por cuarzo detrítico, metamórfico deformado e ígneo con un 3%, angulares a subredondeados y de baja esfericidad. Se observan también óxidos de hierro (magnetita y hematita) en 1%, leucoceno 1% y minerales de arcilla sin diferencia con 1% de promedio; estos son de probable origen detrítico y muestran un aumento progresivo subiendo estratigráficamente en sección. El cemento predominante es el espato seguido de microespato, ambos exentos de hierro.

Sandia (1981) clasifica petrográficamente las areniscas de la Formación San Luís como sublitarenitas según Pettijohn *et al.* (1972), caracterizadas por los fragmentos de rocas, principalmente fánita con 12% y fragmentos de lutitas 1%. El cuarzo es el mineral más abundante, oscilando entre 85% y 90%, los contactos entre sus granos son en su mayoría suturados (Ilustración 27), cóncavo-convexos y tangenciales (Ilustración 28).

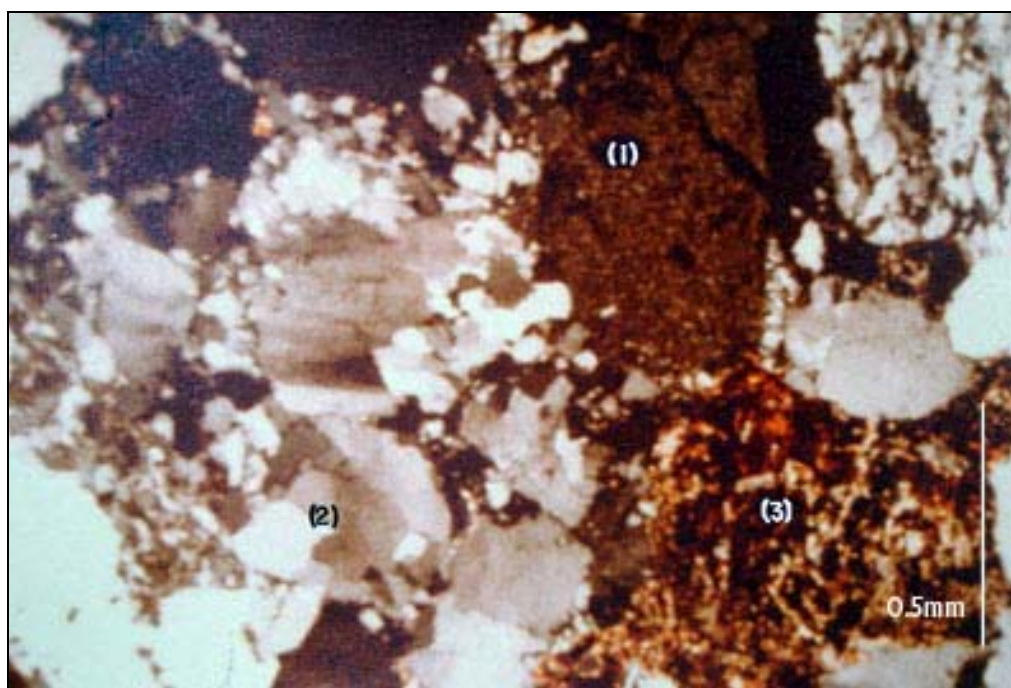


Ilustración 27. Fragmento de roca (1), contactos suturados (2) y óxido de Fe como cemento (3) en sublitarenita de la Formación San Luís. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)

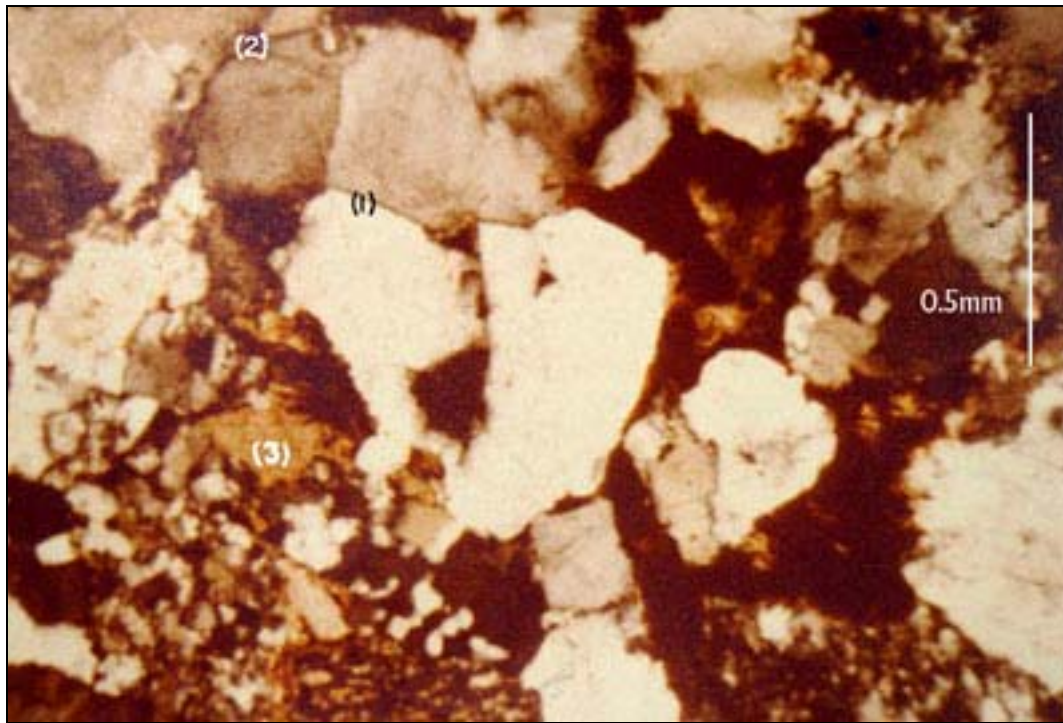


Ilustración 28. Contactos longitudinales (1), concavo-convexos (2) y cemento calcáreo (3) en sublitarenita de la Formación San Luís. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)

El feldespato (albita) se encuentra en menor porcentaje, oscilando entre 1% y 4%, a veces alterado a sericita. Los minerales detríticos accesorios son escasos, disminuyendo al subir estratigráficamente en sección y representados por muscovita, limonita, hematita, leucoceno, epidoto, circón y turmalina. Como minerales autigénicos se encuentran el cuarzo producto de sobrecrecimiento con 10% y, en menor proporción, la sericita como producto de alteración de los feldespatos.

El cemento en estas rocas está representado por cuarzo microcristalino, óxidos de hierro, sílice en forma de sobrecrecimiento y/o carbonato de calcio con porcentaje promedio de 14%; la matriz es generalmente arcillosa y oscila entre 2% y 6%, la porosidad primaria varía entre el 6% y el 10%, los granos en su mayoría de cuarzo son angulares a subredondeados con escogimiento moderado, anhedrales y empaquetamiento moderado alto, con tamaños que oscilan entre 0,01 mm y 1,5 mm (arena fina a arena muy gruesa) Se encuentran presentes cuarzo ígneo 86% con extinción levemente ondulatoria y cuarzo metamórfico 4% con extinción fuertemente

ondulatoria. Clasificando la roca según su madurez textural (Folk, 1969) y tomando en cuenta porcentaje de arcilla, redondeamiento, selección granulométrica, etc., se consideran estas sublitarenitas como submaduras a maduras.

Diagénesis: Según los análisis petrográficos de Sandia (1981) se observa que los efectos diagenéticos tempranos han ocurrido en la parte media y superior de la sección estratigráfica y están representados por procesos orgánicos como perforación de partículas esqueléticas y por envolturas micríticas. Ambos fenómenos se pueden apreciar en algunos gasterópodos.

Los efectos diagenéticos intermedios han ocurrido con mayor predominio hacia la parte superior de la sección estratigráfica, representados principalmente por la formación del primer cemento, también se aprecia cemento equigranular producto posiblemente de precipitación directa o de neoformismo donde ocupa el lugar dejado por el material original de la mayoría de las conchas. Otro evento significativo en la diagénesis intermedia es la inversión de aragonito a calcita fibrosa en algunos pelecípodos.

Los efectos diagenéticos tardíos son los más abundantes en la Formación San Luís, observados a lo largo de toda la sección estratigráfica y evidenciados por recrystalización, cemento en vetas y presión-solución. El efecto de la recrystalización se observa a lo largo de toda la sección estratigráfica afectando fósiles y/o matriz; los fósiles generalmente se encuentran recrystalizados a espato, conservando tan solo su contorno gracias a la presencia de un sobre micrítico. Se observa también neomorfismo por recrystalización (Folk, 1965) donde se evidencia la recrystalización de la matriz a microespato y a espato (Ilustración 29), de tipo gradacional porfiroide donde los cristales han crecido a expensas del lodo micrítico.

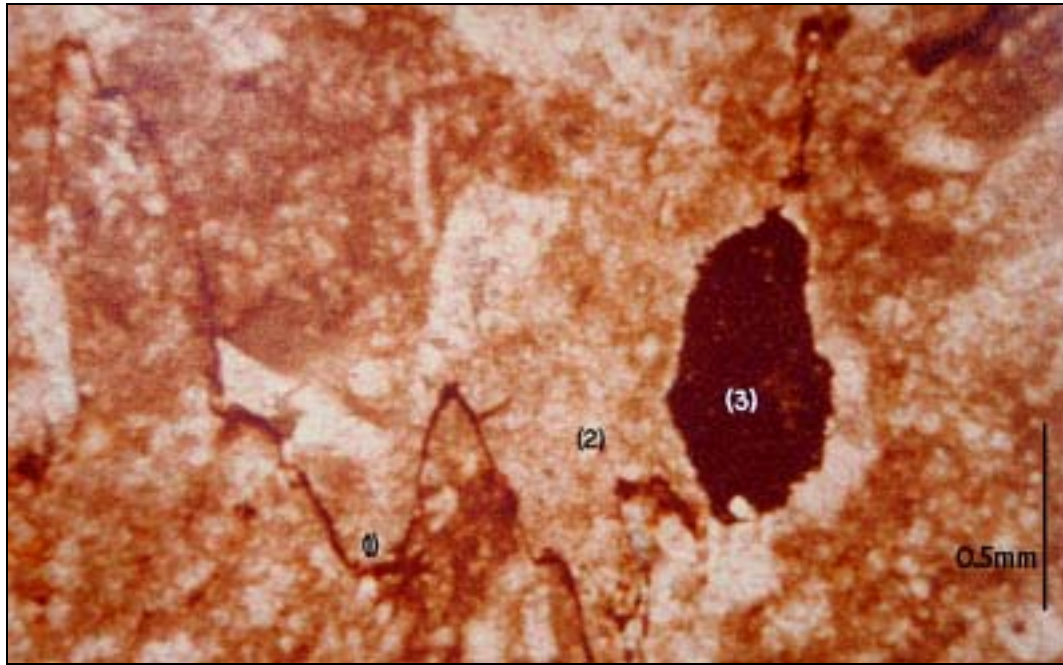


Ilustración 29. Estilolitas (1), recrystalización de la matriz (2) y por vacío en un wackestone de la Formación San Luís. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)

Simultáneamente a la recrystalización ocurre exsolución o formación de óxidos de hierro que migran o se concentran en un solo sitio dentro de algunos fósiles recrystalizados. El cemento en vetas se observa ampliamente a lo largo de toda la sección, principalmente en calizas exentas de hierro. El efecto presión-solución está representado por estilolitas (Ilustración 29) y residuos de disolución (Ilustración 30) comunes hacia la parte media y superior de la sección; las primeras destacan por la presencia de óxidos de hierro en el frente de disolución y los segundos por la presencia de cuarzo, material calcáreo y óxidos de hierro. También es muy común en la rocas de esta unidad las vetas de calcita atravesando bioclastos y posteriormente desplazadas por residuos de disolución (Ilustración 30)

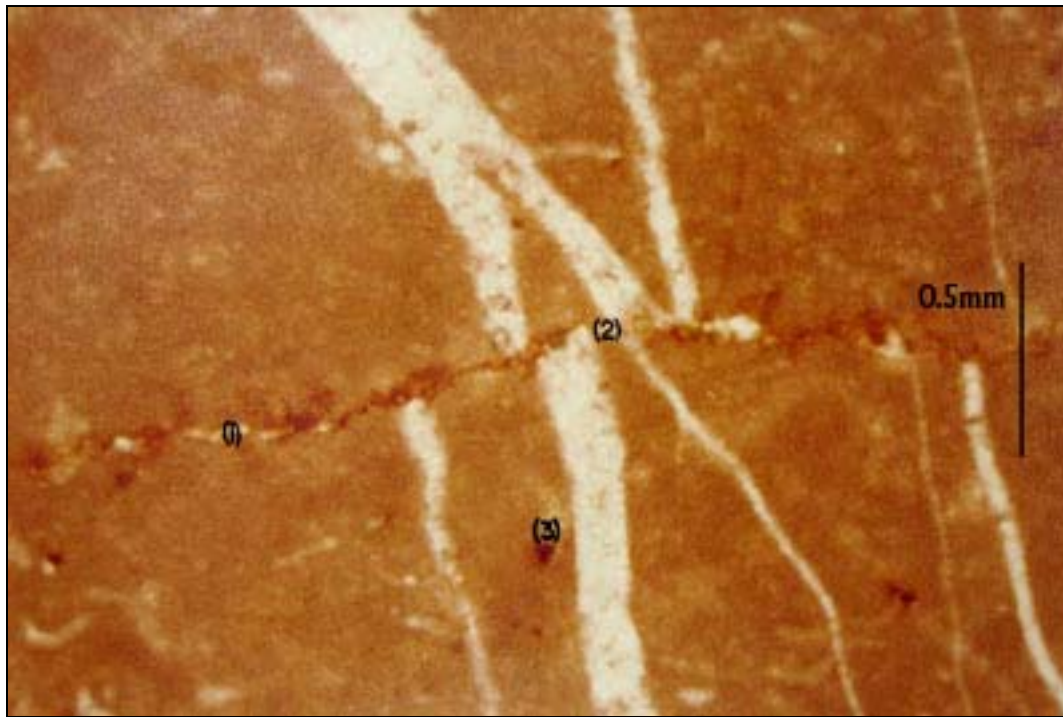


Ilustración 30. Superficie de disolución (1) desplazando vetas de calcita (2) y formación de óxido de Fe (3) a partir de lodo calcáreo en un mudstone de la Formación San Luís. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)

Los efectos diagenéticos ocurridos en las areniscas (sublitarenitas) de la Formación San Luís que son reportados por Sandia (1981), son principalmente sobrecimiento de granos de cuarzo debido a efectos de presión-solución, corrosión de granos de cuarzo por calcita, formación de sericita por alteración de feldespatos, deformación de micas detríticas y contactos suturados entre granos.

Espesor: Se desconoce el espesor total de la formación. Senn (1935) estima 800m-1000 m en la serranía de San Luís. Wheeler (1960, 1963) reporta una sección incompleta de 482 m y estima por lo menos 650 m y posiblemente más de 1000 m, donde la formación esté bien desarrollada. Estos estimados se basan en el espesor combinado de las Formaciones Patiecitos y Guarabal, que gradan lateralmente a la Formación San Luís.

Sandia (1981) midió una sección de 898 m en la carretera Coro-San Luís sin observar la base.

León I. *et al.* (1985) calculan un espesor de 1880 m

Extensión geográfica: La unidad forma la mayor parte de la serranía de San Luís, donde los picos más elevados son las calizas arrecifales típicas de la formación. Se extiende al oeste hasta el río Mitare y al este hasta el valle del río Ricoa.

Expresión topográfica: Las calizas del núcleo arrecifal forman prominentes cerros limitados por acantilados casi verticales en las partes más altas de la serranía de San Luís.

Contactos: El contacto inferior no se ha observado salvo en los lugares donde la formación interdigita con la Formación Patiecitos (Wheeler, 1960, 1963). González de Juana *et al.* (1980) estiman que la Formación San Luís descansa sobre rocas ígneo-metamórficas del Alto de Coro. Sandia (1981) observa contactos de falla y contactos concordantes con la Formación Patiecitos al norte y al sur de caserío de Huate.

El contacto superior es concordante, transicional e interdigitado con la Formación Agua Clara en el área del río Mitare, (Senn, 1935) y aparentemente concordante y abrupto con los conglomerados de la Formación Guarabal en la zona norte-central de Falcón (Díaz de Gamero, 1977). Sandia (1981) reconoce en la Formación Guarabal al equivalente lateral de la Formación San Luís, mostrando un contacto concordante. Hacia el este, las arcillas de la Formación Agua Salada cubren en aparente concordancia la terminación oriental de la formación.

León I. *et al.* (1985) observan el contacto superior de falla con la Formación Agua Clara y transicional con la Formación Guarabal, en la carretera Coro-San Antonio, donde las calizas de San Luís pasan gradualmente a las areniscas conglomeráticas de la Formación Guarabal. Observan también variaciones laterales, pasando calizas bioclásticas a calizas interestratificadas con lutitas.

Senn (1935) especifica que el contacto entre San Luís y Guarabal, cerca de la población de Guarabal, consiste de 60 m de lutitas multicolores de la Formación Agua Clara.

Fósiles: La formación contiene abundantes foraminíferos grandes, corales, algas y pelecípodos. Senn (1935) cita los siguientes foraminíferos: *Lepidocyclina sanluisensis*, *L. canellei*, *L. cf antiquensis*, *L. forresti*, *L. favosa*, *L. undosa*, *Miogypsina hawkinsi*, *Spiroclypeus* sp., *Heterostegina cf. antillea* y *Nummulites* sp. Wheeler (1960, 1963) cita *Heterosteniga paramensis*, *Operculinoides semmesi*, *O. bullbrooki* y *O. panamensis*, además de las *Lepidocyclina* ya citadas por Senn (1935). Wheeler (1960, 1963) reporta un conjunto de corales en la parte superior de la formación: *Montastrea canalis*, *Porites toulai*, *Stylophora imperatoris* y *S. panamensis*. González de Juana *et al.* (1980) mencionan la presencia de los foraminíferos *Rotalia mecatepecensis* y *R. aff. mexicana*.

León I. *et al.* (1985) observaron en muestras de lutitas y en secciones finas fauna variada, como: algas coralinas, algas calcáreas (*Lithophyllum* sp., *Lithothamnium* sp.), pelecípodos, bivalvos, ostrácodos, espinas de equinodermo, diente de pez, *Archaias* cf. *Angulatus*, *Miogypsina* sp., *Nummulites* sp., *Amphistegina* sp., *Rotalia* sp., *Lenticulina americana*, *Hiphogereririna transversa*, *Catapsydrax* sp., *Sphaeroidina variabilis*, *Textularia* sp., y algunos foraminíferos planctónicos como *Globigerinoides* sp. y *Globigerina* spp.

Edad: La edad del desarrollo arrecifal de San Luís no ha sido determinada con toda precisión ya que carece de foraminíferos planctónicos (Díaz de Gamero, 1989). Basado en macroforaminíferos, Senn (1935) siguiendo a los autores previos Liddle (1928) y Hodson (1926), le asignó una edad Oligoceno Medio. Wheeler (1963) extiende la edad del Oligoceno Medio al Mioceno Temprano y Díaz de Gamero (1977) la restringe al Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, en base a la edad definida por foraminíferos planctónicos de la Formación Pedregoso (equivalente lateral de parte de la Formación San Luís) y de la parte inferior de la Formación Agua

Clara. Sandia (1981) le asigna edad probable Oligoceno Medio (?) - Mioceno Temprano. González de Juana *et al.* (1980) y León I. *et al.* (1985) consideran que la Formación San Luís pudo comenzar en el Oligoceno Medio, en base a las especies de *Rotalia* antes mencionadas. León I. *et al.* (1985) encontraron foraminíferos planctónicos (*Globierinoides primordius*) sugiriendo edades de hasta Mioceno Temprano.

Correlación: La formación correlaciona con las formaciones Patiecitos y parte inferior de Guarabal, que son las facies atrás del arrecife en la vertiente norte de la serranía de San Luís, y con la Formación Pedregoso como equivalente lateral de aguas más profundas, hacia el centro de la cuenca de Falcón (Díaz de Gamero, 1977). Equivale a toda la Formación Agua Clara (Díaz de Gamero, 1989).

Paleoambientes: Sandia (1981) aplica el modelo de Wilson en el análisis ambiental de la Formación San Luís, ubicándola en la facies 7 del modelo, definida como plataforma abierta (marino normal), localizada en estrechos, lagunas abiertas y bahías situadas detrás del margen extremo de la plataforma con aguas generalmente poco profundas hasta decenas de metros con salinidad marina normal. El ambiente de la Formación San Luís es típico de condiciones periarrecifales de aguas tranquilas y someras, las estructuras sedimentarias como estratificación y laminación paralela evidencian un ambiente tranquilo de baja energía, confirmado por la presencia de bivalvos del género *pécten*, gasterópodos, equinodermos, corales y bryozoarios, foraminíferos como *archaias* sp., que indican depositación en un ambiente tranquilo de aguas someras con salinidad normal, protegidas por arrecifes cerca de la costa (Max Furrer, comunicación personal en Sandia, 1981); además la ausencia de oolitas en las calizas analizadas y la presencia de materia orgánica en algunas lutitas de esta formación evidencian un ambiente de laguna de aguas tranquilas con ausencia de oleaje. Los globigerínidos y la *Miogypsina* sp. indican mar abierto hacia el frente arrecifal, León I. *et al.* (1985) Así mismo, el predominio arrecifal es indicativo de zonas de no influencia del nivel de olas. Corresponde a una facies arrecifal de borde

de cuenca con núcleos arrecifales alineados en sentido este-oeste, con depósitos bioclásticos de origen arrecifal hacia el centro de la cuenca de Falcón y facies atrás del arrecife hacia la antigua línea de costa de Paraguaná, evidenciados en la presencia de algas coralinas y calcáreas de ambientes poco profundos y de alta energía.

FORMACIÓN PATIECITOS

Paleogeno-Neogeno (Oligoceno-Mioceno Temprano)

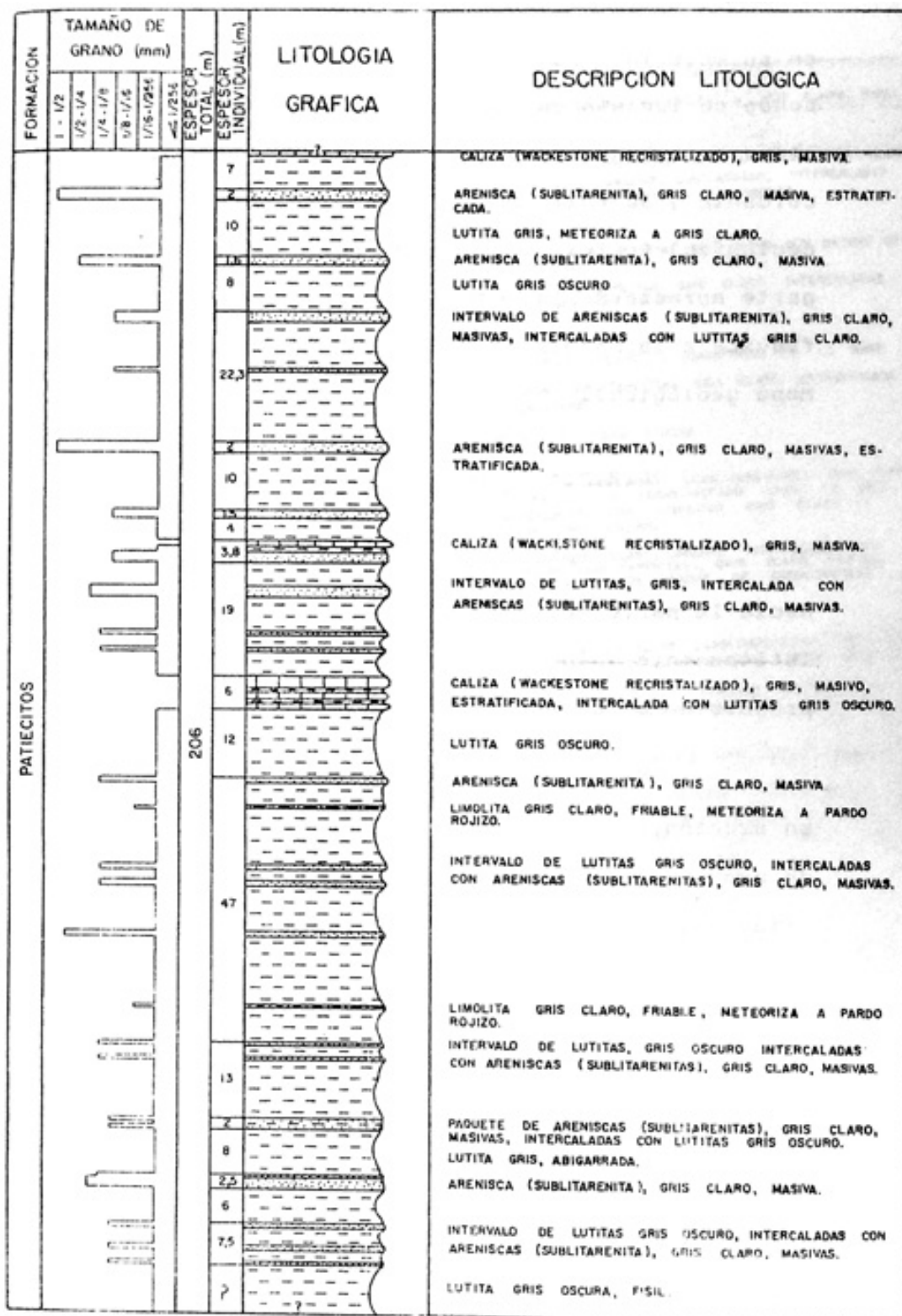
Hodson (1926) propuso el término "Serie de Los Patiecitos" para designar una secuencia de areniscas conglomeráticas, lutitas negras y calizas silíceas expuestas en la quebrada Los Patiecitos en el flanco norte de la serranía de San Luís, cerca del pueblo de Los Alambiques. Liddle (1928) incluyó esta sección en la Formación San Luís. Senn (1940) la atribuyó al Oligoceno Medio y junto con las arenas de San Juan de la Vega la considera infrayacente a la Formación San Luís y suprayacente a la Formación Tacal. Wheeler (1960, 1963) y Díaz de Gamero (1977) consideran que la Formación Patiecitos representa una facies atrás del arrecife y le asignan edad Oligoceno y tentativamente Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano, respectivamente.

Localidad tipo: La unidad tiene su localidad tipo en la quebrada Los Patiecitos, en el flanco norte de la serranía de San Luís, distrito Miranda, estado Falcón, Hoja 6249, esc. 1:100.000, Cartografía Nacional.

Descripción litológica: Wheeler (1960, 1963) describe la Formación Patiecitos como una secuencia de lutitas interestratificadas con areniscas y algunas calizas; las lutitas predominan en la parte inferior de la formación, pero la proporción de arenas incrementa gradualmente hacia la parte superior. Las calizas se encuentran más frecuentes hacia el tope. Las lutitas son de color gris oscuro y tienen fractura en bloques. Las areniscas son frecuentemente de tipo "sal y pimienta", de grano fino a grueso y de colores gris, gris blanquecino y marrón. En la parte superior de la formación contienen lentes conglomeráticos. Las calizas generalmente son de colores grises, fosilíferas, arenosas y se encuentran en capas delgadas hasta capas de

espesor mediano. Hacia el tope de la formación se encuentran frecuentes capas gruesas de calizas del tipo de las calizas de San Luís.

Sandia (1981) describe afloramientos en la carretera Coro-San Luís, en un anticlinal en el caserío de Huate. Identifica a la Formación Patiecitos como constituida en la parte media a inferior por lutitas intercaladas con limolitas y areniscas, incrementando estas últimas al subir en sección. Hacia la parte media y superior observó dos cuerpos de calizas de hasta 6 m, interestratificados con capas delgadas de lutitas de hasta 0,5 m separados por secuencias de lutitas intercaladas con areniscas, limolitas y calizas. Observa además un aumento en el tamaño global del grano verticalmente hacia arriba a lo largo de la sección (Ilustración 31).



ESCALA 1:1000

Ilustración 31. Columna estratigráfica de una sección incompleta de la Formación Patiecitos al sur de la quebrada El Huate. Tomada de Sandia (1981)

Las lutitas se presentan en secuencias intercaladas con limolitas, areniscas y capas individuales de calizas con espesores de hasta 22 m; generalmente son de color gris a gris oscuro y algunas veces fisiles, hacia la parte inferior de la formación son ocasionalmente carbonosas (Ilustración 32), macrofossilíferas y con restos de plantas; hacia la parte superior de la formación se observan escasos nódulos ferruginosos y materia orgánica; la mayoría de las muestras resultaron ser estériles y muy silíceas, constituídas mineralógicamente por illita, montmorillonita, caolinita y cuarzo (Sandia, 1981)



Ilustración 32. Lutitas intercaladas con areniscas y limolitas de la Formación Patiecitos. Rumbo N40E. (Tomado de Sandia, 1981)

Las limolitas se presentan intercaladas con areniscas y lutitas en los intervalos que separan los cuerpos de calizas alcanzando espesores de hasta 0.4 m, de color gris claro, meteorizan a un color pardo y son muy friables (Ilustración 32)

Las areniscas se encuentran a lo largo de la columna estratigráfica en secuencias de capas individuales en espesores desde 0.5 m hasta 2 m (Ilustración 33), son de color

gris, masivas y principalmente del tipo “sal y pimienta”, de grano fino a grueso hasta conglomeráticas, mostrando un mejor desarrollo hacia la parte superior de la sección. Es común la estratificación paralela y raramente la gradada normal, observándose hacia la parte inferior de la sección estratificación cruzada planar.



Ilustración 33. Gruesas capas de areniscas de grano medio a grueso intercaladas con lutitas de la Formación Patiecitos. Rumbo N60E. (Tomado de Sandia, 1981)

Las calizas de la Formación Patiecitos se presentan hacia la parte media y superior de la sección estratigráfica en intervalos de hasta 6 m (Ilustración 34) de espesor intercaladas con capas delgadas de lutitas, y son de color gris, masivas.



Ilustración 34. Cuerpo de caliza masiva estratificada e intercalada con lutitas de la Formación Patiecitos. Rumbo N20W. (Tomado de Sandia, 1981)

Esteves T. y Villalta M. (1989) levantan dos secciones en lo alto de la quebrada Agua Viva, y paralela a ésta, al sur del caserío Chuchure. De estas, la parte inferior está compuesta de lutitas oscuras interestratificadas con areniscas pardas y negras y en menor proporción limolitas (Ilustración 35). Las lutitas varían en colores de gris oscuro a negro, meteorizando a grises claros de olor fétido, con laminaciones marcadas, no calcáreas y ocasionalmente jarosíticas y con bandas ferruginosas, estériles con algunas madrigueras paralelas a la estratificación. Los espesores varían de pocos centímetros hasta 7m Los contactos con las areniscas adyacentes son abruptos y a veces erosivos. En la base de la sección levantada al sur del caserío Chuchure observaron arcilitas de color gris claro, friables, de hasta 3m de espesor.



Ilustración 35. Intercalación de areniscas de grano fino bioturbadas y lutitas oscuras con madrigueras ramificadas. Formación Patiecitos en la quebrada Agua Viva. Rumbo S7W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

En su descripción litológica de la formación Patiecitos, Esteves T. *et al.* (1989) describen las areniscas como de color pardo y gris oscuro, meteorizando algunas a tonos rojizos, de grano fino a grueso, a veces arcillosas; ocasionalmente se pueden observar péctenes y gasterópodos de pequeño tamaño y concreciones de óxido de hierro. Las más gruesas presentan estratificación cruzada del tipo festoneado y rizaduras de corriente en el tope, las delgadas tienen laminación paralela; pocas son calcáreas y algunas están bioturbadas; los contactos son abruptos, estando algunos topos erosionados; los espesores varían de 5 cm hasta 2 m, habiendo paquetes de 2 m con capas de 5 cm a 20 cm de espesor, con algunas intercalaciones delgadas de lutitas. En capas individuales, las areniscas se intercalan con gruesas capas de lutitas.

En la base de la secuencia, las limolitas son de color gris que meteorizan a pardo, de 50 cm de espesor y están en contacto transicional con las areniscas adyacentes.

Esteves y Villalta (1989), observan las areniscas y lutitas en la parte superior de la secuencia, con variaciones en sus características, encontrándose además calizas gris claro y en menor proporción areniscas conglomeráticas, conglomerados de cantos de corales y niveles de ostras y fragmentos de corales.

En la parte superior de la sección, se observan también lutitas de color gris claro, fisiles, a veces calcáreas, deleznales, con nódulos de óxido de hierro, yesíferas y ocasionalmente bioturbadas en la base, con tubos de 3 cm de diámetro. Hacia el tope de la secuencia tienen láminas de carbón. Su espesor varía de 1 m a 4 m con contactos abruptos, a veces transicionales.

Las areniscas son de color gris a gris oscuro y meteorizan a gris claro y pardo, poco consolidadas y de grano fino. Algunas son calcáreas con fósiles y bioturbación en la base, observándose a veces jarosita. Sus espesores varían de 40 cm a 1.5 m, bien en capas individuales o en paquetes de hasta 4 m de espesor. Los contactos con la lutita son abruptos, pocas veces transicionales.

Las calizas, observan Esteves y Villalta (1989), son de color gris con meteorización gris oscuro, a veces arenosas; contienen abundantes fósiles como péctenes, turritelas, bivalvos, fragmentos de corales, etc. Los espesores varían de 40 cm a 6 m con contactos abruptos (Ilustración 36)



Ilustración 36. Paquete de calizas espesas. Formación Patiecitos en la Quebrada Agua Viva. Rumbo N30W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

En la base de la parte superior, en la Quebrada Agua Viva, se observan lentes de arenisca conglomerática del tipo “sal y pimienta” embebidos en arcilla y formando una capa de 4 m de espesor. Se observan además conglomerados de cantos redondeados de calizas coralinas negras de 5 cm a 20 cm de diámetro en una matriz arcillosa calcárea y recrystalizada de color negro, con hasta 2 m de espesor (Ilustración 37). Adicionalmente, se observan limos calcáreos de color ocre de 1 m de espesor y niveles de fragmentos de corales o de ostreas en matriz arcillosa de 15 cm a 40 cm de espesor. Estas últimas también se observan en el tope de la sección del caserío Chuchure.



Ilustración 37. Conglomerado de cantos de caliza coralina embebidos en una matriz lutítica. Formación Patiecitos en la quebrada Agua Viva. Rumbo E-W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Facies: Graterol M. y Orihuela C. (2004), realizaron un estudio de facies de la sección que aflora en la quebrada Agua Viva basándose en el tamaño de grano, estructuras sedimentarias y contenido biológico. Estos determinaron que esta unidad está compuesta por areniscas (A5, A4), arcillitas (L1), limolitas (L2) y como elemento minoritario observaron la presencia de calizas fosilíferas (CAf), calizas arenosas (CM), arcillitas carbonosas (C) y conglomerados (CO7).

Igualmente, determinaron que las areniscas de grano fino a medio (A4) representan el 50% de la sección aflorante, son compactas, de color pardo grisáceo y meteorizan gris a pardo; éstas pueden observarse intercaladas con limolitas (A4/L2) formando paquetes de 6 m a 42 m de espesor; con espesores individuales entre 10 cm y 1 m, o como capas individuales con espesores que varían desde 70 cm hasta 3,5 m. Los contactos son transicionales con limolitas (L2) y areniscas de grano medio a grueso (A5) o abrupto cuando se observan asociados a las arcillitas (L1) o arcillitas carbonosas (C) (Graterol M. *et al.* (2004).

Por lo general son masivas, aunque puede observarse estratificación cruzada planar (A4 c) o estratificación festoneada (A4 f). Ocasionalmente presentan niveles conglomeráticos de 2 cm a 10 cm de espesor conformado por clastos de cuarzo y chert de 0,3 cm a 1,5 cm de diámetro (Ilustración 38). Las limolitas (L2) representan el 23,2% de la sección aflorante, son duras, poseen un color pardo, pardo grisáceo y negro meteorizando a gris parduzco y gris negruzco. Los espesores observados varían de 0,3 m a 2 m. Las limolitas presentan contacto transicional con areniscas de grano fino a medio (A5) y contacto abrupto con areniscas de grano medio a grueso (A5), Calizas (CAf) y conglomerados (CO7) (Graterol M. *et al.* (2004).



Ilustración 38. Caliza con nivel conglomerático (CA-CO6). (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004)

Las areniscas de grano medio a grueso (A5) representa el 7% de la sección aflorante, poseen un color gris verdoso meteorizando a pardo y pardo amarillento. Estas areniscas presentan contacto transicional con los conglomerados (CO7) y abrupto las limolitas (L2). Por lo general son masivas aunque puede presentarse estratificación cruzada planar (A5 c), estratificación festoneada (A5 f), niveles conglomeráticos (A5-CO6) de 20 cm de espesor conformado por clastos de cuarzo y chert de 0,5 cm a 2 cm de diámetro y fragmentos de caliza coralina de 2,5 cm de diámetro (Graterol M. *et al.* (2004)

Las arcillitas carbonosas (C) representan un 6,9% de la sección aflorante. Son de color pardo oscuro meteorizando a negro. Se presentan en paquetes de un espesor de 8 m aproximadamente y se ubican hacia la sección media. Los contactos son abruptos con las areniscas de grano fino a medio (A4).

Las calizas (CA) representan un 6,8% de la formación, poseen color gris azulado meteorizando a gris oscuro. Son fosilíferas (CA *f*), encontrándose niveles de bivalvos, gasterópodos y fragmentos de coral (Ilustración 39). Hacia el tope estas calizas se presentan intercaladas con limolitas (Ca *f*/ L2) en un paquete de 22 m. Ocasionalmente las calizas presentan, hacia la base de las capas, madrigueras del tipo *Thalassinoides* (CA *f b*). El espesor de las capas varía de 1 m a 5 m. Estas calizas presentan contacto transicional con calizas arenosas (CM) y abrupto con limolitas (L2) y areniscas de grano fino a medio (A4). Las calizas se observan a lo largo de toda la formación, sin embargo son más frecuentes hacia el tope de la misma. Los carbonatos de mezcla (CM, AC) representan un 4,5% de la sección aflorante, donde las areniscas calcáreas (AC) representan un 3% y las calizas arenosas (CM) un 1,5%. Dichos carbonatos son de color pardo amarillento oscuro y gris parduzco meteorizando a pardo. Ocasionalmente presentan madrigueras del tipo *Thalassinoides* hacia la base de la capa (CM *b*), pueden ser fosilíferos observándose gasterópodos, corales y bivalvos (CM *f*). El espesor individual es de 0,5 m a 4,5 m, encontrándose distribuidas en toda la sección pero con mayor frecuencia hacia el tope de la formación (Graterol M. *et al.* (2004)



Ilustración 39. Caliza con gasterópodos y coral. (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004)

Los contactos observados son transicionales con calizas (CA) y abruptos con limolitas (L2) y areniscas de grano fino a medio (A4). Los carbonatos de mezcla se observan distribuidos a lo largo de toda la formación, incrementando su frecuencia hacia el tope de la misma.

Los conglomerados (CO6) representan el 1,6% de la sección aflorante. Son de color pardo y gris parduzco meteorizando a pardo amarillento y pardo grisáceo. El tamaño de los clastos varía de 0,5 cm a 2,5 cm de diámetro de cuarzo y chert. En ocasiones se observan clastos de calizas coralinas de más de 25 cm de diámetro (CO9) (Ilustración 40). Los contactos son abruptos con limolitas (L2) y transicionales con areniscas de grano medio a grueso (A5). Son masivos, aunque ocasionalmente se observan estratificación cruzada festoneada (CO6 f). Estos conglomerados se observan en la base y el tope de la formación.



Ilustración 40. Conglomerado de calizas coralinas. (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004)

Petrografía: Sandia (1981) clasifica las muestras analizadas petrográficamente como sublitarenitas, según Pettijohn *et al.* (1972) Texturalmente lo que más caracteriza a estas rocas es el contenido de fragmentos de rocas, constituido principalmente por ftanita (Ilustración 41) con porcentajes del 7% al 12% y algunos fragmentos de lutitas con 1%. Los granos de cuarzo constituyen el mineral más abundante con 86%; el feldespato (plagioclasa-albita) se encuentra entre 1% y 4%, mostrándose a veces alterada a sericita. Los minerales detríticos accesorios como la muscovita se encuentran en casi todas las muestras; los óxidos de hierro, limonita y hematita, y el leucoceno son abundantes en todas las muestras, y el epidoto y la turmalina se presentan en porcentajes muy bajos. Entre los minerales autigénicos más comunes se encuentran el cuarzo producto de sobrecrecimiento (presión-solución) con 15% y la sericita producto de la alteración de los feldespatos con 3%.

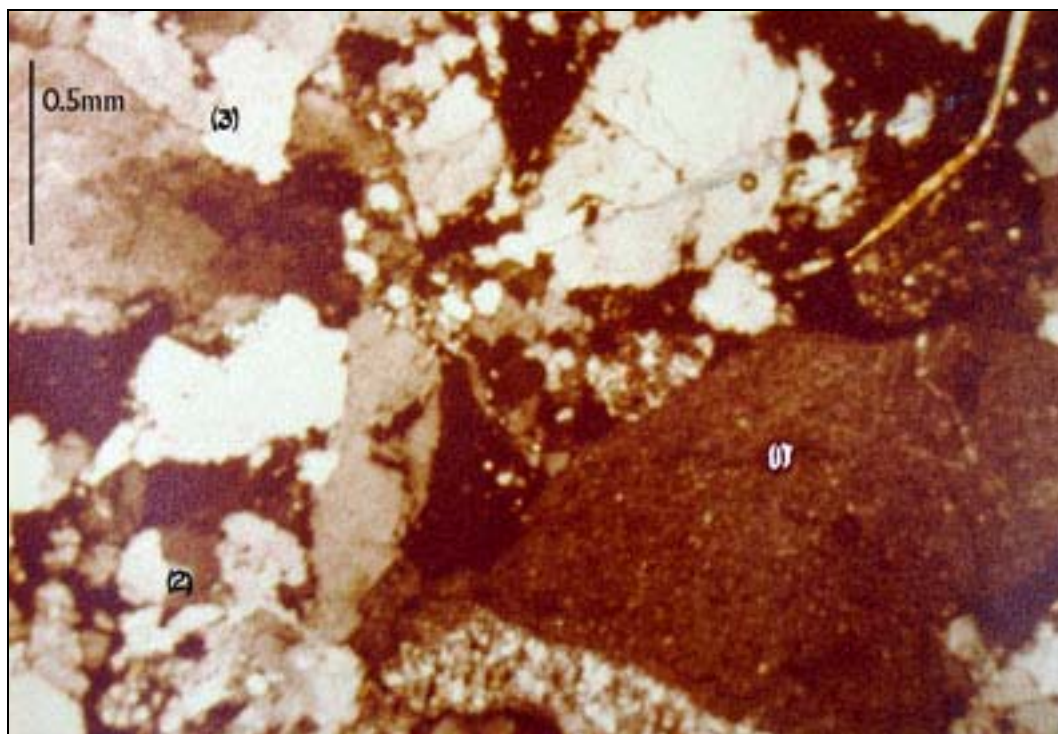


Ilustración 41. Fragmento de roca (chert) (1), contactos suturados (2) y concavo-convexos (3) en sublitarenita de la Formación Patiecitos. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)

El cemento está caracterizado por la presencia de cuarzo microcristalino (Ilustración 42), óxidos de hierro, sílice producto de sobrecrecimiento y el carbonato de calcio con 12%. Los contactos suturados y cóncavo-convexos son los más predominantes entre los granos de cuarzo, en menor proporción los contactos longitudinales y tangenciales. La matriz generalmente es arcillosa, variando de 2% al 6%. Se estima 12% de porosidad primaria calculada en base al porcentaje de cemento existente.

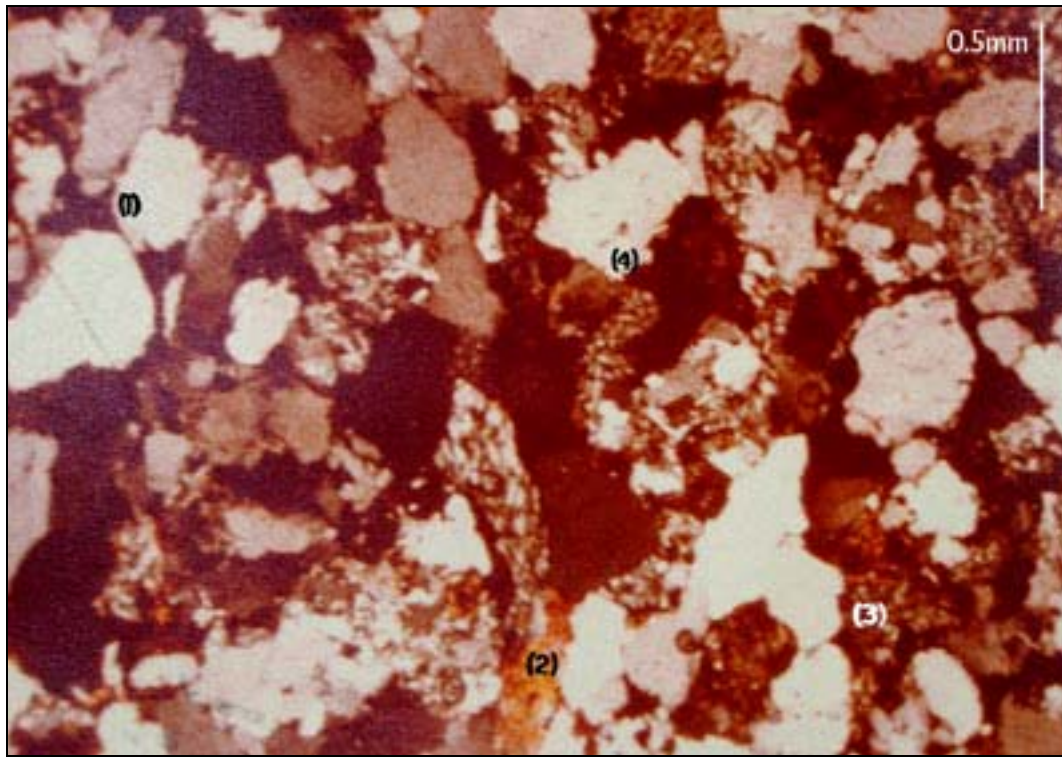


Ilustración 42. Sobrecrecimiento entre los granos de cuarzo debido a presión solución (1), muscovita deformada (2), chert cementando (3) y contactos longitudinales (4) en una sublitarenita de la Formación Patiecitos. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)

El cuarzo como mineral más abundante (85%) se caracteriza por esfericidad baja, generalmente subangular a subredondeado, con escogimiento moderado, anhedral y con empaquetamiento moderado a alto, su tamaño oscila entre 0,01 mm a 2 mm (arena fina a arena muy gruesa). Entre los tipos de cuarzo predomina el ígneo con 84%, con leve extinción ondulatoria, seguido del metamórfico con 4% y fuerte extinción ondulatoria. Usando la clasificación de Folk (1969), Sandia (1981) coloca a las sublitarenitas de esta formación como texturalmente maduras.

Siguiendo la clasificación de Dunham (1962), Sandia (1981) clasifica en su totalidad a las calizas de la Formación Patiecitos como *wackestones*, los cuales tienen como característica principal presencia de más del 10% de los granos soportados por lodo. Los componentes aloquímicos son fósiles con 15%. Los bioclásticos (foraminíferos, pelecípodos, ostrácodos y gasterópodos) tienen un tamaño variable entre 0,1 mm y 1,5 mm, subangulares a subredondeados y de esfericidad baja, teniendo algunos

bordes parcialmente corroídos y otros protegidos por un envoltorio micrítico; la mayoría de los fósiles están recrystalizados a microespato y espato, y algunos pelecípodos muestran efectos de perforación. Los componenets ortoquímicos están representados por espatos con 40%, microespato con 30% y lodo micrítico con 20%. La caliza se presenta en forma de cemento y exenta de hierro. Los componentes terrígenos están representados por cuarzo detrítico, metamórfico e ígneo con 9%, con bordes corroídos por calcita, tamaño promedio de 0,6 mm, angular a subangular y alta esfericidad. Los óxidos de hierro están presentes con limonita y hematita con 3% y leucoceno con 4%, posiblemente de origen detrítico. La porosidad móldica es frecuente, teniendo estos 5% de porosidad secundaria.

Los *wackestones* de la Formación Patiecitos se diferencian de los de la Formación San Luís por sólo poseer fósiles como componente aloquímico y mayor cantidad de cuarzo como componente terrígeno.

DeSantis *et al.* (1985), estudiaron petrograficamente once muestras de la formación: cuatro areniscas líticas, tres *grainstones*, un *mudstone*, dos *wackestones* y un *packstone*.

Las areniscas líticas se encuentran en toda la unidad y su contenido promedio de cuarzo es de 60%, usualmente con bordes recrecidos por precipitación de sílice como cemento. Los feldespatos se encuentran en porcentajes de 5% a 10%, parcialmente sericitizados. Los fragmentos de roca son mayoritariamente metamórficos, con un 15%; otros minerales detríticos son leucoceno, magnetita, epidoto, biotita, muscovita, apatito y circón. La matriz, escasa, varía entre el 0% y 5%, de material argiláceo y cuarzo detrítico principalmente. El cemento, en estas areniscas es de naturaleza silícea y de óxido de hierro, 9 y 5% respectivamente y en menor proporción material calcáreo y caolinita. Texturalmente estas areniscas presentan un escogimiento que va de moderado a malo, con tamaño promedio de 0,2 mm

Tras el análisis petrográfico, DeSantis *et al.* (1985) concluye que las calizas eran: *grainstones*, con 33 a 100% de fósiles, principalmente corales de más de 1 mm, con ortoquímicos entre 45 y 64%; *mudstones*, con alto contenido de ortoquímicos, altamente dolomitizados y con 11% de microespato, 4% de pseudoespato, 9% de espato y 60% de dolomita y 16% de fragmentos fósiles (coral); *packstone*, presentando 20% de fragmentos fósiles, mayoritariamente moluscos, 10% de microespato y 45% de dolomita terrosa no ferrosa, extraclastos de cuarzo en 20%, fragmentos de roca 5%. Por último está el *wackestone* con contenido de microespato entre 26% y 60%, pseudoespato 17%, espato 3% a 6%.

Los análisis petrográficos de las muestras de Esteves y Villalta (1989) arrojaron los siguientes resultados:

Las areniscas resultaron ser de grano fino a grueso según la escala de Wentworth (1922), de granos subangulosos a subredondeados, de selección mala a moderada y con porosidad intergranular de hasta 25%. Entre los minerales constituyentes se encuentran el cuarzo plutónico en cantidades de 26% y 62%, fragmentos de rocas metamórficas en 15%, fragmentos de rocas sedimentarias del 3% al 13%, feldespatos en un 10% (plagioclasas y ortosas alterados en su mayoría a minerales de arcilla); entre los minerales accesorios se encuentran biotita, muscovita, apatito, epidoto y circón, como elementos trazas; los cementos observados son óxido de hierro entre 4% y 8%, silicio por sobrecrecimiento de cuarzo hasta 3%, matriz calcárea recrystalizada hasta 29%; las matrices observadas fueron de óxido de hierro entre 4% y 8% y argiláceas, específicamente caolinita e illita del 2% al 16%. Las areniscas se clasificaron según Pettijohn *et al.* (1972) en tres tipos: grauvacas líticas, sublitarenitas y arenitas líticas (Ilustración 43)

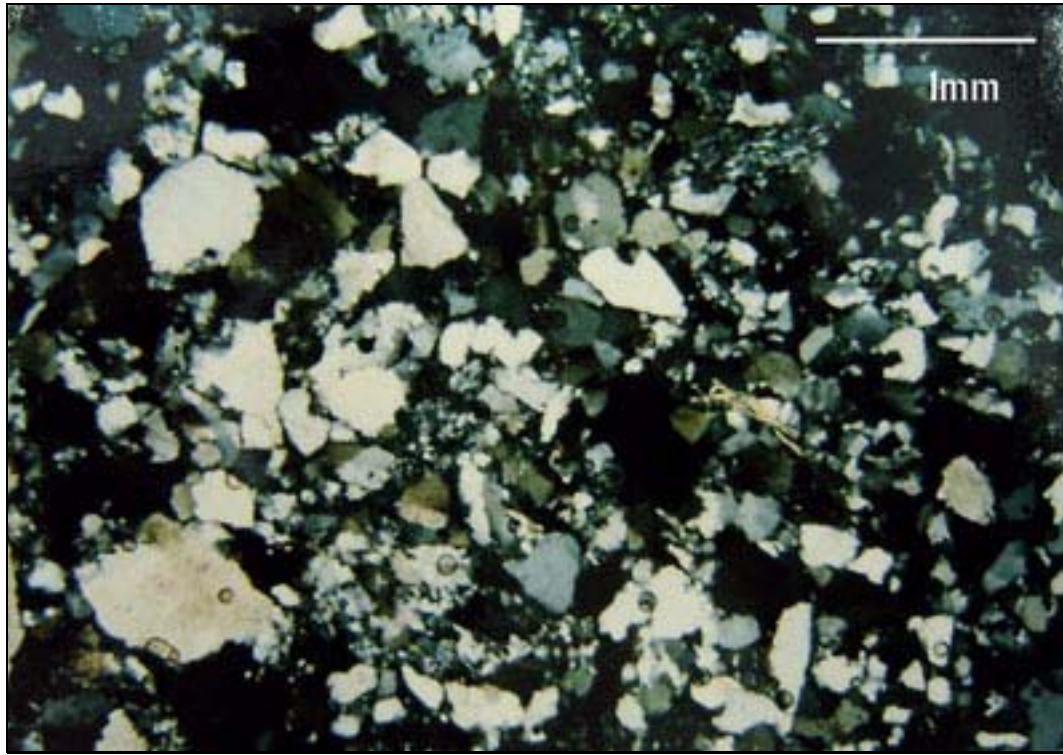


Ilustración 43. Grauwaica lítica de la Formación Patiecitos con gran proporción de fragmentos de rocas metamórficas y chert. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Las rocas carbonáticas, cinco en total, se clasificaron según Dunham (1962) dando como resultado un *wackestone*, un *mudstone* recristalizado y tres *bounstones*. En el *wackestone* los componentes aloquímicos están representados por foraminíferos bénticos en un 7% con escasos foraminíferos planctónicos, algas rojas en un 5%, pelecípodos 5%, equinodermos 2% y corales 1%, observaron también ooides; en los ortoquímicos observaron un 79% de espato; los extraclástos fueron de cuarzo con un 1%; los óxidos de hierro se encuentran rellenando estilolitas y bordeando fósiles. El *mudstone* presenta los mismos aloquímicos que el *wackestone* pero variando de 0% a 3%, los ortoquímicos se observaron en una proporción de 85% de microespato y 5% de espato; los extraclástos fueron 1% de cuarzo y magnetita y hematita bordeando los fragmentos fósiles. Los *bounstones* son corales con una recristalización muy avanzada que enmascara casi totalmente la textura original del organismo.

Diagénesis: Sandia (1981) reporta que los efectos diagenéticos intermedios han ocurrido hacia la parte media y superior de la sección estratigráfica, representados por la formación del primer cemento, de calcita y equigranular, producida probablemente por precipitación directa o por neomorfismo. Otro efecto diagenético muy común es la inversión de aragonito a calcita fibrosa evidenciado en algunos pelecípodos; este fenómeno se observa también en las últimas fases de la diagénesis temprana.

Los efectos diagenéticos tardíos son los más abundantes en las calizas de la Formación Patiecitos, principalmente en la parte media y superior de la sección estratigráfica. Se observa recristalización, cemento en vetas y presión-solución. La recristalización se muestra afectando fósiles (Ilustración 44) y/o matriz; la mayoría de los bioclastos están parcialmente recristalizados a espato, algunos presentando tan solo su estructura original por la presencia de un sobre micrítico; también se observa neomorfismo por recristalización de la matriz a microespato y espato (Ilustración 45), del tipo gradacional porfiroide con cristales creciendo a expensas de lodo micrítico. Simultáneo a esto se observa la formación de óxido de hierro en algunos bioclátos recristalizados y a partir del lodo calcáreo.

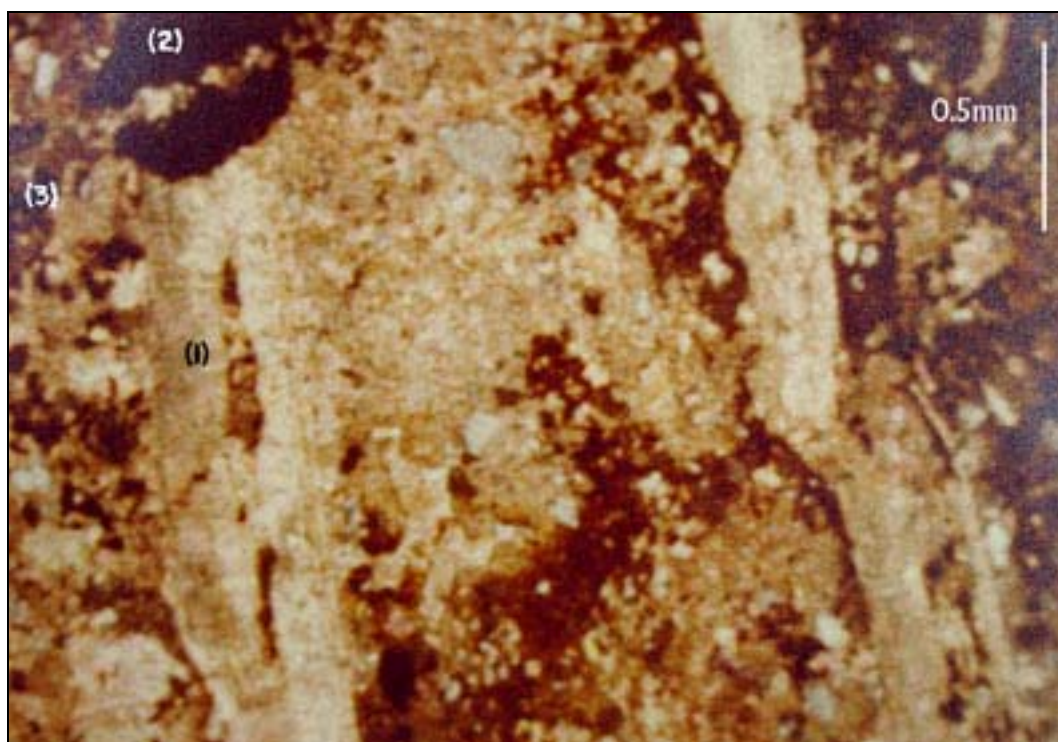


Ilustración 44. Recristalización afectando fósiles (1), porosidades móldica (2) y por vacío (3) en un wackestone de la Formación Patiecitos. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)

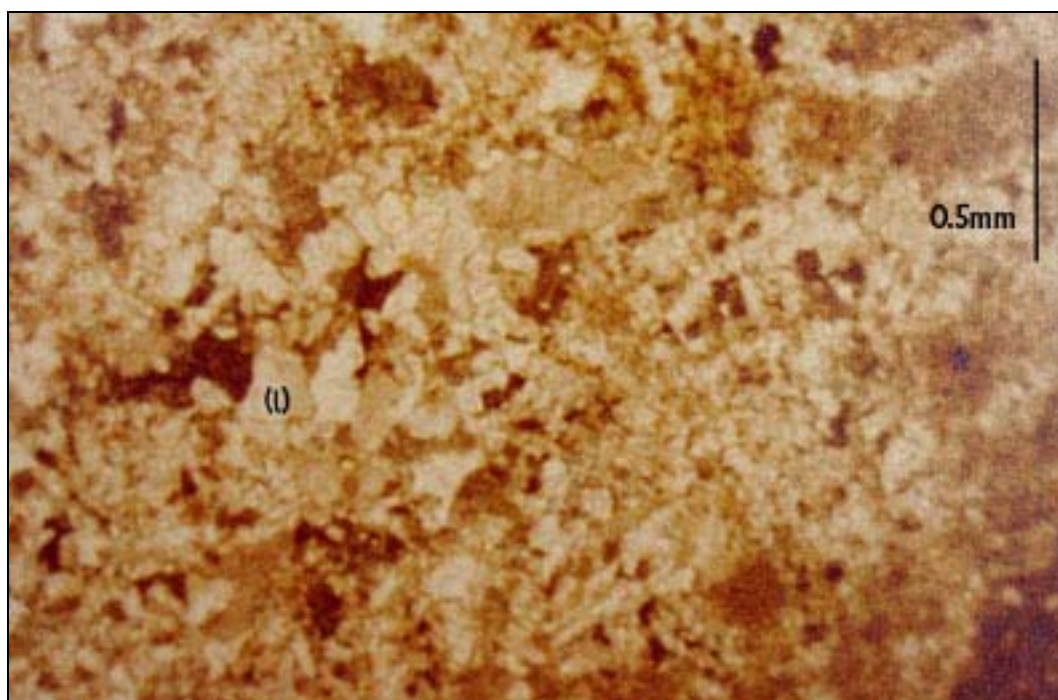


Ilustración 45. Recristalización afectando la matriz, se observa la formación de espato a partir de lodo calcáreo en wackestone de la Formación Patiecitos. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)

Muy común en todas las muestras es la presencia del cemento en vetas, principalmente calcita exenta de hierro, de igual manera el efecto presión-solución se evidencia por la presencia de óxido de hierro, cuarzo y material calcáreo en la superficie de disolución.

Las litarenitas de la Formación Patiecitos evidencian sus procesos diagenéticos principalmente en el sobrecrecimiento entre los granos de cuarzo productos de la presión-solución (Ilustración 42), los cuales presentan corrosión de los bordes por calcita (Ilustración 46); igualmente es muy común la sericita por la alteración de los feldespatos, así como también la deformación de micas detríticas por la presión de los sedimentos y contactos suturados entre granos. La porosidad primaria ha disminuido probablemente como consecuencia del proceso de cementación.

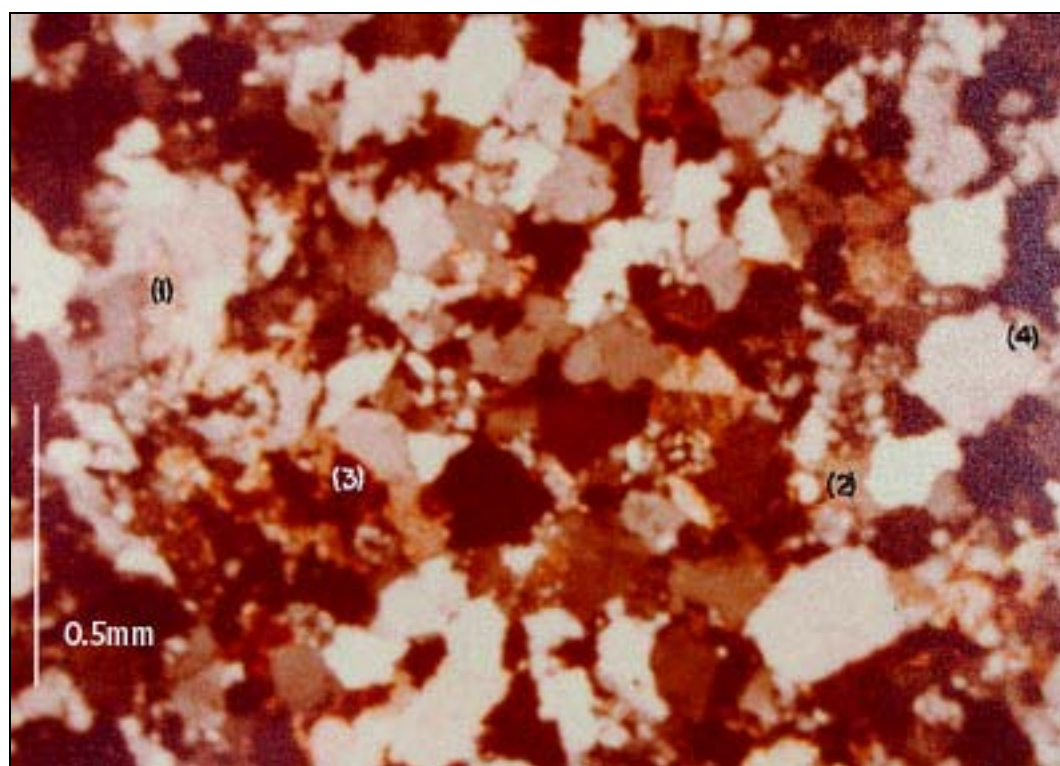


Ilustración 46. Bordes de granos de cuarzo corroídos por calcita (1), cemento calcáreo (2), óxido de Fe (3) y sílice como producto de sobrecrecimiento (4) en sublitarenita de la Formación Patiecitos. Nx. (Tomado de Sandia, 1981)

Según Esteves y Villalta (1989) las rocas clásticas presentan características diagenéticas de las etapas temprana e intermedia. La primera se caracteriza por empaquetamiento suelto evidenciado en la abundancia de contactos grano-matriz, grano-cemento y puntuales, cementación por óxido de hierro y feldespatos alterados parcialmente a minerales de arcilla. La etapa intermedia se evidencia en la sedimentación silícea debida al sobrecrecimiento de los granos de cuarzo, la presencia de muscovita deformada por compactación, la recristalización de la micrita y la presencia de la asociación caolinita-illita como matriz.

El proceso diagenético de las rocas carbonáticas se inicia con la acción de organismos perforadores, la formación de peloides y ooides y la dolomitización incipiente en las algas. Posteriormente, bajo condiciones reductoras, se produce la piritización de fragmentos fósiles. Continúan los procesos químicos iniciados anteriormente con la inversión de aragonito a calcita y recristalización moderada de la matriz. Por último, procesos físicos y químicos actúan y generan estilolitas, indicando que los carbonatos alcanzaron una etapa diagenética tardía.

DeSantis *et al.* (1985) igualmente reconoce diagénesis tardía en sus muestras, sin embargo también reporta etapas diagenéticas tempranas, manifestadas por horadaciones y micritización de fósiles.

Espesor: El espesor total de la formación se desconoce. Wheeler (1960, 1963) midió 575 m en una sección incompleta cerca de Patiecitos. Esteves y Villalta (1989) midieron un máximo de 685 m en sección incompleta, al sur de Chuchure. Sandia (1981) levantó una sección de 605 m sin encontrar la base.

Extensión geográfica: La unidad aflora a lo largo del flanco norte de la serranía de San Luís y se acuña al este y oeste. Hacia el norte la formación se acuña contra la antigua área positiva de Paraguaná.

Expresión topográfica: Las areniscas de la Formación Patiecitos forman cuestras y contracuestras características del tipo "dientes de sierra" que se pueden seguir fácilmente en fotografías aéreas y en el campo.

Contactos: El contacto inferior no se ha observado. La unidad se postula suprayacente a la Formación El Paraíso y/o quizás a rocas del Eoceno (Senn, 1940). El contacto superior es concordante y de falla con parte de la Formación San Luís (Sandia, 1981), y más hacia el norte desaparece la cuña de la Formación San Luís y la Formación Guarabal descansa sobre la Formación Patiecitos, con un contacto abrupto (Esteves y Villalta, 1989) que puede ser localmente discordante, como en el área de Guarabal, (Wheeler, 1960, 1963) o de falla como lo reporta Sandia, (1981) en su área de estudio.

Fósiles: La unidad contiene macroforaminíferos. Wheeler (1960, 1963) cita *Operculinoides bullbrooki* y *O. semmesi* en las calizas macizas de la parte superior de la formación. La fauna en las lutitas es escasa y no ha sido estudiada adecuadamente. Esteves y Villalta (1989) reportan *Trochammia* sp., encontrada en una muestra lagunar. Encontraron *Sphenolithus* sp. como único nanoplancton calcáreo.

Edad: La edad no ha sido determinada con toda precisión (Díaz de Gamero, 1989). Basado en los foraminíferos béticos, Wheeler (1960, 1963) le asigna edad Oligoceno y Díaz de Gamero (1989) la restringe al Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

Correlación: La Formación Patiecitos hacia el sur pasa gradualmente a la Formación San Luís; hacia el este y oeste se interdigita con las formaciones Pecaya y Pedregoso. Hacia el norte la formación se acuña contra la antigua tierra de Paraguaná, Wheeler (1960, 1963). Según Díaz de Gamero (1989) se correlaciona con la Formación Agua Clara.

Paleoambientes: La Formación Patiecitos se considera como facies de relleno entre el arrecife de San Luís y la costa de Paraguaná, Wheeler (1960, 1963) y Díaz de

Gamero (1989). Sandia (1981) sugiere un ambiente de depositación de aguas tranquilas y someras, de salinidad normal e influenciada por aporte de material clástico terrígeno y protegidas por cuerpos arrecifales cercanos a la costa, representando una facies de relleno tras arrecife. Esteves y Villalta (1989) interpretan para la porción inferior de la formación un ambiente de laguna pobremente oxigenada cerca del continente (Ilustración 47), favoreciendo acumulación y preservación de materia orgánica dando origen al carácter fétido y oscuro de las areniscas y lutitas allí depositadas. Hacia el tope de la secuencia hay evidencia de condiciones más oxigenadas del ambiente sedimentario, las cuales favorecen la fauna marina dando origen a las calizas fosilíferas con fragmentos de corales provenientes del arrecife de San Luís, barrera protectora de la laguna.

LAGUNA DETRAS DE ARRECIFE.



SECUENCIA IDEALIZADA
DE LA FORMACION PATIECITOS
(576m)

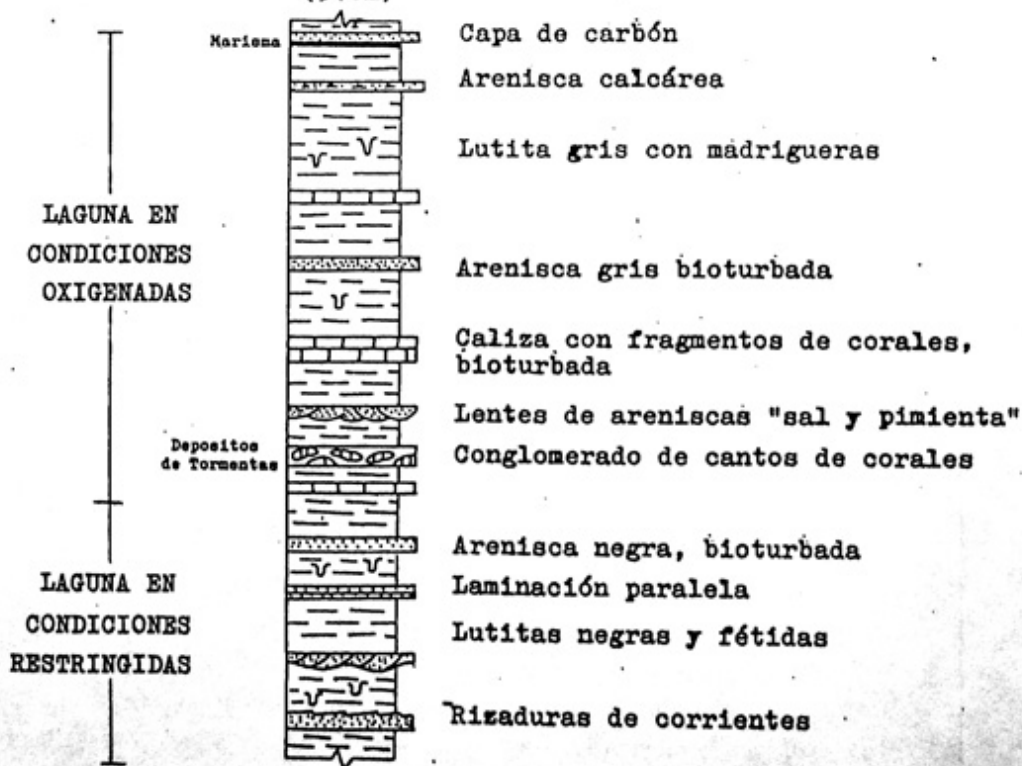


Ilustración 47. Modelo ambiental de la Formación Patiecitos. Tomado de Esteves y Villalta (1989)

FORMACIÓN GUARABAL,

Neogeno (Mioceno Temprano)

Hodson (1926, p. 174) usó el nombre de Conglomerado de Guarabal para una sección de areniscas conglomeráticas con capas delgadas de lutitas negras y calizas silíceas, expuestas en el flanco norte de la serranía de San Luís. Liddle (1928) coloca el conglomerado de Guarabal en la parte superior de la Formación San Luís; por el contrario, Senn (1935, 1940) lo sitúa en la base de la Formación Agua Clara y lo considera como evidencia de una discordancia entre el Oligoceno Medio y Tardío. Wheeler (1960, 1963) lo describió en mayor detalle con el nombre de Formación Guarabal.

Localidad tipo: La Formación Guarabal tiene su localidad tipo en cortes de la carretera Coro-Churuguara, a 17 km al sur de Coro, distrito Miranda del estado Falcón, Hoja Cartográfica Nacional N° 6249, escala 1:100.000.

Descripción litológica: Según Wheeler (1960, 1963) la formación consiste generalmente de gruesas capas de areniscas y areniscas conglomeráticas interestratificadas con limolitas y lutitas. Hacia el este de su sección tipo las areniscas y conglomerados disminuyen y la sección consiste principalmente de limolitas y algunas lutitas. Las areniscas son del tipo "sal y pimienta", de grano fino a grueso, de color gris y escogimiento pobre (Ilustración 48). Los conglomerados contienen guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra, promediando de 1 cm a 2 cm de diámetro, con un diámetro máximo de 5 cm, embebidos en una matriz de arenisca del tipo mencionado anteriormente. Las secciones individuales de areniscas y conglomerados tienen espesores de hasta 15 m y contienen capas de hasta 2 m de espesor. Los conglomerados se reducen a grava suelta por efecto de la meteorización. Las limolitas son de color gris claro, moteado con púrpura, rosado y beige. Las lutitas son arenosas y limosas, de color gris oscuro.



Ilustración 48. Detalle de conglomerado "sal y pimienta" de la Formación Guarabal. (Silva)

Sandia (1981) en afloramientos de la carretera Coro-San Luís define la Formación Guarabal como constituida principalmente por areniscas intercaladas con lutitas y limolitas (Ilustración 49), pero hacia la parte media y superior de la sección se caracteriza mejor como areniscas con bandas conglomeráticas (Ilustración 50).



Ilustración 49. Afloramiento de areniscas intercaladas con lutitas grises laminadas de la Formación Guarabal. Rumbo N80E. (Silva)

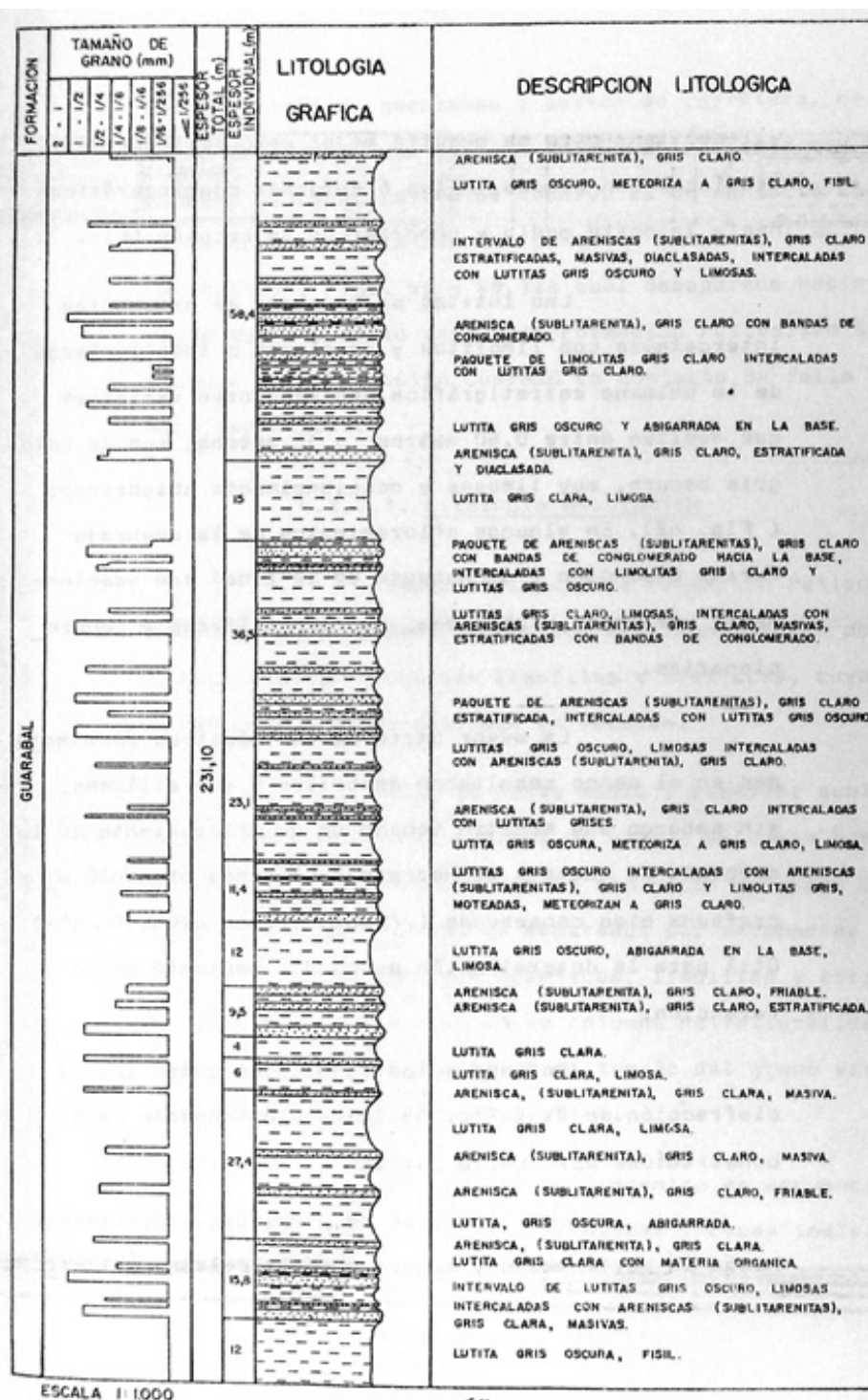


Ilustración 50. Columna estratigráfica de una sección incompleta de la Formación Guarabal al sur de la quebrada La Mamaflor. Tomado de Sandia (1981)

Las lutitas se muestran en secuencias intercaladas con limolitas y areniscas a todo lo largo de la columna estratigráfica con espesores variables que oscilan entre 0,6 m y 18 m, son de color gris oscuro, muy limosas y ocasionalmente abigarradas (Ilustración 51). En algunos afloramientos de la quebrada Puerto Escondido son ocasionalmente yesíferas, laminadas, macrofossilíferas y concrecionarias; la mayor parte de las muestras de la formación resultaron estériles y muy silíceas, con excepción, de una muestra tomada en un afloramiento de la quebrada de Huate, al noreste de la zona, que presentó microfauna bien conservada (foraminíferos planctónicos) útil para la determinación de edad y ambiente de la formación.



Ilustración 51. Afloramiento de lutitas típico de la formación guarabal. Área La Torta en al carretera Coro-San Luís. Rumbo N60E. (Tomado de Sandia, 1981)

Las limolitas se presentan generalmente hacia la parte media y superior de la columna estratigráfica, intercaladas con lutitas y areniscas con espesor de hasta 0,5 m, de color gris moteadas de púrpura, estratificadas y muy friables (Ilustración 52)



Ilustración 52. Limolitas intercaladas con lutitas de la Formación Guarabal. Área La Torta en la carretera Coro-San Luís. Rumbo N60E. (Tomado de Sandia, 1981)

Los conglomerados se presentan en forma de bandas en las areniscas (Ilustración 53), contienen guijarros redondeados de cuarzo blanco y ftanita negra, de tamaño variable que oscila entre 0,5 cm y 2 cm de diámetro, llegando algunos hasta los 6 cm. Los guijarros se encuentran incluidos en una matriz arenosa del tipo “sal y pimienta” formada por cuarzo blanco, ftanita negra, óxidos de hierro y fragmentos de limolitas; las capas individuales de areniscas con bandas conglomeráticas tienen hasta 2 m de espesor.



Ilustración 53. Detalle de arenisca de la Formación Guarabal con nivel conglomerático. (Silva)

Las areniscas generalmente se presentan en secuencias de capas individuales a lo largo de toda la columna estratigráfica, intercaladas con lutitas y limolitas con espesores que oscilan entre 0,5 m y 2 m (Ilustración 54); son de color gris, gris claro a marrón, masivas, con un color de meteorización pardo rojizo, principalmente del tipo “sal y pimienta”, de grano fino a grueso y con bandas conglomeráticas. Presentan además estructuras sedimentarias como estratificación paralela, observada a lo largo de toda la sección y estratificación cruzada del tipo planar hacia la parte superior de la formación.



Ilustración 54. Areniscas masivas estratificadas de hasta 2 m de espesor intercaladas con lutitas y limolitas de la Formación Guarabal. Quebrada La Mamaflor en la carretera Coro-San Luis. Rumbo N35E. (Tomado de Sandía, 1981)

La litología predominante esta conformada por areniscas grises del tipo “sal y pimienta” con frecuentes bandas conglomeráticas que meteorizan a colores rojizos intercaladas con lutitas (León I. *et al.* (1985); DeSantis *et al.* (1985), 1985; Esteves y Villalta, 1989; Graterol M. *et al.* (2004)

Esteves y Villalta (1989) reportan en las quebradas Agua Viva y Maipana la predominancia de las areniscas del tipo “sal y pimienta” y en menor proporción lutitas gris oscuro interestratificadas con areniscas grises y ocre. Las areniscas del tipo “sal y pimienta” son de color gris claro de contactos concordantes abruptos, a veces erosivos, de grano fino a grueso, frecuentemente con bandas conglomeráticas que describen estratificación cruzada festoneada (Ilustración 55)

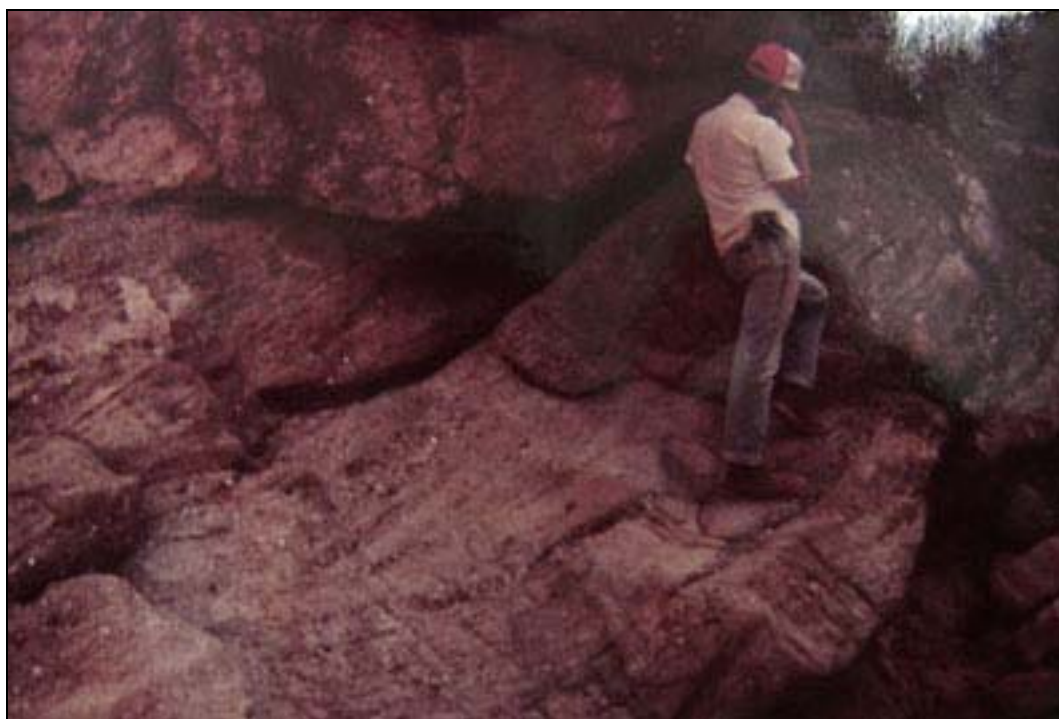


Ilustración 55. Arenisca "sal y pimienta" de grano medio a grueso con bandas conglomeráticas y estratificación cruzada festoneada en la quebrada Maipana. Rumbo N85W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Los clastos conglomeráticos son de cuarzo, cherts, fragmentos de rocas sedimentarias y metamórficas, de bordes subangulares y tamaños que van desde 0,5 cm A 6 cm En los festones se puede ver gradación normal. Los autores reportan espesos paquetes de areniscas en la quebrada Maipana, raras veces intercalados con capas delgadas de areniscas grises o lutitas oscuras; en la quebrada Saltadero las observaron de forma lenticular. Los espesores de las areniscas varían de 0,5 m a 4 m Hacia el este disminuyen las areniscas “sal y pimienta” y aumentan las lutitas, al punto que en la quebrada Saltadero la litología predominante son las lutitas gris oscuro y las areniscas grises y ocre.

Las lutitas son de color de gris oscuro a negras, no calcáreas, compactas, ocasionalmente con nódulos de óxido de hierro, y en la quebrada Saltadero algunas presentan tubos de madrigueras paralelas a la estratificación. Sus espesores varían de 0,5 m a 6 m asociadas por lo general a las areniscas grises y ocre (Ilustración 56).

Estas últimas meteorizan a tonos oscuros, de grano fino bien seleccionado, poco consolidadas, no calcáreas y de contactos abruptos y en la quebrada Maipana se observan de 10 cm a 80 cm de espesor, mientras que en la quebrada Saltadero alcanzan los 4 m, formando gruesos paquetes. Ocasionalmente en esta quebrada se observan areniscas lenticulares y con estratificación cruzada festoneada definiendo estructuras de corte y relleno.



Ilustración 56. Intercalación de areniscas de grano fino y lutitas grises de la Formación Guarabal. Quebrada Saltadero, rumbo S85W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Llama la atención de Esteves y Villalta (1989), en la quebrada Maipana, una sección de lutitas gris oscuro de 1 m a 2 m de espesor, físlas, interestratificadas con areniscas pardas y ocre en cuya base se encuentra un conglomerado de cantos de corales negros y redondeados, de hasta 30 cm de diámetro, de matriz limolítica gris oscura, cuyo tope es transicional a una caliza ocre con ostreas (Ilustración 57)



Ilustración 57. Conglomerado de calizas coralinas en contacto abrupto con caliza conchífera bioturbada de la Formación Guarabal. Quebrada Maipana, rumbo S35W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

En una sección de 6m, León I. *et al.* (1985), al este del embalse El Isiro y al sur del caserío Zambrano, describen la Formación Guarabal como predominantemente de areniscas conglomeráticas que se intercalan con lutitas hacia la base de la secuencia. Las areniscas son grises que meteorizan a rojizo, conglomeráticas, calcáreas, cementadas, de tipo “sal y pimienta”, presentan gradación normal, siendo en la base los granos de cuarzo y fragmentos de roca de hasta 1.8 cm de diámetro, mientras que hacia el tope el grano disminuye hasta 3 mm. El volumen total de las areniscas representa el 80% de la sección. Las lutitas son arenosas y calcáreas de color gris oscuro que meteorizan a gris blanquecino, compactas y con gran contenido de materia orgánica y óxidos; en menor proporción se presentan fragmentos de rocas y restos de conchas. El volumen total de las lutitas representa el 20% de la sección.

Facies: La unidad consiste en capas de areniscas (A5), conglomerados (CO6), limolitas (L2) y como elemento minoritario se presentan calizas arenosas (CM) y arcillitas (L1), Graterol M. *et al.* (2004).

Las areniscas de grano fino a medio (A5) y representan el 55% de la sección aflorante, poseen colores pardo y gris meteorizando a pardo amarillento. El espesor individual de la capas es de 0,7 m a 2,5 m Estas areniscas pueden observarse intercaladas con limolitas formando paquetes de 6 m a 23 m de espesor, donde las areniscas aumentan su espesor individual hacia el tope. Los contactos con otros tipos litológicos son abruptos. Son masivas y pueden presentar niveles conglomeráticos (A5-CO) de 10 cm a 35 cm de espesor, de cuarzo y chert variando de 0,2 cm a 1,5 cm de diámetro, sin embargo pueden presentarse clastos de calizas coralinas de 1 cm a 2 cm de diámetro.

Las limolitas (L2) representan el 7,7% de la sección aflorante, son de color gris meteorizando a negro y pardo negruzco, masivas, por lo general son duras. Los espesores individuales varían de 0,2 a 1 m Hacia la base y tope de la formación se presentan intercaladas con areniscas (A4/L2) en paquetes 2-6 m de espesor, donde los espesores individuales disminuyen hacia el tope mismo.

Los conglomerados representan el 16,9% de la sección aflorante. El color es gris meteorizando a pardo amarillento. Presentan estratificación cruzada planar (Ilustración 58). Los clastos son subangulosos a subredondeados determinándose un diámetro aproximado de 2 cm, siendo estos de cuarzo y chert (CO7). El espesor de las capas es de 5 m aproximadamente, encontrándose en la parte media y superior de la formación. Los contactos observados son abruptos con calizas arenosas y areniscas de grano fino a medio.



Ilustración 58. Conglomerado con estratificación cruzada planar. (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004)

Las calizas arenosas (CM) representan el 6,7% de la sección aflorante. Están representadas por dos capas de caliza arenosa, ubicadas en el tope y en la sección media de la formación, son de color gris meteorizando a gris claro. La capa que se encuentra hacia el tope de la unidad posee un espesor de 1,25 m, contiene fósiles sin identificar y madrigueras de *Thalassinoides* hacia la base (CM b) y la observada en la parte media posee un espesor de 3,5 m

Las arcillitas (L1) son de color gris negruzco meteorizando a pardo negruzco. Solo se presentan intercaladas con areniscas en un paquete de 4 m ubicado al tope de la formación. Presentan espesores individuales de 0,5 cm a 5 cm

Petrografía: El resultado del análisis petrográfico clasifica como sublitarenita a las areniscas de la Formación Guarabal, Sandia A. (1981), siendo su componente principal los fragmentos de rocas constituidos por ftanita negra en un porcentaje del

8% al 15% y fragmentos de lutitas con 1%. Los granos de cuarzo constituyen el mineral más abundante con 85%, el feldespato (plagioclasa-albita) presente en todas las muestras y a veces alterado a sericita en una proporción de 3%. Los minerales detríticos accesorios son muscovita, óxidos de hierro (limonita, hematita, magnetita), leucoceno y raras veces epidoto, circón y turmalina. Como minerales autigénicos se observan sericita consecuencia de la alteración de los feldespatos y cuarzo como producto del sobrecrecimiento por presión-solución en un 20%. El cemento está presente como cuarzo microcristalino, óxidos de hierro y sílice producto de sobrecrecimiento con 14%. Los contactos predominantes son suturados y cóncavo-convexos aunque se observan también contactos longitudinales. La matriz es generalmente arcillosa, oscilando entre 1% y 6%. El cuarzo es el mineral más abundante, con esfericidad baja, escogimiento moderado a bueno, subangular a subredondeado, anhedral, con tamaño variable que oscila entre 0,01 mm y 2 mm, el cuarzo ígneo esta presente con 82% y el metamórfico con 4%. Texturalmente estas sublitarenitas se consideran submaduras a maduras.

En la petrografía de rocas clásticas Esteves y Villalta (1989) reportan que las areniscas de la Formación Guarabal están mal seleccionadas, la mayoría tiene empaquetamiento moderado, el tamaño de los granos varía de fino a grueso con bordes subangulares, presentan contactos longitudinales y grano-cemento y la porosidad es producida por disolución y varía de 2% a 30%. Las areniscas se componen principalmente de cuarzo, con cantidades que varían del 15% al 80%; entre los feldespatos las plagioclasa alcanza un 7% y el microclino aparece como elemento traza; los fragmentos de rocas sedimentarias varían desde trazas hasta 42%, siendo comunes los fragmentos de cherts; los fragmentos de rocas metamórficas alcanzan un 20%; las micas se presentan como elementos trazas aunque se observó hasta 6% en algunas muestras; la limonita y el leucoceno en general no alcanzan el 1%; la clorita, la glauconita, el circón y los bioclastos se presentan como trazas en pocas muestras. La mayoría de las areniscas tienen cemento silíceo, 18%, producto del sobrecrecimiento de los granos de cuarzo; el óxido de hierro como cemento esta

presente de 1% a 15%, siendo éste limonita; también se encuentra cemento calcáreo variando de 3% a 25%. La matriz presente en las areniscas es argilácea, específicamente caolinita e illita, variando de 3% a 25%. Según Esteves y Villalta (1989) las muestras sometidas a la clasificación de Pettijohn *et al.* (1972) resultaron ser una sublitarenita (Ilustración 59), tres arenitas cuarzosas, cinco arenitas líticas, una waca cuarzosa, dos grauwas líticas, una de ellas calcáreas.

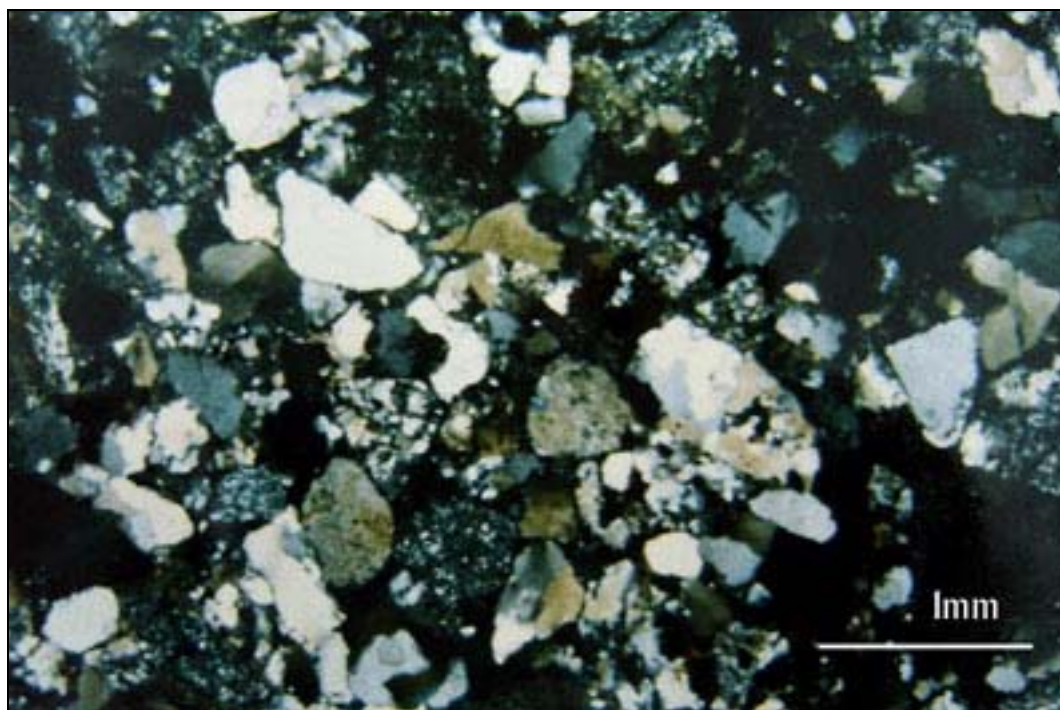


Ilustración 59. Sublitarenita de la Formación Guarabal donde se destaca la abundancia de fragmentos de roca. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Esteves y Villalta (1989) sólo analizaron tres muestras de carbonatos debido a la composición mayoritariamente clástica de la formación. De acuerdo a la clasificación de Dunham (1962) las muestras resultaron ser un *boundstone* (coral recrystalizado); un *packstone* compuesto por 25% de pelecípodos, 25% de fragmentos corales, 5% de serpulidos, 15% de micrita, 20% pseudoespato y 10% de espato; un *wackstone* con 2% de algas rojas, 13% de moluscos y 85% de micrita mayormente recrystalizada a pseudoespato y espato.

DeSantis *et al.* (1985) reportan las rocas de la formación como sublitarenitas, areniscas líticas y un *wackestone* fosilífero. Las sublitarenitas presentan un contenido de cuarzo del 64%, anhedral con bordes corroídos, fracturados, con contactos suturados y cóncavo-convexos, mostrando un mosaico apretado. Otros minerales detríticos presentes son plagioclasas, leucoceno, hematita y muscovita. El porcentaje de fragmentos de roca es de 7% y son de naturaleza ígnea fundamentalmente, metamórfica y sedimentaria. Texturalmente presentan escogimiento moderado y el tamaño de grano corresponde a arenisca de grano medio; el cemento es silíceo, de óxidos de hierro, caolinítico y calcáreo. La matriz es una mezcla de material argiláceo y sericita y se encuentra parcialmente illitizada.

Las areniscas líticas contienen cuarzo en 74% con redondez que varía de subanguloso a anguloso, escogimiento moderado y tamaño de grano de arena media. Otros minerales detríticos son plagioclasa, muscovita, epidoto, hematita, leucoceno, magnetita, apatito y circón, variando de 1% a 5%. Los fragmentos de rocas de proveniencia metamórfica e ígnea en su mayoría, con porcentaje de 10%; el cemento es de óxido de hierro precipitado y sílice; la matriz es argilácea.

La única caliza encontrada fue clasificada como *wackestone* fosilífero con contenido de aloquímicos del 20% al 22% de fósiles, principalmente moluscos, corales, algas y nummulites; 2% de intraclastos, fundamentalmente roca carbonática. Los ortoquímicos se presentan en 66% abundando el microespato y en menor proporción espato y pseudoespato. Los extraclastos son predominantemente de cuarzo y fragmentos de roca oxidada de carácter limolítico.

Diagénesis: DeSantis *et al.* (1985) consideran la diagénesis de las rocas de la formación como tardía con algunas muestras en la etapa temprana. En las muestras consideradas como de diagénesis temprana se observan cambios físicos como la compactación y químicos como la precipitación de óxidos de hierro; los contactos entre granos longitudinales, tangenciales y grano-matriz son muy poco observados. Las rocas en diagénesis tardía presentaron contactos entre granos cóncavo-convexos,

suturados y grano-cemento, además de efecto presión-solución. La matriz recrystalizada a illita principalmente y también a sericita produce corrosión en los bordes de los granos de cuarzo. La porosidad es secundaria por disolución parcial e intergranular. En cuanto las calizas el efecto diagenético más importante es la recrystalización de la micrita a microespato, pseudoespato y espato.

Esteves y Villalta (1989), apoyados en Dapples (1967), interpretan la matriz oxidada y feldepatos alterados a sericita en las areniscas de la Formación Guarabal como evidencia de diagénesis somera, punto de partida de los estadios diagenéticos de las muestras estudiadas, la cual evoluciona a diagénesis intermedia, evidenciada en el empaquetamiento moderado y abundancia de contactos longitudinales. Para las rocas carbonáticas se sugiere diagénesis tardía por la presencia de estilolitas, fracturas (Ilustración 60) y contactos suturados entre fragmentos fósiles y fuerte recrystalización.

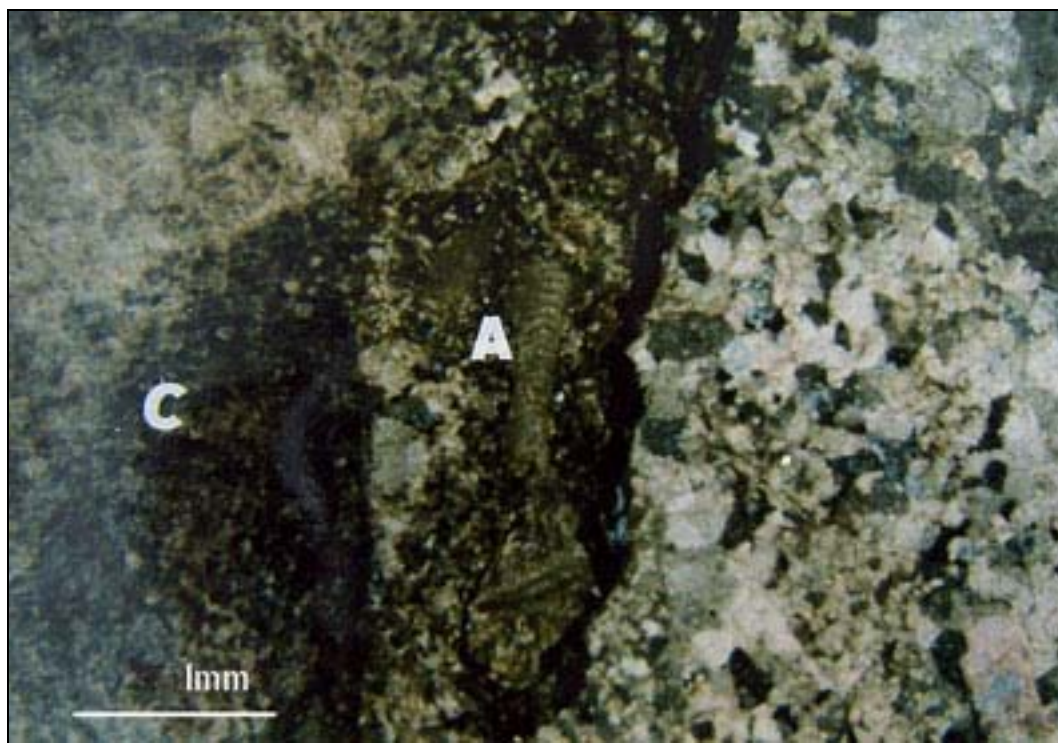


Ilustración 60. Fractura en wackestone de la Formación Guarabal donde se observan fragmentos de algas (A) y estructura reliquia del coral (C). Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Espesor: La Formación Guarabal tiene un espesor de 312 m en la localidad tipo (Wheeler, 1960, 1963). Esteves y Villalta (1989) midieron un espesor de 610 m en la quebrada Saltadero, al oeste de la localidad tipo. Sandía (1981) levantó una sección incompleta de 303 m en la carretera Coro-San Luís.

Extensión geográfica: La unidad se conoce solamente en el flanco norte de la serranía de San Luís, desde la quebrada Chuchure cerca del río Mitare al oeste, hasta la región al norte de Acarigua, al este. La formación se adelgaza y desaparece totalmente en sentido este-oeste.

Contactos: Presenta una zona de interdigitación con la Formación San Luís en el flanco norte de la serranía de San Luís, donde suprayace a la Formación Patiecitos con un contacto abrupto, que puede ser localmente discordante. El contacto superior con la formación Querales (formación Agua Clara de la literatura anterior a Díaz de Gamero, 1989) es concordante. Esteves y Villalta (1989) marcaron el contacto inferior con la Formación Patiecitos en la Quebrada Agua Viva al tope de la última caliza con fragmento de corales, característica de esa formación, siendo éste abrupto. Así mismo describen el contacto superior con la formación Querales de carácter concordante transicional. En la quebrada Maipana marcaron el tope de la última arenisca “sal y pimienta” conglomerática, característica de la Formación Guarabal. Más al este, en la quebrada Saltadero en el contacto superior de la formación, las areniscas “sal y pimienta” son escasas por lo que colocaron el contacto con la formación Querales en la base de la primera caliza arenosa, típicas de esta última formación.

Fósiles: Wheeler (1963), cita foraminíferos de una sección cerca del río Mitare: *Bolivina simplex*, *Cyclamina cancellata*, *Hanzawaia concéntrica*, *Nodosaria nuttalli*, *Rectuverigina multicostada*, *Textulariella miocénica*, *Uvigerina carapitana*. Donde la unidad aparece mejor desarrollada el mismo autor cita: *Amphistegina lessonnii*, *Operculinoides tuxpanensis*, y *Sorites* sp. Esteves y Villalta (1989) citan únicamente

el foraminífero arenáceo *Trochammina*, además de microfauna re TRABAJADA del Paleógeno.

Edad: Wheeler (1960, 1963) y Díaz de Gamero (1989) le asignan una edad de Mioceno Temprano.

Correlación: La Formación Guarabal se correlaciona con la parte superior de la Formación San Luís en el área de su sección tipo. Hacia el este y oeste probablemente pasa gradualmente a la parte inferior de la formación Agua Clara (Wheeler (1960, 1963). Díaz de Gamero (1989) la correlaciona con parte de la formación Cerro Pelado.

Paleoambientes: La Formación Guarabal se considera como facies de relleno entre el arrecife de San Luís y la costa de Paraguaná (Wheeler, 1960, 1963; Díaz de Gamero, 1989). Sandia (1981) estima esta unidad como formada en un ambiente de aguas tranquilas someras de salinidad normal, influenciada por un gran aporte de material terrígeno. Esteves y Villalta (1989) interpretan el ambiente sedimentario de la Formación Guarabal como un río entrelazado progradando en una laguna, definido por McPherson (1987) como delta entrelazado (Ilustración 61).

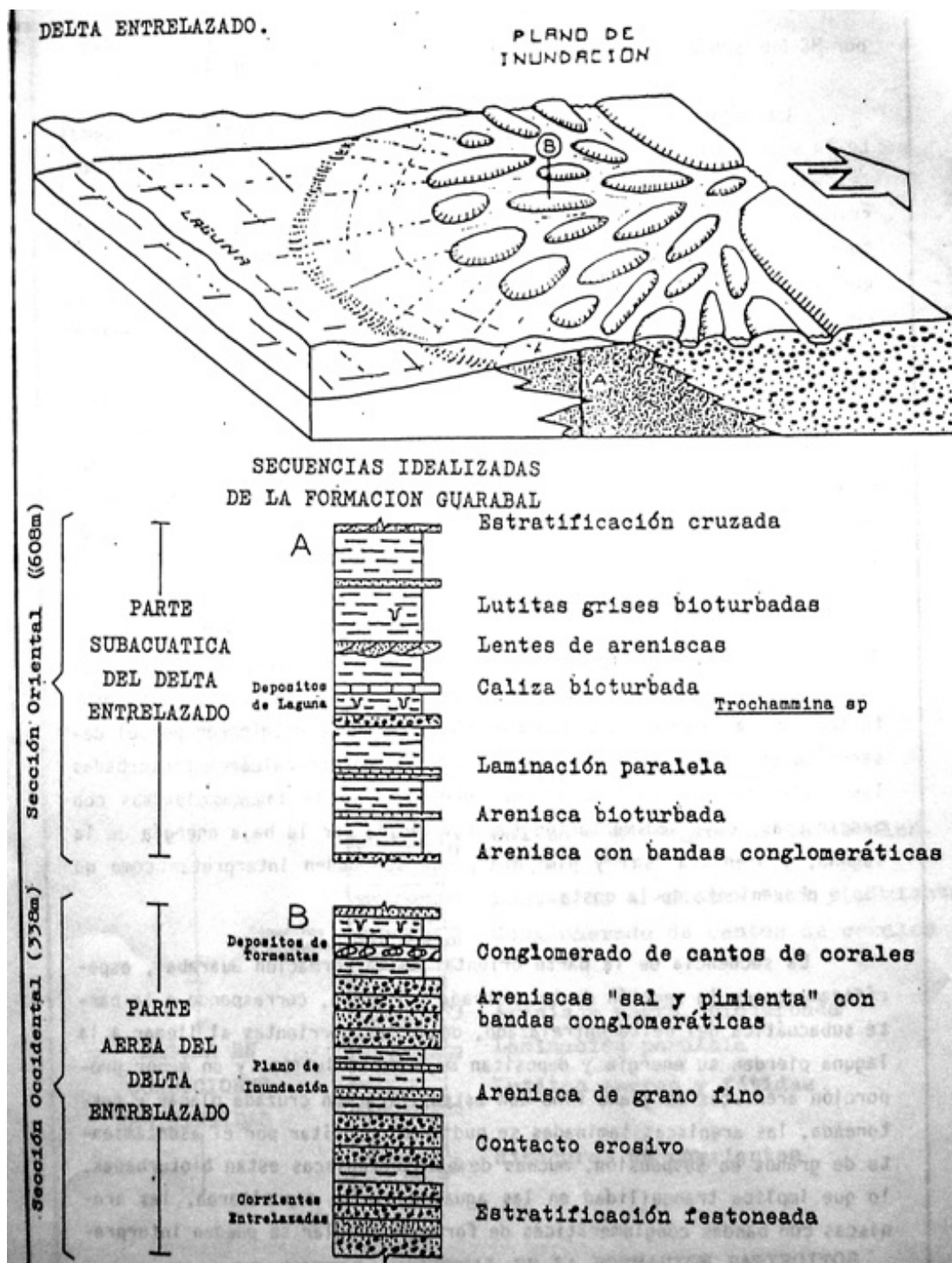


Ilustración 61. Modelo ambiental de la Formación Guarabal. Tomado de Esteves y Villalta (1989)

Según Esteves T. *et al.* (1989), la secuencia que aflora en la quebrada Maipana es de depósitos típicos de corrientes entrelazadas en la parte subaérea del delta, que se origina con cada torrente de agua, son de alta energía y tiene gran carga sedimentaria, formando pequeños surcos y barras que al migrar dan origen a las areniscas con bandas conglomeráticas que dibujan la estratificación cruzada festoneada, produciéndose en cada festón gradación por el descenso por energía de la corriente al disminuir el caudal (Reading, 1978); el carácter ocasional de estas corrientes originan contactos erosivos y abruptos (Reineck y Singh, 1975)

Hacia el tope de la secuencia en la quebrada Maipana, se encuentran depósitos de laguna donde se observaron conglomerados de cantos de corales originados por tormentas que erosionan la barrera arrecifal de San Luís; coquinas bioturbadas que se originaron por el desarrollo de bancos de ostras; areniscas de matriz calcárea depositadas por corrientes en la laguna y areniscas “sal y pimienta” que se pueden interpretar como flujos provenientes de la costa.

La secuencia aflorante en la quebrada de Saltadero corresponde a la parte subacuática del delta entrelazado donde las corrientes pierden la energía en la laguna y depositan preferencialmente lutitas y en menor proporción areniscas de grano fino con estratificación cruzada planar y festoneada (Esteves T. *et al.* (1989).

Esteves T. *et al.* (1989), interpretan que la asociación entre los depósitos de delta entrelazados y de laguna indican que el delta se desarrollo en una laguna.

FORMACIÓN QUERALES

Neogeno (Mioceno Temprano o Medio)

La primera referencia de esta unidad aparece en Hodson (1926), quien describe las Lutitas de Querales, como una unidad predominantemente de lutitas oscuras, interestratificadas con algunas areniscas. Senn (1935), incluye la Lutita de Querales en la Formación Socorro como su miembro inferior, criterio que es seguido desde

entonces por varios autores, como González de Juana (1937) y Liddle (1946). Wiedenmayer (1937) utiliza el nombre Tramo Valle o Querales para esta unidad, asignándole categoría formacional. Stainforth (1962), subdivide la Formación Querales en dos miembros: el inferior, lutítico, llamado Las Pilas en Falcón occidental y el superior, Las Lomas, de carácter arenoso, al sur de Cumarebo, en Falcón nororiental. Díaz de Gamero, *et al.* (1988), estudian detalladamente la Formación Querales en su área tipo, con definición precisa de sus límites e interpretación de su edad y ambiente de sedimentación. Díaz de Gamero (1989), establece la extensión lateral y relaciones de facies de la Formación Querales en toda la región septentrional de Falcón, demostrando que la unidad conocida como formación Agua Clara al oeste del río Mitare (norte de la serranía de San Luís) es la Formación Querales y que la unidad conocida como Formación Querales en esta región corresponde a una parte de la formación Socorro. Hambalek, *et al.* (1994) presentan un estudio palinoestratigráfico de la unidad.

Localidad tipo: En la quebrada Querales, afluente occidental del río Mitare, distrito Miranda del estado Falcón. Hoja de Cartografía Nacional N° 6149 (Pedregal) 1.100.000.

León I. *et al.* (1985) estudian afloramientos en la carretera Guaibacoa-Solito en el caserío de Majaguillo.

Esteves y Villalta (1989) describen la sección que aflora en el valle de las quebradas Chuchure, Chuchurito y Los Machos, entre los cerros Mamoleño y Cumbre al norte y fila El Capote al sur. Hacia el occidente la formación se encuentra desplazada por fallas transcurrentes y sus mejores afloramientos están en la quebrada Saltadero.

Descripción litológica: De acuerdo la definición de Díaz de Gamero *et al.* (1988), la Formación Querales está formada, en más del 90% por lutitas de colores oscuros, con intercalaciones de areniscas de grano fino, en paquetes de hasta 4 m de espesor, muy bioturbadas, escasas margas y calizas macrofósilíferas en capas delgadas y

algunos finos niveles carbonosos. Las lutitas son de mayores espesores individuales hacia la parte superior de la formación, tienen concreciones y nódulos ferruginosos y son micro y macrofossilíferas. Las areniscas, de grano fino con escogimiento moderado o bueno, se presentan en paquetes de 1 m a 4 m de espesor, con capas individuales de 0,05 m a 1 m; son localmente limosas y ocasionalmente calcáreas. Muestran un alto grado de bioturbación, que normalmente borra todas las estructuras sedimentarias; las madrigueras, de tipo *Ophiomorpha*, *Arenicalites* y *Thalassinoides*, con frecuencia se adentran en las lutitas infrayacentes; generalmente tienen nódulos y horizontes ferruginosos. Es común la laminación paralela y ondulada, así como la estratificación cruzada planar de ángulo bajo; localmente se observan rizaduras en el tope de los capas. Petrográficamente, las areniscas son litarenitas y sublitarenitas, con fragmentos de roca constituidos por chert, a veces con foraminíferos planctónicos, otras rocas sedimentarias, esquistos y filitas. Las margas, macro y microfossilíferas, de hasta 1 m de espesor, se encuentran dispersas en la formación. En menor número se encuentran algunas calizas conchíferas, de tipo lodoso, de hasta 0,3 m de espesor.

Esteves y Villalta (1989) enumeran los siguientes litotipos como constituyentes de la Formación Querales: lutitas, areniscas, carbón, limolita calcárea y caliza arenosa. Describen las lutitas como litotipo dominante en la secuencia, alcanzando sus mayores espesores hacia la base; las areniscas se presentan intercaladas con las lutitas y se ubican desde la base hasta la parte media de la secuencia, siendo escasas en el tope. La zona occidental se presenta más arenosa; las calizas arenosas, escasas en la base, son más frecuentes en la parte media, continúan hasta el tope desplazando en abundancia a las areniscas. La limolita calcárea se ubica entre la base y parte media de la secuencia; el carbón presente se ubica en la parte basal de la formación, siendo muy escaso igual que el limo calcáreo. Las lutitas pueden ser grises o marrones, fisiles y escasamente compactas; las grises, generalmente yesíferas, están intercaladas hacia la base con areniscas en capas de 1 cm a 2 cm, alcanzando el paquete hasta 1 m de espesor, el contacto entre las lutitas grises y las areniscas es transicional y abrupto el contacto entre lutitas grises y carbón (Ilustración 62). Las lutitas marrones son

jarosíticas asociadas a capas de carbón y con contactos transicionales. En el occidente de la zona se presentan lutitas negras jarosíticas que pasan transicionalmente a láminas de carbón en la base de la secuencia. El contacto entre las lutitas y calizas arenosas es abrupto con espesores de las primeras variando entre 1 cm a 15 m



Ilustración 62. Afloramiento de la Formación Querales en la quebrada Saltadero, se observa capa de carbón, lutitas grises y delgadas capas de areniscas de grano fino. Rumbo N83E. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Las areniscas son de grano fino, grises meteorizando a pardo, en su gran mayoría friables, a veces calcáreas; en la parte oriental de la zona los espesores varían entre 1 cm y 30 cm; en la parte occidental la secuencia es mas arenosa, encontrándose capas de hasta 2 m de espesor; el contacto entre las areniscas y las lutitas es abrupto.

El carbón se presenta en láminas y capas de hasta 15 cm, de ocurrencia escasa, más frecuente hacia el occidente e intercalado con lutitas marrones, siendo su contacto transicional.

El limo calcáreo, de color crema con meteorización parda, sólo se observó en dos capas de 20 cm y 30 cm hacia la base en la secuencia de la quebrada Saltadero con contactos concordantes con las lutitas infra y suprayacentes.

Las calizas arenosas, grises que meteorizan a pardo, presentaron espesores de 5 cm a 1 m, siempre presentes como capas individuales en contacto abrupto con las lutitas (Ilustración 63)



Ilustración 63. Lutitas de color gris y escasas calizas arenosas de la Formación Querales en la quebrada Saltadero. Rumbo S83E. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Petrografía: DeSantis *et al.* (1985) analiza petrográficamente tres muestras: dos limolitas cuarzosas y una arenisca lítica, según Pettijohn *et al.* (1972) Las limolitas cuarzosas tienen un contenido de cuarzo que varía entre el 64% y 83%, de carácter subangular y en menor proporción angular, subredondeado y escasamente redondeado; los minerales detríticos son: muscovita, leucoceno, epidoto, magnetita, biotita, apatito y circón; los fragmentos de roca varían entre el 17% y 21%, esencialmente metamórficos, los sedimentarios más escasos son de carácter lutítico; texturalmente presentan buen escogimiento; el cemento es de naturaleza silíceo y la matriz es argilácea recrystalizada a illita. La arenisca lítica contiene cuarzo en 69%, anhedral, subangular mayoritariamente, pero también angular y redondeado; los fragmentos de roca observados son de origen metamórfico principalmente, observándose también de origen sedimentario y de carácter lutítico; la matriz es argilácea, parcialmente recrystalizada a illita; el cemento es caolinítico y silíceo, en

orden de abundancia; presenta escogimiento bueno a moderado con tamaño de grano medio; los minerales detríticos observados son: muscovita, hematita, leucoceno, magnetita, apatito, circón y clorita; la porosidad es secundaria de tipo intergranular.

Esteves y Villalta (1989) sólo pudieron analizar petrográficamente una muestra debido a la alta friabilidad de las areniscas de la Formación Querales, resultando ésta una waca cuarzosa, según Pettijohn *et al.* (1972) La waca cuarzosa es de grano fino, bien seleccionada, de redondez angulosas a subredondeada, con contactos grano-matriz en 90% y tangenciales el 10% restantes, la porosidad alcanza 5% de tipo intergranular por disolución y fractura. El principal componente detrítico es cuarzo plutónico con 68%, seguido de óxidos de hierro, magnetita y limonita con 7%, la muscovita alcanza 7% y el circón aparece como elemento traza; la matriz esta representada por un 22% de arcillas, principalmente illita, y por 3% de material carbonático.

Las rocas carbonáticas analizadas según Dunham (1962) dieron como resultado un *wackestone* y cuatro *mudstones*. El *wackestone* está constituido por 3% de foraminíferos planctónicos y béticos, algunos sustituidos por glauconita; 8% de moluscos, destacándose péctenes y gasterópodos; 4% de equinodermos; 2% de briozoarios y ooides y peloides como trazas. De ortoquímicos se observó 60% de microespato y 23% de espato.

Los *mudstones* presentan tan solo 2% de foraminíferos y 10% de moluscos. En los ortoquímicos se observa micrita hasta el 92%, pseudoespato hasta el 77% y espato variando entre 3% y 18%. En cuanto a los extraclastos el cuarzo es el mineral más abundante, alcanzando hasta el 30% en una de las muestras, dándole carácter arenoso; se observan como trazas feldespatos, epidoto, magnetita y ftanita.

Diagénesis: DeSantis *et al.* (1985) reconoce evidencias de diagénesis en todas las etapas: temprana, intermedia y tardía. Entre los procesos característicos de diagénesis temprana describe la precipitación de óxidos de hierro, sericitización de feldespatos y

la presencia de glauconita autigénica. La diagénesis intermedia se evidencia en contactos longitudinales, cóncavo-convexo y grano matriz; también en la precipitación de caolinita y calcedonia, micas deformadas por presión y sobrecrecimiento de cuarzo. La etapa diagenética tardía está evidenciada por contactos grano-cemento, efecto presión-solución, recristalización de la matriz a illita y por la presencia de biotita autigénica.

Esteves y Villalta (1989), basándose en el esquema de Dapples (1967), clasifican su única arenisca como de diagénesis intermedia, apoyados por la presencia de illita en la matriz, generación de porosidad secundaria por disolución y desarrollo de una compactación moderada causante del fracturamiento. Aún así, se observa empaquetamiento suelto con alto porcentaje de contactos grano-matriz, remanentes de la diagénesis temprana. De acuerdo al esquema propuesto por Ginsburg (1957), las calizas de la Formación Querales fueron analizadas por Esteves y Villalta (1989) encontrando en ellas pruebas de todas las etapas diagenéticas. La diagénesis temprana se evidencia en la presencia de horadaciones y envoltorios micríticos observados en moluscos, efectos de piritización en fragmentos de conchas de moluscos, precipitación de glauconita a partir de hierro y sílice, sustituyendo foraminíferos. La diagénesis intermedia se evidencia en el incremento de procesos químicos como neomorfismo de inversión heteroaxial, disolución y cemento syntaxial, éste último observado en equinodermos. La diagénesis tardía se evidencia en la dolomitización total de la matriz donde solo los fósiles presentan una compasión de carbonato de calcio. También se observan evidencias de soterramiento, como las estilolitas y las fracturas.

Espesor: De acuerdo a la definición de la Formación Querales por Díaz de Gamero *et al.* (1988), el espesor es de unos 300 m en el área tipo. Al este del río Mitare, la unidad se adelgaza inicialmente a unos 55 m, espesándose a 318 m en la quebrada Cujima y a unos 500 m al sur de Coro (Díaz de Gamero, 1989) Esteves y Villalta

(1989) midieron 266 m en la quebrada Saltadero-Cujima. Hambalek, *et al.* (1994) midieron 380 m en la quebrada Caduce, en el área tipo.

Extensión geográfica: Aflora en la parte septentrional de Falcón, entre el río Lagarto, al oeste y el piedemonte septentrional de la serranía de San Luis, al este.

Expresión topográfica: Forma valles o depresiones entre las colinas soportadas por las formaciones infro y suprayacentes.

Contactos: Los contactos inferior y superior de la Formación Querales, son de carácter transicional en el área tipo. Díaz de Gamero, *et al.* (1988), definen el contacto inferior con la Formación Cerro Pelado, en el tope de un grueso paquete de areniscas que varía entre 35 m y 10 m de espesor, al que sigue una sección lutítica. Esteves y Villalta (1989) al oriente de su área de estudio colocaron el contacto con la Formación Guarabal en la base de la primera caliza arenosa con fósiles pertenecientes a la Formación Querales; al occidente lo colocan en el tope de la última arenisca conglomerática tipo “sal y pimienta” de la formación Guarabal. El contacto superior con la Formación Socorro, se define igualmente en la base de un paquete de areniscas, de notable extensión lateral, que varía entre 8 y 35 m de espesor y que soporta las filas Aribonache, Laja Negra, El Potrerote y La Redonda en sentido oeste-este. Al este del río Mitare, la Formación Querales suprayace concordantemente a la Formación Guarabal. El contacto superior con la Formación Socorro, es de carácter transicional y se coloca en la base de la primera arenisca de mediano espesor, a la que sigue una secuencia de areniscas y lutitas intercaladas, Díaz de Gamero (1989). Esteves y Villalta (1989), al este de la zona, colocan el contacto superior en la base de un delgado conglomerado por la ausencia de calizas en la zona.

Fósiles: La Formación Querales contiene macrofósiles y es ricamente microfosilífera. Lorente (1986), menciona el contenido palinológico de varias muestras pertenecientes a la unidad, en las que encuentra abundante *Verrucatosporites usmensis*, *V. spp.* y *Mauritiidites franciscai* y cantidades menores

de otros palinomorfos, entre los cuales cabe destacar *Echitricolporites maristelloe*, *Retitricolporites irregularis*, *Psilamonocolpites medius*. Díaz de Gamero, *et al.* (1988), hacen un estudio detallado de los foraminíferos planctónicos y béticos y del nonoplanctón calcáreo. Entre los primeros, los más importantes son las diversas especies de *Praeorbulina*, *Globorotalia praemenardii*, *G. foshi peripheroronda*, *G. continuosa*, *Orbulina* spp., además de especies de *Globigerinoides*, *Globigerina*, *Globoquadrina*. La abundancia de ejemplares de *Praeorbulina* es tan notoria, que resulta criterio de identificación de este intervalo estratigráfico. Los foraminíferos béticos están agrupados en diferentes conjuntos, entre los cuales algunos están compuestos exclusivamente de foraminíferos arenáceos y otros incluyen además diversas especies calcáreas. Se establecieron cuatro biofacies y otras unidades menores de foraminíferos béticos que fueron muy útiles en la interpretación paleoambiental de la unidad. El nanoplancton calcáreo está representado por *Helicosphaera ampliaperta*, *Sphenophorus heteromorphus*, como formas más importantes, y diversas especies de *Discoaster*, *Helicoaphaera*, *Reticulofenestra*, *Coccolithus*. Hambalek, *et al.* (1994) reportan *Echitricolporites maristellae* como palinomorfo más importante.

Adicionalmente, Esteves y Villalta (1989) identifican los foraminíferos siguientes en la Formación Querales en orden de aparición de abajo hacia arriba: *Ammoastuta inepta*, *Ammobaculites dilatatus*, *Miliammina petila*, *Ammotium salsum*, *Spirillina* sp., *Miliammina telemaquensis*, *Paratrochammina simplísima*, *Arenoparrella mexicana*, *Triphotrocha comprimata*, *Miliammina* sp., *Praeorbulina glomerosa circularis*, *Orbulina bilobata*, *Globigerinoides trilobus*, *Amphistegina gibosa*, *Globigerinoides obliquus*, *Globoquadrina altispira*, *Hansawaia concentrica*, *Praeorbulina transitoria*, *Brisalina* cf., *B. marginata multicostata*, *Praeorbulina* sp., *Valvulineria* sp., *Pseudononion atlanticum*, *Globigerinoides sicanus*, *Hansawaia* sp., *Lenticulina americana*, *Textularia falconensis*, *Ubigerina* cf., *U. peregrina*, *Globorotalia archeomenardii*, *G. mayeri*, *Buliminella* cf., *B. bassendorffensis*, *Globigerinoides* sp., *Globigerina falconensis*, *Globigerinoides parawoodi*,

Globorotalia fohsi peripheroronda, *Globorotalia continuosa*, *Globoquadrina deniscens*, *Globigerina venezuelana*, *Praeorbulina glomerosa*, *Globorotalia scitula*, *Globigerina* sp., *Orbulina suturalis*, *Textularia* cf., *T. kugleri*, *Globoquadrina* sp., *Nonionella* sp., *Ammobaculites* sp., *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia* sp., *Haplophacmoides* sp., *Globorotalia obesa*, *Brizalina simplex* y *Globigerinoides trilobus immaturus*. El nanoplancton calcáreo presente, igualmente en orden de ocurrencia de abajo hacia arriba: *Helicosphaera carteri*, *Coccolithus miopelagicus*, *Discoaster exilis*, *Discoaster variabilis*, *Reticulofenestra* sp., *Reticulofenestra* cf. *pseudoumbilica*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Sphenolithus* sp., *Helicosphaera kamptneri*, *Discoaster* sp., *Discoaster deflandrei* y *Discoaster* cf. *druggii*.

Edad: Lorente (1986), identifica la Zona de *Psiladiporites Echitricolporites*, del Mioceno Temprano o Medio en base al contenido palinológico. Díaz de Gamero *et al.* (1988), reconocen las zonas de *Praeorbulina glomerosa* (Mioceno Temprano) y de *Globorotalia fohsi peripheroronda* (Mioceno Medio), en base a los foraminíferos planctónicos. Igualmente, las zonas de *Helicosphaera ampliaperta* (NN4), del Mioceno Temprano y de *Sphenolithus heteromorphus* (NN5), del Mioceno Temprano a Medio, en base a nannoplancton calcáreo. La riqueza de los elementos planctónicos permite determinar que la unidad es ligeramente diacrónica, haciéndose progresivamente más joven de este a oeste, dentro del Surco de Urumaco. Hambalek, *et al.* (1994) establecen una edad correspondiente a la parte superior de la Zona de *Echitricolporites maristellae*-*Psiladiporites minimus*, parte tardía del Mioceno Temprano.

Correlación: La Formación Querales se correlaciona con la Formación Cantaure de la península de Paraguaná (Díaz de Gamero *et al.*, 1988; Díaz de Gamero, 1989).

Paleoambientes: León I. *et al.* (1985) sostienen que el ambiente de depositación de la Formación Querales es marino somero. DeSantis *et al.* (1985) sugieren un ambiente de depositación de tipo deltáico correspondiente a facies de prodelta, a marino somero de plataforma interior.

Según Díaz de Gamero *et al.* (1988) la Formación Querales representa un evento transgresivo, consecuencia de una invasión marina discreta, dentro del marco general de sedimentación deltaica prevaleciente durante el Mioceno Temprano y Medio en el surco de Urumaco. La sedimentación de la unidad se ubica en la parte más distal de un complejo deltaico, que aportaba sedimentos del sur y oeste. La invasión marina inicial proviene del este y es muy marcada, llegándose a un ambiente marino abierto, que alcanza profundidades de plataforma media en el sector oriental del surco de Urumaco. La transgresión progresa hacia el oeste, con ambientes de plataforma interna a marino marginal en toda la región. El vigoroso avance del delta se reanuda y se tienen facies típicas de prodelta y frente deltaico distal en la parte superior de la formación.

Estéves y Villalta (1989) indican que la Formación Querales se sedimentó bajo un régimen transgresivo produciéndose un avance rápido del mar sobre una secuencia lagunar (Ilustración 64). La parte inferior extrema de la Formación Querales se sedimentó en un ambiente de laguna que junto a condiciones reductoras dio origen a lutitas de color marrón intercaladas con láminas de carbón. Posteriormente las condiciones en la laguna se hicieron menos restringidas permitiendo la sedimentación de lutitas de color gris portadoras de fauna béntica característica de aguas salobres con influencia de mareas. Sobre los depósitos de laguna se encuentra un incipiente depósito de anteplaya, caracterizado por delgadas areniscas de color gris algunas veces bioturbadas.

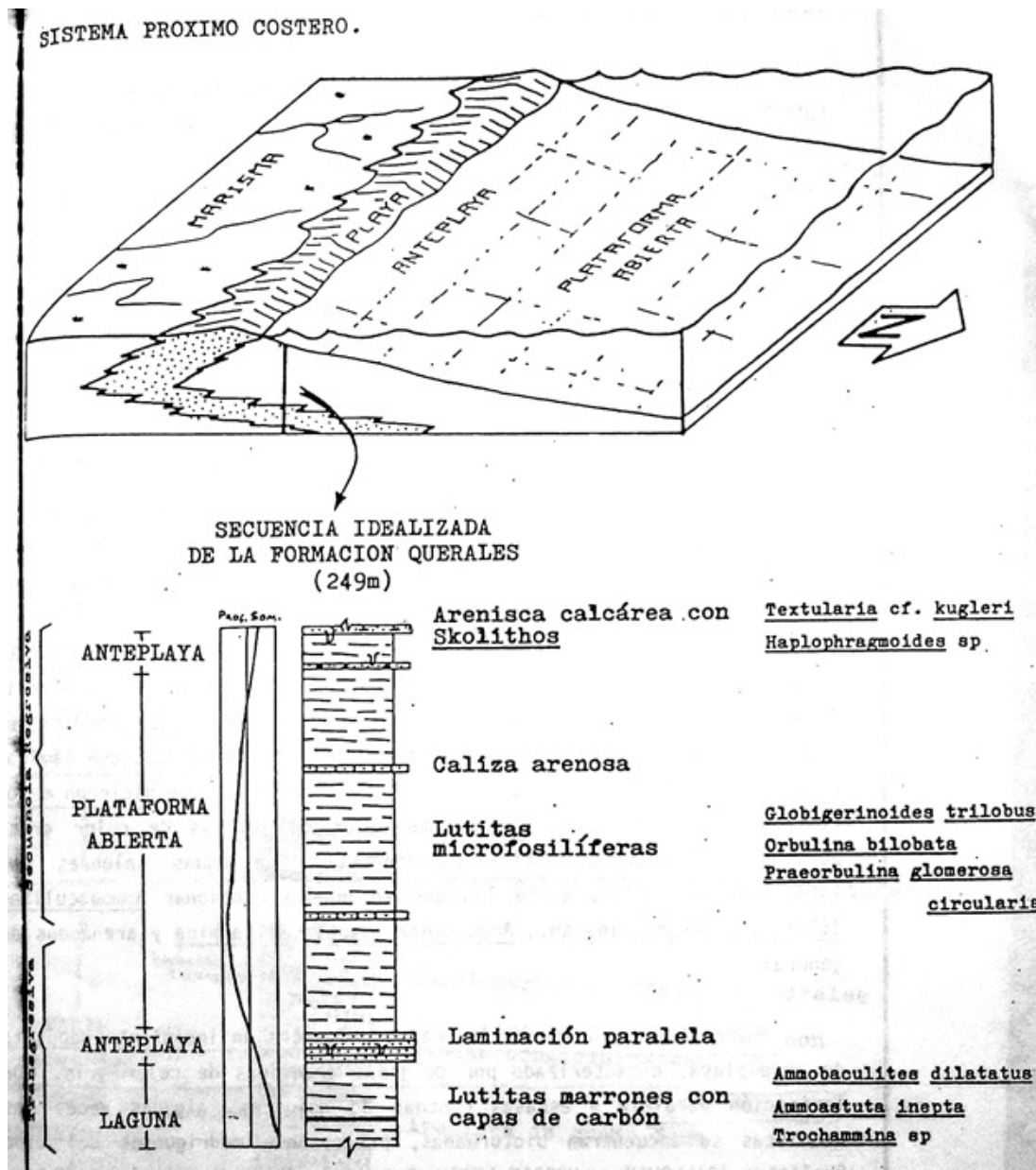


Ilustración 64. Modelo ambiental de la Formación Querales. Tomado de Esteves y Villalta (1989)

Este desarrollo de anteplaya ubicado en la parte inferior de la formación dará paso a depósitos de mar abierto que se extienden desde la parte inferior hasta la parte de la secuencia. Durante este proceso se sedimentó una gran cantidad de lutitas de color gris portadoras de abundantes formas planctónicas intercaladas con escasas calizas arenosas y limos calcáreos. Posteriormente las condiciones se hacen más someras de

la parte media hasta el tope de la formación, aumentando la proporción de foraminíferos béticos y apareciendo formas arenáceas.

Ya en el tope de la formación se dieron condiciones de aguas más tranquilas favoreciendo el desarrollo de depósitos de anteplaya, presentes en las areniscas calcáreas intercaladas con lutitas de color gris. Lo anterior evidencia una transgresión rápida durante la cual se pasó de un ambiente de laguna a ambiente plataformar de mar abierto sin desarrollo de ambientes transicionales, a no ser por las escasas areniscas de un ambiente de anteplaya poco desarrollado.

Díaz de Gamero (1996) identifica el sistema fluvial que construyó este delta como el proto-Orinoco. Este río drenaba la Cordillera Central de Colombia, al oeste y el Macizo Guayanés, al este y, fluyendo hacia el norte, desembocaba en el noroeste de Falcón.

Sinonimia: En base a la definición de la unidad por Díaz de Gamero *et al.* (1988), el Miembro Las Pilas de Stainforth (1962) es idéntico a la Formación Querales y queda, por tanto, invalidado.

Díaz de Gamero (1989), demuestra en base a estudios paleontológicos muy detallados, que la unidad denominada Formación Agua Clara en el Alto de Coro, sedimentada sobre la Formación Guarabal, es en realidad la extensión hacia el este de la Formación Querales, definida en el surco de Urumaco.

FORMACIÓN SOCORRO

Neogeno (Mioceno Medio)

La referencia original se encuentra en Hodson (1926), quien indicó que la Serie Socorro está compuesta por areniscas yesíferas y lutitas arcillosas abigarradas, con localidad tipo en Socorro, al sur de Urumaco, distrito Democracia, estado Falcón. Liddle (1928) y Williston y Nichols (1928), la describen en más detalle, con

indicación de su extensión geográfica y relaciones estratigráficas. Senn (1935), la divide en una parte inferior, Lutitas de Querales, y otra superior, Arenas de Socorro. González de Juana (1937), describe la formación en el Area de Cumarebo, donde menciona que consiste de una parte inferior de arcillas y margas y una parte superior arenosa, que denomina Arenas de San Francisco; en el tope de la unidad coloca la Caliza de Dividive.

Liddle (1946), sigue la nomenclatura de Senn y menciona los Horizonte Mesa de Saladillo y Horizonte de Areniscas Loma, como nombres locales de la Formación Socorro. Payne (1951), propone otra nomenclatura para la región de Cumarebo, sustituyendo el nombre de Formación Socorro por el de Formación Mosquito, dividida en una unidad inferior de lutitas y otra superior, Arena de San Francisco o su equivalente lateral, Caliza de Dividive, y colocando la Arena Loma como unidad superior de la Formación Ricoa, infrayacente, mientras que el Miembro Portachuelo, es el inferior de la unidad superior, Formación Caujarao. Este esquema formacional no tuvo aceptación, aunque las unidades menores persisten en la literatura geológica. Dusenbury (1956), en el L.E.V. I, menciona que la mayoría de los geólogos subdividen la Formación Socorro en el Area de Cumarebo en los miembros Mosquito, Arena de San Francisco, Caliza de Dividive y Portachuelo, mientras que en el distrito Democracia, al oeste, sólo se reconocen los miembros Mosquito y Portachuelo y en el extremo occidental, en el distrito Buchivacoa, no es posible su subdivisión. Gamero y Díaz de Gamero (1963), estudiaron detalladamente la Formación Socorro en la región de la Mesa de El Saladillo, al suroeste de Coro, y la subdividieron en dos unidades: una inferior, o facies lutítico-margosa y una superior calcáreo-arenosa.

Díaz de Gamero (1977), precisa la edad de la unidad en base a los foraminíferos planctónicos. Lorente (1986), estudia la microflora de este intervalo en varias localidades de Falcón occidental. Wozniak y Wozniak (1987) estudian la Formación Socorro al norte de la serranía de San Luís. Díaz de Gamero *et al.* (1988), definen rigurosamente el intervalo de Querales como formación independiente, quedando la

Formación Socorro restringida a la parte predominantemente arenosa del intervalo Querales-Socorro.

Díaz de Gamero (1989), establece la extensión geográfica y estratigráfica de la Formación Socorro, con un nuevo esquema de correlación para la sección sedimentada sobre el Alto de Coro, demostrando que las unidades conocidas anteriormente como formaciones Cerro Pelado y Querales al norte de la serranía San Luís corresponden a la parte inferior de la Formación Socorro. Giffuni, *et al.* (1992), en un estudio efectuado en el área de Cumarebo, sustituyen el nombre de Formación Socorro en esta región por el de Formación Agua Salada, según el concepto de Díaz de Gamero (1985b). Según estos autores, la Formación Agua Salada incluye en su parte superior a la Formación Socorro de González de Juana (1937) y el miembro Portachuelo de Payne (1951).

Hambalek, *et al.* (1994) presentan un estudio palinoestratigráfico de la unidad en su área tipo.

Localidad tipo: Alrededores del caserío El Socorro, al sur de Urumaco, distrito Democracia, estado Falcón. Hoja de Cartografía Nacional N° 6149, escala 1:100.000.

Descripción litológica: En su área tipo, Williston y Nichols (1928), describen la Formación Socorro como constituida por un intervalo inferior con areniscas, lutitas, margas fosilíferas y calizas, y otro superior de areniscas, turbas y lutitas laminadas, sin elementos calcáreos ni horizontes fosilíferos.

Esteves y Villalta (1985) estudian la Formación Socorro en afloramientos en las quebradas Agua Viva, El Hatillo, Ojo de Agua y Saltadero. La reconocen como compuesta por lutitas grises, areniscas, calizas, carbón y escasos conglomerados; hacia el tope de esta se encuentra una sección arenosa donde las areniscas forman paquetes de grandes espesores. La parte superior comprende dos tercio de la formación y es principalmente lutítica con intercalaciones de areniscas, calizas y

carbón. Las lutitas son de color gris a gris oscuro que meteorizan a pardo oscuro, fisiles, ocasionalmente jarosíticas o yesíferas, algunas con nódulos de óxidos de hierro y madrigueras en el tope, perpendiculares a la estratificación y rellenas de arena; a veces son calcáreas con fragmentos de moluscos; en la parte superior e inferior de la formación se encuentran lutitas carbonosas interestratificadas con capas de carbón de 10 cm a 40 cm de espesor. El espesor de las lutita varía de pocos centímetros hasta 20 m, los contactos generalmente son abruptos con pocos topes de lutitas transicionales a areniscas. En la base de la formación se encuentran lutitas compactas gris claro moteadas a violeta y gris, con 8 m de espesor; en el tope se observan lutitas limosas y en la parte superior hay lutitas marrones, fisiles de 0,5 m de espesor.

Las areniscas son de color gris claro que meteorizan a pardo o a blanco, de grano fino a medio, frecuentemente presentan estratificación cruzada festoneada o planar de ángulo bajo, laminación paralela y rizaduras de corriente de tipo linguoide o paralelas asimétricas en el tope de las capas (Ilustración 65), a veces tienen madrigueras en la base de tubos perpendiculares a la estratificación (Ilustración 66). Estas areniscas se distribuyen en toda la formación, en la parte inferior y en el tope ocasionalmente se presentan calcáreas con conchas de gasterópodos, péctenes, ostreas y otros bivalvos.

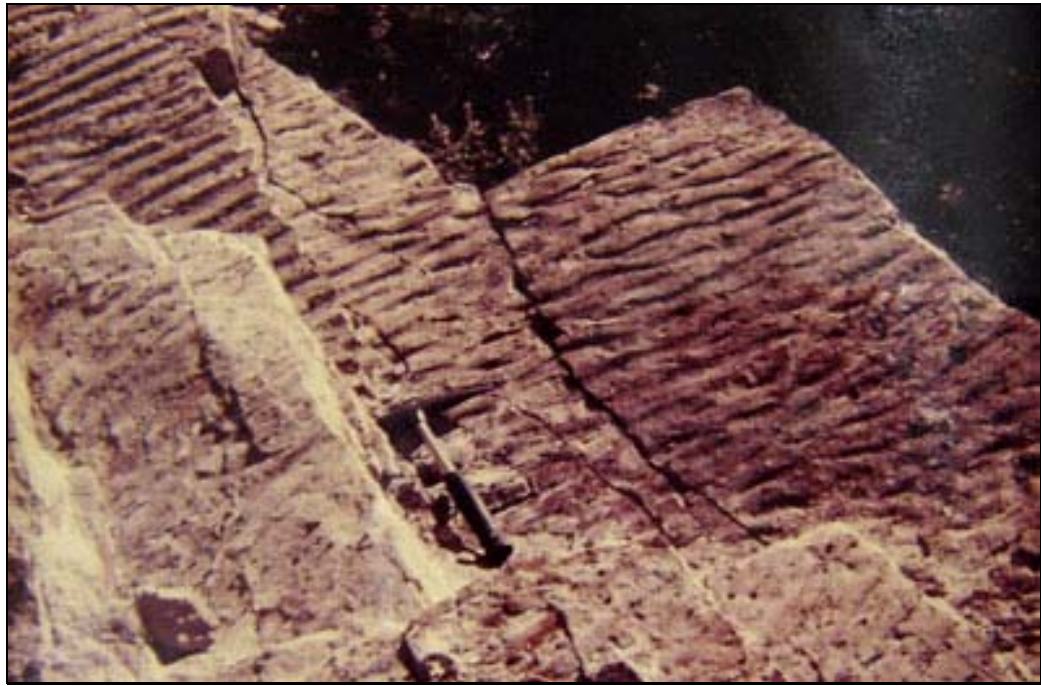


Ilustración 65. Rizaduras de corriente en el tope de una arenisca de la Formación Socorro en la quebrada Agua Viva. Rumbo S10E. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)



Ilustración 66. Secuencia de areniscas y lutitas de la Formación Socorro. La arenisca superior es masiva y se encuentra bioturbada. Quebrada Agua Viva, rumbo N80E. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Se presentan en paquetes de hasta 2 m, de capas de 1 cm a 20 cm, algunas veces intercaladas con delgadas capas de lutitas y también en capas individuales cuyo espesor general es de 0,5 m a 3 m (Ilustración 67); cerca del tope de la formación se observan capas de 10 m a 15 m de espesor, con estratificación cruzada planar, en la sección arenosa de la quebrada Ojo de Agua se midieron 34 m de capas de areniscas que frecuentemente presentan nódulos, bandas o costras de óxido de hierro.



Ilustración 67. Secuencia de areniscas de grano fino a mediodo la Formación Socorro. Carretera hacia Chuchure, rumbo N28E. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Los contactos de esta sección son transicionales por la parte inferior y superior de la formación, estando marcados por paquetes de delgadas capas de areniscas laminadas, la sección arenosa tiene como expresión topográfica la fila El Capote. En las quebradas Agua Viva y Cujima esta sección arenosa presenta interestratificación de lutitas grises de hasta 8 m de espesor; los contactos de las areniscas son abruptos, en la parte inferior algunas de ellas tienen contactos transicionales.

Las calizas son de color gris que meteorizan a pardo amarillento con abundantes fósiles como péctenes, otros bivalvos, gasterópodos y ostreas, además se presentan bioturbadas; los espesores varían de 0,7 m a 2 m, con contactos generalmente abruptos, aunque algunas calizas tienen base de carácter transicional con areniscas infrayacentes; éstas calizas se encuentran en la parte inferior de la sección y en menor proporción en la parte superior, hacia el oriente de la formación son abundantes. En la quebrada Agua Viva, en la parte inferior de la formación, se observan ciclos compuestos, de base a tope de lutitas interestratificadas con delgadas capas de areniscas que aumentan de frecuencia y espesor hasta los 0,7 m finalizando en un tope transicional con una arenisca calcárea y ésta a su vez con una caliza de abundantes fósiles, con contacto abrupto con el ciclo siguiente.

En menor proporción se encuentran limolitas blancas friables de 4 cm a 10 cm de espesor intercaladas con lutitas grises, cerca de la base y el tope de la formación; conglomerados de carácter local de tonos violáceos con cantos de cuarzo de 2 cm de diámetro, redondeados, con matriz dominante, con contactos erosivos y 60 cm de espesor, ubicado al occidente en la base extrema de la formación.

Díaz de Gamero (1989), describe la unidad en la región del Surco de Urumaco como constituida de lutitas con intercalaciones frecuentes de areniscas, a veces de espesor considerable, con algunas calizas arenosas conchíferas y raros carbones en su parte inferior. Las areniscas son el elemento distintivo de la formación, de grano fino a medio, micáceos, con manchas ferruginosas, generalmente bioturbadas, con la máxima bioturbación hacia la base de las capas; frecuentemente muestran estratificación cruzada planar, en menor grado festoneada, con laminación paralela y ondulada hacia el tope. Las areniscas forman a veces paquetes de gran espesor y considerable extensión lateral, como en el caso de la arenisca que forma la base de la formación, que varía entre 10 m y 35 m de espesor y se extiende por más de 20 km de distancia. Dentro de los paquetes, las capas individuales se lenticularizan lateralmente, interdigitándose con lutitas. Al oeste, rara vez son calcáreas y sólo muestran restos dispersos de bivalvos, mientras que al este, las areniscas calcáreas

son muy comunes, con numerosos restos de moluscos y, frecuentemente, el tope de las capas pasa transicionalmente a calizas coquinoideas arenosas, de hasta 2 m de espesor.

Hambalek, *et al.* (1994) subdividen la Formación Socorro en la quebrada El Paují (parte oriental del surco de Urumaco) en tres miembros informales: El miembro inferior consiste en una secuencia alterna de areniscas, limolitas y arcillas. El miembro medio es de litología alternante de calizas, areniscas, arcillitas, limolitas y niveles carbonosos. El miembro superior presenta características similares al miembro inferior, pero contiene unos escasos niveles calcáreos.

Al este del Surco de Urumaco, sobre el Alto de Coro, la Formación Socorro consiste, según Díaz de Gamero (1989), en un intervalo inferior de lutitas con frecuentes intercalaciones de areniscas, con algunas margas, calizas y carbones, anteriormente considerado como Formación Cerro Pelado. Las areniscas son de grano fino, en paquetes de hasta 6 m de espesor, generalmente lajosas, con rizaduras y estratificación cruzada en la parte inferior del intervalo, donde se asocian a lutitas carbonosas y algunos carbones. La parte superior es más calcárea, con areniscas calcáreas, margas y calizas conchíferas en capas delgadas. El intervalo medio, anteriormente considerado equivalente a la Formación o Miembro Querales, es lutítico, con intercalaciones delgadas de margas y calizas conchíferas y raros carbones en la base. El intervalo superior, al que se restringía anteriormente la Formación Socorro, consiste de lutitas con intercalaciones de areniscas, calizas y margas. Las areniscas son de grano fino, micáceas, con estratificación cruzada, en paquetes de hasta 10 m de espesor, en los que las capas individuales se encuentran separadas por gruesas costras de oxidación.

La variación de facies dentro de la Formación Socorro, desde el Surco de Urumaco hacia el Alto de Coro, es de una disminución progresiva de areniscas, tanto en frecuencia como en espesor, mientras que las lutitas y los litotipos calcáreos aumentan en esa misma dirección (Díaz de Gamero, 1989).

En el área de Cumarebo, la Formación Socorro se consideraba subdividida en tres intervalos (Dusenbury, LEV I, 1956). El miembro inferior, Mosquito, es predominantemente arcilloso, con algunas intercalaciones de margas fosilíferas. El miembro intermedio, caliza de Dividive, está formado, al suroeste de Cumarebo, por una caliza de unos 10 m de espesor máximo, que desaparece hacia el este; en esta dirección, cerca del pueblo de San Francisco, el miembro intermedio está constituido por una sección de casi 100 m de espesor de areniscas lenticulares de grano fino, con restos de plantas, denominado arena de San Francisco. El miembro superior, Portachuelo, consiste de una serie de ciclos sedimentarios que comienzan con una lutita casi pura con margas glauconíticas fosilíferas, que pasa a lutitas arenosas, arenas y una arenisca calcárea o caliza arenosa en su tope. De acuerdo a las revisiones de Giffuni *et al.* (1992) y de Díaz de Gamero *et al.* (1997) todas estas unidades quedan incluidas dentro de la Formación Agua Salada, no reconociéndose la Formación Socorro en esta región.

Facies: Según Graterol M. *et al.* (2004), esta unidad consiste principalmente de areniscas (A4), arcillitas (L1), limolitas (L2) y como componentes minoritarios, caliza (CA), caliza arenosa (CM), arenisca calcárea (AC). Las areniscas de grano fino a medio (A4) representan 73,1% de la sección. Son de color gris meteorizando a pardo amarillento, bien escogidas y friables. Estas areniscas pueden presentarse en paquetes de 7 m a 28 m El espesor de las areniscas dentro de las intercalaciones varía de 2 cm a 70 cm, mientras que cuando se presentan como cuerpos aislados son de 1 m a 9 m Los contactos con otros tipos litológicos son abruptos. Pueden presentar estratificación cruzada planar (A4 c), estratificación festoneada (A4 f) o rizaduras (A4 r) (Ilustración 68)



Ilustración 68. Areniscas de grano fino a medio con tope intercalado. (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004)

Las arcillitas (L1) representan 11,1% de la unidad, son de color gris meteorizando a gris parduzco. Se pueden presentar intercaladas con areniscas (A4/L1) o limolitas (A4/L2) en paquetes de 7-28 m, con espesor individual de 10-30 cm dentro de las intercalaciones y en paquetes aislados de 8 m. Los contactos son transicionales con las limolitas y abruptos con otros tipos litológicos. Las arcillitas se presentan asociadas al carbón siendo arcillitas carbonosas (C) o con capas de 2 cm de espesor (L1-C).

Las limolitas (L2) representan 2,9% esta unidad son pardas meteorizando a pardo claro. Presentan espesores individuales de 1-15 cm y se pueden presentar intercaladas con areniscas (A4/L2) o arcillitas (L2/L1). Los contactos son transicionales con arcillitas y abruptos otros tipos litológicos. Pueden presentar madrigueras del tipo *Thalassinoides* (L2 b). Las arcillitas carbonosas (C) representan un 11,1% de la sección aflorante. Son de color pardo oscuro meteorizando a negro, presenta materia orgánica y laminas de carbón. Ocasionalmente son jarosíticas. El espesor de las arcillitas varía de 1 m a 10 m. El contacto observado es transicional con limolitas (L2).

y abrupto con otros tipos litológicos. Las arcillitas carbonosas se encuentran en la parte central y en el tope de la formación.

Los carbonatos de mezcla (CM, AC) representan 5,6% de la sección aflorante en donde las calizas arenosas representan un 4% y las areniscas calcáreas el 1,6%. Son de color pardo meteorizando a pardo rojizo y pardo amarillento. Ocasionalmente presentan fósiles caóticamente dispuestos y se pueden observar madrigueras de *Thalassinoides*. El espesor de las capas varía de 0,5 m a 2 m y se encuentran distribuidas en toda la formación. El contacto es abrupto con areniscas de grano fino a medio (A4) y limolitas (L2), siendo transicional con calizas (CA).

Las calizas (CA) representa un componente minoritario, color gris meteorizando a pardo, sus espesores individuales varían entre 0,3 m a 3 m. Los contactos son transicionales con las calizas arenosas y abruptas con los otros tipos litológicos. Pueden presentar fósiles de los géneros *Turritella*, *Pecten* y *Ostrea* (CA f) (Ilustración 69).



Ilustración 69. Caliza fosilífera con fósiles caóticamente dispuestos. (Tomado de Graterol y Orihuela, 2004)

Petrografía: Esteves y Villalta (1989) clasificaron las rocas cláticas de la Formación Socorro según Pettijohn *et al.* (1972) siendo la mayoría wacas cuarzosas de matriz calcáreas seguidas de arenitas cuarzosas, subarcosas (Ilustración 70), grawacas líticas calcáreas, sublitarenitas, arenitas líticas y grawacas arcósicas. El conglomerado observado corresponde a un ortoconglomerado oligomíctico.

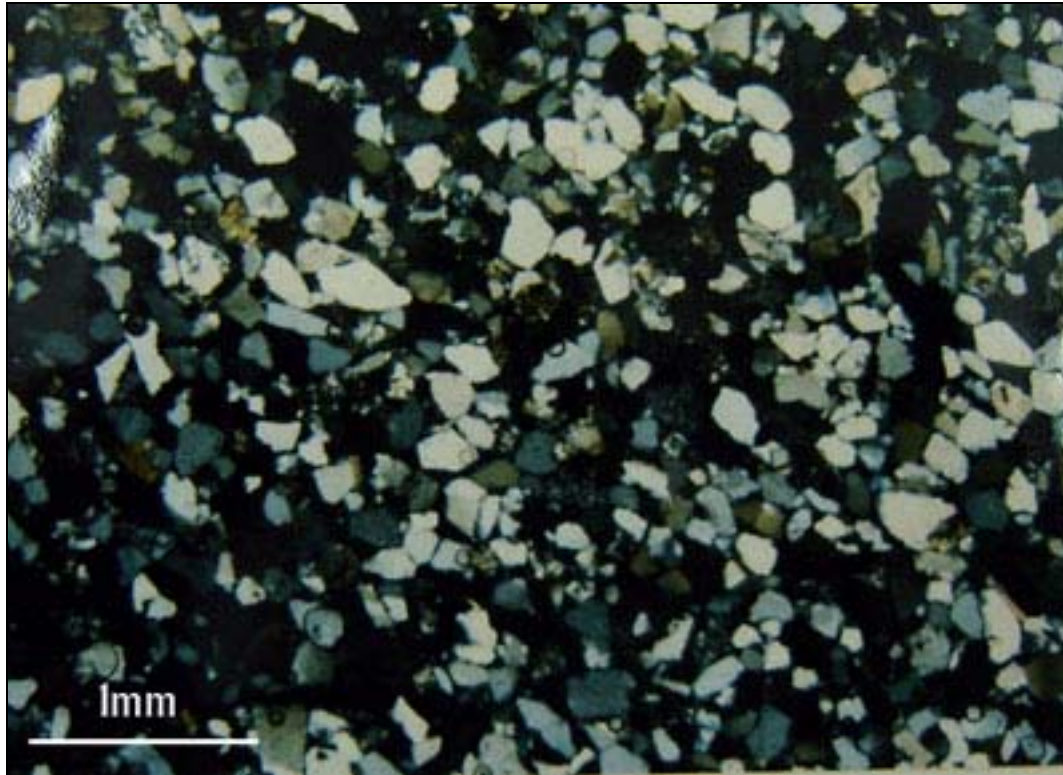


Ilustración 70. Subarcosa de la Formación Socorro. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Las rocas se presentan de bien a moderadamente seleccionadas a excepción del conglomerado, con mala selección, con tamaño de grano que varían de fino a muy fino y clastos subangulosos y excepcionalmente subredondeados; la mayoría presentó porosidad interpartícula, con escasa porosidad móldica y por disolución, llegando hasta 30%. El mineral más abundante es el cuarzo variando entre un 25% y un 85%; los feldespatos alcanzan hasta un 11% y son mayoritariamente plagioclasas con algunos microclino y escasas ortosas, se presentan alterados parcialmente a minerales de arcilla, mientras que otros están alterados casi en su totalidad; los fragmentos de

rocas son de origen metamórfico y sedimentario, alcanzando individualmente hasta un 10%. Entre los minerales accesorios es común observar muscovita y biotita, alcanzando hasta 5%; la clorita sólo se presenta como elemento traza; los óxidos de hierro, constituidos por magnetita, limonita y hematita, alcanzan 12%; la glauconita está presente en aquellas muestras con matriz y/o constituyentes calcáreos alcanzando hasta un 15%; la hornblenda se encontró sólo como elemento traza en una muestra y el epidoto aparece como elemento traza en pocas de ellas.

En las muestras con constitución calcáreas se observan bioclásticos alcanzando hasta 16%, representados por: moluscos, equinodermos, algas rojas, forminíferos bénticos y algunos planctónicos.

El cemento puede estar constituido por matriz calcárea recristalizada y alcanza hasta el 48%, también se encuentra como material cementante el óxido de hierro con 35 %, el cemento silíceo observado es producto del sobrecrecimiento de los granos de cuarzo y puede alcanzar hasta el 5%. La matriz puede ser argilácea variando entre el 2% y el 30%, pudiéndose destacar entre las arcillas la sericita, caolinita, illita y esmectita; se observó en una muestra 10% óxido de hierro constituido por limonita.

Esteves y Villalta (1989) analizaron también 14 muestras carbonáticas y utilizando el esquema de Dunham (1962) clasificaron siete *wackestones* (Ilustración 71), la mayoría arenosos, cuatro *packstones*, y tres *mudstones*.

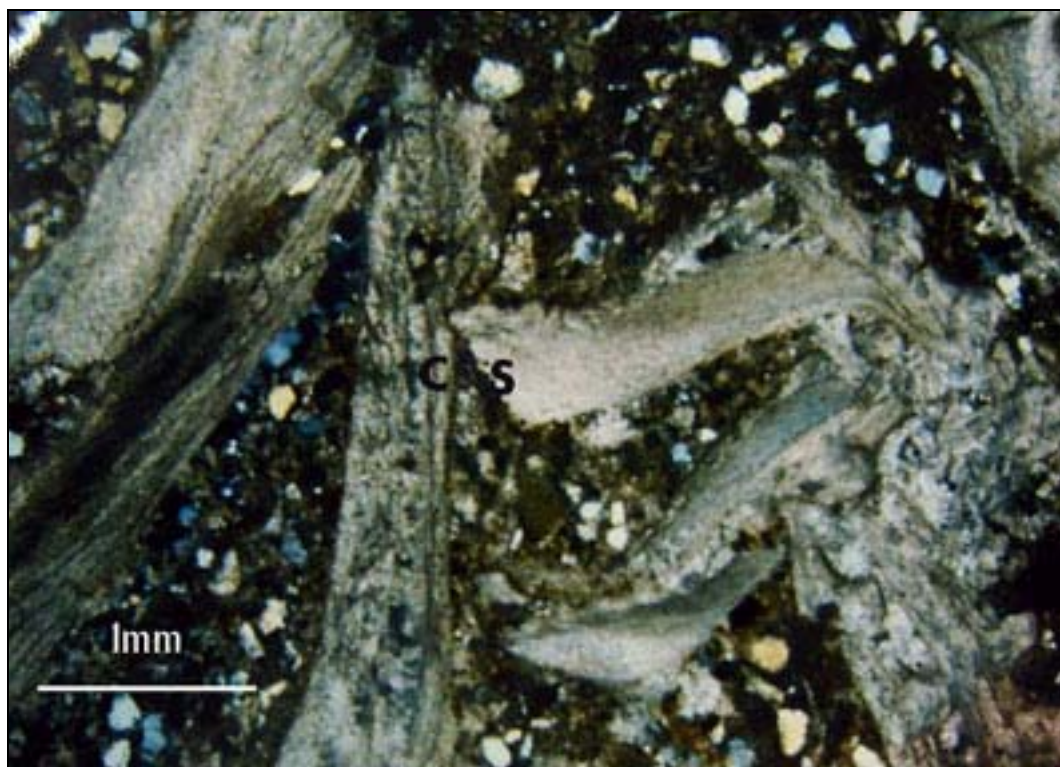


Ilustración 71. Wackestone arenoso con contacto suturado entre conchas de pelecípodos (CS). Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Entre los fósiles los más conspicuos están los moluscos, variando entre 3% y 40%; le siguen los foraminíferos bénticos alcanzando hasta 10%; las algas son rojas en su mayoría con excepción de una muestra que es verde y alcanzan el 3%; los equinodermos alcanzan hasta el 2%; los peloides llegaron hasta el 1% en algunas muestras. En cuanto a los ortoquímicos la micrita varía entre el 4% y 72%, el microespato entre el 15% y 28%, el pseudoespato vería entre 2% y 8% y, por último, el espato que oscila entre 2% y 75%. Entre los extraclastos destacan el cuarzo que alcanza el 35% y le da el carácter arenoso a los *wackestones* y *mudstones*; la muscovita, los óxidos de hierro y la ftanita alcanzan cada uno 1%; también se observan elementos traza como circón, fragmentos de rocas metamórficas y fosfatos.

Diagénesis: Esteves y Villalta (1985) basaron su estudio diagnético de rocas clásticas de la Formación Socorro en el esquema de Dapples (1967) Entre las características de la diagénesis temprana se encuentra el empaquetamiento suelto, con gran proporción

de contactos grano-matriz, tangenciales, longitudinales y escasos cóncavo-convexos; también se presenta en esta etapa glauconitización y dolomitización primaria de la matriz calcárea presente en algunas areniscas.

La diagénesis intermedia se caracteriza por el predominio de procesos químicos como la recristalización y cementación, aunque pueden ocurrir fenómenos netamente físicos pero en menor proporción como la pseudomatriz. La cementación silícea se produce por el sobrecrecimiento de los granos de cuarzo, la cual en algunos casos enmascara la textura original de los granos; en cuanto a la recristalización se produce tanto en la matriz calcárea como en la argilácea. En la primera la micrita pasa a microespato y a pseudoespato y en la segunda la matriz pasa de caolinita a illita y a veces ésta última pasa a esmectita; en ambos casos se presentan los cuarzos con bordes corroídos debido a la recristalización de la matriz.

Otro proceso químico presente es la alteración y disolución, el primero observado en feldespatos que pasan en su mayoría a minerales de arcilla y el segundo se interpreta por la presencia de porosidad móldica. El proceso físico diagnóstico de la diagénesis intermedia es la deformación producida en los minerales dúctiles (pseudomatriz), tales como las micas y fragmentos de rocas sedimentarias argiláceas. Esteves y Villalta (1989) concluyen que las rocas clásticas de la Formación Socorro alcanzaron al menos la etapa final de la diagénesis intermedia, comprobado en el avanzado proceso de recristalización de la matriz donde se observa illita pasando a esmectita (Ilustración 72)

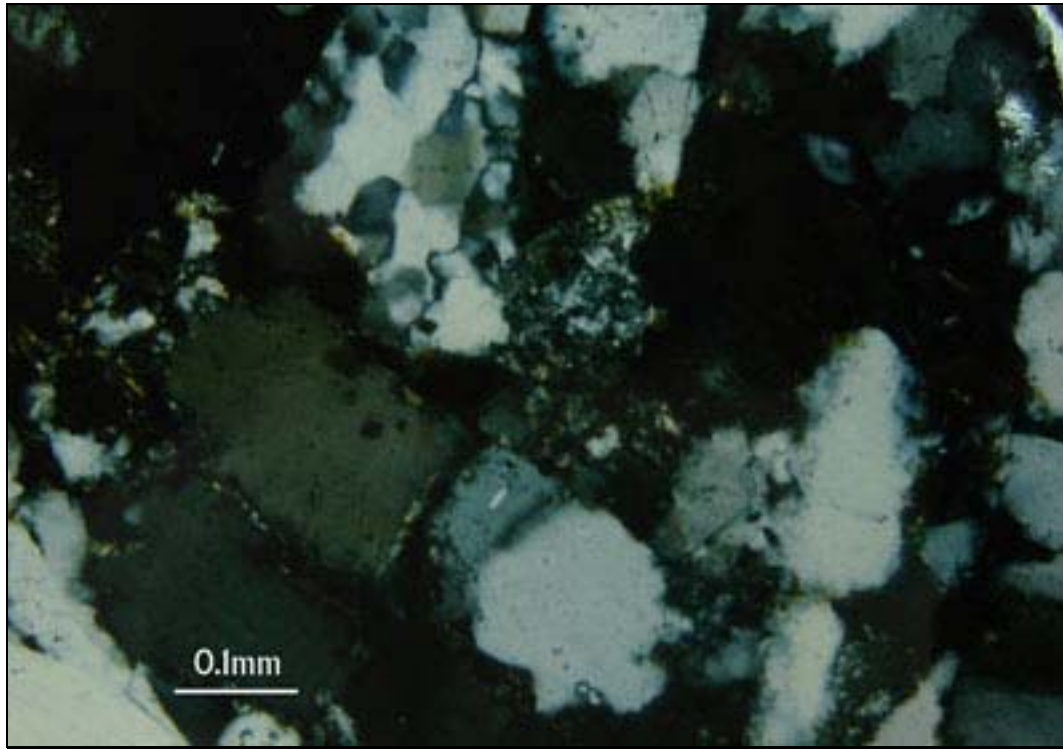


Ilustración 72. Detalle de subarcosa de la Formación Socorro con matriz de illita-esmectita. Nx.
(Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Esteves y Villalta (1989) consideran que las rocas carbonáticas de la Formación Socorro alcanzaron tanto la diagénesis temprana como la intermedia y tardía.

Entre los procesos característicos de la diagénesis temprana se pueden mencionar horadaciones y envoltorios micríticos producidos por la acción de organismos perforadores y erosivos, la piritización del cemento y de algunas conchas bajo condiciones reductoras y, por último, la glauconitización. La etapa diagenética intermedia está caracterizada por la presencia de cemento sintaxial observada en los equinodermos, cemento equigranular, neomorfismo de inversión homo y heteroaxial y también por la disolución que produce porosidad interpaticular, intraparticular y móldica. En cuanto a la etapa diagenética tardía se observan contactos suturados de conchas (Ilustración 71) y fracturas, evidenciando un proceso de soterramiento y la presencia de estilolitas indicando procesos de presión-solución.

Espesor: Esteves y Villalta (1985) miden en la quebrada El Hatillo un espesor de 1383 m que disminuye hacia el este a 800 m en la quebrada Saltadero-Cujima. En su localidad tipo, la Formación Socorro es superior a los 1.500 m (Díaz de Gamero, 1989). Sobre el Alto de Coro, la unidad es más delgada, con menos de 500 m en la quebrada Cujima, que aumentan a unos 1.000 m al sur de Coro. Hambalek *et al.*, (1994) midieron 2.546 m en la quebrada El Paují, de los cuales 763 m corresponden al miembro inferior, 1.108 m al miembro medio y 691 m al miembro superior. Graterol M. *et al.* (2004) 1260 m en la quebrada Agua Viva.

Extensión geográfica: La Formación Socorro aflora desde la región oriental del distrito Buchivacoa, en Falcón occidental, hasta el sur de Coro.

Expresión topográfica: La litología, predominantemente arenosa, soporta colinas y filas alargadas.

Contactos: En el área del Surco de Urumaco, la Formación Socorro tiene contactos inferior y superior concordantes y transicionales con las Formaciones Querales y Urumaco, respectivamente. El contacto inferior se colocó en la base de un gran paquete de areniscas de gran continuidad lateral, que varía entre 8 m y 35 m de espesor, que parece corresponder a la Arenisca de San Rafael de la literatura antigua (Díaz de Gamero *et al.*, 1988). En la región del Alto de Coro, el contacto inferior, concordante y transicional, es con la Formación Querales, mientras que el superior, de igual naturaleza, es con la Formación Caujarao (Díaz de Gamero, 1989). Graterol M. *et al.* (2004) definen el contacto superior con la Formación Caujarao en al quebrada Agua Viva en el tope de una caliza con un nivel de coquina, siendo éste concordante y abrupto.

Fósiles: Liddle (1946) mencionó, entre otros, los siguientes moluscos fósiles de esta formación: *Clementia dariena*, *Turritella mimetes*, *Pecten gatunensis*, *Macrocallista maculata*. Gamero y Díaz de Gamero (1963), indican la presencia de los siguientes moluscos en la Formación Socorro del Area de El Saladillo, al sur de Coro:

Apolymetis falconensis, *A. cf. trinitaria*, *Arca (Scapharca) berjadinensis*, *Chama corticosaformis*, *Chione (Lirophora) mactropsis*, *C. (L) quirosensis*, *Clementia dariena*, *Cyathodonta gatunensis*, *Cyclinella falconensis*, *Dosinia delicatissima*, *Glycymeris tumefacta lavelensis*, *Modiolus waringi*, *Ostrea crassissima*, *O. democraciana*, *Pecten buchivacoanus falconensis*, *Spondylus chiriquiensis*, *S. falconensis*, *Tellina (Eurytellina) vetula*, *Turritella atilira*, *T. cf. berjadinensis colinensis*, *T. vistana*. Con respecto a la microfauna de la misma sección, la parte inferior es pobremente fosilífera, pero a partir del intervalo medio se encuentran microfaunas bien preservadas, que incluyen inicialmente *Globorotalia fohsi peripheroronda*, *G. fohsi fohsi*, *G. archaeomenardii* y hacia arriba, *Globigerinoides ruber*, *Cassigerinella chipolensis*, *Globorotalia menardii*, *G. linguaensis*, *Globigerinella siphonifera*, acompañadas de foraminíferos béticos diversos.

Lorente (1986), reporta la presencia de *Verrucatosporites usmensis*, *Deltoidospora* spp., *Grimsdalea magnaclavata*, *Monoporites annulatus* en afloramientos de la Formación Socorro en su sección tipo. Reporta, así mismo, los palinomorfos presentes en la formación en el subsuelo, en los pozos Montañita-1X y Culebra-1X. Guerra *et al.* (1988), en Hambalek *et al.* (1994) reportan la presencia de *Crassoretitrites vanraadshooveni* en muestras de la unidad en su área tipo.

Edad: Según Díaz de Gamero (1989) la edad de la Formación Socorro en el surco de Urumaco ocupa la mayor parte del Mioceno medio. En la región de El Saladillo, Díaz de Gamero (1977) indica que las formaciones Cerro Pelado y Socorro, ahora identificadas como Formación Socorro (Díaz de Gamero, 1989) abarcan las zonas de *Globorotalia fohsi peripheroronda* a *Globorotalia mayeri*, es decir, virtualmente todo el Mioceno medio. En base a los palinomorfos, Lorente (1986) reconoce la parte superior de la Zona de *Psiladoporites/Echititricolporites* y la parte inferior de la Zona de *Grimsdalea* en la sección tipo de la Formación Socorro, correspondientes igualmente al Mioceno Medio. Según Wozniak y Wozniak (1987), la Formación Socorro (formaciones Cerro Pelado, Querales y Socorro en su trabajo) se extiende en

edad desde la Zona de *Globorotalia fohsi peripheroronda* a la parte inferior de la Zona de *Globorotalia menardii*. Estéves y Villalta (1989) reportan un conjunto de nannoplankton calcáreo en el tope de la formación, entre Sabaneta y Coro, perteneciente a la zona NN9, Zona de *Discoaster hamatus*, de la parte tardía del Mioceno Medio. Hambalek *et al.* (1994) reconocieron la Zona de *Crassoretitriletes vanraadshooveni* (Mioceno Medio) en la Formación Socorro.

Correlación: Díaz de Gamero (1985b) correlaciona la Formación Socorro con la parte de la Formación Pozón de Falcón oriental. Molina y Pittelli (1988) la correlacionan con la Formación Quisiro del Grupo La Puerta, aunque la mayor parte de la Formación Quisiro es más joven que la Formación Socorro.

Paleoambientes: Al oeste del Río Mitare, la Formación Socorro se depositó inicialmente en un frente deltaico, que pasa hacia arriba a depósitos de llanura deltaica, con todo el complejo de facies asociado y con persistente influencia marina al este, donde se desarrollan barras playeras y llanuras de marea. El tope de la formación en esta región indica de nuevo condiciones de frente deltaico. En la región cercana a Coro, la sedimentación de la unidad se efectuó inicialmente en condiciones deltaicas, que pasan a marinas someras hacia arriba y, eventualmente, a profundidad de plataforma interna a media que, hacia el tope, regresan a marinas someras (Díaz de Gamero, 1989)

Esteves y Villalta (1989) identifican los ambientes depositacionales de la Formación Socorro como próximo-costeros y varían entre lagunas, barreras y playas. La parte inferior de la formación se depositó en una laguna, donde los sedimentos más finos que entraron en ella se asentaron por la disminución de la energía para formar las areniscas de grano fino laminadas y las grandes cantidades de lutitas donde se observan foraminíferos típicos de aguas salobres y otras especies marinas que fueron acarreadas a la laguna por mareas, lo que indica la influencia de mar abierto y poco desarrollo de alguna barrera protectora. Las corrientes que llegaban a la laguna depositaron areniscas con rizaduras, estratificación cruzada festoneada y planar y

conglomerados con contactos erosivos. En las partes con mayor influencia marina o bajo influjo de sedimentos se desarrollaron bancos de ostras y otros moluscos para dar origen a las calizas fosilíferas; la abundancia de calizas en el oriente de la formación hace suponer que esta parte estaba comunicada con mar abierto, la baja tasa de sedimentación y tranquilidad de las aguas favoreció la actividad orgánica produciéndose la bioturbación; las lutitas moteadas y los carbones representan depósitos de marismas.

Sobre estos sedimentos se desarrolló una isla de barrera donde las mareas y el oleaje formaron en las playas los paquetes de capas delgadas de areniscas laminadas. Posteriormente las tormentas acarrearón sedimentos provenientes de la barrera, depositándolos en su parte de atrás hacia la laguna, formando espesos paquetes de areniscas con estratificación cruzada planar y festoneada, con nódulos, bandas o costras de óxido de hierro, indicativos de períodos de desecación. El gran espesor de esta secuencia arenosa hace suponer que la isla de barrera era de tipo progradante. Ésta en un principio crecía hacia el este, debido a que presumiblemente las corrientes transportaban los sedimentos de oeste a este, desde el delta que existía en los alrededores del actual pueblo de Urumaco (Díaz de Gamero, 1985) lo que explica la disminución de espesor de la formación hacia el este.

La parte superior de la Formación Socorro también presenta ambiente lagunar donde se sedimentaron las areniscas a veces bioturbadas, con laminación, con estratificación cruzada planar y festoneada y además rizaduras; calizas fosilíferas bioturbadas; carbón y lutitas con madrigueras; en la lutitas se encontraron foraminíferos típicos de aguas salobres junto con especies marinas someras, lo cual indica gran influencia del mar abierto. Sobre estos sedimentos se desarrollaron barreras que originaron las areniscas de 10 m a 15 m de espesor, con estratificación cruzada planar; y playas donde se sedimentaron las areniscas y calizas fosilíferas del tope de la formación, éstas sin continuidad lateral y formando un complejo próximo costero que marca la transición entre la Formación Socorro y la Formación Caujarao.

Hambalek, *et al.* (1994) presentan la evolución paleoambiental de la unidad en la región de la quebrada El Paují (parte oriental del surco de Urumaco). El miembro inferior se inicia con depósitos de frente deltáico, continuando con depósitos fluvio-deltáico-paludales y de llanura de mareas. El miembro medio se inicia con ambientes de llanuras de mareas, pasando a sedimentación en la llanura deltáica, con subambientes netamente fluviales y palustres de agua dulce de la llanura deltáica superior, que gradan posteriormente a los ambientes de llanura costera baja del complejo deltaico. El miembro superior se inicia con depósitos de ambientes litorales, pasando hacia arriba a ambientes fluviales de llanura de inundación. Hacia el tope de la formación se evidencia un predominio de condiciones más marinas, con depósitos de ambientes litorales.

En toda la formación son frecuentes las exposiciones subaéreas. Todos estos ambientes soportaron una espesa vegetación, ya sea de bosques pluviales en la llanura deltáica, o de manglares en la zona de influencia de las mareas. Díaz de Gamero (1996) identifica el sistema fluvial que construyó en el Mioceno Medio el delta representado hoy por la Formación Socorro como el proto-Orinoco. Este río drenaba la Cordillera Central de Colombia, al oeste y el macizo Guayanés, al este y, fluyendo hacia el norte, desembocaba en el noroeste de Falcón.

Sinonimia: Díaz de Gamero (1989) demuestra, en base a estudios paleontológicos muy detallados, que la unidad denominada Formación Cerro Pelado en el alto de Coro, sedimentada sobre la Formación Querales (anteriormente denominada Agua Clara), es la extensión hacia el este de la parte inferior de la Formación Socorro, definida en el surco de Urumaco. Pertenece, igualmente, a la Formación Socorro en esta región, la unidad denominada anteriormente Formación o Miembro Querales, que constituye la parte media de la Formación Socorro al este del río Mitare, así como el "tramo carbonífero de El Isiro" de Liddle (1928), al sur de Coro (Díaz de Gamero, 1989). Giffuni *et al.* (1992), en un estudio efectuado en el área de

Cumarebo, sustituyen el nombre de Formación Socorro en esta región por el de Formación Agua Salada, según el concepto de Díaz de Gamero (1985b).

FORMACIÓN CAUJARAO

Neogeno (Mioceno Medio a Plioceno Temprano)

Wiedenmayer (1937) introdujo el nombre de "tramo de Caujarao" para designar los afloramientos de calizas fosilíferas, arcillas, margas y areniscas, ubicadas entre la quebrada Cujima y el caserío de Caujarao; mencionó espesores y la restringió al Mioceno Medio. Previamente, esta secuencia estratigráfica fue conocida como caliza, serie y Formación Damsite (Hodson, 1926; Liddle, 1928). González de Juana (1937) indicó que los términos Damsite y Caujarao eran sinónimos y elevó a este último a rango formacional; en la estructura de La Vela ubicó la caliza de Dividive en la base de la unidad y los horizontes medios los reconoció como equivalentes a la Caliza de Cumarebo. Senn (1940) consideró equivalentes las formaciones Caujarao y Urumaco en Falcón central. Liddle (1946) extendió el término hacia el oeste para reemplazar el de Formación Urumaco y sugirió que la parte superior de Caujarao en Falcón central y oriental se conoce como formaciones Puerto Cumarebo y Capadare, respectivamente. Payne (1951) reconoce y define cuatro miembros de la Formación Caujarao en el área de Cumarebo. Estos son: Portachuelo, inferior, Caliza de Cumarebo, medio, y Caliza de Corocorote, superior. Donde estos dos últimos no están desarrollados, define el miembro de Arcillas de Turupía, por encima de Portachuelo. Dusenbury (LEV I, 1956) recomendó incluir el Miembro Portachuelo de Payne (1951) en la Formación Socorro, infrayacente y propuso el Miembro Cumarebito como base de la unidad. Esta última idea no tuvo acogida entre autores posteriores.

Kavanagh de Petzall (1959) propuso una sección de referencia para la Formación Caujarao en el anticlinal de La Vela, y describió los miembros El Muaco, Mataruca y Taratara, reconocidos y descritos en detalle por Vallenilla (1961), de la localidad tipo

de la Formación Caujarao. Galea (1976) incluyó en la Formación Caujarao la Caliza Arrecifal de Divide, como parte superior del Miembro Divide en la región de Guaibacoa. Giffuni (1980) estudia la formación en detalle en la región de Tocópero, al este de Cumarebo. Wozniak y Wozniak (1987) estudian la unidad entre Sabaneta y La Vela, con precisiones de edad en base a foraminíferos planctónicos. Esteves y Villalta (1989) estudian la formación al oeste de la localidad tipo, en las quebradas Geraldo, La Laja, Ojo de Agua y Saltadero-Cujima. Giffuni *et al.* (1992) presentan un análisis de estratigrafía secuencial de la Formación Caujarao en el área de Cumarebo. Díaz de Gamero *et al.* (1997) establecen que la única unidad asignable a la Formación Caujarao en el área al este de Cumarebo es la Caliza de Cumarebo.

Localidad tipo: Sección en el río Coro, incluyendo la represa colonial sobre el río, cerca de Caujarao, a 3 km al sur de Coro, distrito Miranda, estado Falcón (Hoja de Cartografía Nacional N° 6250, escala 1:100.000).

Descripción litológica: Consiste principalmente de lutitas arcillosas, con intercalaciones de margas y calizas fosilíferas, topográficamente muy prominentes, y algunas capas de arenas de grano fino en su parte inferior. En el valle del río Coro y en la estructura de La Vela, la unidad está representada, en orden estratigráfico, por el Miembro el Muaco, inferior, principalmente arcilloso, con intercalaciones de calizas organógenas y margas fosilíferas y algunas arenas friables de grano fino; el Miembro Mataruca, intermedio, caracterizado por unas tres o más capas prominentes de caliza nodular margosa y fosilífera, intercaladas con lutitas y margas fosilíferas y arenas calcáreas muy locales; y el Miembro Taratara, superior, con predominio de arcillas y lutitas microfósilíferas (Kavanagh de Petzall, 1959; Vallenilla, 1961).

Localmente, esta litología varía, y al este de la localidad tipo, en las cercanías del Campo Cumarebo, Payne (1951) definió y describió los siguientes miembros: Portachuelo, inferior, caracterizado por una sucesión cíclica de arenas y arcillas con varias margas; Caliza de Cumarebo, intermedio, una gruesa caliza organógena con algas, moluscos y foraminíferos, que se lenticulariza rápidamente; donde esta caliza

está bien desarrollada, aparece sobre ella un cuerpo de calizas detríticas, con fragmentos derivados de la Caliza de Cumarebo, denominado Miembro Corocorote (González de Juana, 1937; Payne, 1951); al norte y noreste esta unidad es reemplazada por el Miembro de Arcillas de Turupía (Payne, 1951). Giffuni (1980) reconoce los miembros Portachuelo, inferior y lateralmente equivalente a la Caliza de Cumarebo, y Turupía, superior; el autor no reconoce el Miembro Corocorote, sumándolo al Miembro de Caliza de Cumarebo. Giffuni *et al.* (1992) describen la Formación Caujarao al este de Cumarebo como compuesta de la Caliza de Cumarebo, que desaparece rápidamente al este, y una secuencia de lutitas gris verdosas a marrones interestratificadas con algunas calizas marrón claro, que se encuentra tanto por encima de la Caliza de Cumarebo, como en equivalencia lateral al este, a la cual no le dan nombre litoestratigráfico. Díaz de Gamero *et al.* (1997) establecen que la única unidad asignable a la Formación Caujarao al este de Cumarebo es la Caliza de Cumarebo y que las arcillitas intercaladas con calizas, que se encuentran en equivalencia lateral y por encima de ella constituyen otra unidad formacional, Formación Turupía.

En dirección occidental, en la región situada entre Sabaneta y Coro, Esteves y Villalta (1989) describen la Formación Caujarao como caracterizada por la presencia de calizas y material calcáreo en general. En esta región no pudieron reconocer los miembros descritos en la localidad tipo y la estructura de La Vela. Las areniscas calcáreas se distribuyen hacia la base y el tope de la secuencia, las calizas hacia la parte media, las lutitas se distribuyen a lo largo de toda la secuencia, el limo calcáreo y el carbón son locales y escasos en la secuencia, ubicándose ambos hacia la base. Las areniscas se distribuyen a lo largo de toda la secuencia observándose sus mayores espesores hacia la parte media y asociadas a las calizas.

Las areniscas calcáreas son de color marrón, meteorizando a pardo amarillento y de grano fino, aunque pueden encontrarse de grano medio con niveles de grano grueso; el espesor varía de 10 cm hasta 2 m en las capas individuales y se observan algunos paquetes de hasta 3 m de espesor, conformados por capas de 10 cm a 20 cm de

espesor. Presentan laminación paralela, estratificación cruzada festoneada y planar de ángulo bajo, gradación normal en los paquetes con niveles de grano grueso, bioturbación, con tubos perpendiculares y paralelos a la estratificación.

Las areniscas son de color gris y meteorizan a pardo, de grano fino, bien escogidas, en capas individuales de hasta 2 m de espesor y en paquetes de hasta 15 m de espesor con capas que varían de 5 cm a 2,75 m, culminando en calizas; también se encuentran intercaladas con lutitas en capas de 2 cm a 4 cm; las capas que conforman los paquetes presentan superficies de óxido de hierro tanto en el tope como en la base. Las areniscas presentan estratificación cruzada planar de ángulo bajo a pequeña escala y algunas veces a mediana escala, estratificación cruzada festoneada, laminación paralela, lenticularización, bioturbación con tubos paralelos y perpendiculares a la estratificación; otras areniscas presentan nódulos de limonita y yeso. El contacto con las calizas es transicional y con las lutitas es abrupto; algunas areniscas de color marrón, jarosíticas, están relacionadas con laminas de carbón.

Las calizas son de color gris y meteorizan a pardo oscuro y gris; presentan péctnes, ostreas y *Amusium*; su espesor varía de 0,5 m a 2,5 m; se presentan bioturbadas (Ilustración 73) y en ocasiones se pueden observar madrigueras tipo *Thalassinoides*. En algunas capas la cantidad de conchas es tan abundante que forman verdaderos bancos de ostreas y bivalvos. Algunas calizas se presentan en contacto abrupto con las lutitas y otras lo hacen en contacto transicional con las areniscas infrayacentes.



Ilustración 73. Caliza bioturbada con abundantes ostreas de la Formación Caujarao. Quebrada Cujima, rumbo S42W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Las lutitas, el litotipo más abundante, son de color gris y marrón (Ilustración 74), fisiles, yesíferas o jarosíticas y en ocasiones se observan lutitas calcáreas que presentan fragmentos de conchas, mientras que otras presentan nódulos de óxido de hierro. Las lutitas de color marrón jarosíticas algunas veces se encuentran asociadas e intercaladas con láminas de carbón; los espesores varían de 2 cm cuando están intercaladas con areniscas a 30 m; el contacto con las areniscas y calizas generalmente es abrupto.

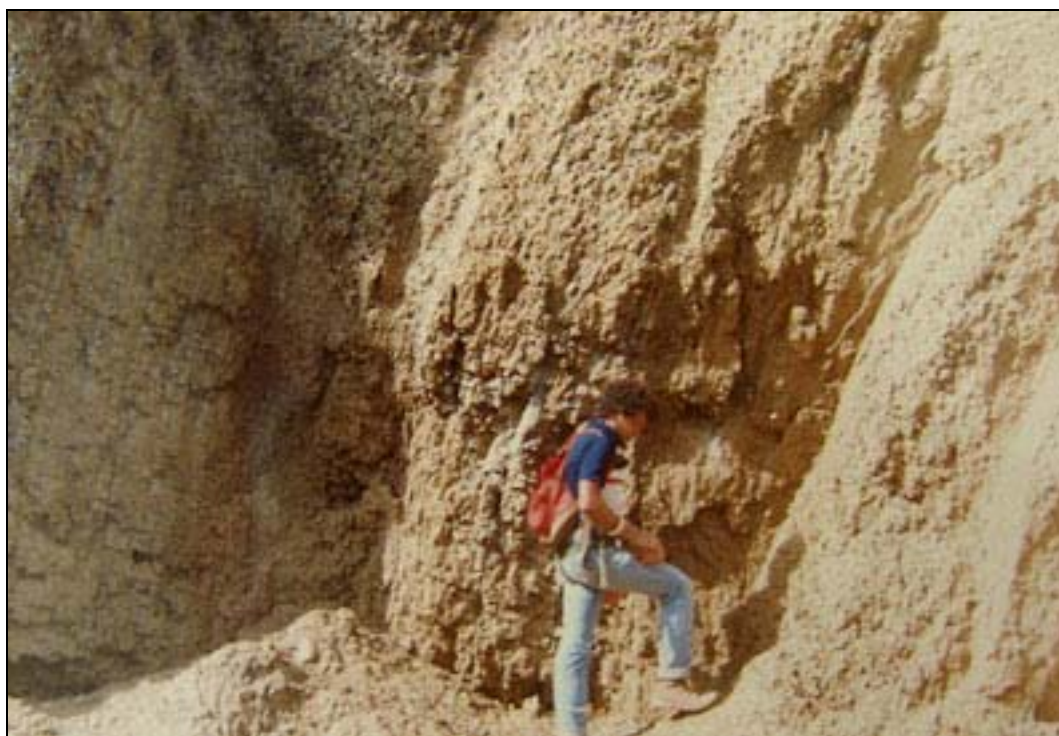


Ilustración 74. Paquete espeso de lutitas grises de la Formación Caujarao en la quebrada La Laja. Rumbo N35W. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

El limo calcáreo de color pardo anaranjado que meteoriza a ocre solo se observó en dos capas de 0,5 m con fragmentos de conchas y en contacto abrupto con calizas y lutitas.

El carbón es escaso, variando su espesor desde láminas hasta 70 cm; se presenta asociado y en contacto transicional con lutitas y areniscas de color marrón jarosíticas.

Petrografía: Las areniscas de la Formación Caujarao, según reporta Esteves y Villalta (1989), son de granos muy finos, de bordes subangulosos a subredondeados, con contactos grano-matriz y grano-cemento; el escogimiento varía de mal a bien seleccionado con empaquetamiento suelto. La porosidad alcanza 20%, de tipo intergranular por disolución. El mineral más abundante es el cuarzo plutónico con cantidades que varían desde 18% a 64%, los feldespatos alcanzan un 11%, compuestos por plagioclasas y cantidades traza de microclino; las micas alcanzan un 10%, los fragmentos de rocas sedimentarias alcanzan 6% y los de rocas metamórficas

3%, la limonita se encuentra con 1% y 5%, los bioclastos varían del 2% al 4%, la glauconita alcanza 2%, se observa 1% de pirita en una muestra y el circón se encuentra como elemento traza. El cemento es de óxido de hierro y varía del 4% al 10%. La matriz micrítica se encuentra recrystalizada (Ilustración 75) y varía de 20% a 54%; también se encuentra matriz argilácea de 9% a 50%, reconociéndose en algunas muestras caolinita, illita y esmectita.

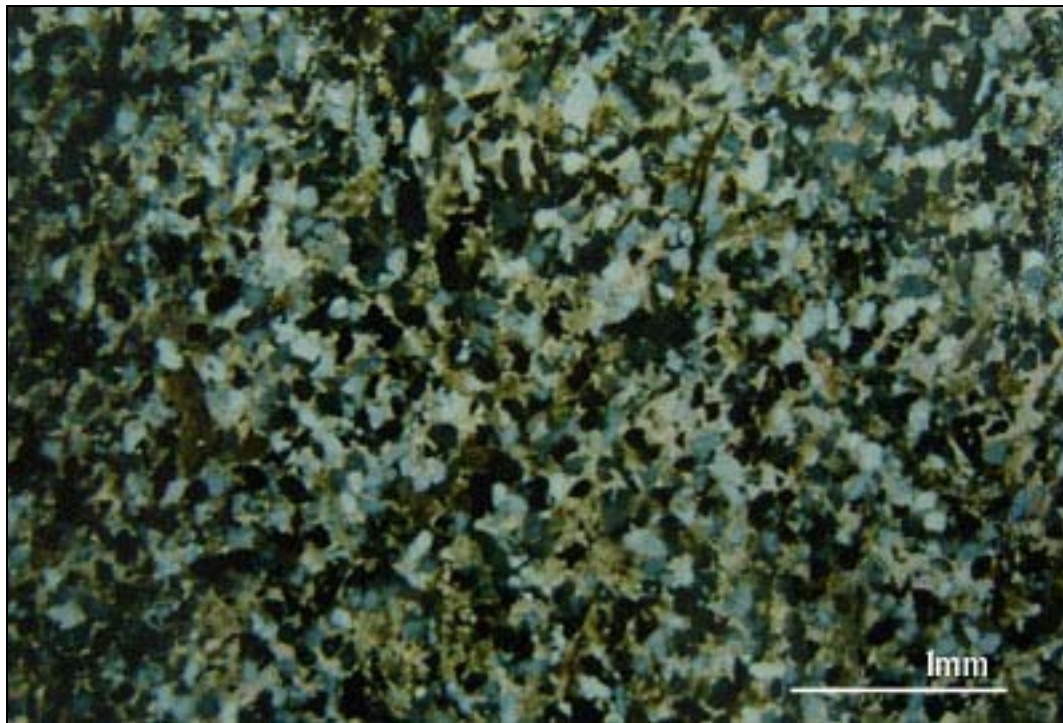


Ilustración 75. Grauwaka lítica de matriz calcárea recrystalizada. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Basados en Pettijohn *et al.* (1972), Esteves y Villalta (1989) clasifican las areniscas de la Formación Caujarao como dos vacas cuarzosas calcáreas, tres grauwacas líticas calcáreas (Ilustración 75), una arenisca cuarzosa y una grauwaca arcósica.

En cuanto a las rocas carbonáticas de esta formación, según análisis de Esteves y Villalta (1989) los fósiles más abundantes son los moluscos, específicamente los pelecípodos, variando de 2% a 60%, los gasterópodos en una sola muestra con 1%, los foraminíferos con 7% en su mayoría bénticos, y sólo en dos muestras se

encuentran planctónicos; en menor proporción hay algas con 5%, en su mayoría rojas; como elementos trazas se encuentran serpulidos; también se tienen 5% de peloides, 3% a 6% de fragmentos de *mudstones*, totalizando todos estos de 9% a 64% de componentes aloquímicos. Los componentes ortoquímicos están formados principalmente por espato variando entre 2% y 88%, y siguiendo en orden de abundancia la micrita con 2% a 60%, el microespato de 10% a 76% y el pseudoespato variando de 2% a 18%; la suma de estos elementos varía del 10% al 88%. Los extraclastos básicamente están formados por granos de cuarzo plutónico, alcanzando 20%; la muscovita, el circón, la glauconita y la magnetita están en cantidades traza en algunas muestras.

Según Dunham (1962) las rocas carbonáticas analizadas resultaron ser un *mudstone* arenoso, ocho *packstones* (Ilustración 76), dos de ellos arenosos, y seis *wackestones* de los cuales tres son arenosos.

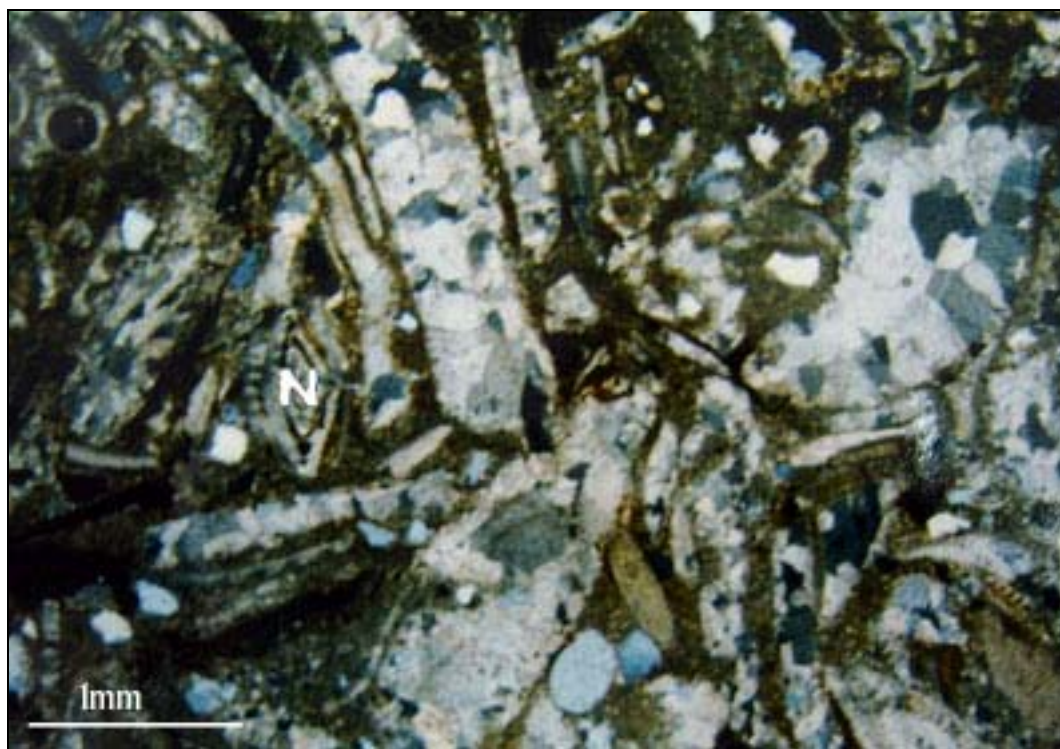


Ilustración 76. Packstone de la Formación Caujarao, se observan nummulites (N) y procesos de cementación en poros producto de la disolución de conchas pre-existentes. Nótese el crecimiento de los cristales hacia el centro de los poros. Nx. (Tomado de Esteves y Villalta, 1989)

Diagénesis: Las areniscas analizadas por Esteves y Villalta (1989) presentan empaquetamiento suelto, piritización y oxidación de bioclásticos, todo esto, evidencias de diagénesis somera. También presentan disolución de granos de cuarzo, fragmentos de lutitas deformados formando pseudomatriz, limonitas alterando a hematita, caolinita pasando a illita-esmectita y matriz micrítica recrystalizada. Estas características, según Dapples (1967), indican diagénesis intermedia.

Las calizas de la Formación Caujarao presentan horadaciones y envoltorios micríticos en fragmentos fósiles; alguna glauconitización en la matriz y en algas; oxidación de la glauconita y de la materia orgánica; e incipiente recrystalización, procesos todos enmarcados en la diagénesis temprana. Evidencias de diagénesis intermedia se observa en la continuidad de los procesos de recrystalización, formando espato a partir de micrita, produciéndose en los fragmentos fósiles neomorfismo de inversión homoaxial y heteroaxial, relleno de poros por cementación, disolución tanto en conchas como en cemento, etc. La diagénesis tardía queda evidenciada en procesos de presión-solución originadas por la compactación, como el fracturamiento y contactos suturados entre fragmentos fósiles y presencia de estilolitas.

Espesor: En la localidad tipo, tiene unos 1.220 m, de los cuales, 646 m corresponden al Miembro El Muaco, 331 m al Miembro Mataruca y 245 m al Miembro Taratara. Al oeste, Esteves y Villalta (1989) miden un espesor máximo de 990 m en la quebrada La Laja, que disminuye rápidamente a 565 m en la quebrada Cujima. Giffuni *et al.* (1992) mencionan un espesor de 250 m para la Caliza de Cumarebo.

Extensión geográfica: La Formación Caujarao se extiende desde Sabaneta, al oeste hasta la región de Tocópero, al este.

Contactos: La Formación Caujarao es concordante y transicional con la Formación Socorro, infrayacente; el contacto se coloca en la base de una caliza potente, que cambia de composición en sentido lateral: entre Sabaneta y Coro es una caliza muy bioturbada, compuesta esencialmente por ostreidos (Esteves y Villalta, 1989). En la

región de La Vela, Kavanagh de Petzall (1959) la considera equivalente a la caliza de Dividive. Giffuni *et al.* (1992) describen el contacto de la Caliza de Cumarebo, parte inferior de la Formación Caujarao, con la Formación Agua Salada infrayacente, como abrupto. El contacto superior con la Formación La Vela es concordante y se coloca en la base de la primera arenisca calcárea que ocurre encima de la secuencia arcillosa del Miembro Taratara (Kavanagh de Petzall, 1959). Al oeste de la localidad tipo, el contacto superior de la Formación Caujarao es con la Formación Codore y Esteves y Villalta (1989) lo consideran concordante. Se coloca en la base del primer gran espesor de arcillas abigarradas o en la base de la primera arenisca conglomerática de Codore. En el área tipo, el contacto superior es con la Formación La Vela y Rey (1990) lo reporta como concordante y abrupto. Al este, en la región de Cumarebo, el contacto superior es con la Formación El Veral y Payne (1951) lo postuló como discordante. Al este de Cumarebo, Díaz de Gamero *et al.* (1997) colocan el contacto superior como concordante con la Formación Turupía, al tope de la última caliza masiva típica de la Caliza de Cumarebo, encima de la cual dominan las arcillitas calcáreas.

Fósiles: Hodson (1926), Hodson y Hodson (1927) y Hodson y Hodson (1931), en los trabajos sobre Moluscos de Venezuela y la región Caribe, mencionan varias especies procedentes de la Formación Damsite (antiguo nombre, no válido, de la Formación Caujarao). Liddle (1928) indica la presencia de una fauna numerosa y diversa para la Formación Damsite, e indica varios listados de macromoluscos. Kavanagh de Petzall (1959) menciona los siguientes moluscos: *Anadara lienosa*, *Anomia simplex*, *Arca occidentalis*, *Architectonica nobilis*, *Dosinia elegans*, *Laevicardium laevigatum*, *Latirus infundibulum*, *Ostrea puelchana*, *O. virginica*, *Pecten circularis*, *Polinices brunneus*, *Turritella variegata*, *T. altilira*. Vallenilla (1961) lista los siguientes moluscos: *Corbula democraciana*, *Dosinia elegans*, *Pecten circularis cornellanus*, *P. circularis venezuelanus*, *Polystira (Turris) albida*, *Turritella altispira urumacoensis*, *T. gatunensis lavelana*, *T. vistana*, *Venericardia zuliana maracaibensis*. Senn (1935) también ofrece una lista de moluscos e indica la presencia de una caliza en la cual

identifica los foraminíferos *Miogypsina*, *Amphistegina*, *Sorites*, *Heterostegina* y *Spiroloculina*.

Kavanagh de Petzall (1959) incluye una carta de distribución de foraminíferos y otros microfósiles, en el flanco sur del anticlinal de La Vela. Vallenilla (1961) también incluye una carta faunal, mencionando numerosos foraminíferos en la localidad tipo de la Formación Caujarao, en la sección del río Coro.

Giffuni (1980) presenta amplia información sobre la rica y diversa microfauna de la formación al este de Cumarebo. Wozniak y Wozniak (1987) presentan la microfauna de foraminíferos planctónicos de esta formación. Igualmente, Esteves y Villalta (1989) incluyen información acerca de los foraminíferos y nannoplancton calcáreo.

Edad: Wozniak y Wozniak (1987) indican que es posible que la parte basal de la Formación Caujarao pertenezca a la Zona de *Globorotalia menardii*, la última del Mioceno Medio, pero rápidamente se encuentra fauna indicativa primero de la Zona de *Globorotalia acostaensis* y después de la Zona de *Globorotalia humerosa*, del Mioceno Tardío. En su límite con la Formación La Vela aparecen formas del Plioceno. La microfauna y nannoflora encontrada por Esteves y Villalta (1989) al oeste de la localidad tipo son indicativas de Mioceno Tardío. En la región al este de Cumarebo, Giffuni *et al.* (1992) asignan a la Caliza de Cumarebo una edad que va de la Zona de *Globorotalia humerosa* (Mioceno Tardío) a la Zona de *Globorotalia margaritae* (Plioceno Temprano) y, de acuerdo al nannoplancton calcáreo, de la zona NN11 (Zona de *Discoaster quinqueramus*) a la zona NN12 (Zona de *Amaurolithus tricorniculatus*), igualmente, del Mioceno Tardío al Plioceno Temprano.

Correlación: La Formación Caujarao, en su localidad tipo, se correlaciona con la Formación Urumaco hacia el oeste (Díaz de Gamero y Linares, 1989). Desde Sabaneta hacia el este, mantiene su identidad hasta la estructura de La Vela de Coro (Kavanagh de Petzall, 1959; Wozniak y Wozniak, 1987; Esteves y Villalta, 1989). En

la región al este de Cumarebo, está restringida a la Caliza de Cumarebo (Díaz de Gamero *et al.*, 1997).

Paleoambientes: Wozniak y Wozniak (1989) interpretan el ambiente de la formación en su área tipo como de plataforma con influencia a veces más marina. Al oeste, Esteves y Villalta (1989) interpretan para la Formación Caujarao un ambiente de complejo próximo-costero, conformado por laguna, isla de barrera y playa de forma transicional con la Formación Socorro (Ilustración 77). Se considera que la parte inferior de la Formación Caujarao, corresponde a un ambiente de laguna, donde se dieron las condiciones que permitieron el desarrollo de vegetación subacuática lo que facilitó la acumulación de materia orgánica, originando lutitas marrones intercaladas con láminas de carbón. La presencia de areniscas con rizaduras de corrientes y calizas arenosas son indicativas del acarreo del material clástico, por las mareas provenientes de las isla de barrera asociada a la laguna; las primeras se depositan en la región más cercana a la isla de barrera y las segundas hacia el centro de la laguna.

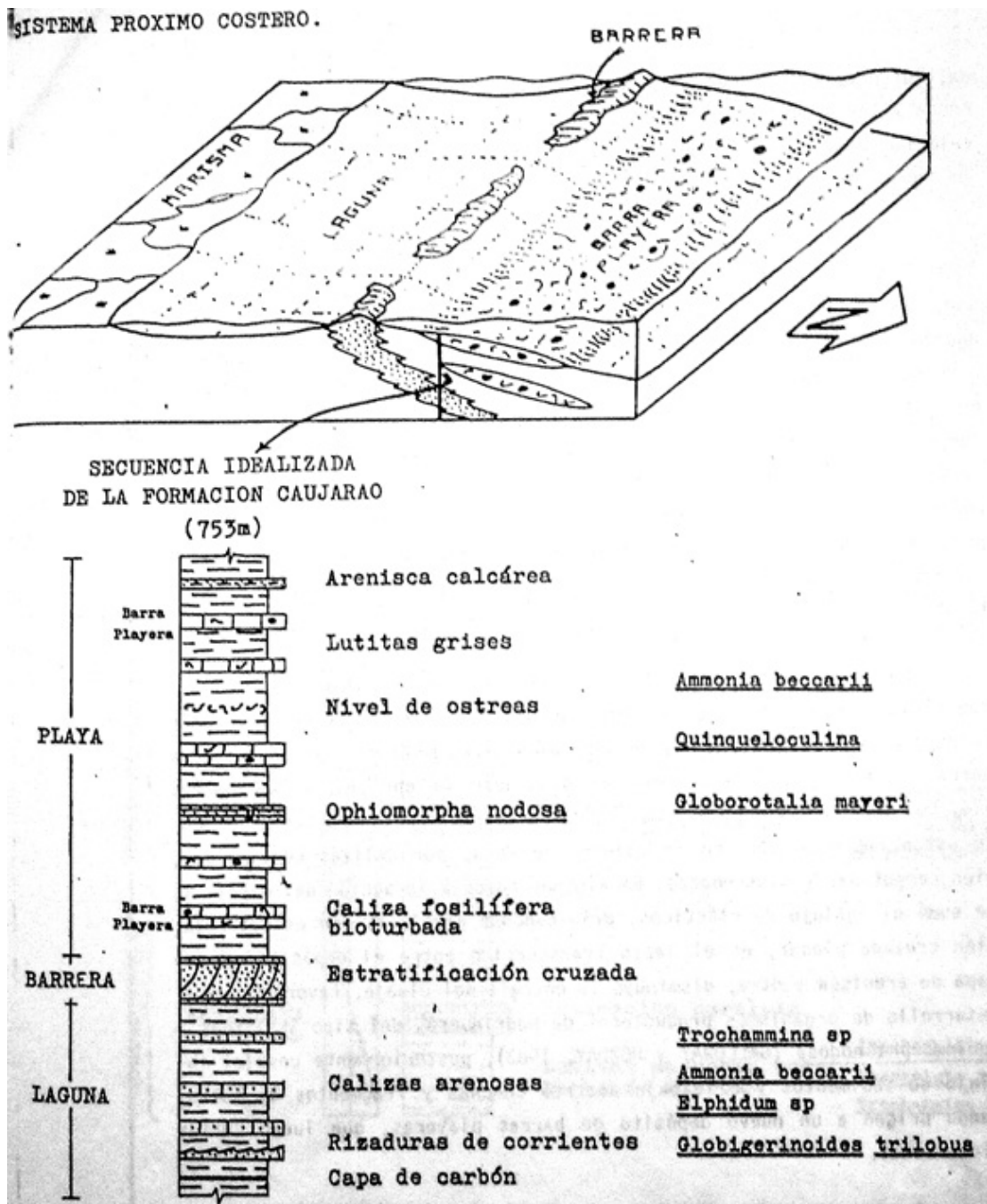


Ilustración 77. Modelo ambiental de la Formación Caujarao. Tomado de Esteves y Villalta (1989)

La parte media de la formación corresponde ambientalmente a una isla de barrera, constituida por un paquete de areniscas de 15 m de espesor. Por la poca extensión

lateral que presenta el paquete se infiere que la isla de barrera fue poco desarrollada por lo que no ofreció gran protección a la laguna.

La parte superior de la Formación Caujarao presenta características típicas de un ambiente de playa, el cual con la acción del oleaje transporta y deposita conchas de ostras y otros moluscos dando origen a barras playeras propensas a ser bioturbadas.

Aunque las Formaciones Socorro y Caujarao corresponden a un complejo próximo-costero integrado por laguna, barrera y playa, se diferencian sustancialmente en que la primera presenta más frecuencia de litotipos clásticos que la Formación Caujarao, donde se encuentran con más frecuencia litotipos carbonáticos; con lo que se puede inferir que hubo mayor aporte de clásticos durante la sedimentación de la Formación Socorro que durante la de la Formación Caujarao.

Al este de Cumarebo, Giffuni *et al.* (1992), en su análisis de estratigrafía secuencial del área, interpretan la Caliza de Cumarebo como depósito de bancos calcáreos de plataforma, sedimentado durante una caída relativa del nivel del mar (LST). Su contacto inferior es abrupto y puede corresponder al límite de secuencia SB 6,3 Ma.

CAPITULO IV

SUMARIO Y CONCLUSIONES

Este trabajo presenta la recopilación de los trabajos geológicos realizados en el Alto de Coro, edo. Falcón. La nomenclatura de las unidades litoestratigráficas está normalizada según el III Léxico Estratigráfico de Venezuela.

Se presenta junto con el trabajo escrito un mapa geológico a escala 1:50.000 de la zona estudiada, donde se representan las formaciones aflorantes, sus límites y las estructuras geológicas más importantes. Este mapa aporta, principalmente, el haber reunido en una sola hoja la información geológica disponible, con mayor énfasis en la litoestratigráfica para la zona del Alto de Coro, dejándole a la Universidad Central de Venezuela, en especial a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica este aporte único. Sin embargo, el autor motiva la realización de más investigaciones para continuar con el aporte de información geológica al presente trabajo, pues está lejos de ser considerado completo.

Dentro del área estudiada se depositaron las siguientes formaciones: Formación San Luís, Formación Patiecitos, Formación Guarabal, Formación Querales, Formación Socorro, Formación Caujarao.

La Formación San Luís se compone principalmente de calizas potentes, gris azulosas, macrofossilíferas, estratificadas y muy diaclasadas, intercaladas con grandes espesores de lutitas, limolitas y areniscas. Ambientalmente la secuencia se deposita en plataforma abierta, en condiciones periarrecifales de aguas tranquilas y someras,

La Formación Patiecitos, compuesta de lutitas interestratificadas con areniscas, calizas y limolitas. Las areniscas aumentan en frecuencia hacia el tope de la secuencia. Se identifica ambientalmente como una facies de relleno tras arrecife que en su base exhibe un ambiente de laguna confinada, pobremente oxigenada que gradualmente evoluciona hacia más marino subiendo en sección.

La Formación Guarabal continúa como facies de relleno tras arrecife y está constituida principalmente por areniscas intercaladas de lutitas y limolitas. Hacia la parte superior de la secuencia, las areniscas tienen bandas conglomeráticas y estratificación cruzada festoneada. Esta secuencia es típica de de corrientes entrelazadas en la parte subacuática de un delta que programa en una laguna hasta llegar a la zona aérea del mismo, con corrientes entrelazadas.

La Formación Querales es una secuencia de grandes espesores de lutitas intercaladas con escasas areniscas y algunas calizas arenosas. Esta secuencia es producto de un evento transgresivo sobre depósitos lagunares poco oxigenados. La transgresión es tan rápida que pasa abruptamente a ambiente marino abierto.

La Formación Socorro presenta un paquete potente de areniscas suprayaciendo a grandes espesores de lutitas intercaladas con areniscas caliz y carbones. Hacia su base presenta una secuencia de lutitas y lutitas limosas. El ambiente se interpreta como próximo-costero, variando entre lagunas, barreras y playas.

La Formación Caujarao es una secuencia predominantemente lutítica con intercalaciones de margas y calizas fosilíferas y eventuales areniscas. Se deposita en un ambiente lagunar que va migrando hacia la isla de barrera asociada para terminar en un ambiente de playa, al tope.

BIBLIOGRAFÍA

- Araujo Q., E. (1953). **Estudio geológico de la zona de Dos Caminos, Estado Falcón**. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 38 p. Inédito.
- Audemard, F. (1993). **Neotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nordouest du Venézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón)**. Ph. D. Montpellier. Université de Montpellier. 369 p. Inédito.
- (1995). La cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela nororiental, síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica. IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas.
- (1997). "Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela Occidental." VIII Congreso Geológico Venezolano. Tomo I: 93-100.
- Ballesta, O. y M. Velasquez (1983). **Geología y estratigrafía de la región de Urumaco, Distrito Miranda. Estado Falcón nor-central**. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 237 p. Inédito.
- Barboza, L. y S. Rodriguez (2001). **Integración de la geología del estado Vargas y del flanco Sur del Macizo del Avila al norte de Caracas**. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 2 tomos. Inédito.
- Boesi, T. y D. Goddard (1991). A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón basin, northwestern Venezuela. In: Active margin basins. K. T. Biddle, AAPG. 52: pág. 303 – 319.
- Cabrera P., E. (1985). **Evolución estructural de Falcón Central**. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 59 p. Inédito.
- Case, J. E., T. L. Holcombe y R. G. Martin (1984). Map of geologic provinces in the Caribbean region. In: The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics. W. E. Bonini, R. B. Hargraves y R. Shagan, GSA. **Memoir 162**: 1-30.

- Castro B., E. y M. Pastor P. (1981). **Geología de una región al sur del embalse El Isiro, Distrito Miranda, Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 264 p. Inédito.
- Crowell, J. C. (1974). Sedimentation along the San Andreas Fault, California,. In: Modern and ancient geosynclinal sedimentation. R. H. Dott y R. H. Shaver, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. **19**: 292-303.
- Chomiak K., Z. (1986). **Estudio geológico-geotécnico en un área ubicada al oeste de Pedregal Estado Falcon Nor-Occidental.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 2 tomos p. Inédito.
- DeSantis, F. y G. Parra (1985). **Análisis paleoambiental y de facies del terciario superior en los alrededores de Sabaneta, Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 107 p. Inédito.
- Díaz de Gamero, M. L., V. Mitacchione y M. Ruíz (1988). "La Formación Querales en su área tipo, Falcón noroccidental, Venezuela." Soc. Venez. Geol.(34): 34-46.
- Díaz Petit, A. J. (2003). **Integración geológica de la región Los Teques-La Victoria-San Casimiro. Distrito Capital, Estados Aragua y Miranda.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 349 p. Inédito.
- Erlich, R. y S. Barrett (1990). "Cenozoic Plate Tectonic History of the Northern Venezuela-Trinidad area." Tectonics **9**(1): 161-184.
- Escorihuela, N. y J. Rondón (2002). **Estudio de las rocas ígneas que afloran en la parte central de la Cuenca de Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 217 p. Inédito.
- Esteves T., J. J. y E. Villalta M. (1989). **Estratigrafía de una zona ubicada entre Sabaneta y Coro, Distrito Miranda, Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 123 p. Inédito.
- Galea A., F. A. (1976). **Estudio de una sección del Mioceno situada al Sur de la Sierra de Guaibacoa. Distrito Colina y Zamora, Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 122 p. Inédito.

- Gamero, G. (1961). **Estudio estratigráfico de una sección medida en El Saladillo, Distrito Miranda, Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 59 p. Inédito.
- Gil A., J. L. y S. I. Herrera E. (1984). **Estudio sedimentológico en la zona de los distritos: Buchivacoa y Democracia Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 251 p. Inédito.
- Gómez P., D. M. y J. A. Prieto M. (2004). **Integración y actualización geológica del área del Surco de Urumaco y la plataforma de Dabajuro, Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 225 p. Inédito.
- Gonzalez de Juana, C., J. M. Iturralde de Arozena y X. Picard Cadillat (1980). **Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas.** Caracas, Ediciones Foninves Vol: II pp. 1031.
- Graterol M., M. N. y M. G. Orihuela C. (2004). **Estudio de facies sedimentarias y análisis de secuencias estratigráficas en los depósitos miocénicos aflorantes en las quebradas Agua Viva y El Paují, estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 142 p. Inédito.
- Guerra, A. y S. Mederos (1988). **Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de una zona ubicada entre las poblaciones de Urumaco y Sabaneta, Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 172 p. Inédito.
- Guevara, E. (1967). "The Santa Rita, Jarillal and La Victoria formations." Asoc. Ven. Geol. Min. Petr. **10**(2): 51-69.
- Hambalek, N., V. Rull, E. De Digiacomio y M. Díaz De Gamero (2004). "Evolución paleoecológica y paleoambiental de la secuencia del neógeno en el surco de Urumaco, Estado Falcón. Estudio palinológico y litológico." Boletín de la Sociedad Venezolana de Geólogos **19**(1-2): pág. 7 – 19.
- Hunter, V. F. (1974). A Mid-Tertiary stratigraphic unit of the southern Caribbean area. In: Contributions dedicated to the Geology and Paleobiology of the Caribbean and Adjacent Areas. P. Jung. Basilea. **80**: 520.
- Kellogg, J. N. y W. E. Bonini (1982). "Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American Plate." Tectonics **1**(3): 251-276.

- Leal, F. y O. Rivero (2004). **Estudio de litofacies y quimioestratigrafía de la sección superior de la formación el paraíso como herramienta para determinar posibles características de potencialidad generadora y/o almacenadora de hidrocarburos en la sección geológica del Río Paraíso.** Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 209 p. Inédito
- Lena, P. (1979). **Geología sedimentaria de una zona de los Distritos Miranda y Democracia. Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 120 p. Inédito.
- León I., K. y O. Quijada S. (1985). **Estratigrafía y sedimentología de una area situada al sureste de Coro Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 132 p. Inédito.
- Liddle, R. A. (1928). **The geology of Venezuela and Trinidad.** Fort Worth Vol: pp. 552 pág.
- Macellari, C. (1995). Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia. In: Petroleum basins of South America. A. J. TANKARD, R. SUÁREZ y H. J. WELSINK, AAPG. **Memoir 62.**
- Medina, L. M. (1979). **Geología sedimentaria de una zona de los Distritos Miranda y Democracia Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 179 p. Inédito.
- Mitacchione, V. y M. Ruiz (1986). **Estratigrafía en detalle de la formacion Querales y sus relaciones con unidades supra e infrayacentes Distritos Miranda, Democracia y Buchivacoa, Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 196 p. Inédito.
- Muessig, K. (1978). "The central Falcón igneous suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age." Geol. en Mijin. 57(2): 261-266.
- (1984). "Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas." Geological Society of America. **Memoir 162:** págs. 121 – 138.
- Nuñez L., O. G. (1982). **Geología sedimentaria de una zona ubicada al sur de la Sierra San Luis Distrito Bolivar-Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 126 p. Inédito.

- Oldow, J. S., A. Bally y H. G. Avâe Lallemant (1990). Boulder, Colorado Vol: pp. 991-994.
- Omaña A., L. (2002). **Integración de la geología de la zona de Morón-Valencia-Ocumare de la Costa Estado Carabobo y Aragua.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 323 p. Inédito.
- Orta, M. C. (2003). **Integración geológica de la región Caracas-Charallave-Santa Teresa del Tuy, Distrito Capital y Estado Miranda.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 236 p. Inédito.
- Ostos, M. (1990). "Evolución tectónica del margen Sur – Central del Caribe, basado en datos geoquímicos." Geos 1: 1-294.
- Padrón B., V. E. (1984). **Facies petrográfico-diagenéticas y ambientes de depositación de las formaciones Cerro Pelado, Querales y Socorro. Falcón noroccidental.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 53 p. Inédito.
- Payne, A. (1951). "Cumarebo oil field, Falcón, Venezuela." Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 35(8): 1850-1878.
- PDVSA (1999). Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela. CIEN, www.pdvsa.com/lexico.
- Pettijohn, F. J., P. E. Potter y R. Siever (1972). **Sand and Sandstone.** New York-Heidelberg, Vol: pp. 618 p.
- Petzall, C. (1959). "Estudio de una sección de la Formación Caujarao en el anticlinal de La Vela. Estado Falcón." Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol. Bol. 2(10): 269-320.
- Pindell, J. L., R. Higgs y J. F. Dewey (1998). Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America. In: Paleogeographic Evolution and Non-Glacial Eustasy, Northern South America. J. L. Pindell y C. Drake, Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ. 58: 45-85.
- Porras, L. (2000). Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.

- Renz, H. (1948). "Estratigraphy and fauna of the Agua Salada Group, State of Falcón, Venezuela." Geol. Soc. Am Mem **32**: 219 pág.
- Rey, O. T. (1986). **Estudio ambiental y variaciones de facies de la formación Codore, Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 92 p. Inédito.
- (1990). **Análisis comparativo y correlación de las formaciones Codore y La Vela, estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 163 p. Inédito.
- Saavedra, J. B. y F. J. Vélez (1987). **Análisis estratigráfico, sedimentológico y paleontológico de la formación Urumaco en su área tipo, Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 174 p. Inédito.
- Sandia A., A. (1981). **Geología sedimentaria de una sección Oligo-Miocena al norte de la Serranía de San Luis carretera Coro San Luis, Distrito Miranda y Bolívar. Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 171 p. Inédito.
- Santamaría, R. (1986). **Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de la region de Urumaco Estado Falcón.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 214 p. Inédito.
- Schubert, C. y R. S. Sifontes (1970). "Boconó fault, Venezuelan Andes." Science. (175): 560-561.
- Senn, A. (1935). "Die stratigraphische Verbreitung der Tertiären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommens in Nord- Venezuela und Nord-Marokko." Eclog. Geol. Helv. **28**(1): 51-113 & 369-373.
- Silver, E. A., J. E. Case y H. J. Macgillavry (1975). "Geophysical study of the Venezuelan borderland." GSA Bull. **86**: 213-226.
- Tardáguila, P. (2002). **Integración de la geología de la zona de Choroní-Puerto Maya y Maracay, estados Aragua y Carabobo.** Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 161 p. Inédito.
- Wheeler, C. B. (1960). "Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental." III Congr. Geol. Venez. Mem **1**: 407-465.
- (1963). "Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcón Basin, Venezuela." Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. **47**(1): 35-68.

Wikipedia (2005). Sistema de Información Geográfica.
<http://es.wikipedia.org/wiki/Sig>. 12/08/2005.

Zozaya, D. (1953). **Geología de la región de Los Tuneros Distrito Colina Estado Falcón**. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Caracas. Universidad Central de Venezuela. 116 p. Inédito.