

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO DE FACIES SEDIMENTARIAS Y ANÁLISIS DE
SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS EN LOS DEPÓSITOS
MIOCÉNICOS AFLORANTES EN LAS QUEBRADAS AGUA
VIVA Y EL PAUJÍ, ESTADO FALCÓN**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre Universidad
Central de Venezuela.
Por los Bachilleres
Graterol M., Marcel N.
Orihuela C., María G.
Para optar al Título de
Ingeniero Geólogo

Caracas, noviembre de 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO DE FACIES SEDIMENTARIAS Y ANÁLISIS DE SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS EN LOS DEPÓSITOS MIOCÉNICOS AFLORANTES EN LAS QUEBRADAS AGUA VIVA Y EL PAUJÍ, ESTADO FALCÓN

Tutor Académico: Profesora Olga Rey
Cotutor Académico: Profesor Ricardo Alezones

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre Universidad
Central de Venezuela.
Por los Bachilleres
Graterol M., Marcel N.
Orihuela C., María G.
Para optar al Título de
Ingeniero Geólogo

Caracas, noviembre de 2004

a la casa que vence la sombra...

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por los bachilleres Marcel N. Graterol M. y María G. Orihuela C., titulado:

**“Estudio de facies sedimentarias y análisis de secuencias
estratigráficas en los depósitos miocénicos aflorantes en las quebradas
Agua Viva y El Paují, 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. Paul Romero
Jurado

Prof. Lenin González
Jurado

Prof. Olga Rey
Tutor

Prof. Ricardo Alezones
Cotutor

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, a mis padres Marcelino y Olga por todo el apoyo, motivación y comprensión brindada en todo momento, sin los cuales no hubiese logrado culminar esta etapa de mi vida.

A mis hermanos Johan y Johany por ser parte de mi logro.

A Claudia por ser mi compañera en las buenas y en las malas, brindándome apoyo en todo momento.

A mis abuelos Jesús, Victoria y Josefina †, por su sabiduría en la vida.

A mis tíos Efraín, Cléver, Evandro, Anguito, Cucha †, Luz, Glenys, Jorge, Yajaira y Luis por confiar siempre en mí.

A mis primos Juan Carlos, Yosmar, El Negro, Tete, Liset, Jhinezka, Angel Gabriel, Alberto, Rigel, Verónica, Rosana, Cristina, Freddy, Eugenia y Miguel Andrés, por apoyarme como si fueran mis hermanos.

A mis amigos Angel, Román, María Gabriela Nuñez, Jennifer Linep, María Gabriela Orihuela, Ricardo (Chilanga), Daniel (Winie), Seymour, Leito, Alejandra, Ivan Arias, Orlandito Jose, Daniel Carrillo, Karen Cadet, Isabel, Juan Umerez, Jennifer Domínguez, Johan Fernández, Katty, Verioska, Alicia, Abdel, Yulner, Vanesa, Roger, David Mendi, Fabiana, María Herminia, Tatiana, Alba, Eleazar, María Alexandra, Claudia, Yulimar, El Chipo, Elías (Munrra), Mauricio Bavutti, Gerardo, Giovanni (Caicedo y Prada), Gregory, Zirit, Edgar Dávila y pare de contar, por ser parte de mi vida y poder contar con ellos.

A Nuestra tutora, la profesora Olga Rey, por adoptarnos como sus hijos y guiarnos durante la realización de este trabajo.

A nuestro cotutor, el profesor Ricardo Alezones, por confiar en nosotros y darnos la oportunidad de desarrollar tan importante trabajo.

En especial a los profesores Paul Romero y Lenin Gonzalez, por habernos brindado toda su colaboración, atención y ayuda incondicional, que sirvió de guía durante toda la realización de este trabajo.

A la señora Morela y Eduardo Castillo, por brindarnos toda su colaboración. A mis compañeros de trabajo David Mendi, Freddy, Adriana, Raul, Eduardo, Ricardo Velez, Enrique (El Cholo) y Chantal por ser el mejor equipo de trabajo en el que estado.

Marcel Graterol (Harry El Pote)

Cuando pensé estudiar ingeniería aparecieron en mi vida unos angelitos (que nunca desaparecieron)...MAMI, PAPI, MARIALE, Amanda, Geraldine, Luis Miguel...luego el equipo del Samuel Robinson, con todos su excelencia, dedicado exclusivamente a nosotros (los samuelitos)...allí apareció MI NEGRA...amiga... y profesor McQuhae para darme la majestuosa bienvenida a lo que esta carrera y universidad significan, a la par cursando el introductorio estaba Eduardo, Drionis y profesores Singer y Muratti confirmando mi decisión.

Ya en el inicio de mi carrera Nuris Orihuela, me inspiró para la escogencia de esta hermosa rama: GEOLOGÍA. Luego en esta escuela...aparecen todas estas hermosas personas a las que agradezco porque sin ellas esta obra no significara nada...

Mari... por tu sencillez y sinceridad, *Charito y Gerardo...* por enseñarme, *Carlos Nieto...*(sin palabras)...no te imaginas la admiración que siento por ti...eres maravilloso...estas en todos los pasos que he dado, *Freddy Leal...* por ser tú la primera persona que fue mi apoyo en la escuela, *Adriana...* por ese pensamiento de perfeccionismo y ambición....*Chino Cheng* tu simpatía no tiene nombre, *De Santis* jajaja como se extinguieron los dinosaurios, *Mederos* tus caricaturas y tu alegría...eso sí llena.

.....En campo corto: allí es donde se ve el espíritu de cada quien....*Ricardo Alezones* me enseñaste a trabajar bajo presión...algo que hasta al final lo predicaste, *Lenin* esa exigencia con objetividad me dio una lección de vida...incluso al final, *Aitor...* eso era granate...jaja, *Qky* por tu humor, *Ito* tienes un gran corazón, no lo disfraces, *Sonia...* con paciencia..jajaja, *Richard, Rosita, Malu, Pablo...* los fantásticos...jajaja.

Prof. *Omar Rojas* (QEPD) por su excelencia, Prof. *Sanz* (álgebra y estadística)...cuan importante fue esa lección de vida..gracias...si puedo, Ing. *Rene Faria*..me exigiste y me enseñaste...gracias, Prof. *Olga Rey* por su excelencia, Prof. *De Santis*...sí, otra vez,...es que aparece dando lecciones de vida a toda hora...gracias...buena labor de crear conciencia...lo felicito, *Nahysa...* tu excelencia es ejemplo, *Luis Camposano* lecciones de vida.

Aparecen en mi vida personas que dejan huella... *el chino*...gracias por todo...me enseñaste vida, *CHICHA*...sinónimo de comunicación...amiga...te adoro...gracias...por estar en mi vida...y por ser la madrina..jajaja, gordo, escarlata, neptalí, sebas, negro ², rafa, meli, mich, raque, pol, mile.

Continuando en la carrera...agradezco de corazón a Freddy Ziritt...amigo, Luis Humberto...mantén tu esencia...no te vayas a arrepentir...eres una bella persona, Eduardo Esparis, Luis Berroteran, Pepito, Yulner, Rogers, Adrianita, Roberto Wagner, Humbertaw, Giovanni, Mariangela, Aried, Orleth..tu excelencia es ejemplo, Cecilo, Vanessa Machado, Alejandro Machado, Isanel, Jesús, Comiquita, Sra. Morella, Eduardo, Eunice, María, M. Elena...un millón por tu apoyo y consejos, Mamaia, Amalia, Mariale, Luis Miguel, Gaby, Kike, Daniel, Shetta, Sheila, Sarahi, Felix, Prof. Motiska, Prof. Ostos, Prof. Audemar, Prof. Singer, María (tutora samuel) Manchis, Sr. Enrique, Carmen Clavel, Sra. Isabel y Sr. Antonio, Mauricio, Sra. Magali, Luis Miguel, German, Tia Flor, Raquel, Liliana, Gerardo, Maracucho "Wircho" (petróleo), Luisa (petróleo), Javier (Petróleo), Pedro Otero...gracias, Winnie, .

.....En campo largo: como empezar...allí conocí a muchas personas maravillosas con las que nunca antes había compartido de esa manera...doy gracias a Dios por esa oportunidad... a Abdel, M. Antonieta, Giovanni, Jennifer, Diana, Chuchu, M.H., Alejandra, Milly, Evenger (Jorge), Fátima, Marla, Cesar, Orlandito “*el chorly*”, Seymour, Nathalie, Armando, Elizabeth, Alicia, Vanessa “*La chuli*”, Juan, Chilanga, Leo, Doris, Johann, Freddy ², Luis Humberto, David Medina, Mari Cruz, Karilis, Leito, Ivan, Adriana “*surfer*”, Margaret, Margota, Katty, RAUL...llegaste...desde tan lejos y sin nada seguro. gracias por ese primer paso y por tu perseverancia...TE AMO

....Y por último...en la carrera...el T.E.G. fue duro...muy duro..pero era plan de Dios fortalecer mi carácter y trabajar la paciencia, para lo cual estuvo Marcel en mi camino y así persistir...y llegar...al final de manera exitosa. En esta etapa aparecieron otros angelitos que aun cuando se manifestaron en algunos eventos anteriores de mi carrera o vida aquí se hicieron mas importantes para mi: NONO ...que en paz descanses...te quiero mucho, Olga...profesora, amiga, mama, excelencia que inspira, gracias de corazón por tu dedicación, *Vanessa “ La chuli ”*...todo pasa por algo...y Dios te puso en mi camino para ser un ejemplo a seguir... gracias por todo tu apoyo tanto en lo académico como en la cocina...jajajaja...eres muy particular...sencilla, sincera, honesta, feliz, ejemplar..te deseo lo mejor del mundo, Seymour..tu HAKUNA MATATA...me hizo efecto...solo que al final..jajaja...agradezco tus risas, tu alegría, tu apoyo, tus enseñanzas...sey..eres una gran persona vales tu peso en oro...(mosca nathalie..jajaja)...ahh aprovecha y tócate, Chilanga...viniste!!!...me quedo muda....no hay palabras para describir a una persona tan noble como lo eres tu...chila amigo...eres maravilloso...gracias...gracias mil, Johann...quien diría...sin pelos pero con un corazón...de gigante...gracias..mi niño...un millón eres ejemplar, dedicado, inteligente, te admiro..sigue así y no te pongas techo, Rogers...desinteresadamente me tendiste tu mano....gracias, Elias...no sabia que tenias ese corazón tan bondadoso...gracias, Mami...por retarme y apoyarme, Juan Carlos (petróleo)...gracias por estar tan pendiente, Adriana (concuñi)...gracias por ese apoyo incondicional, Gladis..por tus oraciones y tus consejos, Raul...por tu paciencia y esperarme, Negra bella...por todo...te quiero, Chicha..gracias...por esas llamadas de atención, Antonio por ayudarme a relajarme igual a Isa, Alejandra...gracias por escudarme e imprimir (y mamá), Luis C., Ricardo Alezones, Norelis, Ivan, Claudia, Mariale...gracias, Mamaia..siempre ve el cielo, Amalia, Luis Miguel, Mario Di Luca, Lenin, Mela, Ronald, Miguel, Joa, Amanda, Erika, Nathalie, Mauricio, Yulner, Rosita, Cuñis: Daniel, Tamara y Valeria, Freddy ², Paul...vive, Gustavo, Alicia, Arrecife, Prof. Martiz y Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería y Universidad Central de Venezuela...y por supuesto...gracias a DIOS....

INDICE GENERAL

Resumen.....	xiii
CAPÍTULO I:	
INTRODUCCIÓN.....	15
1.1. Objetivos	
1.1.1.Objetivo General.....	15
1.1.2.Objetivos Específicos.....	16
1.2. Ubicación del Área de Estudio.....	17
1.3. Vías de Acceso.....	18
1.4. Metodología.....	19
1.4.1. Fase de Preliminar.....	19
1.4.2. Fase de Geología de Campo.....	20
1.4.3. Fase de Oficina.....	20
1.5.Trabajos Previos.....	21
CAPÍTULO II:	
2.Geología Regional	
2.1. Generalidades.....	25
2.2. Evolución Tectónica de la Cuenca de Falcón.....	26
Teorías Tectónicas.....	26
2.3.Estratigrafía y Sedimentación de la Cuenca.....	29
Oligoceno-Mioceno Temprano.....	29
Mioceno Medio-Plioceno.....	43
2.4.Geología Estructural Regional.....	60

CAPÍTULO III:

3.Geología Local

3.1. Análisis de Facies.....	66
3.1.1. Generalidades.....	66
3.1.2. Nomenclatura de Litofacies	67
3.1.3. Facies.....	70
3.2. Estratigrafía Local.....	77
3.2.1 Generalidades.....	77
3.2.2.Sección Quebrada Agua Viva (Alto de Coro).....	77
Formación Patiecitos.....	77
Formación Guarabal.....	81
Formación Querales.....	83
Formación Socorro.....	83
Formación Caujarao.....	86
3.2.3.Sección Quebrada El Paují (Surco de Urumaco).....	87
Formación Agua Clara.....	87
Formación Cerro Pelado.....	88
Formación Querales.....	90
Formación Socorro.....	92
Formación Urumaco.....	97
3.3. Sistemas Depositacionales.....	101
3.3.1 Generalidades	101
3.3.2.Sección Quebrada Agua Viva (Alto de Coro).....	102
Formación Patiecitos.....	102
Formación Guarabal.....	103
Formación Querales.....	104
Formación Socorro.....	105

Formación Caujarao.....	106
3.3.3.Sección Quebrada El Paují (Surco de Urumaco).....	107
Formación Agua Clara.....	107
Formación Cerro Pelado.....	108
Formación Querales.....	111
Formación Socorro.....	112
Formación Urumaco.....	117

CAPITULO IV

4. Análisis Secuencial.....	120
4.1.Generalidades.....	120
4.2.Análisis Secuencial	124

CAPITULO V:

Conclusiones y Recomendaciones	128
Referencias Bibliográficas.....	133

Anexos

Anexo 1 Columna Estratigráfica de la Formación Agua Clara (quebrada El Puerco)
Anexo 2 Columna Estratigráfica de la Formación Cerro Pelado (quebrada El Puerco y carretera Urumaco-Pedregal)
Anexo 3 Columna Estratigráfica de la Formación Querales (quebrada El Cochino)
Anexo 4 Columna Estratigráfica de la Formación Socorro (quebrada El Paují)
Anexo 5 Columna Estratigráfica de la Formación Urumaco (quebrada El Paují)
Anexo 6 Columna Estratigráfica de la Formación Patiecitos (quebrada Agua Viva)
Anexo 7 Columna Estratigráfica de la Formación Guarabal (quebrada Agua Viva)
Anexo 8 Columna Estratigráfica de la Formación Socorro (quebrada Agua Viva)
Anexo 9 Columna Estratigráfica de la Formación Caujarao (quebrada Agua Viva)
Anexo 10 Mapas Geológico

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Ubicación de las secciones estudiadas.....	17
Figura 2. Localización de la Cuenca de Falcón y sus límites durante el Oligoceno.....	25
Figura 3. Evolución de las cuencas “pull-apart” Falcón y Bonaire.....	27
Figura 4. Modelo de orógeno de flotación para la cuenca de Falcón-Bonaire.....	28
Figura 5. Paleogeografía del Oligoceno.....	30
Figura 6. Paleogeografía del Mioceno Medio-Tardío.	50
Figura 7. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío.....	62
Figura 8. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno.....	63
Figura 9. Situación actual de la tectónica de la cuenca de Falcón.....	63
Figura 10. Caliza con nivel conglomerático.....	78
Figura 11. Caliza con gasterópodos y coral.....	79
Figura 12 Conglomerado de calizas coralinas.....	80
Figura 13. Arenisca de grano medio a grueso con niveles conglomeráticos.	81
Figura 14. Conglomerado con estratificación cruzada planar.....	82
Figura 15. Areniscas de grano fino a medio con tope intercalado.....	84
Figura 16. Caliza fosilífera con fósiles caóticamente dispuestos.....	85
Figura 17. Caliza arenosa fosilífera.....	86
Figura 18. Contacto entre la Formación Agua Clara y la Formación Cerro Pelado.....	88
Figura 19. Facies de la Formación Agua Clara... ..	88
Figura 20. Estratificación Lenticular	88
Figura 21. Carbones y afloramientos característicos de la Formación Cerro Pelado	90
Figura 22. Detalle de madrigueras tipo <i>Skolithos</i> y <i>Dipolcraterion</i> de la Formación Querales.....	91
Figura 23. Panorámica de los contactos Socorro-Querales-Cerro Pelado.....	92
Figura 24. Estratificación <i>hummocky</i>	93
Figura 25. Arenisca calcárea fosilífera perteneciente a la Formación Urumaco.....	95

Figura 26. Depósitos de tormentas.....	103
Figura 27. Depósitos de canales entrelazados.	106
Figura 28 a. Caliza fosilífera con base arenosa.....	107
Figura 28 b. Barra playera.....	109
Figura 29. Partes de un delta: llanura deltáica, frente deltáico y prodelta.....	110
Figura 30. Partes de una llanura de marea.	111
Figura 31. Llanura de marea en la Formación Cerro Pelado.....	112
Figura 32. Barras de desembocadura en afloramiento y en columna estratigráfica de la Formación Cerro Pelado.	113
Figura 33 Arcillitas e intercalación de areniscas y arcillitas de la Formación Querales.....	114
Figura 34. Barra de desembocadura de la Formación Socorro.....	115
Figura 35. Llanura de marea en la parte media de la Formación Socorro.....	117
Figura 36. Formación Socorro (barras de desembocadura y areniscas con madrigueras)..	118
Figura 37. Barra playera del tope de la Formación Socorro. Quebrada El Paují.....	118
Figura 38. Caliza arenosa fosilífera.	119
Figura 39. Laminación festoneada y canal.....	120
Figura 40. Afloramientos del miembro informal superior de la Formación Urumaco.....	121
Figura 41. Sistemas de bajo nivel (LST).....	123
Figura 42. Sistemas trasgresivos (LST).....	123
Figura 43. Sistema de alto nivel (HST).....	124
Figura 44. Modelo de depósitos estratigráficos.....	129

Graterol M., Marcel N. y Orihuela C., María G.

ESTUDIO DE FACIES SEDIMENTARIAS Y ANÁLISIS DE SECUENCIAS ESTRATIGRÁFICAS EN DEPÓSITOS MIOCÉNICOS AFLORANTES EN LAS EN QUEBRADAS AGUA VIVA Y EL PAUJÍ, ESTADO FALCÓN

Tutor académico: Prof. Olga Rey. Tesis. Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología. 2004. 142p.

Palabras Claves: Cuenca de Falcón, Mioceno, análisis de facies, análisis de secuencias estratigráficas, alto de coro, Surco de Urumaco, depósitos de bajo nivel, depósitos de alto nivel, depósitos transgresivos.

Resumen: El presente trabajo es el resultado del análisis de facies y análisis de secuencias estratigráficas miocénicas en las quebradas Agua Viva (alto de Coro) y quebrada El Paují (Surco de Urumaco).

Se estudiaron, en orden estratigráfico ascendente y de oeste a este las formaciones Agua Clara (surco de Urumaco) correlacionable con Patiecitos (alto de Coro), Cerro Pelao correlacionable con Guarabal (alto de Coro), Querales, Socorro, lateralmente continuas y Urumaco (surco de Urumaco correlacionable con Caujarao (alto de Coro).

A partir de la caracterización cualitativa de las rocas aflorantes se definieron un total de 51 facies entre clásticas y carbonáticas.

El paleoambiente sugerido para los depósitos miocénicos de la cuenca de Falcón (surco de Urumaco-alto de Coro) es de delta con dominio fluvial evidenciado por las variaciones verticales ambientes donde predominan barras de desembocaduras de carácter agradacional y progradacional, bahías interdistributarias, llanuras de mareas, lagunas, depósitos de tormenta, canales entrelazados, barras playeras y plataforma marina con circulación restringida.

Los cambios ambientales observados a lo largo de toda la secuencia objeto de este estudio, permitieron la definición de depósitos de bajo nivel, transgresivo y de alto nivel.

Se precisaron un depósito de bajo nivel (DBN1), tres depósitos transgresivos (DT1, DT2, DT3) y cuatro depósitos de alto nivel (DAN1, DAN2, DAN3, DAN4). Estos depósitos se ven relacionados con las unidades litoestratigráficas.

Se construyeron dos columnas estratigráficas pertenecientes a las secciones de la quebrada El Paují y quebrada Agua Viva respectivamente.

Se realizó un mapa geológico contentivo de la zona de estudio con apoyo de una recopilación bibliográfica previa.

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

La cuenca de Falcón se encuentra ubicada en el noroeste de Venezuela, abarcando los estados Falcón y norte de Lara. Esta cuenca se originó durante el eoceno Tardío y presenta un registro sedimentario continuo que abarca desde el Terciario hasta el Reciente. La sedimentación estuvo principalmente controlada por el tectonismo, resultado de la interacción entre las placas Caribe y Suramericana (BOESI, 1991).

Desde 1912, numerosos estudios geológicos se han realizado en esta cuenca con la finalidad de conocer la estratigrafía de la región y verificar la potencialidad generadora y almacenadora de hidrocarburos de las unidades que conforman esta cuenca.

En este trabajo, a partir de la definición de facies y de sus asociaciones se estudió la variación de los atributos sedimentarios durante el Mioceno en la región centro-occidental de la cuenca, dentro de un contexto de estratigrafía secuencial. Para ello se seleccionaron dos secciones ubicadas en la quebrada Agua Viva (alto de Coro) y en la quebrada El Paují (surco de Urumaco).

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

El presente estudio tiene como finalidad analizar la variación de ambientes sedimentarios durante el mioceno en la región centro-occidental del estado Flacón, utilizando conceptos de estratigrafía secuencial.

1.1.2. Objetivos específicos

Identificación y descripción en campo de las facies presentes en las unidades litoestratigráficas aflorantes en las secciones estratigráficas seleccionadas

Identificación de ambientes sedimentarios a partir de las asociaciones de facies observadas

Análisis de la evolución ambiental durante el Mioceno dentro de un contexto de análisis secuencial

Construcción de columnas estratigráficas para cada unidad estratigráfica estudiada

1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector centro-occidental del estado Falcón (Fig. 1). Específicamente entre las coordenadas reticulares: N: 1.224.500-1.233.800, 1.244.000-1.235.000 y E: 363.500-391.000 y coordenadas geográficas N: 11°10'-11°20' y E: 69°52'30''-70°.

La zona de estudio se divide en dos secciones:

sección 1: tramo de quebrada Agua Viva, desde la población de Agua Clara hasta la intersección con la quebrada Marfil, en distritos Miranda, Democracia y Bolívar con una extensión aproximada de 12 Km,

sección 2: conformada por los siguientes tramos:

Tramo A: quebrada El Paují, con una extensión de 12 Km aproximadamente, está ubicada entre las poblaciones La Florida y Las Cañadas de Arajó, en los distritos Miranda y Democracia

Tramo B: parte de la quebrada El Cochino (1,75 Km) desde la intersección de esta quebrada con la carretera Urumaco-Pedregal hasta el puente Corralito en el distrito Democracia

Tramo C: 1,3 Km de la carretera Pedregal-Urumaco a la altura de la intersección con la quebrada El Puerco, en el distrito Democracia

Tramo D: 1,5 Km de la quebrada El Puerco, en el distrito Democracia (Fig. 1)

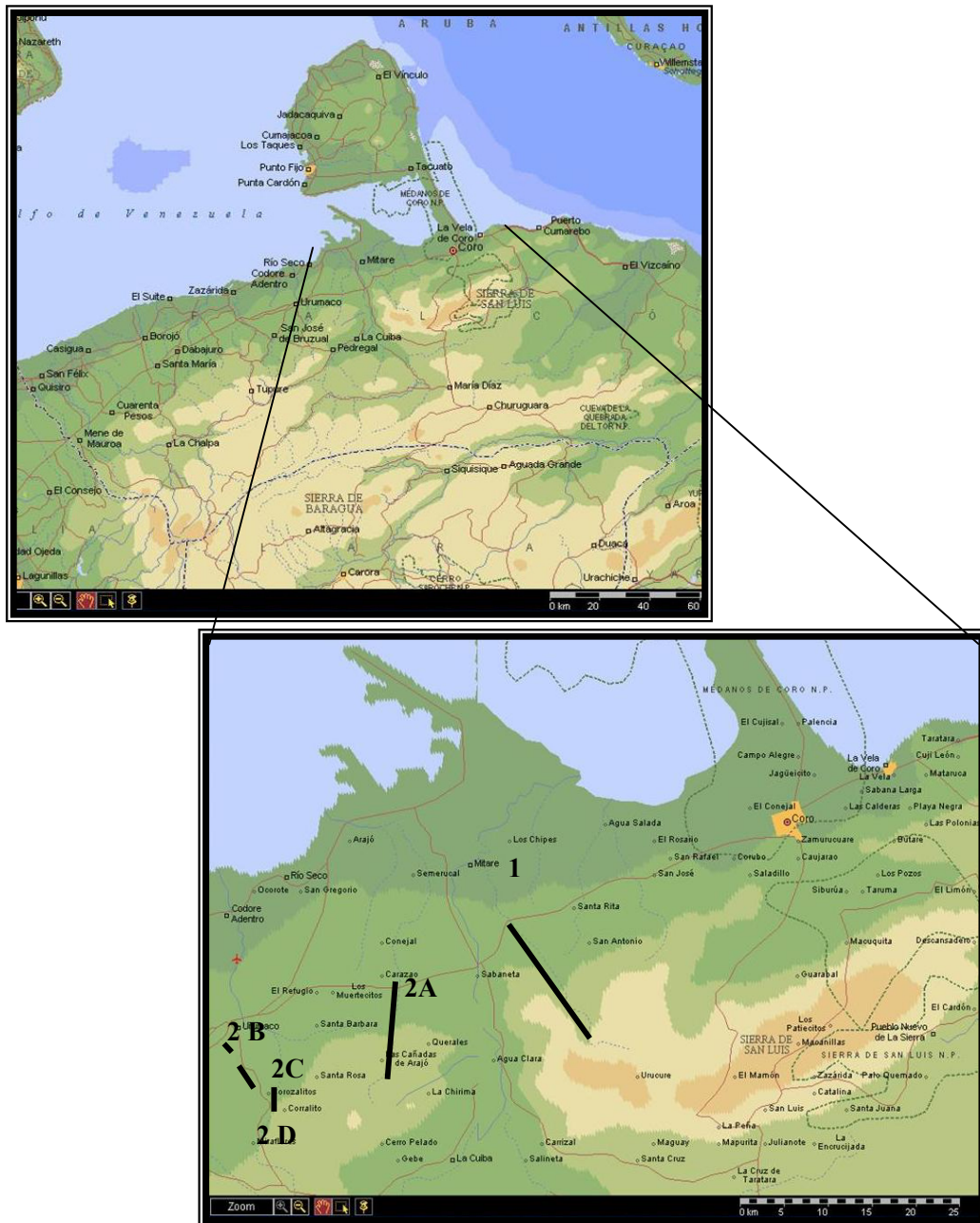


Figura 1. Ubicación de las secciones estudiadas

1.3.VÍAS DE ACCESO

Las vías de acceso para las secciones estudiadas varían en dificultad y es necesario un vehículo de doble tracción, las carreteras no pavimentadas se encuentran en malas condiciones, situación que empeora en temporadas de lluvias porque se debe atravesar varias quebradas.

Para la sección 1 se realizó el levantamiento por dos accesos. El primero es por el caserío La Pastora, el cual queda a pocos kilómetros del caserío El Brasil, el cual se encuentra a su vez a 2,5 Km de la población Agua Clara en dirección noreste. Una vez que se llega al caserío La Pastora se estaciona el vehículo y se comienza a levantar la quebrada Agua Viva hasta el valle del caserío de Chuchure, sitio donde culmina el primer tramo. El segundo acceso es por el caserío Santa Rita, a partir del cual se recorren 6 Km en sentido norte-sur hasta llegar al caserío San Antonio, el cual se encuentra en el pie de monte de la fila El Picacho, luego se sube hasta el tope de la fila La Cabecera con un trayecto de 2 Km aproximadamente, en línea recta, para posteriormente descender hasta llegar al caserío de Chuchure donde se estaciona el vehículo y se recorre 1,2 Km en dirección sur por un sendero de tierra hasta llegar a la quebrada Agua Viva a la altura donde se había concluido el primer trayecto, continuando hasta la intersección de quebrada Agua Viva y la quebrada Marfil, donde se encuentra la base de la sección 1.

Para la sección 2, tramo A, se parte desde el pueblo de Urumaco donde se toma (hacia el sur) la carretera Urumaco-Pedregal unos 5 Km hasta llegar al poblado El Socorro, allí se cruza hacia el este, aproximadamente a 4 Km pasando el cementerio se encuentra el cruce del río Urumaco, de allí en adelante es un solo camino que atraviesa otras quebradas menos importantes y los caseríos: La Represa, El Hatillo y Santa Rosa hasta llegar al caserío Las Cañadas de Arajó, allí se estaciona el vehículo y se camina 1 Km por un sendero de tierra hasta llegar a la intersección entre la quebrada El Paují y una quebrada afluente donde se tomó la base de dicha sección. Para llegar al tope de la sección se parte desde La Florida, se recorre un sendero de tierra que llega a la quebrada El Paují a la altura del puente.

Para llegar a la sección 2 tramos B, C y D, se toma la misma ruta que para la sección 2, partiendo de Urumaco se toma la carretera Urumaco-Pedregal unos 13,75 Km hasta llegar al punto donde se comenzó el levantamiento en la quebrada El Puerco.

1.4. METODOLOGÍA

La ejecución del presente trabajo se realizó en tres fases:

1.4.1. Fase Preliminar

Esta fase se realizó en los meses septiembre-octubre del 2003 y constó de las siguientes etapas:

Recopilación del material bibliográfico correspondiente al área de estudio, entre los que destacan: mapas geológicos, mapas topográficos, revistas, tesis, libros, etc.

Revisión de los mapas topográficos del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar, a escala regional 1:100.000 las hojas 6149 Pedregal y 6249 Cabure, pertenecientes al año 1969; a escala local 1:25.000: las hojas Corralito 6149-II-NO, Las Lajas 6249-IV-SO, Sabaneta 6249-IV-NO y Carazao 6249-IV-NO, pertenecientes al año 1982.

Revisión del mapa de geología de superficie de la Creole Petroleum Corporation C-5-A y C-5-B, a escala 1:50.000, año 1962.

Estudio de fotografías aéreas del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar, misión 0201106, escala 1:50.000, año 1975, fotos 262-267; misión 0201127 escala 1:25.000, año 1976, fotos 1608-1606; misión 0201121 escala 1:20.000, año 1976, fotos 008-006 y misión 0201100, escala 1:15.000, año 1974, fotos 134-140. Se definieron a grandes rasgos las estructuras presentes en la zona, tipo de litología presente, zonas de afloramientos del trabajo y posibles vías de acceso.

Reconocimiento de la zona de estudio para verificar condiciones de las quebradas planteadas, afloramientos, vías de acceso, alojamiento, etc.

Digitalización de los mapas topográficos a escala 1:25000: Corralito 6149-II-NO, Las Lajas 6249-IV-SO, Sabaneta 6249-IV-NO y Carazao 6249-IV-NO con el programa AutoCad 2004.

1.4.2. Fase de Geología de Campo

Esta fase se realizó en tres etapas, durante los meses de octubre y diciembre del 2003 y finalmente en abril del 2004

Se realizó el levantamiento geológico de 2 secciones estratigráficas, ubicadas en los mapas topográficos a escala 1:25.000 antes mencionados.

Se trazó una poligonal para cada sección con la ayuda de una cinta métrica de 50 m, una brújula Brunton y un “*Global Position Estándar*” (GPS).

Descripción detallada de las secciones: litología, tamaño de grano, grado de escogimiento, geometría, variación lateral, variación vertical, contactos, estructuras sedimentarias, fósiles, color fresco y meteorizado, etc.

1.4.3. Fase Oficina

Determinación de las facies representativas con base en los datos obtenidos en campo. Para esto se tomaron en cuenta las siguientes: tipo de roca, tamaño de grano, estructuras sedimentarias y contenido paleontológico.

Interpretación de los ambientes sedimentarios con base al reconocimiento de las facies y sus asociaciones

Análisis de los cambios ambientales durante el Mioceno utilizando los conceptos básicos de la estratigrafía secuencial. Debido a que este estudio se limitó a la descripción de depósitos en dos secciones estratigráficas, no pudiéndose determinar variaciones laterales en la geometría de los cuerpos sedimentarios, se remplaza el termino de sistemas encadenados por “depósitos” reconociéndose depósitos de bajo nivel, depósitos transgresivos y depósitos de alto nivel.

Elaboración de columnas estratigráficas para cada una de las unidades litoestratigráficas estudiadas en las cuales se reflejan las facies y elementos correspondientes al análisis secuencial. Para ello se utilizaron los programas Apple Core y Canvas 9.

1.5. TRABAJOS PREVIOS

WIEDENMAYER (1924, cit. en WHEELER, 1958) realizó los primeros estudios de la estratigrafía de Falcón.

GARNER (1926) incluyó en sus localidades tipos, las descripciones originales de las formaciones El Paraíso, Guarabal y San Luis; del Oligoceno y Mioceno Inferior.

LIDDLE (1928) elevó a rango formacional a las lutitas de “Agua Clara” y designó a la “Serie Damsite” como Formación Cerro Pelado.

WILLISTON Y NICHOLS (1928) describen brevemente la Formación Urumaco.

GORTER Y VAN DER VLERK (1932) y GRAVELL (1939) estudiaron la fauna de foraminíferos de Falcón central; Rustsch (1924) estudió los gasterópodos en esta misma región

SENN (1935) incluye las lutitas de Querales en la parte inferior de la Formación Socorro, asignándola al Mioceno Temprano por su contenido faunal.

HALSE (1946) describe la estratigrafía al oeste de Buchivacoa.

LIDDLE (1946), data en base a los moluscos, las unidades litoestratigráficas presentes en Falcón norcentral y noroccidental.

GONZÁLEZ DE JUANA (1947) asigna a la Formación Socorro al Mioceno Medio en la Región de Cumarebo.

WHEELER (1961) realizó un estudio geológico al sur de Falcón, y posibilidades petrolíferas de los sedimentos del Oligoceno y Mioceno Inferior.

ROYO Y GÓMEZ (1960) realizaron un estudio de la fauna de vertebrados del tope de la Formación Urumaco.

GAMERO Y DÍAZ DE GAMERO (1963) estudiaron una sección de referencia de las formaciones Socorro y Cerro Pelado, en la región de El Saladillo, que permitió establecer la subdivisión de la Formación Socorro en dos unidades, la inferior fué identificada como miembro Querales.

ZAMBRANO *et al.* (1971) mencionan la discordancia post Agua Clara en la ensenada de La Vela.

La Dirección de Geología del Ministerio de Energía y Minas, en 1976, publicó el Mapa Geológico y Estructural de Venezuela.

DÍAZ DE GAMERO (1977) revisó las edades correspondientes a las unidades litoestratigráficas de Falcón central, en base a contenido de foraminíferos planctónicos.

LENA (1978) y MEDINA (1978) describen la geología sedimentaria de una zona entre los distritos Miranda y Democracia.

CASTRO Y PASTOR (1981) describen la geología de una región al sur del embalse El Isiro.

SANDIA (1981) realiza un estudio geológico sedimentario de una sección de San Luis, en los distritos Miranda y Bolívar.

Estudiantes de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica, entre los años 1983 y 1984 estudian la estratigrafía en la región noroccidental de Falcón:

BETANCOURT Y CARRUYO (1983) al oeste del río Mitare; BALLESTA Y VELÁSQUEZ (1983) en la región de Urumaco; ARANA Y KUMEROW (1983) al este de los ríos Lagarto y Zazárida; GIL Y HERRERA (1984) también en la región de Urumaco.

PADRÓN (1984) estudió la evolución diagenética y ambiental del conjunto de facies desarrolladas durante el Mioceno en la parte noroccidental de la Cuenca de Falcón, específicamente en las formaciones Querales, Cerro Pelado y Socorro.

DE SANTIS Y PARRA (1985) realizaron el análisis paleoambiental y de facies de las formaciones San Luis, Patiecitos, Guarabal, Agua Clara, Cerro Pelado, Querales, Socorro, Urumaco, Codore y San Gregorio.

LORENTE (1986) estudió la microflora de la Formación Cerro Pelado en varias localidades de Falcón occidental.

MITACCHIONE Y RUIZ (1986) realizaron la estratigrafía de la Formación Querales y su relación con las unidades supra e infrayacentes.

SANTAMARÍA (1986) realizó un estudio sedimentológico y bioestratigráfico de las formaciones Urumaco, Codore y San Gregorio.

GUERRA Y MEDEROS (1988) estudiaron las formaciones Socorro, Urumaco y Codore, entre las poblaciones Urumaco y Sabaneta.

DÍAZ DE GAMERO (1989) establece un nuevo sistema de correlación para el Mioceno Temprano y Medio de Falcón septentrional, demostrando así que la Formación Cerro Pelado no existe al este del río Mitare y que la formación conocida con este nombre, al norte de la Serranía de San Luis, corresponde a la parte inferior de la Formación Socorro.

ESTEVEZ Y VILLALTA (1989) estudian las diferentes facies sedimentarias y su contenido fósil para determinar edades y ambientes de depositación, reconstruyendo la historia geológica de las rocas que afloran entre la población de Sabaneta y la ciudad de Coro

HAMBALEK *et al.* (1994) realizaron una revisión de las unidades litoestratigráficas aflorantes en la región de Urumaco (formaciones Agua Clara, Cerro Pelado, Querales, Socorro, Urumaco Codore y San Gregorio), estado Falcón. Basado en el levantamiento de columnas estratigráficas detalladas y en el estudio palinológico, reconstruyeron la evolución paleoambiental y paleogeográfica.

LEAL, F. y RIVERO, O. (2004) realizaron un estudio de litofacies y quimio-estratigrafía de la sección superior de la Formación El Paraíso

Gómez y Prieto (2004) realizaron una integración y actualización en el área del surco de Urumaco

Romero y Salas (2004) realizaron un estudio de litofacies en la zona centro occidental de Falcón

CAPITULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. Generalidades

La cuenca de Falcón se origino durante Eoceno Tardío-Oligoceno y abarcó una gran porción de la región noroccidental de Venezuela durante el Terciario. Esta cuenca está limitada al este por la cuenca del Lago de Maracaibo y la línea de costa del Golfo de Venezuela, al norte por el Golfete de Coro, el Istmo de Los Medanos y por la costa del Atlántico 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.

La cuenca de Falcón abarcó una gran porción de la parte noroccidental de Venezuela durante el Terciario. Por este tiempo fue principalmente una cuenca marina rodeada por zonas emergidas, excepto al este y hacia el norte (AUDEMARD, 1997 Y MUESSIG, 1984).

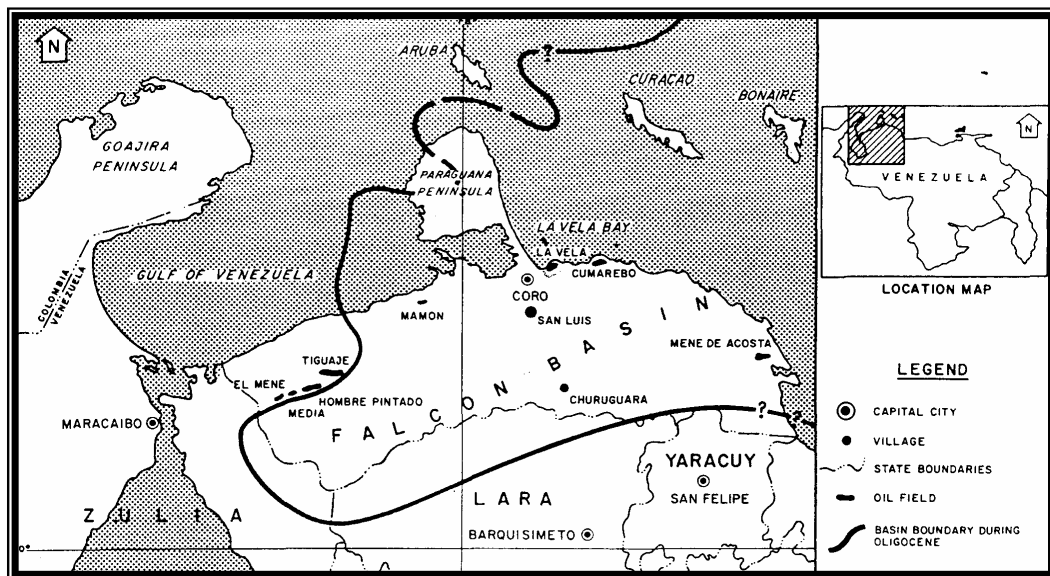


Figura. 2 Localización de la Cuenca de Falcón y sus límites durante el Oligoceno.

Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991)

2.2.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 del Caribe y Suramericana y la morfología que muestra actualmente esta cuenca. La cuenca de Falcón-Bonaire tiene un longitud mayor a los 600 Km, ya que puede ser seguida hasta el oeste de la Isla de Margarita; aunque actualmente esta cuenca solo aflora con una longitud de aproximadamente 150 Km y va desde la plataforma de Dabajuro hasta la costa oriental falconiana (ERLICH Y BARRET, 1990, citado por LEAL Y RIVERO 2004).

Teorías Tectónicas

a) Modelo “pull apart”

MUESSIG (1978) propuso que la cuenca de Falcón se originó durante el Eoceno Tardío-Oligoceno en una zona transtensiva, específicamente donde el marco general muestra la parte de extensión por la disposición geométrica de las zonas de fallas principales “pull apart”, resultando del movimiento transcurrente entre la placa del Caribe y la placa Suramericana. Define este límite de placas como una falla transformante y lo 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 (LEAL Y RIVERO, 2004). El movimiento transcurrente a lo largo de fallas normales provocan el adelgazamiento de la corteza y la intrusión de magmas basálticos alcalinos. Las áreas de Paraguaná, Dabajuro, La Guajira y el sur de Siquisique constituyeron altos que suministraban sedimentos al “graben”, mientras que el canal falconiano, el surco de Urumaco, la bahía de La Vela y la cuenca de Donaire eran zonas subsidentes (Fig. 3)

Las evidencias que soportan el modelo de MUESSIG (1978) son:

- La estratificación de un complejo Oligoceno-Mioceno y la rápida subsidencia histórica de la cuenca.
- Fallas transcurrentes sinsedimentarias este-oeste y fallas normales con dirección noroeste.

- Anomalías de gravedad positivas indicativas de una capa de corteza relativamente densa.
 - Vulcanismo basáltico alcalino e intrusiones ígneas en dirección noroeste.
- Otros autores que apoyan el modelo “pull apart” son ERLICH y BARRETO (1990), OSTOS (1990) y MACELLARI (1995).

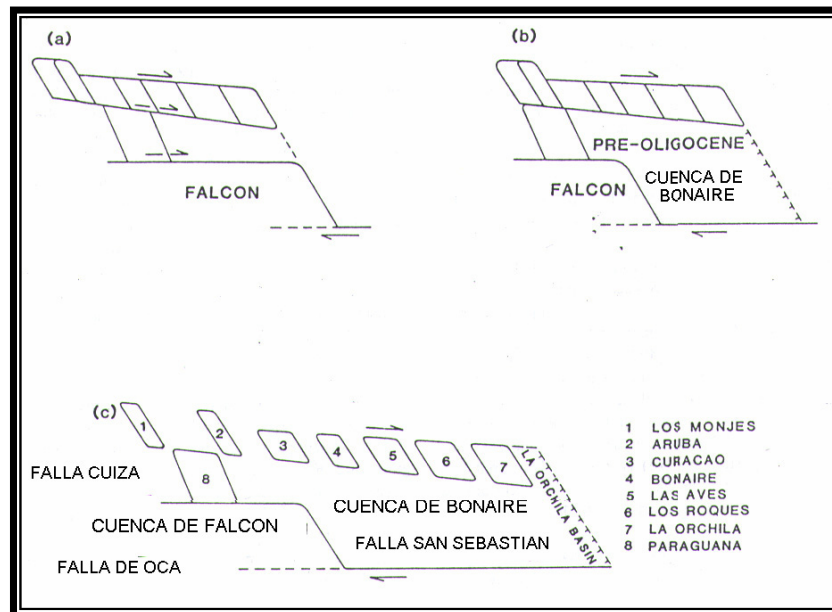


Figura 3. Evolución de las cuencas “pull-apart” Falcón y Bonaire. *a* y *b* representan dos configuraciones del área anterior a la extensión Eoceno Tardío. Para llevarlo a la configuración presente *c*, la opción *a* requiere una gran cantidad de extensión y desplazamiento transcurrente dextral de Oligoceno 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).

b) Modelo de “rifting”

AUDEMARD (1995) propuso que la cuenca de Falcón se originó como resultado de un proceso de “rifting”, consecuencia de un campo de esfuerzo regional distensivo, cuyo esfuerzo mínimo estuvo orientado N15O. La subsidencia tectónica de la cuenca culminó en el límite Oligoceno-Mioceno con las últimas intrusiones y coladas basálticas y la colmatación sedimentaria.

c) Modelo de colapsos extensionales en una cuenca retroarco.

PORRAS (2000, cit. en LEAL Y RIVERO, 2004) propuso que la cuenca de Falcón-Bonaire estuvo asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca de retroarco, 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 (Fig.4). Este modelo está basado en el esquema del orógeno de flotación de OLDOW *et a.* (1990), en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos trascurrentes (paralelos a la sutura) y contracciones (perpendiculares a la sutura).

Durante el Eoceno Tardío hasta mediados del Mioceno Temprano, comienza a desarrollarse la cuenca de Falcón-Bonaire como resultado de un colapso tectónico detrás de la colisión entre las placas Caribe y Suramericana generándose estructuras extensionales tipo “graben” (PORRAS, 2000; cit. en LEAL Y RIVERO, 2004).

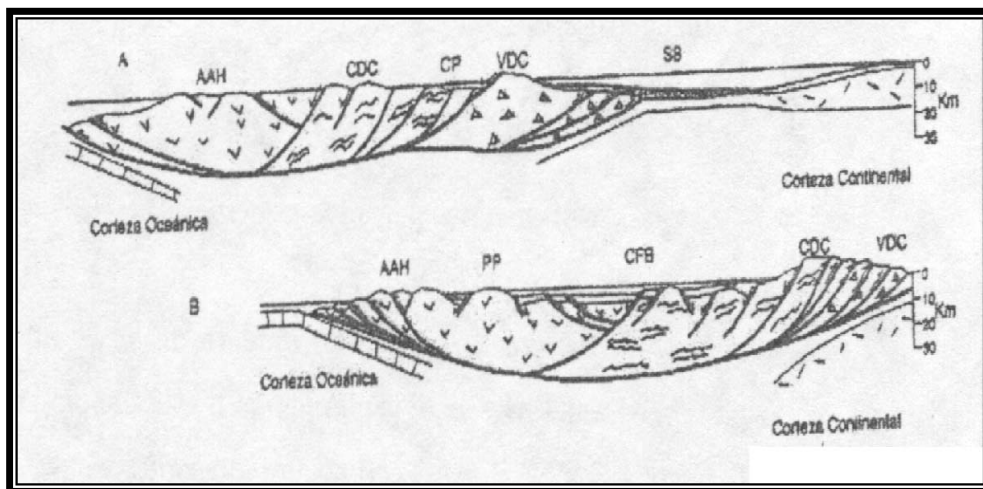


Figura 4. Modelo de orógeno de flotación para la cuenca de Falcón-Bonaire.

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).

2.3. Estratigrafía y Sedimentación de la Cuenca

Durante el Eoceno Tardío la región de Falcón estuvo sometida a un extenso período de erosión, sólo en el extremo occidental de esta cuenca se reconocen algunos afloramientos ricos en foraminíferos plácticos que sirven para indicar la presencia del Eoceno Superior (HUNTER, 1974).

El relleno de la cuenca de Falcón durante el ciclo Terciario superior, representa la sedimentación parautoctona que se desarrolló en forma máxima durante el Oligoceno y Mioceno, sobre un alóctono emplazado en el borde septentrional de la plataforma epicontinental cercana al extremo noroeste de los Andes Venezolanos (GONZÁLEZ DE JUANA *et al* 1980). La sedimentación de esta cuenca se mantuvo bastante continua y en ésta afloran depósitos que abarcan desde el Eoceno Tardío hasta el Cuaternario, presentando sólo 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, 1987).

En este capítulo, se describirán las diferentes formaciones que componen la cuenca de Falcón, en su parte central, oriental y occidental; y solo se hará una descripción más profunda de aquellas que tienen una relación directa con el área de estudio, como lo son las formaciones Patiecitos, Guarabal, Agua Clara, Cerro Pelado, Querales, Socorro, Caujarao, Urumaco y Codore.

a) Oligoceno-Mioceno Temprano

La sedimentación en la depresión de Falcón durante el Oligoceno Temprano se encuentra definida por un conjunto de facies bastante características que se depositaron durante una trasgresión marina, el cual se conoce con el nombre de Formación Paraíso (Fig. 5). El evento transgresivo anteriormente mencionado fue interrumpido por una regresión que se produjo en el límite Oligoceno-Mioceno (MACELLARI, 1995), representado por un extenso intervalo de clastos granulares pertenecientes a la Formación Castillo. Estas rocas se encuentran bien expuestas en el

anticlinorio de Falcón y se depositaron al oeste sobre estratos del Eoceno, sobre rocas metamórficas cretáceas al este y sobre las turbiditas del Paleoceno-Eoceno en el centro de la cuenca.

Debido a que los únicos sedimentos marinos del Eoceno Tardío que presenta esta cuenca pertenecen a la Formación Cerro Misión, parece lógico pensar que la invasión marina comenzó en Falcón oriental y avanzó hasta el límite occidental de la cuenca (GONZÁLES DE JUANA, *et al* 1980).

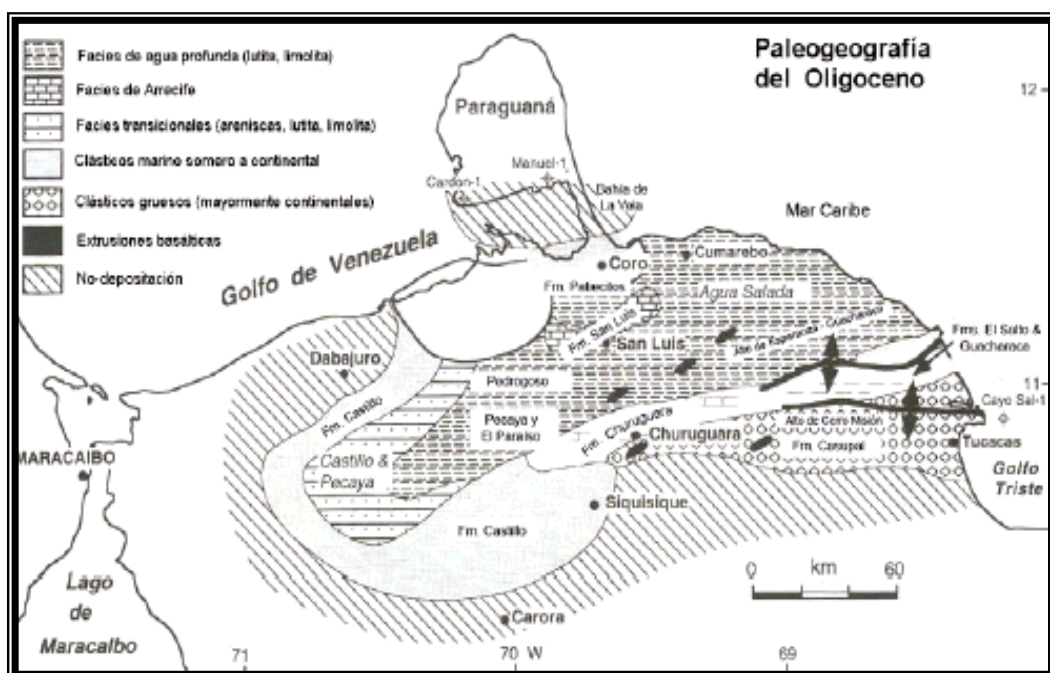


Figura 5. Paleogeografía del Oligoceno.

Tomado y modificado de Macellari (1995)

Esta cuenca comenzó a recibir sedimentos de origen marino probablemente en el Oligoceno Temprano, alcanzando su mayor desarrollo durante el Oligoceno Medio al Mioceno Temprano. En este período el centro de la cuenca se consideraba una zona subsidente, donde se desarrollaron ambientes marinos profundos, sin embargo en los bordes se observa una sedimentación marginal con mayor influencia terrígena.

Los depósitos que componen a la unidad del Oligoceno y Mioceno Inferior están caracterizados por facies de agua relativamente profunda representados las

formaciones Pecaya y Pedregoso en Falcón oeste-central. En el sureste de Falcón la secuencia litológica es similar, aunque el nombre de Formación Guacharaca es usado para describir el equivalente lateral de las formaciones El Paraíso y Pecaya y la arenisca El Salto representa el equivalente lateral de la Formación Pedregoso.

Las sucesiones litológicas de lutitas y areniscas en el centro de la cuenca, independiente de los nombres formacionales usados, no cambia mayormente y representa el común denominador del complejo de facies del Oligoceno-Mioceno. Hacia los márgenes de la cuenca la sección pasa gradualmente a facies de aguas someras, que incluyen a las formaciones San Luis y Patiecitos en la parte central del flanco norte, la Formación Castillo al extremo oeste de la cuenca, la Formación Churuguara en el flanco sur y la Formación Casupal en el borde sureste de la cuenca.

ZAMBRANO, *et al* (1971) menciona que el Alto de Coro durante el Oligoceno-Mioceno constituyó la prolongación hacia el sur del área positiva de Paraguaná.

Centro de la Cuenca

Como la mayor parte del occidente de Venezuela, Falcón también fue sometida a un régimen de erosión durante el Eoceno Tardío y comienza la depositación oligocénica con la Formación El Paraíso que descansa con aparente discordancia o lapso sin sedimentación sobre la Formación Jarillal, del Grupo Agua Negra, la cual es correlacionable con la Formación Cerro Misión en Falcón oriental (WHEELER, 1960, 1963)

La mayor parte de la Formación El Paraíso es de tipo trasgresivo, donde la costa avanzó desde el suroeste hacia el norte y noreste (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Por encima de la Formación El Paraíso se encuentra la Formación Pecaya, en contacto concordante y transicional. Esta formación consiste de arcillitas gris oscuro, generalmente fisiles, y limolitas localmente calcáreas, con ocasionales interstratificaciones de areniscas y calizas bioclásticas, en capas muy delgadas (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

La Formación Pedregoso parece ser una facies local dentro de la Formación Pecaya, y es por lo tanto, equivalente a la parte superior de ésta, en su totalidad. 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.

El contacto superior de la Formación Pecaya es variable a lo largo de su extensión lateral. Hacia el norte, esta unidad se interdigita con la Formación San Luis; desde Pecaya hasta Pedregal, el contacto superior es concordante y transicional con la Formación Pedregoso; al oeste de Pedregal es concordante con la Formación Castillo, y hacia el sur se intercala con la Formación Churuguara (Díaz de Gamero, 1977).

En cuanto a los paleoambientes, la gran unidad lutítica fue sedimentada en condiciones marinas profundas, según las evidencias encontradas. El intervalo basal de las lutitas que suprayacen a la Formación El Paraiso (e igualmente, al Miembro San Juan de la Vega, perteneciente a la Formación Pecaya), contiene una microfauna indicativa de profundidades moderadas, alrededor de 100 metros. Las asociaciones microfósilíferas indican para la parte inferior de la Formación Pecaya, una rápida subsidencia hasta la zona batial-intermedia, que no llega a los 1000 metros de profundidad y el intervalo de faunas arenáceas, ubicada en la parte superior de la formación, marca un período de fuerte subsidencia, que en un corto tiempo, llevó a la cuenca de profundidades de 1000 a 1500 metros.

En el oeste de la cuenca de Falcón la Formación Pedregoso es correlacionada con la Formación Castillo y consta de arcillitas con intercalaciones rítmicas de calizas y, en menor proporción, de areniscas y limolitas. Las calizas predominan en la parte inferior mientras que en la parte superior lo hacen las areniscas. El paleoambiente de la Formación Castillo es de abanico un submarino al pie de arrecife (Formación San Luis). Su contacto inferior es concordante y transicional con la Formación Pecaya y el contacto superior es concordante y abrupto con la Formación Agua Clara.

De acuerdo a DÍAZ DE GAMERO (1985), la Formación Agua Clara se correlaciona con la Formación San Lorenzo de Falcón oriental. DÍAZ DE GAMERO

(1989) demuestra la correlación de la Formación Agua Clara con la parte superior de las formaciones San Luis y Patiecitos de Falcón norcentral

Durante el Mioceno Temprano, por una subsidencia regional, se produjo un solapamiento y un sobrecorrimiento de los márgenes previos de la cuenca. En el surco de Urumaco la sedimentación comenzó con las lutitas de la Formación Agua Clara. DÍAZ DE GAMERO (1989), demuestra que la unidad no existe al este del río Mitare y se encuentra restringida al surco de Urumaco. La unidad denominada en la literatura Formación Agua Clara al este del río Mitare (Alto de Coro) es la extensión oriental de la Formación Querales

LIDDLE (1928) describe esta formación como una secuencia de lutitas ferruginosas, concrecionarias, arenosas y yesíferas de color gris 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. WHEELER (1960) amplía esta descripción, mencionando que las lutitas son muy fosilíferas y se encuentran pobremente estratificadas a masivas. Las areniscas son de color canela a gris verdoso, limosas, compactas y calcáreas. Las calizas son delgadas, arcillosas, fosilíferas, de color gris oscuro que meteoriza a marrón. DÍAZ DE GAMERO (1989) menciona que, en el surco de Urumaco, las lutitas de la parte media de la formación son frecuentemente calcáreas. La parte superior de la unidad está compuesta de lutitas localmente carbonosas, con muchos restos de plantas, algunos carbones de hasta 0,5 m de espesor y algunas capas delgadas de areniscas de grano fino, laminadas, micáceas, con muchos restos vegetales.

Según WHEELER (1960), en las regiones noroccidental del distrito Democracia y nororiental del distrito Buchivacoa, la Formación Agua Clara se puede dividir en dos miembros. El inferior, Miembro Cauderalito, representado por calizas, lutitas, limolitas y areniscas interestratificadas. El superior, Miembro Santiago, es esencialmente lutítico, con pocas areniscas interestratificadas.

De acuerdo a WHEELER (1960), en la localidad tipo afloran 1.320 m de la Formación Agua Clara, en sección incompleta. Cerca de Cerro Pelado, a corta distancia, la formación alcanza los 1.600 m y más al suroeste la sección aumenta de

espesor. En la parte occidental del distrito Democracia, en Cangrejo, hay más de 1.750 m en una sección incompleta. WOZNIAK Y WOZNIAK (1987) indican un espesor de 1.500 m cerca del río Mitare. Díaz de Gamero (1989) menciona una sección completa al sur del río Lagarto con 1.362 m de espesor.

En el área tipo, el contacto inferior de la unidad es concordante con la Formación Pedregoso, pero cerca de los bordes sur y occidental, la Formación Agua Clara descansa sobre las formaciones Churuguara y Castillo, respectivamente. En Falcón septentrional, el contacto superior es concordante con la Formación Cerro Pelado, excepto en la parte septentrional del distrito Buchivacoa (Falcón occidental), donde el contacto es probablemente discordante (WHEELER, 1960).

DÍAZ DE GAMERO (1977) establece que la base de la Formación Agua Clara, en su área tipo, es de edad Mioceno Temprano, ubicado en la zona de *Catapsydrax dissimilis*. DÍAZ DE GAMERO (1989) menciona que la zona de *Globigerinatella insueta* es ligeramente más antigua para el tope de la unidad en esta región, indicando que en el subsuelo de Falcón occidental, la edad de toda la unidad es de Mioceno Temprano y va de la zona de *Catapsydrax dissimilis* a la de *Catapsydrax stainforthi*. ARNSTEIN (1989) estudia, bajo el nombre de Formación Agua Clara, un cuerpo lutítico en el subsuelo de la ensenada de La Vela que progresa en edad en dirección ESE-WNW, desde la zona de *Catapsydrax dissimilis* en la base a la zona de *Globorotalia fohsi* s.l. en el tope. De acuerdo con el trabajo de DÍAZ DE GAMERO (1989), se trataría de una unidad litoestratigráfica diferente.

Según la evidencia sedimentológica y micropaleontológica, la Formación Agua Clara es una unidad marina que, en su parte inferior, fue sedimentada en un ambiente de escasa profundidad pasando hacia arriba a un ambiente de prodelta (DÍAZ DE GAMERO, 1989).

A finales del Mioceno Temprano, comienza la depositación de la Formación Cerro Pelado (DÍAZ DE GAMERO, 1989). Según LIDDLE (1928, 1946) la Formación Cerro Pelado en su área tipo está compuesta de areniscas intercaladas con lutitas y algunos lignitos, abundantes en su parte superior. HALSE (1937) describe la Formación Cerro Pelado en Falcón occidental, como compuesta de areniscas macizas

con algunas arcillas que contienen fósiles marinos y carbones detríticos. GONZÁLEZ, *et al.* (1985) mencionan que la mayor parte de los carbones se encuentran en la parte media y superior de la formación. DÍAZ DE GAMERO (1989) describe la formación en el área del Surco de Urumaco, como constituida predominantemente por areniscas de grano fino a medio, con intervalos de grano grueso y hasta conglomerático, dispuestas en capas desde pocos metros a 20 y 30 m de espesor. Las areniscas muestran estratificación cruzada planar, a veces festoneada, rizaduras de corriente y cierta bioturbación en la base de las capas. Los grandes paquetes están constituidos por sedimentación rítmica en la que el espesor de las capas disminuye de base a tope, aunque la tendencia opuesta ocurre también con menor frecuencia. La parte superior de la formación contiene los mayores espesores de arcillitas, que a veces son calcáreas, con algunas areniscas calcáreas y raras calizas lodosas entre 0,2 y 1 m de espesor. Las arcillitas son fisiles, en ocasiones carbonosas, con carbones de espesores variables, entre 0,1 y 1,5 m, con un máximo de 2,7 m en la quebrada El Paují.

Según LIDDLE (1928, 1946), la localidad tipo presenta algo más de 1.000 m, que disminuye a unos 900 m en Buchivacoa occidental (HALSE, 1937) y 800 m al sur de Mene de Mauroa (HALSE, 1947). HAMBALÉK, *et al.* (1994) midieron 1.760 m en las quebradas El Trocón y La Paloma, en el área tipo.

La edad de la Formación Cerro Pelado queda determinada por su posición estratigráfica, entre dos unidades lutíticas bien datadas. Corresponde a la Zona de *Globigerinatella insueta* y la parte inicial de la Zona de *Praeorbulina glomerosa*, del Mioceno Temprano tardío (DÍAZ DE GAMERO, 1989). La microflora de la formación corresponde a la parte inferior de la Zona de *Psiladiporites-Echitricolporites*, igualmente del Mioceno Temprano tardío (LORENTE, 1986). HAMBALÉK, *et al.* (1994) reconocen la Zona de *Echitricolporites maristellae-Psiladiporites minimus* (parte tardía del Mioceno Temprano).

El ambiente interpretado para esta unidad, es de un delta progradante, con todo el complejo de facies asociadas, empezando con el frente deltáico, con desarrollo de gruesas barras de desembocadura, pasando a llanura deltáica, con

canales distributarios, bahías, pantanos, marismas, etc. y, nuevamente hacia arriba, a frente deltáico (DÍAZ DE GAMERO, 1989).

El contacto inferior de esta formación es concordante y transicional con la Formación Agua Clara y el superior igualmente concordante y transicional con la Formación Querales.

La Formación Cerro Pelado se correlaciona con la Formación Guarabal de Falcón norcentral (DÍAZ DE GAMERO, 1989). Se supone correlativa con la Formación Solito, de la región de Cumarebo (WHEELER, 1960, 1963). Díaz de Gamero (1985b) la correlaciona con el Miembro El Salto de la Formación Agua Salada, en Falcón nororiental.

La Formación Querales está formada, en más del 90% por arcillitas de colores oscuros, con intercalaciones de areniscas de grano fino, en paquetes de hasta 4 m de espesor, muy bioturbadas, escasas margas y calizas conchíferas en capas delgadas y algunos delgados niveles carbonosos. El espesor individual de las arcillitas incrementa hacia la parte superior de la formación, tienen concreciones y nódulos ferruginosos y son micro y macrofósilíferas. Las areniscas son de grano fino, con escogimiento moderado o bueno, se presentan en paquetes de 1 a 4 m de espesor, con capas individuales de 0,05 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 arcillitas 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 las capas (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1988),

Según 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, incrementando a 318 m en la quebrada Cujima y a unos 500 m al sur de Coro (DÍAZ DE GAMERO, 1989). HAMBALÉK, *et al.* (1994) midieron 380 m en la quebrada Caduce, en el área tipo.

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 cm y 10 m de espesor, al que sigue una sección lutítica. 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 Negro, 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).

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 fohs, 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. HAMBALÉK, *et al.* (1994) establecen una edad correspondiente a la parte superior de la Zona de *Echitricolporites maristellae-Psiladiporites minimus*, parte tardía del Mioceno Temprano.

La Formación Querales se correlaciona con la Formación Cantaure de la península de Paraguaná (DÍAZ DE GAMERO *et al.*, 1988; DÍAZ DE GAMERO, 1989).

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 deltáica 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 deltáico, 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 deltáico distal en la parte superior de la formación.

ESTÉVES Y VILLALTA (1989) interpretan la sedimentación de la Formación Querales al este del área tipo, como evidenciando una transgresión rápida, durante la cual se pasó de un ambiente de laguna a ambiente plataformal de mar abierto, sin existir un buen desarrollo de ambientes que marquen la transición, a excepción de escasas areniscas de anteplaya. En la parte superior, se regresa a ambientes más someros, con depósitos típicos de anteplaya.

Oeste de Falcón

Hacia el oeste de la cuenca se depositó la Formación Castillo la cual se caracteriza por una sucesión litológica bastante variable, lateral y verticalmente, y por la presencia de gruesas capas de areniscas y conglomerados. En la parte inferior predominan las arcillitas y las limolitas hacia la parte superior de la cuenca la formación fueron depositadas bajo condiciones marinas, pero cerca de los bordes representa una facies de aguas someras. Esta formación yace concordantemente sobre la Formación Pecaya y discordantemente sobre rocas del Eoceno, el contacto superior es concordante y abrupto con la Formación Agua Clara (WHEELER, 1963).

Alto de Coro

Durante el Oligoceno-Mioceno se desarrolló, a lo largo del margen sur del alto de Coro, un complejo arrecifal conocido con el nombre de Formación San Luis. Hacia el sur las facies de mar abierto están representadas por la Formación Pedregoso. En contraste, las facies periarrecifales interdigitadas con lutitas deltáicas y costeras y facies de areniscas de la Formación Patiecitos fueron depositados a lo largo del margen norte (GONZÁLES DE JUANA *et al.*, 1980).

La Formación San Luis consiste calizas arrecifales masivas que contienen largos foraminíferos, algas, y localmente largas presencia de corales y bivalvos (WHEELER, 1963). El máximo desarrollo del arrecife es restringido a la parte este de la Serranía de San Luis, donde las calizas arrecifales son de mas de 100 metros de espesor (DÍAZ DE GAMERO, 1977). Los máximos espesores de la Formación San Luis se estiman en 800 metros (WHEELER, 1960), y se infiere una edad después del Oligoceno (*Globorotalia opima opima*) a Mioceno temprano (*Catapsydrax stainforthi*; GONZALES DE JUANA *et al.*, 1980).

Se desconoce el espesor total de la formación. SENN (1935) estima 800-1000 m en la serranía de San Luis. 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 de la Formaciones Patiecitos, que grada lateralmente a la Formación San Luis.

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 Luis descansa sobre rocas ígneo-metamórficas del Alto de Coro. 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 norcentral de Falcón (DÍAZ DE GAMERO, 1977). Hacia el este, las arcillas de la Formación Agua Salada cubren en aparente concordancia la terminación oriental de la formación.

La edad del desarrollo arrecifal de San Luis no ha sido determinada con toda precisión ya que carece de foraminíferos planctónicos (DÍAZ DE GAMERO, 1989). Basado en macroforaminíferos, SENN (1935) siguiendo 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 Luis) y la parte inferior de la Formación Agua Clara. GONZÁLEZ

DE JUANA *et al.* (1980) consideran que la Formación San Luis pudo comenzar en el Oligoceno Medio, en base a la presencia de especies del género *Rotalia*.

La Formación San Luis se correlaciona con la Formación Patiecitos, que son las facies atrás del arrecife en la vertiente norte de la serranía de San Luis, 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 en el surco de Urumaco, a toda la Formación Agua Clara (DÍAZ DE GAMERO, 1989)

La Formación Patiecitos se compone de una secuencia de arcillitas interestratificadas con areniscas y algunas calizas; las arcillitas predominan en la parte inferior de la formación, pero la proporción de arenas incrementa gradualmente hacia la parte superior. Las calizas son más frecuentes hacia el tope. Las arcillitas 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 color gris, fosilíferas, arenosas y se encuentran en capas delgadas. Hacia el tope de la formación se encuentran frecuentes capas gruesas de calizas del tipo de las calizas de San Luis (WHEELER, 1960, 1963).

ESTEVEZ Y VILLALTA (1989) describen la unidad al oeste de la sección tipo como subdividida en dos intervalos. El intervalo inferior está caracterizado por arcillitas laminadas de color oscuro intercaladas con areniscas pardas y negras, ocasionalmente fosilíferas y bioturbadas, y cantidades menores de limolitas. El intervalo superior tiene, además de arcillitas y areniscas como las anteriores, areniscas conglomeráticas, calizas fosilíferas y bioturbadas grises, conglomerados de cantos de corales, de 5 a 20 cm de diámetro, además de algunos niveles de fragmentos de corales y ostreidos embebidos en una matriz arcillosa.

El espesor total de la formación se desconoce. WHEELER (1960, 1963) midió 575 m en una sección incompleta cerca de Patiecitos. ESTEVEZ Y VILLALTA (1989) midieron un máximo de 685 m en sección incompleta, al sur de Chuchure.

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 con parte de la Formación San Luis, y más hacia el norte desaparece la cuña de la Formación San Luis y la Formación Guarabal descansa sobre la Formación Patiecitos, con un contacto abrupto que puede ser localmente discordante, como en el área de Guarabal, (WHEELER, 1960, 1963).

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.

La Formación Patiecitos se considera como facies de relleno entre el arrecife de San Luis y la costa de Paraguaná, (WHEELER 1960, 1963 y DÍAZ DE GAMERO 1989). ESTEVES Y VILLALTA (1989) interpretan un ambiente de laguna pobremente oxigenada para la parte inferior de la formación, que pasa hacia arriba a condiciones de laguna normalmente oxigenada, con acarreo de tormenta desde el arrecife que se desarrollaba al sur (arrecife de San Luis).

La Formación Guarabal, suprayacente a la Formación Patiecitos consiste generalmente de gruesas capas de areniscas y areniscas conglomeráticas interestratificadas con limolitas y arcillitas. Hacia el este de su sección tipo las areniscas y conglomerados disminuyen y la sección consiste principalmente de limolitas y algunas arcillitas. Las areniscas son del tipo "sal y pimienta", de grano fino a grueso, de color gris y escogimiento pobre. Los conglomerados contienen guijarros de cuarzo blanco y ftanita negra, promediando de 1-2 cm de diámetro y máximo de 5 cm, embebidos en una matriz de arenisca del tipo anteriormente mencionado. 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 arcillitas son arenosas y limosas, de color gris oscuro (WHEELER, 1960, 1963).

ESTEVES Y VILLALTA (1989) describen la unidad al oeste de la sección tipo, como las areniscas tipo "sal y pimienta", frecuentemente con niveles conglomeráticos y arcillitas gris oscuro. Las areniscas son de color gris claro, de contactos

concordantes abruptos, a veces erosivos, de grano fino a grueso, con frecuentes bandas conglomeráticas que marcan la estratificación cruzada festoneada. Los clastos son de cuarzo, fanita negra, fragmentos de rocas sedimentarias y metamórficas, de bordes subangulares y tamaños que varían entre 0,5 y 6 cm. En los festones se observa gradación normal. Las areniscas varían en espesor de 0,5 a 4 m, ocasionalmente formando gruesos paquetes.

Presenta 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.

La Formación Guarabal 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.

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

Paleoambientalmente la Formación Guarabal se considera como facies de relleno entre el arrecife de San Luis y la costa de Paraguaná (WHEELER, 1960, 1963; DÍAZ DE GAMERO, 1989). ESTEVES Y VILLALTA (1989) interpretan el ambiente sedimentario de la Formación Guarabal como de río entrelazado progradando hacia una laguna o de un delta entrelazado.

Flanco Sur-Central

En el margen surcentral de la cuenca de Falcón se desarrollaron facies carbonáticas. La secuencia completa del Oligoceno-Mioceno Inferior en esta área consiste de una serie de lomas formadas por calizas, areniscas y arcillitas, de 125 metros de espesor, las cuales se reconocen como la Formación Churuguara (WHEELER, 1963).

El contacto de la Formación Churuguara con la Formación Jarillal, infrayacente, es concordante (WHEELER, 1963). El contacto inferior es concordante al norte con la Formación El Paraíso (DÍAZ DE GAMERO, 1977). La Formación

Churuguara pasa lateralmente a la Formación Castillo y hacia el sur y sureste la formación pasa a la Formación Casupal (WHEELER, 1960, 1963).

La edad es Oligoceno Temprano a Mioceno Temprano (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Este de Falcón

En esta zona de la cuenca, la depositación durante este ciclo se compone de una gran variedad de facies. Al norte del Alto de la Esperanza y Churuguara, se encuentran lutitas de aguas profundas (Grupo Agua Salada) acumulada en lo que es llamado la Formación Agua Salada (DÍAZ DE GAMERO, 1985) o el depocentro Hueque (WHEELER, 1963). Al sur de este alto, los estratos son considerablemente de granos gruesos y son incluidos en las formaciones Guacharaca y Casupal (RENZ, 1948; BLOW, 1959; DÍAZ DE GAMERO, 1985)

b) Mioceno Medio-Plioceno

Al final del Mioceno Temprano, el modelo de sedimentación en la cuenca de Falcón cambio significativamente como resultado de la pendiente relativa del nivel del mar o levantamiento rápido asociados con las etapas tempranas de deformación. Después de este evento, se renovó la subsidencia iniciando un nuevo ciclo de sedimentación, el cual es el primero que cubrió por entero a la cuenca, incluyendo relieves topográficos como la Plataforma de Dabajuro y la Península de Paraguaná.

Nuevamente las áreas levantadas proveen considerable material sedimentario. Este ciclo sedimentario ocurre en un ambiente somero o restringido, excepto en el noreste de la cuenca (Agua Salada) y al norte de la Península de Paraguaná (HUNTER, 1986) donde las facies de aguas profundas persistieron evidenciado por la Formación Cantaure, equivalente lateral de la Formación Querales.

Surco de Urumaco-Alto de Coro

Durante este período en el surco de Urumaco, la depositación comienza con la Formación Socorro, WILLISTON Y NICHOLS (1928), la describen como constituida por un intervalo inferior con areniscas, lutitas, margas fosilíferas y calizas, un

intervalo superior de areniscas, turbas y lutitas laminadas, sin elementos calcáreos ni horizontes fosilíferos. 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, micáceas, 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 marcan la base de la formación, que varía entre 10 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 arcillitas. 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 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 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 y aumenta a unos 1.000 m al sur de Coro. HAMBALÉK *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.

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

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 nannoplancton 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. HAMBALÉK *et al.* (1994) reconocieron la Zona de *Crassoretitriletes vanraadshooveni* (Mioceno Medio) en la Formación Socorro.

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.

Al oeste del Río Mitare, la Formación Socorro se depositó inicialmente en un frente deltáico, que pasa hacia arriba a depósitos de llanura deltáica, 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 deltáico. En la región cercana a Coro, la sedimentación de la unidad se efectuó inicialmente en condiciones deltáicas, 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). HAMBALÉK, *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 deltáico. 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 subaereas. 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.

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 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).

La Formación Caujarao incluye 1220 metros de lutitas interbandeadas con margas, calizas y areniscas de grano fino que guardan hidrocarburos en el campo de Cumarebo (PAYNE, 1951) 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* (después del Mioceno) (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Esta formación 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 microfossilíferas (KAVANAGH DE PETZALL, 1959; VALLENILLA, 1961).

Esta litología varía localmente 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 interstratificadas 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 de 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 limolitas calcáreas y delgados intervalos carbonosos se encuentran hacia la base, aunque muy escasos; las areniscas se distribuyen a lo largo de toda la secuencia, observándose sus mayores espesores hacia la parte media, asociadas a calizas; las lutitas se encuentran distribuidas en toda la sección y son ocasionalmente calcáreas.

Según los fósiles encontrados, 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.

El ambiente asociado a la Formación Caujarao, Wozniak y Wozniak (1989) interpretan 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, con aporte limitado de clásticos. 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.

Hacia el oeste, en el área del Surco de Urumaco, La Formación Caujarao es remplazada por la Formación Urumaco (Fig. 6). Estas son facies más proximales que las de la Formación Caujarao e incluyen lutitas marinas y no marinas, areniscas y carbones marcadores.

Según Díaz de Gamero y Linares (1989), la sección tipo se compone de la siguiente secuencia litológica.

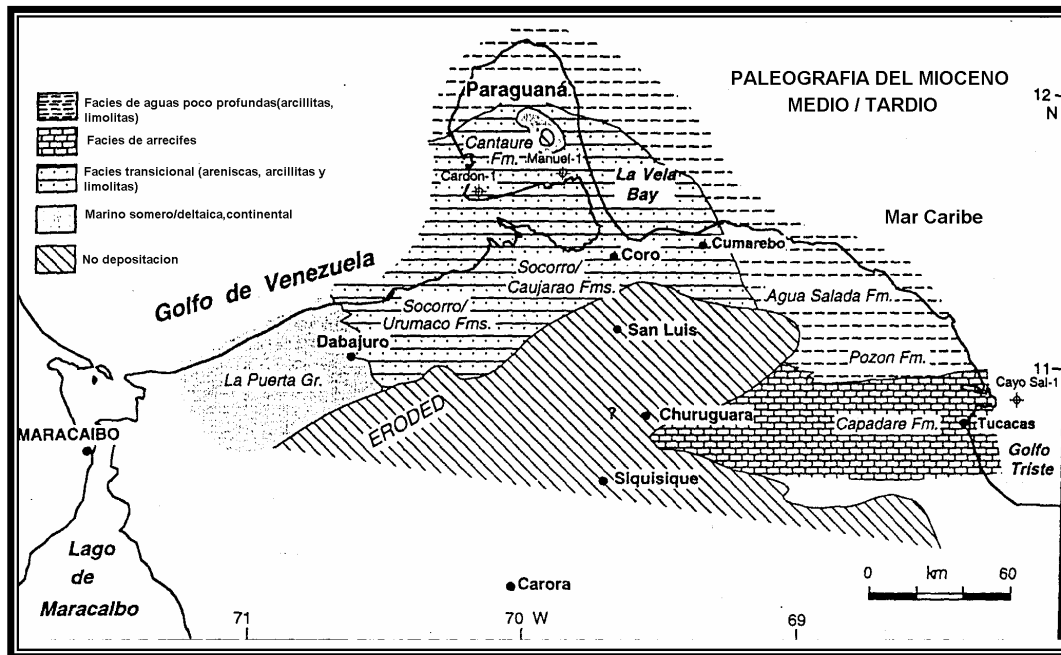


Figura 6. Paleogeografía del Mioceno Medio-Tardío.

Tomado y modificado de Macellari (1995)

Miembro inferior lutítico-limoso: El litotipo más abundante es el de las lutitas, de las cuales se presentan dos tipos, que ocurren igualmente en toda la formación. Las más comunes y de mayores espesores individuales son de color gris, macizas, de fractura concoidea, muy escasamente microfósilíferas, a veces limolíticas y ocasionalmente portadoras de madera fósil. Las segundas son de color marrón, laminadas, extremadamente ricas en material vegetal finamente fragmentado, a veces carbonosa. Las capas no sobrepasan los 2 m de espesor y son las principales portadoras de fósiles de vertebrados en la formación, aunque estos son raros en el miembro inferior. Ambos tipos tienen concreciones, costras ferruginosas y ocasionales madrigueras y se intercalan entre sí o con delgados espesores de areniscas o niveles ferruginosos.

Las limolitas varían de 0,3 a 8 m de espesor, muy bioturbadas, con concreciones ferruginosas y madrigueras, observándose ocasionalmente laminación paralela. Forman paquetes intercalándose con areniscas y lutitas y sus contactos son transicionales o abruptos con costras ferruginosas. Las areniscas son de espesor

variable, desde unos centímetros hasta 5 ó 6 m. Son masivas, micáceas, friables, con abundante bioturbación y madrigueras, concreciones ferruginosas y costras de oxidación en el tope de las capas. Muestran estratificación paralela y cruzada planar. Contienen restos de conchas en la parte superior del miembro.

Hay escasos horizontes calcáreos, compuestos de areniscas calcáreas friables a calizas coquinoideas bien consolidadas, generalmente bioturbadas y a veces con madrigueras. Existe una notable variación lateral a corta distancia en la distribución de estos litotipos. A muy pocos kilómetros en dirección este, al sur de Urumaco, hay un gran aumento en la cantidad de calizas, areniscas conchíferas y grado general de bioturbación, además de presencia de varios niveles de carbón.

Miembro medio lutítico-arenoso-calcáreo: Las lutitas son semejantes a las del miembro inferior. Las de color gris son microfosilíferas, bioturbadas, con concreciones ferruginosas y un mayor contenido carbonoso que las correspondientes del miembro anterior, concentrado en delgados niveles o lentes. Las lutitas marrones son relativamente más abundantes, portadoras de restos de vertebrados variados: reptiles, mamíferos y peces, así como coprolitos y madera. A veces gradan hacia arriba a limolitas, intensamente bioturbadas con enrejados *dehlassnoides*.

Las calizas varían entre 0,5 y 4 m de espesor, excepcionalmente hasta 6 m. Varían de areniscas conchíferas hasta calizas coquinoideas consolidadas arenosas, frecuentemente bioturbadas, con concreciones ferruginosas y costras ferruginosas en el tope de las capas. Las calizas son muy numerosas en la mitad inferior de este miembro. Contienen una abundante y medianamente variada fauna de moluscos en matriz arenosa, fragmentados y con variedad de tamaños. Hacia la parte superior del miembro, las calizas son más arenosas, menos abundantes y más delgadas. Ocasionalmente, las conchas son de mayor tamaño y mejor selección y forman bancos o niveles dominados por cada uno de los siguientes géneros: *Pecten*, *Ostrea*, *Chama*, *Anadara*. Estas capas, en el tope de secuencias arcillosas, forman filas de buena continuidad lateral que las hacen excelentes capas guías.

Las areniscas hacia la parte inferior del miembro, son de grano fino a medio, friables, masivas, en espesores de 2 a 10 m, de contacto basal erosivo, a veces con

material conglomerático y clastos de arcilla en la base y costra de oxidación en el tope; estratificación cruzada planar y festoneada a gran escala, con ángulos de 20 a 30 grados, disminuyendo hacia el tope y pasando a estratificación paralela, flaser y ondulada; bioturbadas, con madrigueras verticales hacia el tope de las capas; con poca extensión lateral y generalmente asociadas a capas carbonosas de hasta 1 m de espesor en la base. Otro tipo es de grano fino, en capas inferiores a 3 m de espesor, laminadas o con estratificación paralela, gruesas costras de oxidación en el tope y contactos abruptos.

Miembro superior lutítico-arenoso: Las lutitas son más abundantes hacia la parte superior, generalmente de color gris, frecuentemente limosas, intercaladas con delgadas areniscas con costras de oxidación y niveles carbonosos. Las lutitas marrones, portadoras de vertebrados, son más escasas y delgadas, hasta 0,3 m, en este miembro. Las limolitas, tanto arenosas como arcillosas tienen espesor promedio de 2 m, a veces en paquetes hasta de 6 m, intercaladas con areniscas y horizontes ferruginosos; sus contactos inferiores suelen ser transicionales y los superiores, abruptos.

Las areniscas en la parte inferior son friables, de grano fino a medio, con espesores promedios de 3 a 7 m, o laminares en capas de pocos centímetros entre lutitas y limolitas, a veces calcáreas y conchíferas; estratificación cruzada y festones a pequeña escala, estratificación flaser; rizaduras en el tope y laminación convoluta hacia la base; las estructuras y el tamaño del grano disminuyen hacia arriba, que suele mostrar estratificación paralela; bioturbación y concreciones ferruginosas; contactos abruptos o transicionales. Hacia arriba en la sección son de 1 a 2 m de espesor; masivas, de contactos inferior erosivo, pasando hacia arriba a laminación paralela, rara vez cruzada de ángulo bajo, laminación flaser y lenticular y finalmente limosas, en espesores delgados, intercaladas con limos y arcillas, con concreciones y horizontes ferruginosos. Al este del río Cauca las lutitas grises son escasamente microfossilíferas y hay numerosos niveles de lutitas marrones portadoras de vertebrados. También hay algunas areniscas conchíferas hacia el tope del miembro. La distribución de areniscas en este miembro es bastante variable lateralmente, en

cortas distancias, ya que abundan las fuertemente lenticulares de base erosiva, tipo canal. Se han mencionado en la literatura una o varias discordancias en este miembro, que son tan solo efecto de las relaciones de corte y relleno de estas areniscas.

Casi en el tope de la formación hay varios niveles importantes portadores de vertebrados, en una variedad de litologías: lutitas marrones y grises, limolitas arenosas y areniscas de grano fino, localmente conchíferas, con costras de oxidación. De esta última hay una capa delgada con abundantes madrigueras verticales y numerosísimos restos de tortugas, llamada en la literatura "capa de tortugas".

De acuerdo a DÍAZ DE GAMERO Y LINARES (1989), la Formación Urumaco puede reconocerse al oeste de la localidad tipo hasta los ríos Lagarto y Zazárida. Las calizas se hacen progresivamente más arenosas en esta dirección hasta pasar a areniscas localmente fosilíferas. La formación se reduce aquí al intervalo estratigráfico correspondiente al miembro medio, con las características calizas, que no sobrepasan 1,5 m de espesor, siendo las lutitas y areniscas la litología dominante. Las lutitas son semejantes a las de la sección tipo y las areniscas están muy bioturbadas en la parte inferior, mientras que, en la superior, los paquetes alcanzan los 10 m, con estratificación cruzada planar y festoneada.

Al este, la Formación Urumaco se reconoce hasta el río Mitare, con una secuencia litológica muy parecida a la de la localidad tipo, divisible igualmente en tres miembros. La única diferencia notable es que, en el sector oriental, el miembro superior tiene menos areniscas de base erosiva y un mayor número de areniscas conchíferas.

Según DÍAZ DE GAMERO Y LINARES (1989), el espesor de la sección tipo varía entre 1.700 y 2.000 m, de acuerdo a la selección de los contactos. Disminuye de espesor tanto al oeste, donde la intensa deformación impide obtener espesores confiables, como al este donde alcanza 1.045 m en la quebrada El Paují. HAMBALÉK *et al.* (1994) mencionan un espesor de 1.432 m en la quebrada El Paují (parte oriental del surco de Urumaco).

La Formación Urumaco descansa concordante y transicionalmente sobre la Formación Socorro. En la sección tipo, DÍAZ DE GAMERO Y LINARES (1989) definen

el contacto inferior en el tope de una potente arenisca con *Ophiomorpha nodosa* que infrayace a la primera caliza coquinoide típica de la Formación Urumaco y que es seguida por areniscas de reducido espesor individual. La primera aparición de calizas sirve para definir el límite inferior de la formación al oeste de la sección tipo, probablemente en niveles más jóvenes. Al este, donde la Formación Socorro tiene calizas en su parte superior, el contacto entre ambas es difícil de definir sin ambigüedad y, según DÍAZ DE GAMERO Y LINARES (1989), se coloca en la base de la primera caliza de ostras de gran extensión lateral y buena expresión topográfica.

El contacto superior, con la Formación Codore es también concordante y transicional. De acuerdo a DÍAZ DE GAMERO Y LINARES (1989), en la sección tipo y hacia el oeste de la misma, se define el contacto por el marcado cambio en el color de las lutitas y limolitas de gris o marrón en la Formación Urumaco a rojizo abigarrado en la Formación Codore. Entre el río Urumaco y la quebrada El Paují, el contacto se coloca en el tope de la última capa conchífera (de *Anadara*). Al este de la quebrada El Paují, el contacto se establece en la base de la primera arenisca conglomerática, típica de la Formación Codore en esta región, posiblemente en niveles más antiguos que en la sección tipo.

Según DÍAZ DE GAMERO Y LINARES (1989) la edad de la Formación Urumaco es Mioceno tardío, Zona de *Neogloboquadrina humerosa*. Los mamíferos presentes, indican una edad continental comprendida entre los pisos Chasiquense y Huayqueriense, también del Mioceno tardío. HAMBALÉK, *et al.* (1994) reconoce la Zona de *Echitricolporites spinosus* (Mioceno medio) en base a la palinología.

La Formación Urumaco se considera equivalente a la Formación Caujarao, aunque algunos informes inéditos indican, que la Formación Caujarao corresponde tan sólo al miembro medio de la Formación Urumaco (DÍAZ DE GAMERO Y LINARES, 1989).

Según DÍAZ DE GAMERO Y LINARES (1989), la sedimentación de la Formación Urumaco, se ubica dentro de un complejo de ambientes marginales y próximo costeros, con desarrollo de amplias lagunas y bahías, semiprotegidas por barreras litorales, en un régimen principalmente transgresivo. El aporte de sedimentos fue

relativamente escaso, predominantemente de grano fino, en parte proveniente de un sistema fluvial que desemboca en la laguna. La importancia de los depósitos de acarreo de tormenta, es indicativa de un régimen micromareal con tormentas frecuentes, a veces de gran intensidad. La abundancia de materia orgánica vegetal y la composición de los conjuntos de vertebrados, indican la presencia de cubierta vegetal selvática, en un clima húmedo tropical. Dentro de este marco ambiental, la sedimentación del miembro medio de la formación, indica una reducción en el aporte de sedimentos respecto al miembro inferior, mientras que el miembro superior es de carácter regresivo, con un aumento en el aporte de sedimentos y el desarrollo de una llanura fluvial en el sector occidental del área. Durante la sedimentación de la Formación Urumaco, se produjo un equilibrio entre el ascenso relativo del nivel del mar, producto del ascenso eustático y la subsidencia local, y el suministro de sedimentos, de manera que se preservaron las secuencias detrás de las barreras litorales, sin que se produjera una invasión marina en el área.

Según HAMBALÉK, *et al.* (1994), en su estudio de la unidad en la quebrada El Paují, en la sedimentación de la Formación Urumaco predominaron los ambientes próximo-costeros, con tasas de sedimentación relativamente bajas. A lo largo de toda la formación están representados depósitos de barreras litorales arenosas y/o calcáreas, lagunas litorales salobres, marismas, llanuras de mareas y, en menor grado llanuras costeras con depósitos paludales de agua dulce. Todos estos depósitos soportaron una densa vegetación boscosa de bosques pluviales o de manglares, según la influencia mareal en el área. A lo largo de toda la unidad hay numerosos episodios de exposición subaerea. Hacia el tope, se presentan condiciones más marinas, con zonas submareales probablemente asociadas a bahías interdistributarias o ambientes lagunares cercanos a los canales de marea.

Hacia el área de Coro, suprayacente a la Formación Caujarao se encuentra la Formación La Vela. Esta formación incluye 590 metros de areniscas calcáreas interbandeadas con lutitas, reflejando ambientes depositacionales de playa y estuarios (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). La edad de la Formación La Vela es post Mioceno a Plioceno Temprano. (DÍAZ DE GAMERO, 1968). La Formación La Vela pasa al este a

facies de mar abierto pertenecientes a la Formación El Veral y al oeste a facies más continentales en la Formación Codore.

Esta formación se subdivide en los miembros El Jebe, Chiguaje y Algodones, en orden ascendente; el miembro inferior consiste de arcillas arenosas de color gris claro a moteadas, con areniscas de color amarillento a pardo rojizo; el miembro intermedio consiste de lutitas de color gris oscuro y marrón, intercaladas con arcillas moteadas, areniscas amarillas de grano fino poco consolidadas y calizas gris claro, bien consolidadas y muy conchíferas; el miembro superior consiste de capas lenticulares, interestratificadas de limos, arenas, arcillas amarillo, marrón, rojo, gris y blanco, y lentes de areniscas ferruginosas de color marrón oscuro, a veces conglomeráticas.

Oeste de Falcón

Sedimentos depositados en el oeste de la cuenca de Falcón durante este ciclo, incluyen al Grupo La Puerta. Esta unidad incluye arcillas e intercalación de areniscas masivas con estratificación cruzada y lignito (HELSE, 1937). La depositación se cree que ocurrió en un área de piedemonte a costera, con una proveniencia localizada al sur (GONZÁLES DE JUANA *et al*, 1980). En la plataforma de Dabajuro, los estratos del Grupo La Puerta descansan directamente sobre rocas del Eoceno. Los máximos espesores de esta unidad son de 2140 metros, y fueron encontrados en el pozo QMC-1X.

Noreste de Falcón

Los sedimentos depositados en este ciclo son incluidos en la parte superior del Grupo Agua Salada y la Formación Pozón-sur. En el depocentro de Agua Salada, la base de este ciclo está representada por la Formación El Salto. Conforme a lo que dice DÍAZ DE GAMERO (1985), esta unidad esta formada por cuatro facies, la primera está compuesta por bloques olistostromos de 1 a 5 metros de diámetro, areniscas, limolitas y carbón, embebidos en arcillitas; la segunda, por areniscas de grano fino en capa de 20 a 50 centímetros de espesor; la tercera, compuesta por limolitas masivas

con restos de plantas en la base pasando a arenáceas hacia el tope; y la cuarta facies esta formada por pequeños espesores de capa de areniscas. En El Salto se estima un espesor de 800 a 900 metros. Conforme con DÍAZ DE GAMERO (1985), la Formación El Salto es un depósito deltáico relacionado al aumento de fallas y procesos de corrientes de turbidez. Estos sedimentos deltáicos confinados en la secuencia de agua profunda de Agua Salada son atribuidos a un nivel del mar que marco un “lowstand”. La edad de esta formación se atribuye al rango de edad que marco la *Praeorbulina glomerosa* a la *Globorotalia foshi peripheroronda*, ubicadas en la parte superior del Mioceno Temprano e inicios del Mioceno Medio (Díaz de Gamero, 1985).

Al sur del depocentro de Agua Salada, la parte superior de la secuencia consta de 150 a 300 metros de carbonatos de aguas someras pertenecientes a la Formación Capadare (Fig. 6). La sedimentación de Capadare comenzó en el Mioceno Medio, en su parte inicial, zona de (*Globorotalia foshi foshi*) y continua después del Mioceno Medio (DÍAZ DE GAMERO, 1985).

Flanco Sur-Central

Las rocas de este ciclo en esta parte de la cuenca son representadas por la Formación Pozón, que se divide en los miembros Policarpio, Husito y Huso, en orden ascendente respectivamente (GONZÁLES DE JUANA, *et al* 1980). Esta es un sucesión de lutitas con areniscas glauconíticas y margas en la base (RENTZ, 1948). La Formación Pozón tiene un espesor aproximado de 1040 metros. Micropaleontológicamente estas rocas son asignadas al comienzo del Mioceno Medio hasta el Mioceno Tardío (DÍAZ DE GAMERO, 1985).

Sureste de Casupal

En el sureste del depocentro de Casupal, se depositaron las areniscas y conglomerados de la Formación Casupal con un espesor aproximado 1300 metros, y las lutitas, arcillas, y las calizas de la Formación Agua Linda (Ministerio de Minas, 1970).

La Formación Agua Linda es concordante con la Formación Casupal, y se encuentra discordante con las calizas de Capadare (GONZÁLES DE JUANA *et al*, 1980). Esta formación es el equivalente lateral de la Formación Pozón en ambientes de menor profundidad y más cercanos a la costa; al mismo tiempo es más marino que los clastos carbonosos de la Formación Casupal infrayacente. Ello indica una transgresión marina ocurrida en el Mioceno Medio, desde los ambientes marinos profundos de Agua Salada al sur, sobre la sedimentación marginal de Casupal.

Costa Septentrional de Falcón

La mayor fase de la inversión de la cuenca tomó lugar durante el Plioceno. Facies clásticas granulares fueron depositados al norte del anticlinorio de Falcón elevado (formaciones Coro y San Gregorio). En el noreste, en la costa, las rocas sedimentarias son compuestas de arcillas calcáreas, margas fosilíferas, y calizas argiláceas (Formación Punta Gavilán).

El más occidental de los afloramientos de esta edad se presenta al norte de Urumaco, y es conocido como la Formación San Gregorio. STAINFORTH (1962) define y describe los tres miembros reconocibles por la presencia de un intervalo fosilífero intermedio. El Miembro Vergel está compuesto mayormente por limolitas, y cantidades menores de areniscas, conglomerados y arcillitas. El Miembro Cocuiza, se caracteriza por la presencia de numerosas capas fosilíferas conspicuas separadas por limolitas. El Miembro Río Seco se caracteriza por presentar limolitas y areniscas gruesas a conglomeráticas. La Formación San Gregorio suprayace discordantemente al Miembro Algodones de la Formación Codore; Algunos autores han correlacionado los conglomerados del Miembro Río Seco con la Formación Coro.

GRAF (1969) subdivide la Formación Coro, en su localidad tipo, en dos miembros informales. El miembro inferior se caracteriza por el contenido de carbonato de calcio. Consiste de arenas de grano medio a muy grueso, con conchas de moluscos fragmentadas, pulidas y subredondeadas; arcillas limosas y arenosas amarillentas y pardas y conglomerados de grano fino, también con fragmentos de conchas calcáreas, muy pulimentadas. El miembro superior se caracteriza por la

presencia de cemento silíceo y ferruginoso y la ausencia de carbonato de calcio. Consiste de capas lenticulares de arena gruesa y conglomerados, de colores pardos y rojizos, localmente con estratificación cruzada, y arenas finas, limosas y arcillas limosas con abundantes nódulos de hierro. Este mismo autor coloca el contacto entre el Plioceno y Pleistoceno en la Formación Coro.

En la Península de Paraguaná HUNTER Y BARTOK (1974), describen la Formación Paraguaná con dos miembros bien diferenciados. El miembro inferior, El Hato, se considerado del Plioceno Temprano y está constituido, en su mayor parte, por una secuencia bandeada de limolitas color gris que se alternan con finas arcillitas y limolitas ferruginosas, El ambiente de este miembro se considera que es marino somero. El miembro superior, Amuay, está constituido por una caliza algal compacta de al menos 3 m de espesor.

En la región de Cumarebo, SUTER (1937) y PAYNE (1951) describen la Formación Tucupido, la cual consiste en calizas con algas, intercaladas con calizas arenosas y conglomeráticas; localmente contiene arcillas verdosas gris azul, con intercalaciones de areniscas, capas con ostras y *Pecten* (DÍAZ DE GAMERO *et al*, 1968). El ambiente de esta unidad es marino somero, y se hace menos marina hacia el tope de la misma.

La Formación Punta Gavilán aflora desde Tucupido por el oeste, hasta Punta de Zamuro hacia el este, siempre en zonas adyacentes a la costa. En esta región la Formación Punta Gavilán descansa discordante sobre depósitos de ambientes marinos profundos de la Formación Pozon, del Grupo Agua Salada.

La litología de calizas y margas limolíticas son indicativas de aguas profundas (RUTSCH, 1934), pero los planctónicos estudiados por DÍAZ DE GAMERO (1970), indican ambientes sublitorales de profundidades cercanas a los 50 y 60 metros, dentro de la plataforma. RUTSCH (1934), considera a la Formación Punta de Gavilán del Plioceno Temprano, pero en 1942 el mismo autor la considera Mioceno Tardío. Según Díaz de Gamero (1970), considera a Punta Gavilán totalmente comprendida en la parte inferior del Plioceno.

Los ambientes marinos muestran una considerable reducción de profundidad, desde 1000 metros de la Formación Pozón a 50 o 60 metros de la Formación Punta Gavilán. En general se puede decir que esta zona en el Plioceno representa una regresión con respecto al Mioceno, marcada por las diferencias paleoecológicas de las formaciones el Veral y Tucupido en Cumarebo, y por las formaciones Pozón y Punta Gavilán en Punta de Zamuro.

Por otra parte, los sedimentos se hacen más marinos de oeste a este, desde formaciones continentales a pobremente marinas de la Formaciones San Gregorio, a lutitas con foraminíferos planctónicos de las formaciones Paraguaná, Punta Gavilán y el miembro Chiguaje de la Formación Codore. De igual manera los ambientes se hacen menos profundos al ascender la columna estratigráfica, como lo muestran las formaciones Punta Gavilán y Paraguaná.

2.4. Geología Estructural Regional

MUESSIG (1984), establece un modelo para las de formaciones 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 transcurrencia 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 LEAL Y RIVERO, 2004).

Según BOESI Y GODDARD (1991) citado en LEAL Y RIVERO (2004), 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 (Fig.7).

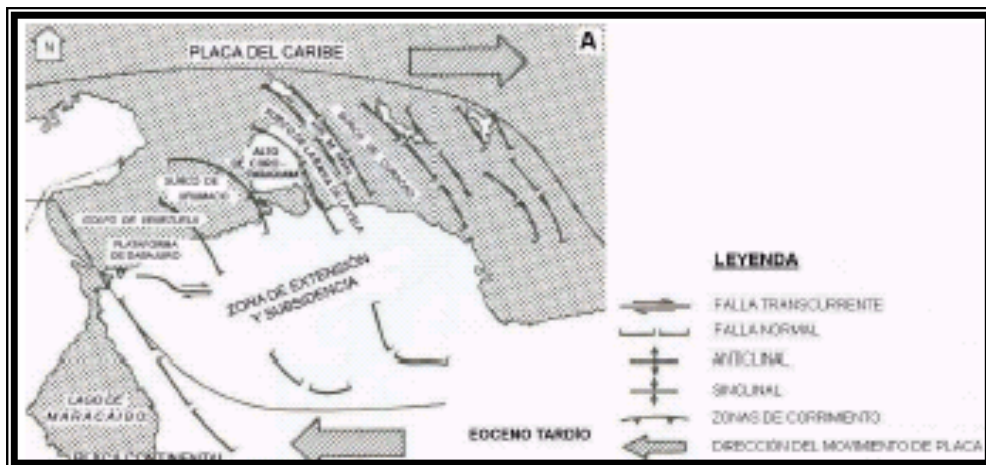


Figura 7. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío.

Tomado y modificado de Boesi y Goddard (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 (Fig. 8).

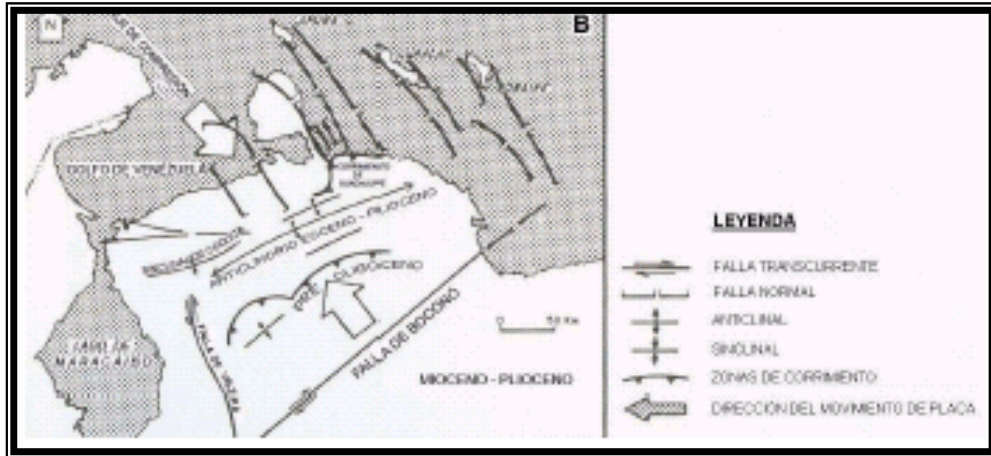


Figura 8. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno.
Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

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 (Fig. 9).

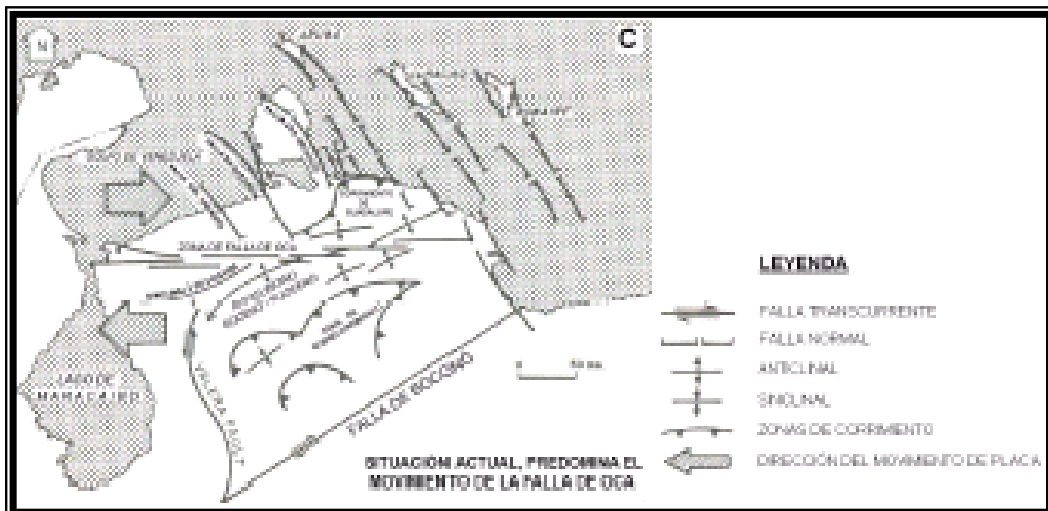


Figura 9. Situación actual de la tectónica de la cuenca de Falcón.
Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

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 LEAL Y RIVERO, 2004).

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 NNO-SSE a N-S y un esfuerzo mínimo horizontal orientado ENE-OSO. 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-Ancón, Adócora)
- 2.- Fallas dextrales NO-SE (Urumaco, Río Seco, Lagarto, La Soledad)
- 3.- Fallas normales NNO-SSE (Costa Oeste de Paraguaná, Cabo San Román, Puerto Escondido, Los Medanos)
- 4.- Fallas sinestrales norte-sur a NNE-SSO (Carrizal, El Hatillo)
- 5.- Fallas inversas ENE-OSO, 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 Inferior.

CAPITULO III

GEOLOGÍA LOCAL

3.1. ANÁLISIS DE FACIES

3.1.1. Generalidades

El estudio e interpretación de las texturas, estructuras sedimentarias, fósiles y asociaciones litológicas de rocas sedimentarias a escala de un afloramiento, secciones de pozo o pequeños segmentos que comprenden una cuenca, están sujetos al análisis de facies.

La facies se refiere a un cuerpo de roca caracterizado por una particularidad litológica, estructuras sedimentarias y contenido biológico que denotan un aspecto diferente del cuerpo de roca infrayacente, suprayacente o del que se encuentra lateralmente equivalente (MIALL, 1990).

El significado de la palabra facies ha sido de gran controversia en los estudios geológicos modernos, como en el área de la petrología metamórfica. La palabra facies es usada en sentido interpretativo y descriptivo y la palabra en si misma es tanto singular como plural. La descripción de facies incluye litofacies y biofacies, los cuales son términos usados para referir acertadamente atributos observables de cuerpos rocosos sedimentarios que pueden ser interpretados en términos de procesos biológicos o depositacionales (MIALL 1990).

Una litofacies individual es una unidad rocosa definida en base a sus semejanzas litológicas, incluyendo composición, tamaño de grano, características de la estratificación y estructuras sedimentarias (MIALL 1990).

Una biofacies es definida en base al contenido fósil incluyendo cuerpos fósiles o huellas fósiles (MIALL 1990). El término biofacies es normalmente usado en sentido de una asociación de componentes semejantes.

Para el objeto del estudio sedimentológico, un depósito puede ser dividido dentro de una serie de unidades de facies, cada uno de las cuales muestran una asociación distintiva de rasgos litológicos o biológicos. Estas unidades pueden ser de capas individuales de unos pocos milímetros de espesor o una sucesión de capas de decenas de metros de espesor.

La definición y caracterización de los diferentes tipos de facies que se encuentran en las secciones estudiadas se realizó en base al tamaño del grano, estructuras sedimentarias presentes y contenido biológico, adicional a esto se describen características texturales.

3.1.2. Nomenclatura de Facies

La nomenclatura que se usa en la definición de facies de este estudio se fundamenta en utilizar un código que está conformado por un sistema de siglas de fácil manejo y aprendizaje.

Esta nomenclatura se basa en tomar primero la(s) letra(s) inicial(es) de cada tipo de roca y colocarla(s) en mayúscula, con la intención de identificar a la misma. En el caso de las rocas clásticas se le asignó un valor numérico (1,2,3,...) para el tamaño de grano predominante en la roca que se clasifica, con la intención de establecer un código alfanumérico que combine a la roca que se quiere clasificar con el tamaño de grano que la caracteriza, por ejemplo: arenisca de grano muy fino (A3), arcillita (L1), carbón (C), conglomerado de guijarros (CO7)

Ya definidos estos dos primeros parámetros, se asignó una letra en minúscula para establecer la(s) estructura(s) sedimentaria(s) presentes en la roca en orden de importancia, de mayor a menor abundancia, por ejemplo: areniscas muy fina con laminación paralela (A3 p), arenisca fina a media con estratificación lenticular y rizaduras (A4 l r), limolita con laminación cruzada planar (L2 c)

Una vez establecida la secuencia alfanumérica que denota el tipo de roca, tamaño del grano y/o el tipo de estructura(s) sedimentaria(s) presente(s), se agregó

otra connotación con una letra minúscula y cursiva que sirve para establecer otras características importantes como restos fósiles, moldes de conchas y madrigueras.

Este método de clasificación se utilizó con la intención de mantener una homogeneidad, con otros estudios de facies realizados en la cuenca de Falcón en el último año (LEAL y RIVERO, 2004 y ROMERO y SALAS, 2004)

Ya teniendo establecido el sistema de clasificación y definición de facies para las diferentes rocas que se encuentran en esta región de la cuenca de Falcón, se presenta el siguiente sistema de abreviación:

1.- Para los tipos de rocas sedimentarias:

CO: Conglomerados

A: Areniscas

AC: Areniscas calcáreas

L: Lutitas

C: Carbones y lutitas carbonosas.

CA: Calizas

CM: Calizas arenosas

H: Intercalación de láminas y/o capas delgadas de areniscas con láminas de arcillitas "*heterolitas*".

2.- Para indicar el tamaño del grano en la roca se utilizó la clasificación de WENTWORTH (1922):

Para la lutitas:

1: Arcillitas (menor o igual a 1/256 mm).

2: Limolitas (1/256 mm a 1/16 mm).

Para las areniscas:

3: de muy fino a fino (1/16 mm a 1/2 mm).

4: de fino a medio (1/2 mm a 1mm).

5: de medio a grueso (1 mm a 2 mm).

Para los conglomerados:

6: gránulo (2mm a 4mm)

7: guijarros (4mm a 64 mm)

8: peñas (64 mm a 256 mm)

9: peñones (mayor o igual a 256 mm)

3.- Para indicar el tipo de estructura sedimentaria presente en la roca, si esta existe en la misma.

p: laminación y/o estratificación paralela

l: laminación y/o estratificación lenticular

o: laminación y/o estratificación ondulada

s: laminación y/o estratificación flaser

c: laminación y/o estratificación cruzada planar

f: laminación y/o estratificación festoneadas

h: laminación y/o estratificación *hummocky*

e: laminación y/o estratificación espina de pescado

r: rizaduras

v: laminación y/o estratificación convoluta

g: gradación

4.- Para indicar otras características:

m: moldes de fósiles y conchas.

f: fósiles y restos fósiles.

b: bioturbaciones

v: laminación y/o estratificación convoluta

Por ejemplo: arenisca muy fina con laminación paralela (A3 p), arenisca fina a media con estratificación lenticular y rizaduras (A4 l r), limolita con laminación cruzada planar y madrigueras tipo *Thalassinoides* (L2 c b).

3.1.3. Facies

Las facies presentes en las secciones estratigráficas estudiadas se describen a continuación de manera general.

NOMENCLATURA	DESCRIPCIÓN
L1	Arcillitas fisiles y compactas, masivas. Características adicionales: ocasionalmente son jarosíficas, yesíferas y/o con nódulos de óxido de hierro.
L1 p	Arcillitas con laminación paralela
L1-C ó (L1 p-C)	Arcillitas con capas delgadas de carbón de hasta 3 cm de espesor, en ocasiones las arcillitas presentan laminación paralela
L1 f m	Arcillitas calcáreas o no, presentan moldes de fósiles de bivalvos con un tamaño máximo de 2 cm en su eje mayor, ocasionalmente se observan fósiles de bivalvos con tamaños de 2-4 cm en su eje mayor y gasterópodos de 5 cm en su eje mayor
L1 b	Arcillitas con madrigueras sin identificar, paralelas o perpendiculares a la estratificación
C	Carbón o arcillitas carbonosas con abundante presencia de materia orgánica vegetal, estas últimas presentan un alto contenido de capas delgadas de carbón de hasta 3 cm de espesor
L2	Limolitas masivas
L2 p	Limolitas con laminación paralela
L2-C	Limolitas con presencia de capas de carbón de espesores de hasta 3 cm.
L2 b	Limolitas ocasionalmente fisiles. Se observan madrigueras en la base de la capa tipo <i>Thalassinoides</i> .
L2 f m	Limolitas con moldes y fósiles principalmente de bivalvos que alcanzan un tamaño de hasta 3 cm en su eje mayor.
L2 s	Limolitas, con laminación flaser. Características adicionales: ocasionalmente presenta jarosita
H	Intercalación homogénea de arcillitas con delgadas capas de areniscas finas. El espesor máximo observado en los niveles individuales es de 1-3 cm.

NOMENCLATURA	DESCRIPCIÓN
A3 c f	Areniscas de grano muy fino, bien escogidas. Se observa estratificación cruzada planar y estratificación festoneada
A4	Areniscas masivas de grano fino a medio. El escogimiento es de moderado a bueno. Características adicionales: puede ser friable y presentarse como cuerpos tabular.
A4 b	Areniscas de grano fino a medio, bien escogidas. Presenta madrigueras paralelas y perpendiculares a la estratificación, sin diferenciar, o madrigueras del tipo <i>Thalassinoides</i> , por lo general, hacia la base
A4 p	Areniscas de grano fino a medio, con laminación paralela. Presenta buen escogimiento. Características adicionales: en ocasiones pueden ser friables.
A4 c ó (A4 c b)	Areniscas de grano fino a medio, moderadamente a bien escogidas, friables. Presenta estratificación cruzada planar y en ocasiones puede presentar madrigueras (sin identificar) perpendiculares a la estratificación
A4 f	Areniscas de grano fino a medio, moderadamente a bien escogidas. Presenta estratificación festoneada. Características adicionales: en ocasiones pueden ser friables.
A4 r ó (A4 r s)	Areniscas de grano fino a medio, moderadamente a bien escogidas. En ocasiones son friables. Presenta rizaduras. Ocasionalmente se observa estratificación flaser
A4 l ó (A4 l b)	Areniscas de grano fino a medio, bien escogidas. Poseen estratificación lenticular y en ocasiones puede presentar madrigueras perpendiculares y/o paralelas a la estratificación, sin identificar
A4 c l ó (A4 c l f)	Areniscas de grano fino a medio, moderadamente a bien escogidas, con estratificación cruzada planar y estratificación lenticular, en ocasiones presenta estratificación festoneada, asociada a la lenticular.
A4 s b	Areniscas de grano fino, bien escogidas. Presentan estratificación flaser y madrigueras paralelas a la estratificación.

NOMENCLATURA	DESCRIPCIÓN
A4 r f ó (A4 f c r) A4 r b	Areniscas de grano fino a medio, bien escogidas, friables. Presentan rizaduras asimétricas, estratificación festoneada y estratificación cruzada planar. Areniscas de grano fino a medio, moderadamente escogidas. Presenta rizaduras hacia el tope de la capa y madrigueras tipo <i>Ophiomorpha</i> .
A4 c o	Areniscas de grano fino a medio, bien escogidas, friables con estratificación cruzada planar y estratificación ondulada.
A4 c f ó (A4 c f b)	Areniscas de grano fino a medio, bien escogidas. Se observa estratificación cruzada planar, estratificación festoneada y madrigueras sin diferenciar paralelas y/o perpendiculares a la estratificación
A4 c b p	Areniscas de grano fino, bien escogidas. Se observan madrigueras paralelas a la estratificación, estratificación cruzada planar y laminación y/o estratificación paralela.
A4 b r l ó (A4 b r l c)	Areniscas de grano fino a medio, con escogimiento moderado a bueno. Se observan madrigueras del tipo <i>Skolithos</i> , rizaduras, estratificación lenticular y estratificación cruzada planar
A4 r s b l	Areniscas de grano fino a medio, moderadamente a bien escogidas. Presenta rizaduras de oleaje, estratificación flaser, madrigueras paralelas a la estratificación y estratificación lenticular.
A4 f r l b	Areniscas de grano fino a medio, bien escogidas. Se observa estratificación festoneada, rizaduras simétricas, estratificación lenticular y madrigueras perpendiculares a la estratificación.
A4 c e l v o b	Areniscas de grano fino a medio, bien escogidas. Presenta estratificación cruzada planar, estratificación espina de pescado, estratificación lenticular, estratificación convoluta, estratificación ondulada y madrigueras tipo <i>Diplocraterion</i>
A4 p s g b	Areniscas de grano fino a medio, bien escogidas. Presenta laminación paralela, laminación flaser, gradación normal y hacia el tope se observan madrigueras paralelas a la estratificación de color rojo.

NOMENCLATURA	DESCRIPCIÓN
A4 f c l s b	Areniscas de grano fino a medio, bien escogidas. Presenta estratificación festoneada, estratificación cruzada planar, estratificación lenticular, laminación flaser y hacia el tope se observan madrigueras paralelas a la estratificación.
A4 c -CO7	Areniscas de grano fino a medio, bien escogidas. Se observa estratificación cruzada planar y niveles conglomeráticos de 2-3 cm de espesor, de clastos de cuarzo, chert, fósiles muy fracturados y nódulos de óxido de hierro.
A4 b c f-CO7	Areniscas de grano fino a medio, mal escogidas con granos redondeados y angulares. Se observan madrigueras, sin diferenciar, paralelas y oblicuas a la estratificación, estratificación cruzada planar, estratificación flaser y niveles conglomeráticos de 2-3cm.
A5	Areniscas masivas de grano medio a grueso del tipo "sal y pimienta". Se observan clastos de cuarzo y chert.
A5-CO6-7 ó (A5-CO6-7 -f)	Areniscas de grano grueso a medio del tipo "sal y pimienta". Presentan niveles conglomeráticos y se observan ocasionalmente lentes fosilíferos que se adelgazan hacia el tope. Los niveles conglomeráticos poseen granos de aproximadamente 0.2 -1.5 cm de diámetro, principalmente de cuarzo y chert. En ocasiones pueden observarse clastos redondeados de hasta 1.5 cm de diámetro aproximado de calizas coralinas. Los niveles conglomeráticos poseen un espesor que varía de 10 - 35 cm. Los lentes fosilíferos, poseen un espesor que varía de 1 - 2 cm.
A5 f-CO7	Areniscas de grano medio a grueso del tipo "sal y pimienta". Presenta niveles conglomeráticos de 20 cm. de espesor con clastos de aproximadamente 0.7-1 cm. de diámetro, de cuarzo, chert y fragmentos de calizas coralinas de 1.5 cm de diámetro aproximado. Se observa estratificación festoneada.
A5 c g	Areniscas de grano medio a grueso del tipo "sal y pimienta". En cuanto a las estructuras sedimentarias presenta estratificación cruzada planar hacia la base y gradación normal.
A5 f g	Areniscas de grano medio a grueso del tipo "sal y pimienta". Presenta gradación normal e inversa. Se observan manchas rojas carbonáticas y presenta un nivel fosilífero de 1.5 cm de espesor aproximado.

NOMENCLATURA	DESCRIPCIÓN
CO6 ó (CO9)	Conglomerados soportado por una matriz arenosa siliciclástica y posiblemente cemento carbonático. El tamaño de los clastos varía entre 0.5-2.5 cm aproximadamente, observándose principalmente cuarzo y chert. En ocasiones se observan clastos de calizas negras coralinas de más de 25cm.
CO7 c f	Conglomerados presentando clastos de aproximadamente 3 cm de diámetro, subangulosos compuestos de cuarzo y chert principalmente, soportados por una matriz arenosa siliciclástica. Entre las estructuras observadas se aprecia estratificación cruzada planar y estratificación festoneada.
CO7	Conglomerados soportado por una matriz arenosa siliciclástica y cemento carbonático. El tamaño de los clastos varía entre 0.5-2.5 cm aproximadamente, observándose principalmente cuarzo y chert, en menor proporción se observan clastos de calizas negras coralinas de hasta 3.5 cm de diámetro aproximado.

NOMENCLATURA	DESCRIPCIÓN
ACf ó (AC ó AC b)	Areniscas calcáreas y fosilíferas, aunque en ocasiones no presentan fósiles y/o presentan madrigueras tipo <i>Thalassinoides</i> . Los fósiles presentes son bivalvos y gasterópodos en menor proporción, su tamaño varía entre 2 a 5 cm en su eje mayor, se encuentran enteros y fracturados. Por lo general estos fósiles se disponen caóticamente o en niveles de hasta 10 cm de espesor, compuestos principalmente por ejemplares de <i>Ostrea</i> de 12 cm de longitud en su eje mayor.
ACfm ó (ACfm b)	Areniscas calcáreas de grano fino a medio. Presentan fósiles y/o moldes de bivalvos y gasterópodos variando el tamaño de 2-8 cm en su eje mayor y fragmentos de corales sin diferenciar. Los fósiles se encuentran enteros y fracturados, por lo general dispuestos caóticamente o paralelos a la estratificación. En ocasiones se observan madrigueras tipo <i>Thalassinoides</i> hacia la base de la capa.
AC o	Areniscas calcáreas de grano fino a medio. Presenta estratificación ondulada.
CM ó (CM b)	Calizas arenosas ocasionalmente presenta madrigueras del tipo <i>Thalassinoides</i>
CMfb ó (CMfm ó CMfb)	Calizas arenosas fosilíferas. Se observan fósiles enteros, fracturados y moldes de <i>Pecten</i> y <i>Ostrea</i> . los cuales se disponen caóticamente en la capa. El tamaño de estos fósiles es de 4 a 12 cm del eje mayor, observándose una disminución en el tamaño hacia el tope de la capa. En ocasiones se presentan madrigueras tipo <i>Ophiomorpha</i> , de 2 cm de diámetro. Características adicionales: se observan algas rojas.
CAf ó (CAfm ó CAfb)	Calizas fosilíferas. Presenta fósiles y moldes de bivalvos (<i>Pecten</i> y <i>Ostrea</i>) y gasterópodos en menor proporción, su tamaño varía entre 2 a 5 cm en su eje mayor, excepto en las ostras que pueden llegar a medir 12 cm. Por lo general estos fósiles se encuentran fracturados y/o enteros y se disponen caóticamente en la capa o en niveles de hasta 10 cm de espesor. En ocasiones se observan madrigueras tipo <i>Thalassinoides</i> hacia la base de la capa.
CA-CO	Calizas. Presenta un nivel conglomerático de 2 cm en el tope el cual se encuentra soportado por una matriz arenosa y carbonática.

3.2. ESTRATIGRAFIA LOCAL

3.2.1. Generalidades

Las unidades litológicas varían según las facies presentes que posean, e incluso las mismas facies pueden tener variaciones a través de las diferentes formaciones ya que el aporte de sedimentos, los niveles de energía, etc., pudieron haber cambiado en el tiempo. Es por ello que a continuación se describe cada una de las formaciones con las facies presentes en ellas.

Por lo general las facies se encuentran intercaladas, siendo descritas en orden de composición y separadas por un signo de división, por ejemplo: L1/A4 que significa intercalaciones de arcillitas con areniscas de grano fino a medio, con mayor proporción de arcillitas que areniscas. Por el contrario A4/L1 representa intercalaciones de areniscas de grano fino a medio con arcillitas, con mayor proporción de areniscas que arcillitas

3.2.2. Sección quebrada Agua Viva (Alto de Coro)

Esta sección esta ubicada al este de la zona de estudio y abarca la quebrada Agua Viva (Fig. 1)

Formación Patiecitos:

Esta unidad consiste de areniscas (A5, A4), arcillitas (L1), limolitas (L2), Como elemento minoritario se observó la presencia de calizas fosilíferas (CAf), calizas arenosas (CM), arcillitas carbonosas (C) y conglomerados (CO7).

Las areniscas de grano fino a medio (A4) representan el 50% de la sección aflorante son compactas, de color pardo grisáceo y gris meteorizado a pardo. Estas areniscas pueden observarse intercaladas con limolitas (A4/L2) formando paquetes de 6-42 m de espesor; con espesores individuales entre 10 cm y 1 m, o como capas individuales con espesores que varían entre 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).

Por lo general son masivas, aunque pueden observarse estratificación cruzada planar (A4 c) o estratificación festoneada (A4 f). Ocasionalmente presentan niveles conglomeráticos de 2 a 10 cm de espesor conformado por clastos de cuarzo y chert de 0,3 a 1,5 cm de diámetro (Fig. 10).



Figura 10. Caliza con nivel conglomerático (CA-CO6)

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 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).

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 a 2 cm de diámetro y fragmentos de caliza coralina de 2,5cm de diámetro

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. El contacto es abrupto 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 (Fig. 11). 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 1-5 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 mas frecuentes hacia el tope de la misma.



Figura 11. Caliza con gasterópodos v coral

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 0,5-4,5 m, encontrándose distribuidas en toda la sección pero con mayor frecuencia hacia el tope de la formación. 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 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) (Fig. 12). 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.



Figura 12 Conglomerado de calizas coralinas

El contacto inferior de la Formación Patiecitos no aflora en la zona de estudio y el contacto superior es con la Formación Guarabal siendo abrupto y concordante,

colocándose en el tope de la última caliza (CAf) pertenecientes a la Formación Patiecitos. El espesor total medido de la Formación Patiecitos es de 1240 m.

Según WHEELER (1960, 1963) le asigna edad Oligoceno. Sin embargo, según DÍAZ DE GAMERO (1989), la edad no ha sido determinada con toda precisión restringiéndola al Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

Formación Guarabal:

La unidad consiste en capas de areniscas (A5), conglomerados (CO6), limolitas (L2) y como elemento minoritario se presentan calizas arenosas (CM) y arcillitas (L1).

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 0,7-2,5 m. Estas areniscas pueden observarse intercaladas con limolitas formando paquetes de 6-23 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 10-35 cm de espesor, de cuarzo y chert variando de 0,2-1,5 cm de diámetro, sin embargo pueden presentarse clastos de calizas coralinas de 1-2 cm de diámetro (Fig. 13)



Figura. 13. Arenisca de grano medio a grueso con niveles conglomeráticos.

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 (Fig. 14). 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.



Figura 14. Conglomerado con estratificación cruzada planar

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. Los contactos con otros tipo litológicos son.

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 0,5-5 cm.

El contacto inferior fue descrito anteriormente y el superior es con la Formación Querales el cual no se observó por estar cubierto, sin embargo ESTEVES Y VILLALTA (1989) lo describen como concordante y abrupto, colocado en la última arenisca “sal y pimienta” conglomerática perteneciente a la Formación Guarabal.

El espesor observado de la Formación Guarabal es de 154 m.

Según WHEELER (1960,1963) y DÍAZ DE GAMERO (1989) esta formación es de edad Mioceno Temprano.

Formación Querales:

La Formación Querales ha sido descrita tanto en el surco de Urumaco como en el Alto de Coro, sin embargo en la quebrada Agua Viva no aflora por lo que el estudio se restringió a la quebrada El Cochino.

En esta zona los contactos entre la Formación Querales y las formaciones infra y suprayacente fueron tomados del estudio de ESTEVES Y VILLALTA (1989).

El contacto inferior con la Formación Guarabal ya fue descrito y el superior es con la Formación Socorro pero tampoco fue observado por estar cubierto.

El espesor es de 300 m (ESTÉVEZ Y VILLALTA, 1989)

DÍAZ DE GAMERO (1988) indica Mioceno Temprano-Medio y HAMBALÉK (1994) parte Tardía del Mioceno Temprano.

Formación Socorro:

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 pardo amarillento, bien escogidas y friables. Estas areniscas pueden presentarse intercaladas con arcillitas (A4/L1) o limolitas (A4/L2)

en paquetes de 7-28 m. El espesor de las areniscas dentro de las intercalaciones varía de 2-70 cm, mientras que cuando se presentan como cuerpos aislados son de 1-9 m. Los contactos con otros tipos litológicos son abruptos. Pueden presentar estratificación cruzada planar (A4 c), estratificación festoneada (A4 f) o rizaduras (A4 r) (Fig.15).



Figura 15. Areniscas de grano fino a medio con tope intercalado

Las arcillitas (L1) representan 11,1% de la unidad, son de color gris meteorizando a gris parduzco. Se pueden presentar intercalada 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 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 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 0,3-3 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) (Fig.16).



Figura 16. Caliza fosilífera con fósiles caóticamente dispuestos

El contacto inferior fue descrito en párrafos anteriores y el superior es con la Formación Caujarao definiéndose en el tope de una caliza con un nivel de coquina

siendo concordante y abrupto. El espesor medido es de 1260 m.

ESTEVEZ Y VILLALTA (1989) definen una edad Mioceno Medio.

Formación Caujarao:

Esta unidad consiste principalmente de calizas fosilíferas (CAf), topográficamente muy prominentes, calizas arenosas (CM) y algunas capas de areniscas de grano medio a fino en su parte media e inferior (A4).

Las calizas representan el 46,1% de la sección aflorante y se observaron a lo largo de toda la unidad. Son de color pardo claro meteorizando a pardo amarillento y gris claro. Presentan fragmentos de bivalvos y gasterópodos fracturados, dispuestos caóticamente en las capas. El espesor de las capas varía de 0,5-3 m. El contacto es abrupto con la arenisca de grano fino a medio (A4).

Las calizas arenosas (CM) representan el 38,5% de la sección aflorante, son de color pardo claro meteorizando a pardo grisáceo. Presentan fósiles enteros y fracturados de bivalvos y gasterópodos dispuestos caóticamente en la capa, observándose también sus respectivos moldes. El contacto es abrupto con areniscas de grano fino a medio (17).

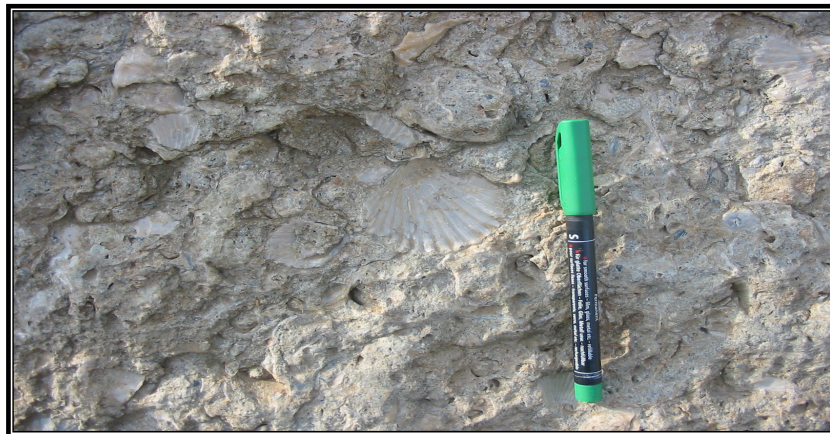


Figura 17. Caliza arenosa fosilifera

Las areniscas de grano fino a medio (A4) constituyen el 15,4% restante de la sección aflorante. Son de color gris parduzco meteorizando a pardo amarillento, bien escogidas y friables, presentan estratificación cruzada planar (A4c), rizaduras (A4 r) y

madrigueras del tipo *Ophiomorpha* (A4 b). Los contactos son abruptos con las calizas y calizas arenosas. Las areniscas se disponen en la base y sección media de la unidad.

El contacto inferior es con la Formación Socorro el cual ya fue descrito y el superior es concordante y abrupto con la Formación Codore y se colocó en el tope de la última capa de caliza fosilífera de la Formación Caujarao. El espesor medido para esta formación es de 228 m.

ESTEVEZ Y VILLALTA (1989) con base en microfósiles le asignan una edad de Mioceno Tardío.

3.2.3. Sección quebrada El Paují (Surco de Urumaco)

Esta sección está ubicada al este de la zona de estudio y está compuesta por cuatro tramos: quebrada El Puerco, carretera Urumaco-Pedregal, quebrada El Cochino y quebrada El Paují (Fig. 1).

Formación Agua Clara:

La Formación Agua Clara aflora cercano a la carretera Urumaco-Pedregal, en la quebrada El Puerco, distrito Democracia. Su expresión topográfica es un valle entre pico Casa de Piedra y el cerro la Cuesta del Perro (Fig. 18).



Figura. 18. Contacto entre la Formación Agua Clara y la Formación Cerro Pelado

De esta formación sólo se estudio la sección superior (58m) y consiste de arcillitas (L1), cercano al contacto con la unidad suprayacente se observó una capa de arenisca (A4) y una capa de carbón (C) (Fig.19).

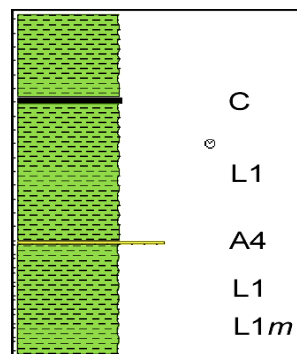


Figura 19. Facies de la Formación Agua Clara

Las arcillitas (L1) son masivas, por lo general son de color gris oscuro o pardo con tonalidades rojizas y se presentan en gruesos paquetes de 8-40 m. Hacia la base del intervalo estudiado se observó un nivel de 70 cm de espesor de arcillitas con moldes fosilíferos (L1m)

El carbón (C) se encuentra hacia el tope, de color negro y los contactos son transicionales con las arcillitas. Posee un espesor de 20cm

La arenisca es de grano fino a medio (A4), color pardo, de 10 cm de espesor, sus contactos son abruptos con las arcillitas y se observan hacia el tope de la formación. (Fig.19)

El contacto superior de la Formación Agua Clara es concordante y abrupto con la Formación Cerro Pelado y se ubica en la base de la primera arenisca, con rizaduras y estratificación flaser perteneciente a la Formación Cerro Pelado.

La edad es Mioceno Temprano según DÍAZ DE GAMERO (1989).

Formación Cerro Pelado:

La Formación Cerro Pelado se estudió en la quebrada El Puerco y en la carretera Urumaco-Pedregal. Esta unidad consiste principalmente en arcillitas (L1), areniscas (A4), heterolitas (H), limolitas (L2) y carbón (C).

Las arcillitas (L1) representan un 49,10% de la unidad. El color fresco es gris oscuro meteorizando a pardo. Se pueden observar intercaladas con areniscas (A4/L1 ó L1/A4) en paquetes de 4-40 m de espesor, los espesores individuales varían entre 0,5-3 cm, o como capas individuales masivas de hasta 22 m de espesor. Los contactos con las areniscas son abruptos.

Las areniscas (A4) representan un 47,8% de la unidad, son de grano fino a medio, bien escogidas y friables. El color fresco es gris a pardo meteorizando a tonalidades rojizas o amarillentas. Se presentan en capas individuales de 0,03-2 m, a veces en forma estratocrecientes y otras estratodecrescentes, o intercaladas con las arcillitas en paquetes de 2-40 m, o con limolitas (A4/L2) hacia el tope de la formación, en un paquete de 4 m de espesor. Los contactos con otros tipos litológicos son abruptos. Las estructuras sedimentarias son variadas observándose rizaduras, estratificación flaser, estratificación paralela, estratificación lenticular, estratificación cruzada planar y/o madrigueras del tipo *Skolithos* (A4 b). En ocasiones presentan niveles conglomeráticos de 2cm de espesor con clastos de cuarzo con un diámetro promedio de 2 mm (A4 c s b-CO, A4 c b, A4 b c p, A4 b r l, A4rs, A4 r s b) (Fig. 20).



Figura 20 Estratificación Lenticular (A4 I)

Las heterolitas (H) representan un componente minoritario y se observan en dos paquetes de 20 y 40 m de espesor, consisten en delgadas intercalaciones (1-3 cm de espesor) de arcillitas y areniscas.

Las limolitas representan también un componente minoritario. El color fresco es pardo meteorizando a gris. Se observan en capas individuales de 1-8 cm de espesor, o se presentan intercaladas con areniscas (A4/L2) en un paquete de 4 m de espesor hacia el tope de la formación. En ocasiones se observan madrigueras (L2b).

Los carbones (C) al igual que los litotipos anteriores representan un elemento minoritario. Se observan hacia la base de la unidad. Son de color negro, están bien consolidados y se presentan en capas de hasta 40 cm de espesor, Los contactos con otros tipos litológicos son abruptos (Fig. 21).



Figura 21. A la izquierda carbones característicos de la Formación Cerro Pelado y a la derecha afloramiento de esta formación en la quebrada El Puerco

El contacto con la Formación Agua Clara se describió en la sección anterior, el contacto superior es con la Formación Querales siendo concordante y abrupto y se ubica en el tope de la última arenisca bioturbada perteneciente a la Formación Cerro Pelado.

El espesor de la Formación Cerro Pelado es de 551m.

La edad fue asignada al Mioceno Temprano por LORENTE (1986) Y DÍAZ DE GAMERO (1989), con base a la posición estratigráfica entre las formaciones Agua Clara y Querales.

Formación Querales:

La Formación Querales se estudió en la quebrada El Cochino y carretera Urumaco-Pedregal, sector el Socorro.

Esta unidad se caracteriza esencialmente por arcillitas (L1), areniscas (A4) y limolitas (L2).

Las arcillitas representan un 91,24% de esta unidad, son masivas, de color gris meteorizando a rojo o amarillo. Se presentan en capas individuales de 8cm-28m, o intercaladas con areniscas en paquetes de 2-10m. Los contactos con otros tipos litológicos son abruptos. Hacia la sección media se observaron moldes y fósiles (L1 *m* ó *Lf*) de bivalvos (3cm de longitud en su eje mayor) (Fig.22).



Figura 22. Detalle de madrigueras tipo *Skolithos* y *Diplocraterion* de la parte media de la Formación Querales. Quebrada el Cochino

Las areniscas representan un 6,7% de esta unidad. Son de grano fino a medio, bien escogidas y en ocasiones friables. Se presentan en espesores individuales de 2-15cm. Hacia la parte basal-media se observan intercalaciones con arcillitas (A4/L1) o con limolitas (A4/L2) en paquetes de 2-10m. Los contactos con los otros tipos litológicos son abruptos. Presentan las siguientes estructuras sedimentarias: estratificación cruzada planar (A4 c), estratificación lenticular (A4 l) y madrigueras tipo *Skolithos* y *Diplocraterion* (Fig.22). Se pueden presentar asociadas (A4 c r l b).

Las limolitas representan un componente minoritario. Son grises, tabulares y se observan intercaladas con areniscas (A4/L2) hacia la parte media de la formación presentando espesores individuales de 2 cm.

El contacto inferior de esta formación fue descrito anteriormente y el contacto superior con la Formación Socorro es concordante y se define en la base de la primera arenisca perteneciente Formación Socorro (Fig. 23).

La Formación Querales en la quebrada El Cochino, presenta un espesor de 430 m.

DÍAZ DE GAMERO (1988) le asigna edad Mioceno Temprano-Medio y HAMBALÉK (1994) lo restringe al Mioceno Temprano parte terminal.

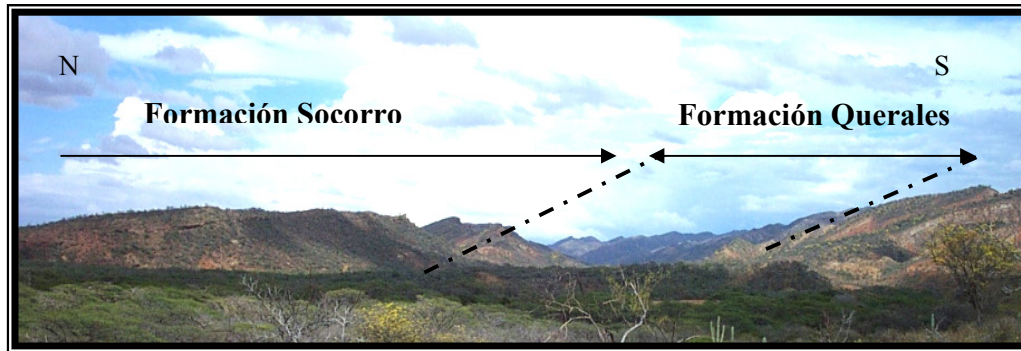


Figura 23. Panorámica de los contactos Socorro-Querales-Cerro Pelado

Formación Socorro:

La Formación Socorro estudió en la quebrada El Paují con un espesor de 2029,5 m. Litológicamente se caracteriza por presentar arcillitas (L1), areniscas de grano fino a medio (A4), calizas arenosas fosilíferas (CM *f*) y areniscas calcáreas fosilíferas (AC *f*) y limolitas (L2).

La proporción en que se observan estos tipos litológicos a lo largo de la formación, permiten subdividirla en tres miembros informales. El miembro inferior es predominantemente clástico (L1, A4, L2) con escasas areniscas calcáreas (AC); en el miembro medio incrementa la proporción de carbonatos de mezcla (AC ó CM) asociados a arcillitas (L1), con presencia de carbones (C); el miembro superior es similar al inferior, predominantemente clástico (L1, A4, L2), desapareciendo los carbonatos de mezcla.

Miembro inferior:

Este miembro consiste principalmente en arcillitas (L1), areniscas (A4), limolitas (L2), como componente minoritario se observan areniscas calcáreas fosilíferas (AC *f*).

Las arcillitas representan un 67,06% en el miembro inferior. Son color gris meteorizando a pardo oscuro o rojo, masivas. Los espesores individuales varían entre 5 cm y 20 m. Los contactos con otros tipos litológicos son abruptos. Las arcillitas se pueden presentar asociadas a areniscas como intercalaciones de 2-11 m de espesor. Las estructuras sedimentarias presentes son laminación paralela (L1p) y madrigueras (L1 b).

Las areniscas representan un 20,42% de la unidad, son de grano fino a medio, bien escogidas y friables, el color fresco es pardo y/o gris meteorizando a gris parduzco y/o pardo amarillento, el espesor individual varia entre 0,01-2m de espesor. Los contactos con otros tipos litológicos pueden ser abruptos, geoméricamente rectilíneos. A lo largo de la sección, las areniscas se presentan intercaladas con arcillitas (A4/L1) en paquetes de 2-11 m de espesor, el espesor de las capas individuales incrementa hacia el tope del paquete. Hacia la base del miembro se observa intercaladas con limolitas (A4/L2) en un paquete de 7 m. Las estructuras sedimentarias son variadas, observándose: estratificación lenticular (A4 l), estratificación festoneada (A4 f), estratificación cruzada planar (A4 c), estratificación *hummocky* (A4 h), estratificación espina de pescado (A4 e), estratificación convoluta (A4 v), estratificación ondulada (A4 o), estratificación flaser (A4 s), rizaduras (A4 r) y madrigueras sin diferenciar y del tipo *Skolithos*, *Diplocraterion*, *Thalassinoides* u *Ophiomorpha*. Estas estructuras por lo general están combinadas (A4 e f h b, A4 r c f, A4 c b, A4 s b, A4 c b v o, A4 c f). (Fig, 24)



Figura 24. Estratificación *hummocky*

Las limolitas representan un 12,33 % de la unidad. Son masivas, de color gris meteorizando a pardo amarillento. Los espesores individuales varían entre 2cm-15m. Hacia la base se presentan intercaladas con areniscas en un paquete antes descrito. Los contactos con otros los otros tipos litológico son abruptos. Las estructuras sedimentarias observadas son laminación paralela (L2p) y madrigueras, por lo general, del tipo *Thalassinoides* (L2 b).

Las areniscas calcáreas fosilíferas (AC *f m*) se presentan como componente minoritario en el miembro inferior, son masivas, de color pardo amarillento oscuro meteorizando a pardo, presentan espesores individuales de 10-40cm, los contactos con otros tipos litológicos son abruptos. En el conjunto fosilífero predominan los bivalvos y sus moldes. Por lo general los fósiles se observan fragmentados o enteros (hasta de 2cm en su eje mayor), dispuestos caóticamente en la capa.

El espesor medido para el miembro inferior es 311 m, representando un 30,52% de la Formación Urumaco.

Miembro medio:

Este miembro es el más carbonático. Consiste principalmente en arcillitas (L1), areniscas (A4), calizas arenosas fosilíferas (CM *f*), areniscas calcáreas fosilíferas (AC *f*), limolitas (L2) y como componente minoritario carbón (C).

Las arcillitas representan un 50,55% de la unidad. El color fresco es pardo oscuro o gris y meteoriza a pardo, el espesor individual varía entre 0,02 –40 m. Los contactos con otros tipos litológicos son abruptos. Se observan asociadas a carbón (C) en la sección media del miembro el carbón es de color negro. Hacia la sección basal y media se presentan intercaladas con limolitas (L1/L2) en dos paquetes de 6m y 15m de espesor, respectivamente. A lo largo de toda la unidad se observan intercaladas con areniscas (A4/L1 ó L1/A4) en paquetes de 2-80m. En general son masivas, aunque puede observarse en ocasiones laminación paralela (L1p).

Las calizas arenosas fosilíferas (CM *f*) y las areniscas calcáreas fosilíferas (AC *f*) representan un 23,68% de esta unidad. El color fresco es pardo meteorizando a pardo amarillento y rojo. En el conjunto fosilífero se observan bivalvos pertenecientes a los géneros *Pecten* y *Ostrea*, y en menor proporción, gasterópodos. Por lo general, los fósiles se observan fragmentados y enteros (2-10cm de longitud en su eje mayor) dispuestos paralelamente a la estratificación. Estos carbonatos de mezcla (CM y AC) se encuentran asociados principalmente a arcillitas presentando contactos abruptos, con espesores individuales de 0,1-1 m.

Las areniscas (A4) representan un 22,25% de la unidad. Son de grano fino a medio, bien escogidas y friables. El color fresco es gris meteorizando a pardo. Se disponen en capas individuales de 1 cm -2m de espesor. Los contactos con otros tipos litológicos son abruptos. Como se describió en párrafos anteriores, se presentan intercaladas con arcillitas (A4/L1 ó L1/A4) y en la sección media se presentan intercaladas con limolitas (A4/L2) en un paquete de 9 m. En general son masivas y tabulares, sin embargo en ocasiones presentan laminación o estratificación paralela (A4 p), estratificación cruzada planar (A4 c), estratificación festoneada (A4 f), estratificación lenticular (A4 l), estratificación flaser (A4 s), rizaduras (A4 r) y/o

madrigueras (A4 b). En la mayoría de los casos estas estructuras sedimentarias se observan asociadas (A4 f c l s b, A4 f r l b, A4 l c f, A4 c f b, A4 p s b).

Las limolitas (L2) representan un 3,05% de la unidad. El color fresco es pardo meteorizando a pardo amarillento. Se presentan en capas individuales de 1 cm-8 m. Están asociadas a arcillitas y areniscas presentando contactos transicionales, mientras que cuando están asociadas a carbonatos de mezcla sus contactos son abruptos. Hacia la sección basal y media se presentan intercaladas con arcillitas (L2/L1) y hacia la parte media de la unidad se intercalan con areniscas (A4/L2), anteriormente descritos. Por lo general son masivas, aunque pueden presentar madrigueras tipo *Thalassinoides* (L2 b) y laminación paralela (L2 p).

El espesor medido para el miembro medio es 1264, ocupando un 52,89% de la Formación Socorro.

Miembro superior:

Este miembro consiste principalmente de arcillitas (L1) y areniscas (A4), como componentes minoritarios se observan areniscas calcáreas (AC) y carbón (C).

Las arcillitas (L1) representan un 54,54% de esta unidad. El color es gris meteorizando a pardo o abigarrado. Se presentan en capas individuales de 2 cm-23 m de espesor. Los contactos con otros tipos litológicos pueden ser abruptos y están asociadas con areniscas o carbonatos de mezcla. Hacia la sección media es donde se concentran los mayores espesores. Por lo general se presentan intercaladas con areniscas (A4/L1) en paquetes desde 4 m hasta 110 m de espesor. En general son masivas, sin embargo pueden presentar laminación paralela (L1p), madrigueras tipo *Thalassinoides* y en ocasiones fósiles de bivalvos menores a 2 cm de longitud en su eje mayor (L1 f).

Las areniscas (A4) representan un 44,14% de este miembro. El color fresco es gris meteorizando a pardo, son de grano fino a medio, bien escogidas y friables. Los espesores varían entre 1-2 m, cuando se presentan intercaladas con arcillitas (A4/L1 ó L1/A4), o en capas aisladas de 1 m hasta 10 m de espesor (Fig. 17). Los contactos con otros litotipos son abruptos. Entre las estructuras sedimentarias presentes se

encuentran estratificación cruzada planar (A4 c), estratificación festoneada (A4 f), estratificación paralela (A4 p), estratificación lenticular (A4 l), estratificación ondulada (A4 o) y/o madrigueras (A4 b). En ocasiones estas estructuras sedimentarias se observan asociadas (A4 f c, A4 c o). Estas areniscas pueden presentar niveles conglomerático de 2 cm de espesor, el diámetro de los clastos varía entre 2-2,5 mm y son de cuarzo generalmente.

Las areniscas calcáreas fosilíferas (AC f) representan una parte minoritaria dentro del miembro superior. Se encuentran muy meteorizadas presentando un color pardo amarillento y blanquecino. Los espesores individuales varían entre 10-40 cm. En el conjunto fosilífero predominan los bivalvos pertenecientes a los géneros *Pecten* y *Ostrea*, y en menor proporción se observan gasterópodos. Por lo general los fósiles se observan fragmentados o enteros (hasta de 10 cm en su eje mayor), dispuestos caóticamente o paralelos a la estratificación. Se encuentran asociadas a arcillitas o limolitas, presentando contactos abruptos o transicionales.

Las limolitas (L2) representan también un componente minoritario. El color fresco es gris meteorizando a pardo amarillento. Se presentan en capas individuales de 1m. Los contactos con otros litotipos son transicionales.

El espesor medido para el miembro superior es 454,5 m, ocupando un 18,88% de la Formación Socorro.

El contacto inferior con la formación Quiérales ya fue descrito en el punto anterior y el superior es concordante y abrupto con la Formación Urumaco y se establece en la base de la primera caliza arenosa fosilífera (CM f) de 10 cm, perteneciente a la Formación Urumaco .

Según HAMBALÉK (1993), con base en estudios palinológicos le asigna una edad a la Formación Urumaco de Mioceno Tardío.

Formación Urumaco:

La Formación Urumaco se estudió en la quebrada El Paují obteniendo un espesor de 1019 m.

Litológicamente se caracteriza por presentar calizas arenosas fosilíferas (CM *f*), areniscas calcáreas fosilíferas (AC *f*), areniscas de grano fino a medio (A4), limolitas (L2) y arcillitas (L1).

La disposición de estos tipos litológicos a lo largo de esta formación, permiten subdividirla en tres miembros informales. El miembro inferior es predominantemente clástico con algunas calizas arenosas fosilíferas, en el miembro medio incrementa la proporción de carbonatos de mezcla asociados a arcillitas y en el miembro superior aumenta la proporción de areniscas y limolitas, manteniéndose las arcillitas y desaparecen las calizas arenosas.

Miembro inferior:

Este miembro es el más arenoso, consiste principalmente en areniscas (A4), arcillitas (L1), calizas arenosas fosilíferas (CM *f*), areniscas calcáreas fosilíferas (AC *f*), como componentes minoritarios se observó limolitas (L2) y carbón (C).

Las areniscas representan un 59,31% de la unidad, son de grano fino a medio, bien escogidas y friables, el color fresco es pardo y/o gris meteorizando a gris parduzco, el espesor individual varía entre 1-50 cm de espesor. Los contactos con otros tipos litológicos pueden ser abruptos (con las arcillitas) o transicionales (con las limolitas). A lo largo de la sección, las areniscas se presentan intercaladas con arcillitas (A4/L1) en paquetes de 4-30m de espesor, hacia la base del miembro se observa intercaladas con limolitas (A4/L2) en un paquete de 21 m de espesor. En general, son masivas, sin embargo, en aquellas areniscas intercaladas con limolitas se observó laminación paralela (A4p).

Las arcillitas representan un 31,59% en el miembro inferior. Son color gris meteorizando a pardo oscuro, masivas. Los contactos con otros tipos litológicos son abruptos. Tal como se indicó en el párrafo anterior, pueden observarse intercaladas con areniscas, con espesores individuales entre 2-15 cm, o pueden presentarse con espesores de 2-3 m asociadas a delgadas (2 cm) capas de carbón (L1-C)

Las calizas arenosas fosilíferas (CM *f*) y/o las areniscas calcáreas fosilíferas (AC *f*) representan un 5,9% del miembro inferior. El color fresco por lo general es

gris blanquecino meteorizando a pardo con tonos rojizos o negros. En el conjunto fosilífero predominan los bivalvos pertenecientes a los géneros *Pecten* y *Ostrea*, en menor proporción se observan gasterópodos. Por lo general los fósiles se observan fragmentados o enteros (hasta de 10 cm en su eje mayor), dispuestos caóticamente o paralelos a la estratificación. Los carbonatos de mezcla se presentan asociados a arcillitas y areniscas, los contactos son abruptos y presentan espesores individuales entre 1- 4 m.

Las limolitas representan un componente minoritario en el miembro inferior, son masivas, de color gris meteorizando a pardo, se presentan intercaladas con areniscas (A4/L2) con espesores individuales que varían entre 2-10 cm y contactos transicionales. Ocasionalmente se observan delgadas capas de carbón de 2cm de espesor (L2-C).

El espesor medido para el miembro inferior es 311 m, representando un 30,52% de la Formación Urumaco.

Miembro medio:

Este miembro es el más arcillítico. Consiste principalmente de arcillitas (L1), calizas arenosas fosilíferas (CM *f*), areniscas calcáreas fosilíferas (AC *f*), areniscas (A4), limolitas (L2) y como componente minoritario carbón (C).

Las arcillitas representan un 79,68% de la unidad. El color fresco es pardo y meteoriza a gris, el espesor individual varía entre 5 mm- 25 m. Los contactos con otros tipos litológicos pueden ser abruptos cuando están asociadas con areniscas o carbonatos de mezcla y transicionales con las limolitas. Hacia la sección basal-media se presentan intercaladas con areniscas (A4/L1) en dos paquetes de 7 m y 9 m de espesor, o con limolitas y pequeñas capas de carbón de 2 cm de espesor (L1/L2-C) en un paquete de 15 m. En general son masivas, sin embargo pueden presentar laminación paralela (L1p), madrigueras (L1b) y fósiles de bivalvos menores a 2cm de longitud en su eje mayor (L1 *f*).

Las calizas arenosas fosilíferas (CM *f*) y las areniscas calcáreas fosilíferas (AC *f*) representan un 8,65% de esta unidad. El color fresco es pardo y blanquecino

meteorizando a pardo amarillento. En el conjunto fosilífero se observan bivalvos de los géneros *Pecten* y *Ostrea*, por lo general se observan fragmentados y enteros (2-15 cm de longitud en su eje mayor) dispuestos paralelamente a la estratificación. Estos carbonatos de mezcla (CM y AC) se encuentran asociados principalmente a arcillitas presentando contactos abruptos y con espesores individuales de 10cm-4m.

Las areniscas (A4) representan un 6,2% de la unidad. Son de grano fino a medio, de moderada a bien escogidas y friables. El color fresco es gris meteorizando a pardo. Se disponen en capas individuales de 8 cm-3 m de espesor. Se encuentran asociadas a arcillitas, con contactos abruptos. Como se refirió anteriormente, se presentan intercaladas con arcillitas en dos ocasiones (A4/L1) presentando espesores de 7 m y 9 m. Por lo general son masivas, sin embargo en ocasiones presentan laminación paralela (A4 p), estratificación cruzada planar (A4 c) o estratificación festoneada (A4 f).

Las limolitas (L2) representan un 5,33% de la unidad. El color fresco es pardo meteorizando a pardo amarillento. Se presentan en capas individuales de 1-7 cm. Están asociadas a arcillitas y areniscas presentando contactos transicionales, mientras que cuando están asociadas a carbonatos de mezcla sus contactos son abruptos. Hacia la sección media de la unidad, las limolitas se intercalan con arcillitas y carbón (L1/L2-C) en un paquete de 15 m. Por lo general son masivas, aunque pueden presentar madrigueras tipo *Thalassinoides* (L2 b) y fósiles de bivalvos de 2 cm de longitud en su eje mayor (L2 f).

El espesor medido para el miembro medio es 378 m, representando un 37,09% de la Formación Urumaco.

Miembro superior:

Este miembro consiste principalmente de arcillitas (L1), limolitas (L2), areniscas (A4) y como componentes minoritarios se observan areniscas calcáreas (AC) y carbón (C).

Las arcillitas (L1) representan un 57,45% de esta unidad. El color es gris meteorizando a pardo. Se presentan en capas individuales de 2-30 cm de espesor. Los

contactos con otros tipos litológicos pueden ser abruptos, cuando están asociadas con areniscas o carbonatos de mezcla y transicionales con las limolitas. Hacia la sección basal se presentan intercaladas con areniscas (A4/L1) en un paquete de 8 m de espesor, o con limolitas (L1/L2), en toda la unidad, en paquetes de 9-50 m. En general son masivas, sin embargo pueden presentar, hacia la sección basal, laminación paralela (L1p), capas de 2 cm de carbón (L1-C) y fósiles de bivalvos menores a 2 cm de longitud en su eje mayor (L1 f).

Las limolitas (L2) representan un 30,54% de la unidad. El color fresco es gris meteorizando a pardo amarillento. Se presentan en capas individuales de 5 cm-1,5 m. Están asociadas a arcillitas y areniscas presentando contactos transicionales. Como se mencionó anteriormente, a lo largo de la sección, las limolitas se presentan intercaladas con arcillitas (L1/L2) en paquetes de 9-53 m o con areniscas y/o arcillitas (A4/L2/L1 ó L2/A4 ó A4/L2) en paquetes de 2-7 m. Por lo general son masivas, sin embargo pueden presentar madrigueras sin diferenciar o del tipo *Thalassinoides* (L2 b).

Las areniscas (A4) representan un 10,54% de este miembro. El color fresco es gris meteorizando a pardo amarillento, son de grano fino a medio, bien escogidas y friables. Los espesores varían entre 1-40 cm, cuando se presentan en las intercalaciones mencionadas con anterioridad, o en capas individuales de 1 m hasta de 10 m de espesor. Los contactos son transicionales cuando están asociadas a limolitas y abruptos con las arcillitas. Por lo general son masivas y se presentan en capas tabulares.

Las areniscas calcáreas fosilíferas (AC f) representan una parte minoritaria dentro de la unidad. Se encuentran muy meteorizadas presentando un color pardo amarillento y blanquecino. Los espesores individuales varían entre 10-40 cm. En el conjunto fosilífero predominan los bivalvos pertenecientes a los géneros *Pecten* y *Ostrea*, en menor proporción se observan gasterópodos. Por lo general los fósiles se observan fragmentados o enteros (hasta de 5 cm en su eje mayor), dispuestos caóticamente o paralelos a la estratificación. Se encuentran asociadas a arcillitas o limolitas, presentando contactos abruptos o transicionales, respectivamente (Fig. 25).

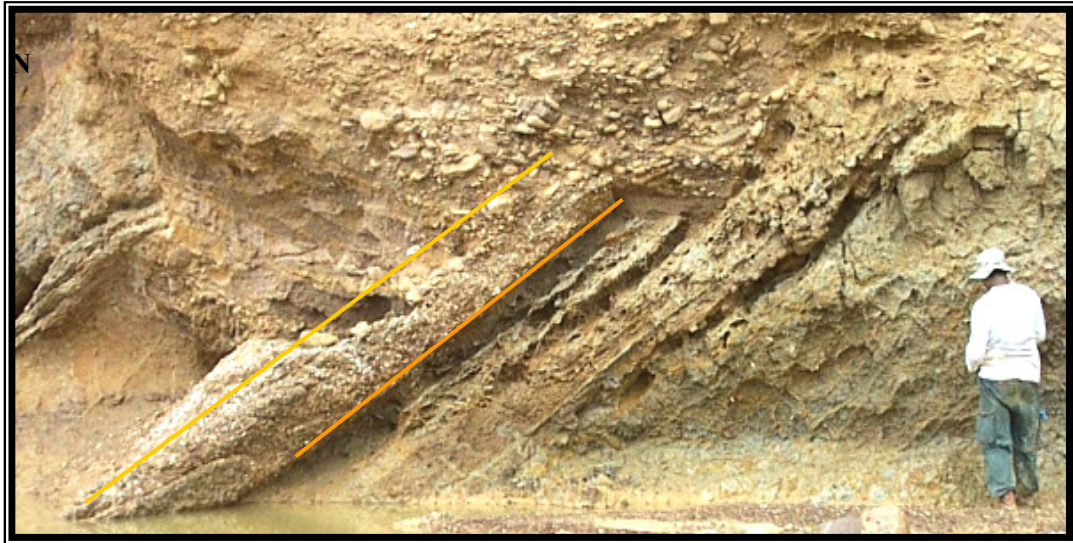


Figura 25. Arenisca calcárea fosilífera perteneciente a la Formación Urumaco (cercano al contacto con la Formación Codore). Quebrada El Paují

El espesor medido para el miembro medio es 330 m, representando un 32,39% de la Formación Urumaco.

El contacto superior es concordante y abrupto con la Formación Codore y se establece en el tope de la última arenisca calcárea fosilífera (AC *f*) de 10 cm, perteneciente a la Formación Urumaco .

Según HAMBALÉK (1993), con base a estudios palinológicos indica que la Formación Urumaco es de edad Mioceno Tardío.

3.3. SISTEMAS DEPOSITACIONALES

3.3.1. Generalidades

Las formaciones estudiadas presentan facies asociadas que identifican la variabilidad de los ambientes depositacionales.

De acuerdo a las variaciones verticales de estas facies descritas en el punto 3.2. y gráficamente en las columnas estratigráficas se puede inferir posibles ambientes sedimentarios.

3.3.2. Sección quebrada Agua Viva (Alto de Coro)

Formación Patiecitos:

Esta formación está caracterizada en la sección inferior por arenisca, limolitas y arcillitas. En la sección media y superior se presentan areniscas, calizas, carbonatos de mezcla y limolitas.

De acuerdo con las características litológicas observadas en esta unidad el ambiente sedimentario interpretado para esta formación es de plano deltáico inferior representado por barras de meandro, canales de deltas entrelazados, bahías interdistributarias y frente deltáico (barras de desembocadura) asociados a un ambiente de lagunas.

Hacia la base de la sección se presentan intercalaciones de areniscas y limolitas (A4/L2) estratodecrecientes, de 40 m de espesor, con bases erosivas siendo interpretado como canales de deltas entrelazados

Las barras de desembocadura registran la fase progradante del crecimiento del delta, donde las areniscas de la carga de fondo se acumulan principalmente como barras subacuáticas en la desembocadura de los distributarios (SWASON, 1976). Estas barras se caracterizan por el carácter granocreciente.

Las barras de desembocadura se encuentran a lo largo de toda la formación observándose con mayor frecuencia hacia la base de la formación. Las características indican la presencia de barras proximales.

La barra de desembocadura proximal están caracterizadas por intercalaciones de areniscas y limolitas. Ocasionalmente las areniscas pueden estar intercaladas con arcillitas. Las areniscas pueden presentar estratificación cruzada planar o festoneada, niveles conglomeráticos y en ocasiones puede presentar fósiles fracturados caóticamente dispuestos (L2/A4, A4/L2, A4 f /L2, A4 c-CO/L2, A5-CO/L1, A5-CO/L2). Las barras de desembocadura se encuentran en esta formación en contacto superior con bahías interdistributarias.

Según COLEMAN & PRIOR, 1998, las bahías interdistributarias son cuerpos de agua abiertos, rodeados por marismas y canales distributarios, las cuales pueden estar parcialmente abiertas al mar.

Estas bahías están caracterizadas por arcillitas carbonosas (C). El contacto infra y suprayacente, es con depósitos de barras de desembocadura.

Las barras de meandro se acumulan en la parte interna de los meandros; contienen los sedimentos mas gruesos de los transportados por la corriente, observándose en ellos una granoselección con disminución del tamaño de grano hacia la parte superior. Pueden presentar estratificación cruzada festoneada disminuyendo hacia el tope la escala de estas estructuras; sobre ésta puede encontrarse estratificación cruzada planar, laminación paralela y rizaduras de corriente (CORRALES, *et. al.* 1977)

En la Formación Patiecitos las barras de meandro están caracterizadas por secuencias granodecrecientes. De base a tope comienzan por conglomerados de guijarro con estratificación cruzada festoneada, areniscas de grano medio a grueso con niveles conglomeráticos y areniscas de grano fino a medio las cuales a su vez pueden ocasionalmente presentarse intercaladas con limolitas (CO7 f, A5-CO, A5, A4, A4/L2). El contacto inferior y superior es con depósitos de bahías.

En la Formación Patiecitos se interpretan bahías interdistributarias por lo general están conformados por calizas fosilíferas, calizas arenosas, areniscas calcáreas fosilíferas, areniscas de grano fino a medio, limolitas, arcillitas y carbón (CA f, CM, AC f, A4, L2, L1, C). Las calizas fosilíferas y las areniscas calcáreas pueden presentar ocasionalmente madrigueras de *Thalassinoides* (CA f b, AC b). Estos depósitos se encuentran en contacto con depósitos de barras de desembocadura.

Los depósitos de laguna son descritos según el modelo de Wilson como plataforma marina con circulación restringida ya que es una laguna detrás de arrecife. Las lagunas presentan ocasionalmente calizas arenosas y calizas (CM f y CA) y cubiertos interpretados como material fino según ESTÉVEZ Y VILLATA (1989) como arcillitas.

Los depósitos de acarreo de tormentas se encuentran en lagunas protegidas por barreras arrecifales (arrecife de San Luis) y se forman por eventos de tormentas en donde la barrera arrecifal se ve erosionada, transportándose los clastos a la parte de trasera de la barrera arrecifal (laguna) (ESTÉVEZ Y VILLATA, 1989).

Los depósitos de tormenta identificados en esta formación, están constituidos principalmente por clastos de calizas coralinas los cuales conforman los cuerpos conglomeráticos CO9 (Fig. 26). Estos depósitos se encuentran en contacto abrupto con depósitos de plataforma marina.

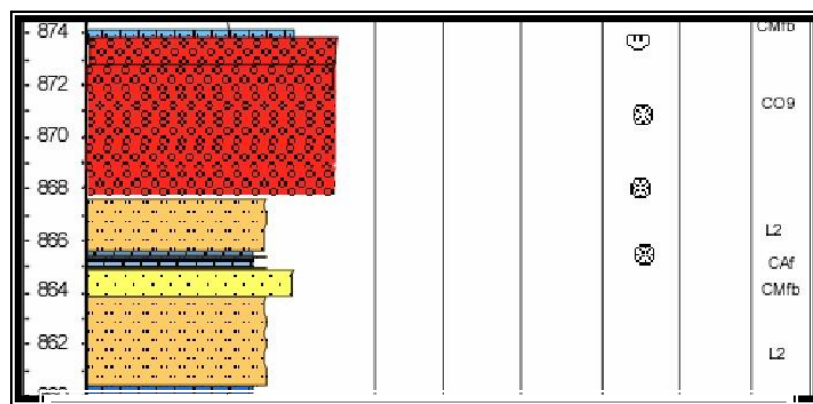


Figura 26. Depósitos de tormentas

Formación Guarabal:

Esta formación se puede dividir en tres secciones. La sección inferior está caracterizada por intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso y limolitas. En la sección media se pueden observar carbonatos de mezcla. Hacia el tope se observan intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso con limolitas y/o arcillitas, conglomerados y como elemento minoritario carbonatos de mezcla.

En la Formación Guarabal se interpretan depósitos de canales entrelazados y bahías interdistributarias.

Los depósitos de canales entrelazados están caracterizados por areniscas y conglomerados, pero el tamaño de los granos puede fluctuar de peñas a limos. Los materiales finos son escasos y generalmente restringidos a las etapas finales del relleno de un valle. Dentro de las unidades individuales de socavación y relleno, la

gradación en textura es de gruesa a fina en orden ascendente. La estratificación cruzada festoneada en gran escala es la más común, raras láminas paralelas y capas con rizaduras de corriente se observan (SWANSON,1976)

En esta formación los depósitos de canales entrelazados se presentan en paquetes estratodecrecientes, caracterizados por intercalaciones de areniscas de grano medio a grueso ocasionalmente con niveles conglomeráticos y limolitas (A5-CO7/L2). Estos depósitos se encuentran hacia la base y tope de la formación. El contacto de estos depósitos es con depósitos de bahías interdistributarias.

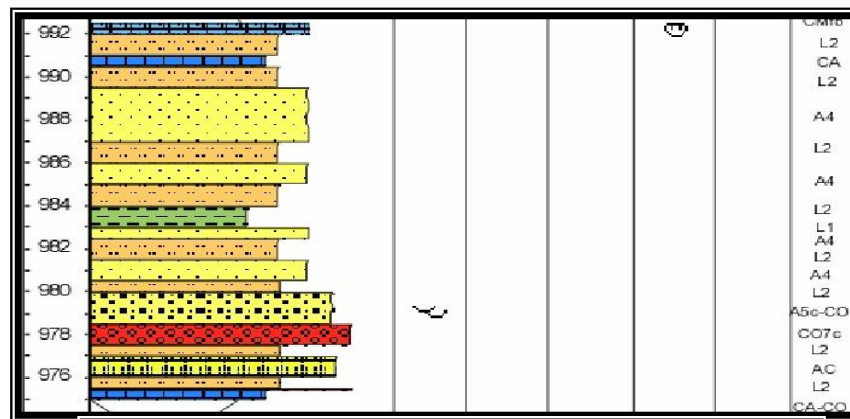


Figura 27. Depósitos de canales entrelazados

Las bahías interdistributarias se pueden caracterizar por carbonatos de mezcla representados por calizas arenosas (CM, CM *f b*). Estos depósitos de bahías se encuentran hacia la parte media y tope de la formación, estando en contacto con canales entrelazados.

Formación Socorro:

La sección inferior y media de la formación se caracteriza por areniscas, calizas, calizas arenosas, arenisca calcárea, limolitas y arcillitas, sin embargo hacia la sección superior de la formación se presentan calizas, arcillitas y limolitas disminuyendo la proporción las areniscas.

Para la Formación Socorro se pueden definir ambientes relacionados con planos deltáicos y frente deltáicos. Entre los ambientes sedimentarios presentes se encuentran barras de desembocadura, barras playeras y bahías interdistributarias.

Las barras de desembocadura en su parte proximal se presentan como paquetes de areniscas de grano fino a medio (A4) de 9 m de espesor. En la sección media-proximal pueden presentarse como intercalaciones de areniscas de grano fino a medio con limolitas (A4/L2) o areniscas de grano fino a medio con arcillitas (A4/L1) con espesores que varían de 14 a 32 m. Ocasionalmente las limolitas pueden estar intercaladas con arcillitas (L2/L1), representando la parte distal de la barra de desembocadura. Las barras distales alcanzan espesores de 12 m. Las areniscas pueden presentar estratificación cruzada planar o festoneada y rizaduras (A4cf/L1, A4r/L1, A4/L2, A4/L1 y L2/L1). Las barras de desembocadura se encuentran en contacto con bahías interdistributarias.

Las bahías interdistributarias se caracterizan en esta formación por arcillitas carbonosas, calizas fosilíferas, carbonatos de mezcla y ocasionalmente areniscas de grano fino a medio (C, CA_{fm}, CM_b, AC, CA_b, CA_f, CA, A4). Se pueden observar bivalvos y madrigueras tipo *Thalassinoides*. Estas litologías se presentan entre cubiertos, que se interpretan como depósitos arcillíticos.

En la Formación Socorro las barras playeras se caracterizan de base a tope por limolitas, areniscas de grano fino a medio y calizas fosilíferas (L2_b, A4, A4_p y CA_f), ocasionalmente se observan areniscas calcáreas presentando madrigueras tipo *Thalassinoides* (AC_f y AC_b). Los espesores de estas barras pueden variar de 2 a 4 m. Se pudo apreciar un contacto con arcillitas de costa afuera.

Formación Caujarao:

La sección inferior de esta formación presenta un carácter clástico caracterizado por areniscas de grano fino a medio (A4_c, A4_{rb}) que ocasionalmente presentan madrigueras del tipo *Ophiomorpha* y calizas arenosas fosilíferas, sin embargo la sección superior de la formación está caracterizada por calizas fosilíferas (Fig. 28 a). Entre los fósiles presentes se presentan bivalvos de los géneros *Ostrea* y

Pecten. El ambiente sedimentario presente es barras playeras las cuales, conforman parasecuencias progradacionales.

Las barras playeras están compuestas en la Formación Caujarao por areniscas de grano fino a medio, calizas arenosas fosilíferas y calizas fosilíferas (A4c, A4rb, CMf y CAf) (Fig.28 b).



Figura 28 a. Caliza fosilifera con base arenosa

Figura 28 b. Barra playera

3.3.3. Sección quebrada El Paují (surco de Urumaco)

Formación Agua Clara:

Tal como se indicó en la estratigrafía local, solo se estudió la sección superior de esta formación por lo que resulta difícil realizar una interpretación del marco ambiental en base a las facies. De acuerdo con HAMBALEK (1994) el ambiente sedimentario para la sección superior corresponde a un prodelta (Fig. 29). BORNO y OJEDA (2004), en base a estudios bioestratigráficos, señalan un rango de profundidad de 0–50/70 metros indicando un ambiente de plataforma media a interna, con aguas claras; sin embargo, indican que el tope es estéril (microfósiles).

El gran espesor de arcillitas de esta secuencia indica un ambiente tranquilo. Según CORRALES *et al* (1977), en el prodelta se depositan materiales de transición a los típicamente marinos. Estos materiales son los más finos sedimentados en un delta, siendo generalmente arcillitas (Fig.29).

Cercano al contacto con la Formación Cerro Pelado se observó asociados a las arcillitas (L1), un delgado nivel de areniscas (A4) y una capa de carbón (C) que

pueden representar depósitos de bahías interdistributarias, interpretándose como la transición a depósitos de frente deltáico, más evidentes durante la sedimentación de la Formación Cerro Pelado donde se interpretan hacia la parte inferior barras de desembocaduras.

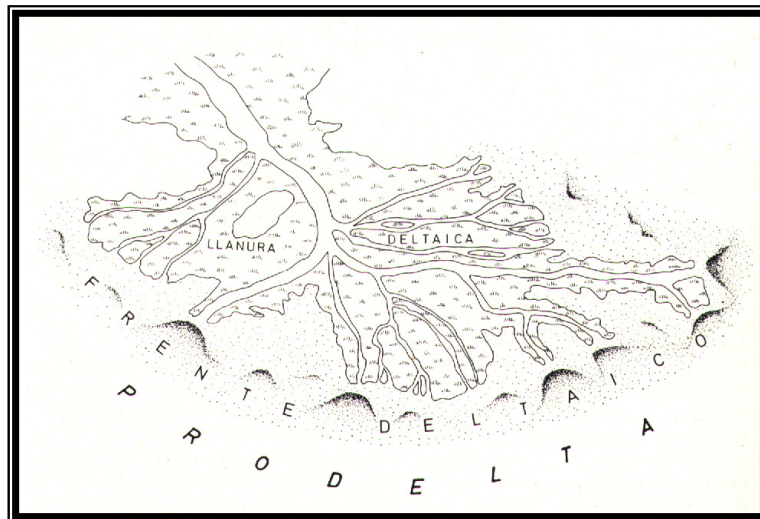


Figura 29. Partes de un delta: llanura deltáica, frente deltáico y prodelta.
Tomado de Corrales *et al* (1977).

Formación Cerro Pelado:

Se caracteriza por arcillitas (L1), areniscas (A4), heterolitas (H), y ocasionalmente limolitas (L2) y niveles carbonosos (C).

El ambiente sedimentario interpretado para la Formación Cerro Pelado está vinculado estrechamente a la progradación de un complejo deltáico con características de llanuras de mareas y barras de desembocaduras.

Las llanuras de mareas presentan arcillitas, limolitas y areniscas. Se disponen en bandas que tienden a ser paralelas a la línea de costa. En este ambiente se puede reconocer tres zonas: llanura de fango (la más proximal), llanura mixta (intermedia) y llanura arenosa (distal) (CORRALES, *et al*, 1977). Las estructuras asociadas y determinantes para este ambiente son rizaduras, estratificación flaser, estratificación ondulada y estratificación lenticular (Fig.30).

En la Formación Cerro Pelado los depósitos interpretados como llanuras de marea están caracterizados por intercalaciones de areniscas y arcillitas (A4/L1 ó L1/A4) en paquetes de 2-15 m de espesor y un pequeño paquete de intercalaciones de limolitas y arcillitas (L2/L1) de 2 m de espesor. Las areniscas pueden presentar estratificación flaser, estratificación lenticular, rizaduras o madrigueras (A4 r s /L1, A4/L1, A4 b s/ L1, A4 r l b/ L1, A4 r s b/ L1). Estas facies asociadas sugieren depósitos de llanura de marea arenosa o mixta (Fig. 31).

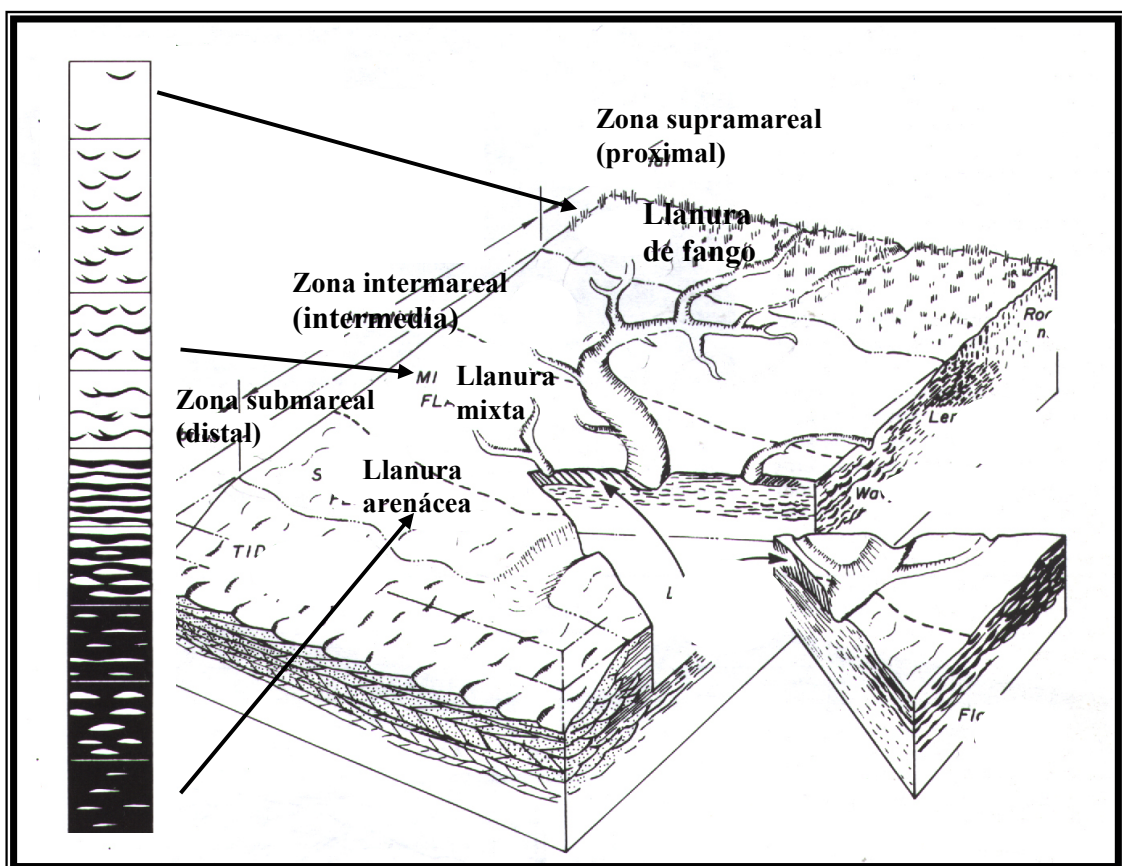


Figura 30. Partes de una llanura de marea.

Tomado y modificado de Walker (1992) y Weimer *et al.*, (1982).

Las facies heterolitas (H), en ocasiones asociadas a carbón, con espesores de 18-40 m sugieren un ambiente de depositación de llanura de marea de fango (H, H-C). Estas asociaciones se disponen mayormente hacia la base de la formación y se encuentran asociadas a barras de desembocaduras.

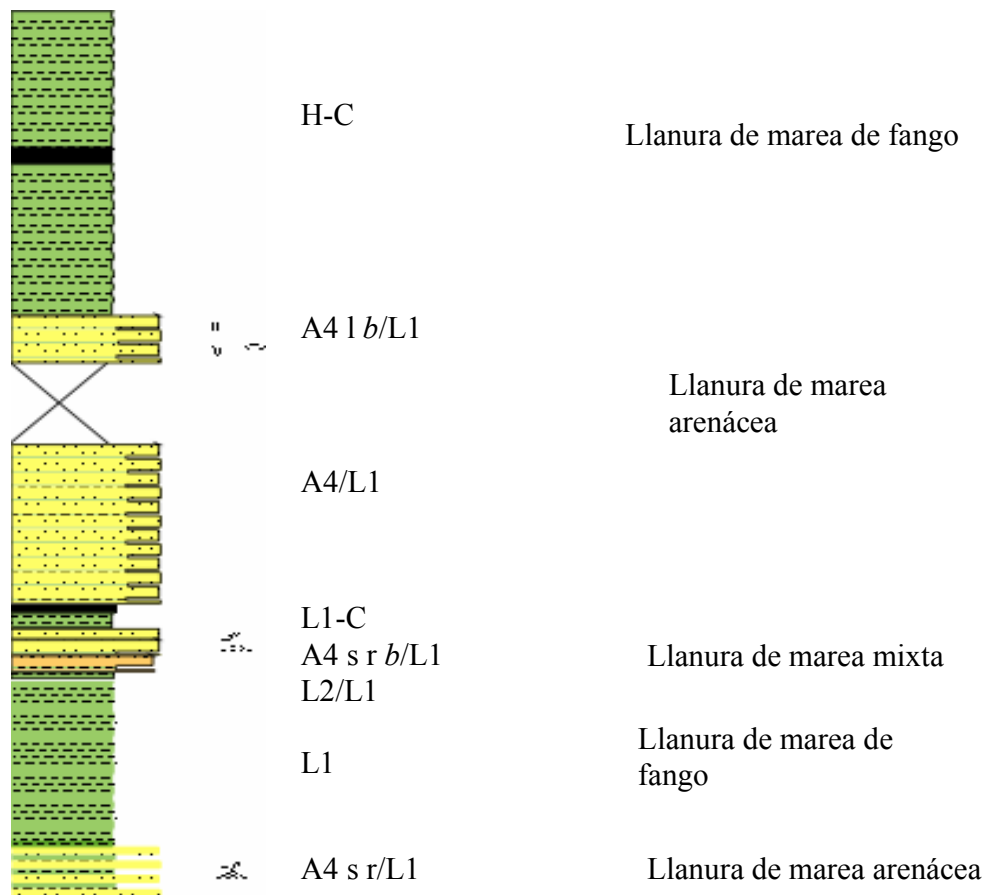


Figura 31. Llanura de marea en la Formación Cerro Pelado

Las barras de desembocaduras consisten en intercalaciones de areniscas y arcillitas (A4/L1) de 2-15 m de espesor (Fig.32). Las areniscas se observan en ciclos estratocrecientes. Entre las estructuras sedimentarias asociadas se presentan estratificación cruzada planar, estratificación paralela o madrigueras tipo *Skolithos* (A4 c b/ L1, A4/L1, A4 p c b/L1, A4 b/L1, A4/ L2 b). Tales características sugieren barras de desembocaduras proximales en un frente deltáico. BORNO y OJEDA (2004) señalan un dominio de formas arenáceas sobre las calcáreas lo que nos indica que estamos en un ambiente cercano a la costa. Estas asociaciones se presentan en toda la formación pero se disponen mayormente hacia el tope de la misma.

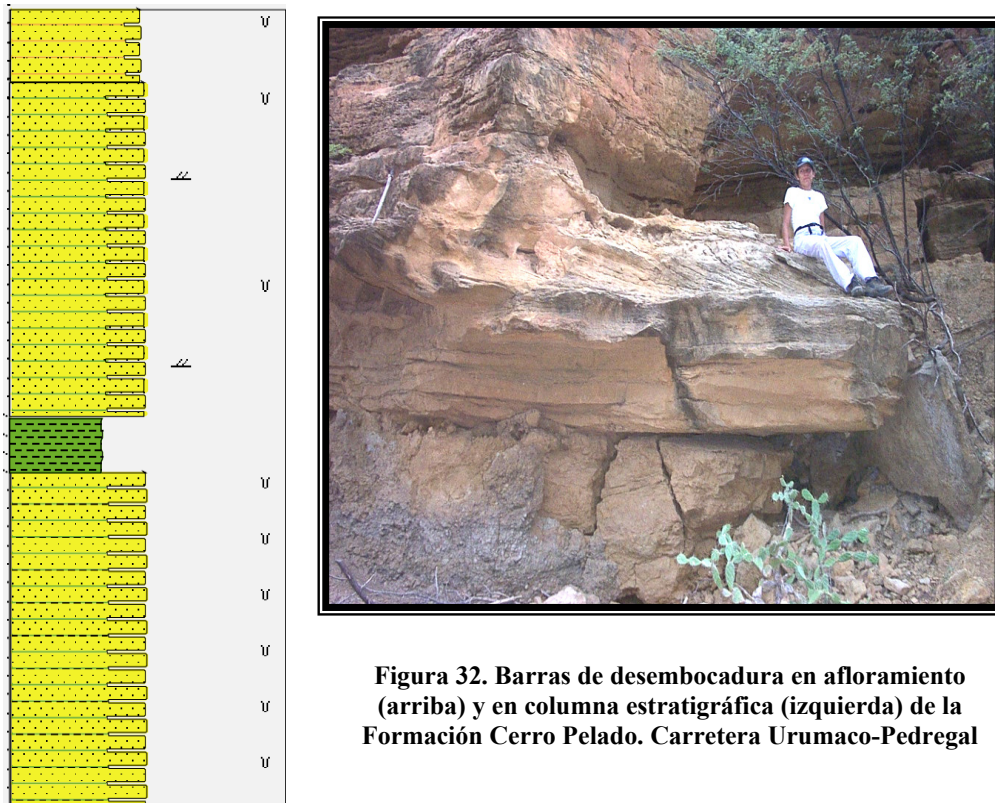


Figura 32. Barras de desembocadura en afloramiento (arriba) y en columna estratigráfica (izquierda) de la Formación Cerro Pelado. Carretera Urumaco-Pedregal

En resumen, la parte basal de la formación se caracteriza por llanuras de mareas (arenácea, mixta y de fango). En la parte media se hacen más frecuentes los depósitos arenáceos, desapareciendo las arcillitas, haciéndose más común las llanuras de marea arenácea (distal) y las barras de desembocaduras proximales. Hacia la parte superior se observan depósitos de ambientes de frente deltáico evidenciado por barras de desembocaduras proximales en paquetes más finos a medida que se acercan al contacto con la Formación Querales.

Formación Querales:

La Formación Querales consiste en espesos paquetes de arcillitas en toda la sección, intercalaciones de areniscas y arcillitas (A4/L1) hacia la parte media y el tope no afloran (Fig. 33)

La depositación de espesos paquetes de arcillitas sugiere depósitos de prodelta evidenciando un evento transgresivo dominante en la Formación Querales. De acuerdo con lo mencionado anteriormente, BORNO y OJEDA (2004) sugieren un ambiente de plataforma interna, con paleopropiedades entre 10–60 metros. En la parte media los mismos autores sugieren una paleopropiedad estimada 0–40 metros con cierta influencia terrígena donde se presentan las intercalaciones de areniscas y arcillitas (A4/L1) de 4 m de espesor con estratificación cruzada planar, estratificación lenticular, rizaduras y madrigueras tipo *Skolithos* y *Diplocraterion* (A4 b /L1, A4 c r l b/L1, A4/L1) indicando el declive de la trasgresión.

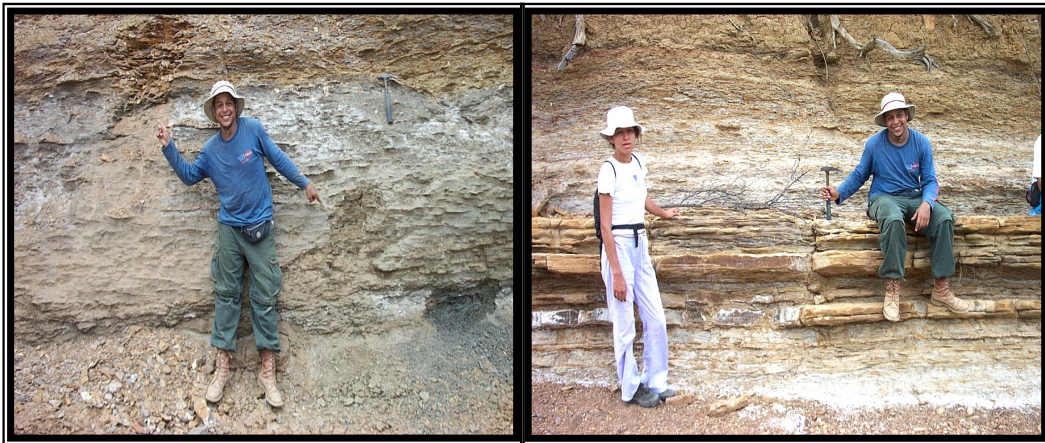


Figura 33 Arcillitas de la parte superior e intercalación de areniscas y arcillitas (A4/L1) de la parte media de la Formación Querales. Quebrada El Cochino

Formación Socorro:

La Formación Socorro fue subdividida en tres miembros informales, el miembro inferior arcillítico-arenoso-limolítico, el miembro medio arcillítico-calcáreo-arenoso y el miembro superior arcillítico-arenoso.

Esta formación está asociada a ambientes deltáicos.

Miembro inferior:

Las características litológicas sugieren depósitos de frente deltáico donde se observan barras de desembocaduras y bahías interdistributarias.

Las barras de desembocaduras se presentan hacia la base presentando características proximales (A4 / L1, A4 b, A4 c b f) con paquetes de 1-4 m de espesor con estratificación cruzada planar, madrigueras perpendiculares a la estratificación y de tipo *Thalassinoides* (Fig. 34). Las barras distales se presentan asociadas a las proximales formando ciclos alternantes, se caracterizan por espesos paquetes de limolitas (L2) en paquetes de 10 m de espesor.

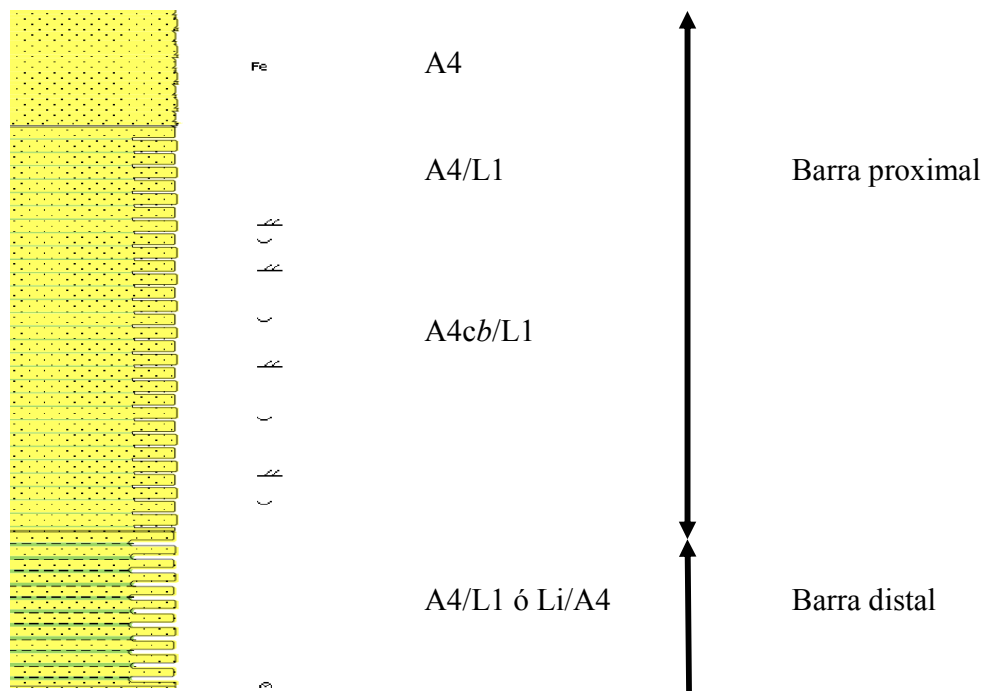


Figura 34. Barra de desembocadura de la Formación Socorro

Hacia la base del miembro inferior se presenta un paquete de intercalaciones de areniscas con estratificación festoneada, estratificación espina de pescado, estratificación *hummocky* y madrigueras y limolitas (A4 c f e h b/L1) sugiriendo barras de desembocaduras afectadas por corrientes marinas, eventos torrenciales y mareas. BORNÓ y OJEDA (2004) sugieren un ambiente nerítico superior a marino costero, con influencia de aguas salobres con algo de turbidez. La paleobatimetría se estima entre 0–50 metros.

Las bahías interdistributarias están caracterizadas principalmente por espesos paquetes de arcillitas (L2, L1) con eventuales aportes por abanicos de rotura

compuestos de intercalaciones de areniscas y arcillitas (A4 b/ L1) en paquetes menores a 5 m de espesor.

Miembro medio:

Este miembro informal consiste en ambientes de bahías interdistributarias, llanuras de mareas arenáceas, barras de desembocaduras, lagunas, barras playeras y depósitos de tormentas

Las bahías interdistributarias están caracterizada por espesos paquetes arcillíticos (L1) con pequeñas intercalaciones de areniscas con estratificación cruzada planar, rizaduras y/o madrigueras y arcillitas (A c b/L1, A4 r/L1) que sugieren eventos de mayor aporte por abanicos de rotura. Estas bahías ocupan la mayor parte del miembro medio

Las barras de desembocaduras se exhiben con características proximales (A4/L1, A4 f l/ L1) en paquetes de 3-16 m. Se disponen asociadas a bahías interdistributarias.

Las lagunas caracterizadas por arcillitas (L1) se presentan hacia el tope de este miembro asociadas a depósitos de tormentas. Estos cortos y esporádicos eventos de tormentas son evidenciados por capas de carbonatos de mezcla (AC f ó CM f), los fósiles presentes son generalmente bivalvos sin identificar y del genero *Ostrea*, se presentan fracturados o enteros y dispuestos paralelos a la estratificación. BORNO y OJEDA (2004) señalan un ambiente de plataforma interna hacia laguna hipersalina.

Las barras playeras en este miembro se presentan en dos paquetes de 10 m y 20 m, se caracterizan por presentar intercalaciones de areniscas calcáreas y arcillitas (AC/L1) o intercalaciones de areniscas y arcillitas (A4b/L1) con tope carbonático.

Las llanuras de mareas se presentan en la zona arenácea caracterizada por intercalaciones de areniscas con estratificación festoneada, estratificación cruzada planar, estratificación flaser, estratificación lenticular y/o madrigueras y arcillitas (A4 f c s l b /L1) con espesores de 17 m. En la zona de fango se definen arcillitas con carbón (L-C) de 20 m de espesor, arcillitas carbonosas (C) y niveles de limolita fosilífera (L2.f) (Fig. 35).

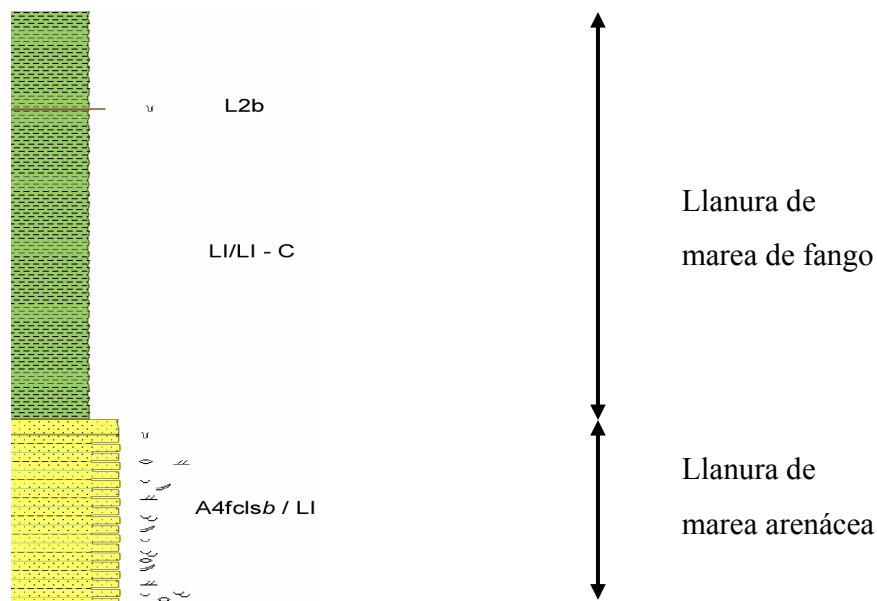


Figura 35. Llanura de marea en la parte media de la Formación Socorro

Miembro superior:

Este miembro es semejante al miembro inferior siendo arcilloso-arenoso. Se caracteriza por depósitos de frente deltáico y costeros, donde se presentan características de barras de desembocaduras, bahías interdistributarias o lagunas y barras playeras.

Las barras de desembocaduras se presentan hacia la base y hacia el tope de esta unidad y se caracterizan por paquetes espesos de areniscas (A4, A4cf) de hasta 10 m de espesor y areniscas intercaladas con arcillitas (A4/L1) con espesores de 10-100 m (Fig. 36).. Asociadas a estas barras se presentan las bahías interdistributarias y lagunas con eventos torrenciales.

Las bahías interdistributarias o lagunas se caracterizan por espesos paquetes de arcillitas de 10 m -70 m, se presentan capas de pocos centímetros de areniscas, areniscas calcáreas o calizas arenosas fosilíferas.

Hacia el tope de la formación se evidencia depósitos de una barra playera constituida de base a tope por un paquete de intercalaciones de areniscas y arcillitas, limolitas con madrigueras del tipo *Thalassinoides* y una caliza arenosa fosilífera (Fig. 37).



Figura 36. Miembro informal superior de la Formación Socorro (barras de desembocadura y areniscas con madrigueras), quebrada El Paují



Figura 37. Barra playera del tope de la Formación Socorro. Quebrada El Paují

Formación Urumaco:

La Formación Urumaco evidencia las mayores condiciones marinas, se divide en tres miembros informales, el miembro inferior arenoso-arcillítico- carbonático, el miembro medio arcillítico-carbonático y el miembro superior arcillítico-limolítico-arenoso.

Miembro inferior:

Las características litológicas presentes en esta unidad sugieren barras playeras y lagunas.

Las lagunas se caracterizan por la alternancia de arcillitas (L1), paquetes de intercalaciones de areniscas y arcillitas (A4/L1) y capas de carbonáticas fosilíferas de los géneros *Ostreas* y *Pecten*, indicadores de ambientes litorales donde la presencia de *Turritella* indican ambientes de aguas más tranquilas y salobres (CM *f*, AC *f*). Las capas de calizas arenosas fosilíferas (CM *f*) pueden indicar depósitos de tormentas.

Las barras playeras se caracterizan por paquetes de intercalaciones de areniscas, areniscas calcáreas fosilíferas y arcillitas ocasionalmente carbonosas (A4/AC *f*/ L1- C). Estas barras playeras se comportan como pequeñas islas de barreras (barreras litorales) cuando el nivel del mar baja permitiendo la depositación de las calizas arenosas fosilíferas (Fig. 38). BORNO y OJEDA (2004) refieren un ambiente marino con alguna influencia terrígena y paleopropundidad de 10 – 30 metros, de plataforma media a interna.



Figura 38. Caliza arenosa fosilífera. Quebrada El Paují

Miembro medio:

Este miembro está constituido por lagunas alejadas de los medios de aporte y con mayor influencia marina.

Estas lagunas están caracterizadas por arcillitas (L1, L1 p, L1 f), limolitas (L2 b) asociadas a niveles carbonáticos (CM f, CA f), evidenciando la influencia marina de condiciones tranquilas. Las areniscas con laminación festoneada o intercalación de areniscas con arcillitas (A4 f, A4/L1) de 30 cm- 6 m de espesor indican mayor aporte de sedimentos al medio por pequeñas canales fluviales (Fig. 39). BORNO y OJEDA (2004) indican un ambiente marino, de plataforma interna, con influencia continental y una paleopropundidad estimada es 5–30 metros. Los mismos autores señalan que hacia el tope de este miembro se observa un importante incremento en el número de foraminíferos pláncnicos lo cual puede ser asociado a algún evento transgresivo o eventos de tormenta.



Figura 39. Laminación festoneada y canal. Quebrada El Paují

Miembro superior:

Hacia la parte basal de este miembro se caracteriza por barras de desembocaduras con bahías interdistributarias (Fig. 40).

Las barras de desembocaduras se caracterizan, de base a tope, por paquetes de intercalaciones de arcillitas y limolitas (L2/L1), areniscas y arcillitas (A4/L1) con espesores de 38– 60 m y un paquete de arenisca con 10 m de espesor. Hacia el tope de este miembro se presentan como intercalaciones de limolitas y arcillitas en paquetes de 60 m con algunas areniscas calcáreas y calizas arenosas fosilíferas de hasta 20 cm. BORNO y OJEDA (2004) señalan ambientes someros cercanos a la costa con una paleoprofundidad se estimada entre 1–20 metros.



**Figura 40 Afloramientos del miembro informal superior de la Formación Urumaco.
Quebrada El Paují**

CAPÍTULO IV

ANÁLISIS SECUENCIAL

4.1. Generalidades

La estratigrafía secuencial, es un modelo conceptual desarrollado por los investigadores del Laboratorio de Investigación de Producción de la Exxon, durante los últimos 20 años, como una continuación a las ideas publicadas por Vail y sus colegas en 1977 y subsiguientes publicaciones de Posamentier, Vail, Jervy, y Van Wagoner en la memoria 42 de SEPM. La importancia de este modelo es que define y relaciona los diferentes patrones de sedimentación que se acumulan durante los ciclos de nivel del mar relativo (ALLEN, 1992)

Una secuencia depositacional es definida como una sucesión relativa conformable de estratos geológicamente relacionados limitados en su tope y su base por discordancias, o sus concordancias correlativas. Está compuesta de una sucesión de sistemas encadenados (Systems Tracts) y se interpreta que depositada entre puntos de inflexión de caída eustática del nivel del mar (VAN WAGONER *et al* 1990).

Una secuencia depositacional es subdividida en tres unidades llamadas sistemas encadenados (Systems Tracts). Cada uno de estos sistemas representa la sedimentación durante una fase particular del ciclo sedimentario regresivo, transgresivo, regresivo (ALLEN, 1992)

- Sistema encadenado de bajo nivel (Lowstand system tract), el cual comprende todos los sedimentos acumulados durante la bajada del nivel relativo del mar, también como los acumulados durante la fase de subida lenta del nivel relativo del mar (Fig.41)

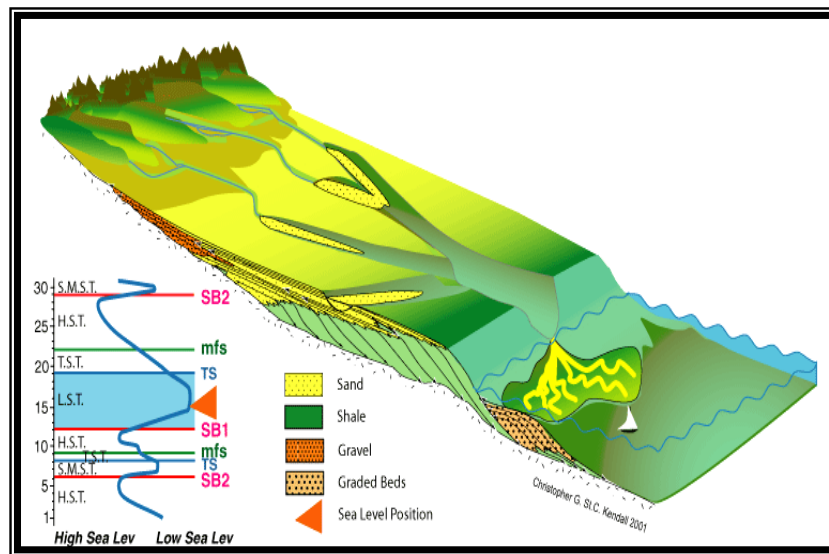


Figura 41. Sistema Encadenado de Bajo Nivel (SEBN)

Tomado de <http://strata.geol.sc.edu/>

- Sistema encadenado transgresivo (Transgressive systems tract), se forma cuando el nivel relativo del mar aumenta o sube más rápido que la tasa de aporte de sedimento. Cuando esto sucede, el sistema de bajo nivel se cambia de un apilamiento regresivo a uno transgresivo (Fig. 42)

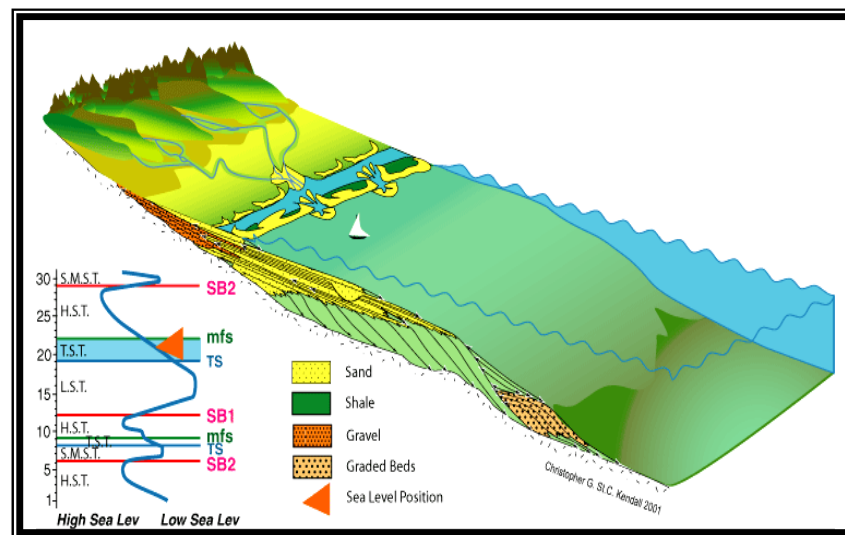


Figura 42. Sistema Encadenado Transgresivo (SET)

Tomado de <http://strata.geol.sc.edu/>

- Sistema encadenado de alto nivel (Highstand system tract), el cual se forma cuando la tasa de aumento del nivel relativo del mar desacelera con respecto a la tasa de aporte de sedimento, formándose un sistema generalmente regresivo (Fig. 43).

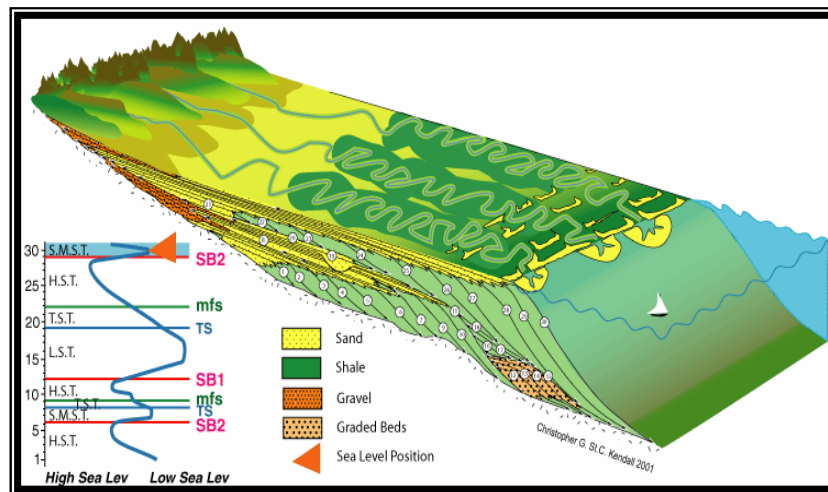


Figura 43. Sistema Encadenado de Alto Nivel (SEAN)

Tomado de <http://strata.geol.sc.edu/>

Según POSAMENTIER *et al* (1988, citado en MIAL 1990), un sistema depositacional es definido como una asociación tridimensional de litofacies, genéticamente enlazados por procesos activos (modernos) o antiguos inferidos y ambientes.

STRASSER *et al* (2001), indican que en una sola sección, la geometría a gran escala de cuerpos sedimentarios no pueden ser observados, por ende se debe hablar de depósitos de bajo nivel, transgresivos y alto nivel (acordes a la evolución de facies y a los modelos de facies) en lugar de sistemas encadenados.

El análisis de secuencias estratigráficas nos permite determinar la manera de cómo los eventos transgresivos y regresivos están genéticamente relacionados a la tasa de aporte de sedimentos. No obstante para poder definir sistemas encadenados se debe tomar en cuenta un factor muy importante, el cual tiene que ver con la geometría de los cuerpos. Esta característica es conocida como elementos arquitecturales y para poder definirla se debe tener un control en tres dimensiones de los cuerpos.

En este estudio no se definieron elementos arquitecturales por lo cual no se hablará de sistemas encadenados, sin embargo y según las interpretaciones ambientales realizadas, se definirán los depósitos de bajo o alto nivel o transgresivos.

Depósitos de Bajo Nivel (DBN)

Se caracterizan por su carácter progradante y se definen en la Formación Guarabal (alto de Coro). Estos depósitos fueron interpretados para la Formación Cerro Pelado (surco de Urumaco) ya que el evento que posiblemente originó tales depósitos en la Formación Guarabal, también pudo haber afectado a los depósitos lateralmente equivalentes y pertenecientes al surco de Urumaco, más precisamente los depósitos de la Formación Cerro Pelado (Fig. 44).

Depósitos Transgresivos (DT)

Estos depósitos se caracterizan por ser retrogradantes. Por lo general se observa una disminución en el influjo de sedimentos. Estos depósitos se definieron en las formaciones Querales, Socorro y Urumaco (alto de Coro) y en las formaciones Socorro y Caujarao (surco de Urumaco) (Fig. 44).

Depósitos de Alto Nivel (DAN)

Depósitos en los que la tasa de sedimentación es mayor que la velocidad con que sube el nivel relativo del mar, caracterizados por grupos de parasecuencias agradacionales a progradacionales. Estos depósitos se presentan en las formaciones Patiecitos, Socorro y Caujarao (alto de Coro), Querales, Socorro y Urumaco (surco de Urumaco) (Fig. 44).

4.2. ANÁLISIS DE SECUENCIAS

En la Formación Patiecitos los depósitos de nivel alto (DNA1) están caracterizados ambientalmente por barras de desembocadura, barras de meandro, depósitos de acarreo de tormentas, bahías interdistributarias y plataforma marina con circulación restringida. Estos depósitos representan la totalidad de la formación y se encuentran limitado en su tope por el límite de secuencia 2 (LS2) perteneciente al contacto entre las formaciones Patiecitos y Guarabal. El límite inferior no se observo.

En la Formación Guarabal los depósitos de bajo nivel 2 (DBN 2), están caracterizados por depósitos de canales entrelazados y corresponden a la sección medio-próximo de un abanico deltáico. Estos depósitos (DBN2) representan la totalidad de la formación y están limitados en su base por el límite de secuencia 2 (LS2) colocado en el contacto entre las formaciones Patiecitos y Guarabal, y el tope por la superficie transgresiva 2 (ST2) que a su vez marca el contacto entre las formaciones Guarabal y Querales. Hacia el surco de Urumaco estos depósitos no son tan evidentes, estos mismos están caracterizados por la progradación de un complejo deltáico, donde se presentan barras de desembocadura y llanuras de mareas pertenecientes a la Formación Cerro Pelado. Estos depósitos (DBN2) representan la totalidad de la formación y están limitados en su base por el límite de secuencia 2 (LS2), el cual fue interpretado por no existir algún elemento descriptivo que lo caracterize, sin embargo se colocó en el contacto entre las formaciones Agua Clara y Cerro Pelado, coincidiendo lateralmente con el límite de secuencia 2 (LS2) perteneciente a la base de la Formación Guarabal. El límite superior se definió por la superficie transgresiva 2 (ST2) que a su vez marca el contacto entre las formaciones Cerro Pelado y Querales.

En el surco de Urumaco (sección de la quebrada el Paují), específicamente en la Formación Querales se definieron los depósitos transgresivos 2 (DT2), los cuales poseen características prodeltáicas, BORNO Y OJEDA (2004) señalan plataforma interna. Estos depósitos se encuentran limitados en su base por la superficie transgresiva 2 (ST2) descrita anteriormente y en su tope por la superficie de máxima

inundación 2 (SMI 2) la cual se obtuvo a partir del estudio paleobatimétrico realizado por BORNO Y OJEDA (2004) para esta sección, ubicada en el rango de las biofacies B1(muestras QP11-QP15) y B2 (muestras QP16-QP28). Para la sección de la quebrada Agua Viva no se definió los depósitos transgresivos ya que la Formación Querales se presume cubierta.

Los depósitos de nivel alto 2 (DNA2) están definidos entre la sección superior de la Formación Querales y el miembro informal inferior de la Formación Socorro en la sección de la quebrada El Paují. Estos depósitos están caracterizados por la transición de un ambiente de prodelta a depósitos de frente deltáico donde se observan barras de desembocaduras y bahías interdistributarias. Estos depósitos están limitados en su base por la superficie de máxima inundación 2 (SMI 2) y en su tope por la superficie transgresiva 3 (ST3). En la sección de la quebrada Agua Viva los depósitos de nivel alto 2 (DNA 2) fueron interpretados en la parte inferior aflorante de la Formación Socorro, caracterizados por algunos depósitos de barras de desembocadura similares a los encontrados en la sección de la quebrada El Paují. El límite inferior está cubierto y el límite superior es la superficie transgresiva 3 (ST3).

En la Formación Socorro y específicamente en la sección de la quebrada el Paují se definieron los depósitos transgresivos 3 (DT3), los cuales poseen características de llanuras de mareas, bahías interdistributarias, barras de desembocaduras, lagunas y depósitos de tormentas. Estos depósitos están ubicados en la parte superior del miembro informal inferior y están limitados en su base por la superficie transgresiva 3 (ST3) y en su tope por la superficie de máxima inundación 3 (SMI3), la cual se obtuvo a partir del estudio paleobatimétrico realizado por BORNO Y OJEDA (2004) para esta sección. En la sección perteneciente a la quebrada Agua Viva fueron interpretados estos depósitos ya que el contacto inferior de la Formación Socorro con la Formación Querales está cubierto y los mismos se presumen ubicados hacia la parte media-inferior de la formación.

Los depósitos de nivel alto 3 (DNA 3) se presentan en la Formación Socorro (sección quebrada el Paují) como barras de desembocaduras, bahías interdistributarias, barras playeras y lagunas, limitados en su base por la superficie de

máxima inundación 3 (SMI3) y en su tope por la superficie transgresiva 4 (ST4), ubicándose estos depósitos en el miembro informal superior de la Formación Socorro y el miembro informal inferior de la Formación Urumaco. Estos depósitos también pueden observarse en la sección de la quebrada Agua Viva, en la parte media y superior de la sección aflorante de la Formación Socorro y en la parte inferior de la Formación Caujarao, caracterizados por barras de desembocadura, barras playeras y bahías interdistributarias. Los depósitos pertenecientes a la sección de la quebrada Agua Viva están limitados en su base por la superficie de máxima inundación 3 (SMI 3) y en el tope por la superficie transgresiva 4 (ST4).

En la Formación Urumaco se definieron los depósitos transgresivos 4 (DT 4) y están caracterizados por bahías interdistributarias. Estos depósitos representan al miembro informal medio de dicha formación y están limitados en su base por la superficie transgresiva 4 (ST4) y en su tope por la superficie de máxima inundación 4 (SMI4), la cual según BORNO y OJEDA (2004) corresponde a la biofacies D2 (muestras QP89-QP107). Los depósitos transgresivos 4 (DT4) también se pudieron definir para la Formación Caujarao, caracterizados por algunas barras playeras y se encuentran limitados en su base por la superficie trasgresiva 4 (ST4) la cual fue colocada en el tope de la última arenisca de grano fino a medio (A4c) perteneciente a la formación y en su tope por la superficie de máxima inundación 4 (SMI4) la cual fue comparada e interpretada con la observada en la Formación Urumaco.

Los depósitos de nivel alto 4 (DNA 4) se encuentran en el miembro informal superior de la Formación Urumaco (surco de Urumaco), estando caracterizados por bahías interdistributarias y barras de desembocadura, limitados en su base por la superficie de máxima inundación 3 (SMI 3). En la sección de la quebrada Agua Viva se pueden presentar estos depósitos y los mismos se ubican hacia la sección media y superior de la Formación Caujarao los cuales están caracterizados por barras playeras y limitados en su base por la superficie de máxima inundación 3 (SMI 3) la cual fue interpretada por el estudio paleobatimétrico realizado por BORNO Y OJEDA (2004) en la Formación Urumaco (alto de Coro). Cabe destacar que el límite superior de estos

depósitos no se observó ya que posiblemente representa algún evento perteneciente a la Formación Codore, la cual no fue objeto de estudio en el presente trabajo.

EPOCA		SURCO DE URUMACO	ALTO DE CORO	DEPÓSITOS ESTRATIGRÁFICOS	
PLIOCENO		CODORE	CODORE		?
M I O C E N O	TARDIO	URUMACO	CAUJARAO	SMI4	DAN4
				ST4	DT4
	MEDIO	SOCORRO	SOCORRO	SMI3	DAN3
				ST3	DT3
	TEMPRANO	CERRO PELADO	QUERALES	SMI2	DAN2
				ST2	DT2
AGUA CLARA		GUARABAL	LS1	DBN2	
		PATIECITOS		DAN1	
OLIGOCENO		PEDREGOSO			?

Figura 44. Cuadro modelo de Depósitos de Secuencias Estratigráficas

CAPITULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

5.1. CONCLUSIONES

Según el estudio de análisis de facies en las secciones estudiadas se presentaron 51 facies entre carbonáticas y clásticas las cuales son:

L1	A4	A4brl ó A4brlc	CO6 ó CO9
L1 p	A4 b	A4 r s l b	CO7 c f
L1-C ó L1p-C	A4 p	A4 f r l b	CO7
L1 f m	A4 c ó A4 c b	A4 c e l v o b	AC f ó AC
L1 b	A4 f	A4 p s g b	AC f m ó AC f m b
C	A4 r ó A4 r s	A4 c e l v n b	AC
L2	A4 l ó A4 l b	A4 f c l s b	CM f b ó CM f m ó CM f m b
L2 p	A4cl ó A4clf	A4c-CO7	CM ó (CMb)
L2-C	A4 s b	A4bcf-CO7	CA f ó CA f m ó CA f m b
L2 b	A4rf ó A4fcr	A5	CA-CO
L2 f m	A4 r b	A5-CO6-7-f	
L2 s	A4 c	A5f-CO7	
H ó Hp	A4cf ó A4cfb	A5 c g	
A3 c f	A4 c b p	A5 f g	

La Formación Patiecitos (alto de Coro) está caracterizada en la parte inferior por areniscas (A4 y A5), limolitas (L2) y arcillitas (L1). En la parte media y superior se presentan areniscas (A4 y A5), calizas (CA), carbonatos de mezcla (AC y CM), conglomerados (CO9) y limolitas (L2). Estas facies sugieren depósitos de acarreo de tormentas, barras de desembocadura, barras de meandro, canales de deltas entrelazados, bahías interdistributarias y plataforma marina de circulación restringida.

La Formación Agua Clara correlacionable con el tope de la Formación Patiecitos se presenta en el surco de Urumaco y solo se estudio la sección superior (58 m) la cual consiste en arcillitas (L1), una capa de arenisca (A4) y una de carbón (C). El marco ambiental en base al análisis de facies resulta difícil debido a la corta sección estudiada, se asume de prodelta con base a lo presentado por HAMBALÉK, (1994).

La formación Guarabal (alto de Coro) consiste de capas de areniscas de grano medio a grueso (A5), conglomerados (CO7), limolitas (L2) y como elemento minoritario se presentan calizas arenosas (CM) y arcillitas (L1). Los ambientes definidos para esta formación son depósitos de canales entrelazados y bahías interdistributarias.

La Formación Cerro Pelado (surco de Urumaco) es el equivalente lateral a la Formación Guarabal, consiste principalmente en arcillitas (L1), areniscas de grano fino a medio (A4), heterolitas (H), limolitas (L2) y carbón (C). Los depósitos sugieren una programación de un complejo deltáico con características de llanuras de marea y barras de desembocaduras.

La Formación Querales no se pudo estudiar en el alto de Coro por estar cubierto de aluvión, sin embargo presenta continuidad lateral hasta el surco de Urumaco. Esta formación consiste de espesos paquetes de arcillitas (L1) e intercalaciones de areniscas y arcillitas (A4/L1). El ambiente sedimentario asociado a esta unidad es de prodelta.

La Formación Socorro en el alto de Coro consiste principalmente de areniscas de grano fino a medio (A4), arcillitas (L1), limolitas (L2) y como componentes minoritarios calizas (CA), calizas arenosas, areniscas calcáreas (AC) y en el surco de Urumaco esta formación se subdivide en tres miembros informales, el inferior es arcillítico-arenoso-limolítico, el miembro medio es arcillítico-calcáreo-arenoso y el superior es arcillítico-arenoso. Entre los ambientes sedimentarios interpretados se encuentran barras de desembocadura, barras playeras, bahías interdistributarias, llanuras interdistributarias, lagunas y ocasionalmente depósitos de tormenta.

La Formación Caujarao estudiada en el alto de Coro se puede describir en dos secciones, la sección inferior es arenoso-carbonática y la sección superior es carbonática. El ambiente sedimentario presente es el de barras playeras.

La Formación Urumaco correlacionable con la Formación Caujarao se puede dividir en tres miembros informales. El miembro inferior es arenoso-arcillítico-carbonático, el miembro medio es arcillítico-carbonático y el miembro superior es arcillítico-limolítico-arenoso. Entre los ambientes definidos se encuentran barras playeras, bahías interdistributarias y barras de desembocadura.

De acuerdo al estudio de secuencias estratigráficas se precisaron un depósito de bajo nivel (DBN2), tres depósitos transgresivos (DT2, DT3, DT4) y cuatro depósitos de alto nivel (DAN1, DAN2, DAN3 y DAN4). Estos depósitos se ven relacionados con las unidades litoestratigráficas, distribuidas de la siguiente manera:

Los depósitos de alto nivel 1 (DAN1) representan la totalidad de la Formación Patiecitos y están limitados en su tope por el límite de secuencia 2 (LS2), que a su vez marca el contacto entre las formaciones Patiecitos y Guarabal.

Los depósitos de bajo nivel 2 (DBN2) están caracterizados por un complejo de abanicos deltáicos progradantes y representan la totalidad de la Formación Guarabal. Estos se encuentran limitados en su base por el límite de secuencia 2 (LS2) y en su tope por la superficie transgresiva 2 (ST2). Estos depósitos fueron interpretados para la Formación Cerro Pelado por ser el equivalente lateral de la Formación Guarabal y están caracterizados por un complejo de frente deltáico progradante, limitados en su base por el límite de secuencia 2 (LS2) interpretado en el contacto con la Formación Agua Clara y en el tope por la superficie transgresiva 2 (ST2) colocada en el contacto con la Formación Querales.

Los depósitos transgresivos 2 (DT2) se definieron en la Formación Querales (surco de Urumaco) y están limitados en su base por la superficie transgresiva 2 (ST2) y en su tope por la superficie de máxima inundación 2 (SMI2) la cual fue definida por el estudio paleobatimétrico realizado por BORNÓ Y OJEDA (2004).

Los depósitos de alto nivel 2 (DAN2) se encuentran limitados en su base por la superficie de máxima inundación 2 y en su tope por la superficie transgresiva 3 (ST3). Estos depósitos se definieron entre el tope de la Formación Querales y base de la Formación Socorro (surco de Urumaco), sin embargo en la sección de la quebrada Agua Viva (alto de Coro) estos depósitos fueron interpretados hacia la base aflorante de la Formación Socorro.

Los depósitos transgresivos 3 (DT3) están definidos en el miembro informal medio de la Formación Socorro (sección quebrada El Paují) perteneciente al surco de Urumaco y están limitados en la base por la superficie transgresiva 3 (ST3) y en el tope por la superficie de máxima inundación 3 (SMI3). Para la sección de la quebrada Agua Viva (alto de Coro) se definieron estos depósitos hacia la parte media de la Formación Socorro.

Los depósitos de alto nivel 3 (DAN3) están definidos entre el miembro informal superior de la Formación Socorro y el miembro informal inferior de la Formación

Urumaco (sección quebrada El Paují), y se encuentran limitados en su base por la superficie de máxima inundación 3 (SMI3) y en el tope por la superficie transgresiva 4 (ST4). En la sección de la quebrada Agua Viva (alto de Coro) se definieron estos depósitos entre la parte superior de la Formación Socorro y la parte inferior de la Formación Caujarao.

Los depósitos transgresivos 4 (DT4) están definidos en el miembro informal medio de la Formación Urumaco (surco de Urumaco) encontrándose lateralmente en la parte media de la Formación Caujarao (alto de Coro). Estos depósitos se encuentran limitados en su base por la superficie transgresiva 4 (ST4) y en el tope por la superficie de máxima inundación 4 (SMI4) la cual fue definida por el estudio paleobatimétrico realizado por BORNO Y OJEDA (2004).

Los depósitos de alto nivel 4 (DAN4) están definidos en el miembro informal superior de la Formación Urumaco (surco de Urumaco) encontrándose lateralmente en la sección de la quebrada Agua Viva tope de la Formación Caujarao (alto de Coro). Estos depósitos están limitados en la base por la superficie de máxima inundación 4 (SMI4), sin embargo el contacto superior no fue definido ya que posiblemente se encuentra relacionado a algún evento perteneciente a la Formación Codore, la cual no fue objeto de estudio en el presente trabajo.

De acuerdo a las relaciones verticales de facies y ambientes sedimentarios se sugiere que la zona estudiada antiguamente era un delta dominado por procesos fluviales e indicando condiciones de prodelta, frente deltáico y plano deltáico inferior.

5.2. RECOMENDACIONES

Realizar estudios de facies en varias secciones pertenecientes a una misma formación para así tener un control tridimensional de los cuerpos y poder definir elementos arquitecturales los cuales son de gran importancia para hablar y establecer sistemas encadenados.

Realizar mapas de facies para determinar ubicación y relaciones espaciales entre los tipos litológicos descritos.

Continuar con el enfoque de análisis de facies ya que el mismo agrupa de manera sencilla a los cuerpos rocosos por sus características físicas y así poder darle un uso económico en la definición de rocas madres o reservorios de hidrocarburos.

Realizar el mismo estudio en otras secciones pertenecientes al alto de Coro y al surco de Urumaco para establecer similitudes y diferencias entre estas dos cuencas.

Realizar estudios bioestratigráficos en la sección de la quebrada Agua Viva para poder enlazar con las superficies de máxima inundación determinadas por BORNO Y OJEDA (2004) en la sección de la quebrada El Paují y así poder comparar eventos de sedimentación en ambas cuencas.

Realizar análisis de procedencia para el alto de Coro y surco de Urumaco y así poder establecer comparaciones entre las fuentes de sedimentos.

Realizar estudios de paleocorrientes para complementar y sustentar los análisis de procedencia.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- American Association of Petroleum Geologists. Memoir 31. (1982). "Sandstone depositional environments". Second Edit., 405 p.
- Audemard, F.; De Mena, J. (1985) "Falcón oriental, nueva interpretación estructural". VI Congreso Geológico Venezolano, Sociedad. Venezolana de Geólogos. Tomo IV - pág. 2317-2329.
- Audemard, F. (1995) "La cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Noroccidental: Síntesis Estratigráfica, Génesis e Inversión Tectónica". IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas.
- Audemard, F. (1997). "Téctonica Activa de la Región Septentrional de la Cuenca Invertida de Falcón, Venezuela Occidental". Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geol., Tomo 1, 93-100 p.
- Arellano, R., Y Umerez, J. (2004) "Interpretación estructural y restauración de dos secciones del flanco norte de la Serranía de San Luis ubicada entre el río Mitare y la carretera Coro-Cruz de Taratara, estado Falcón" Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito
- Ballesta, O. Y Velazquez, M. (1983) "Geología y Estratigrafía de la Región de Urumaco. Falcón Nor-Occidental." Dep. Geol. Univ. Central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Inédito.
- Bermúdez, E; López, M Y Troconis, E. (2003) realizaron un estudio de litofacies, diagénesis, procedencia y quimioestratigrafía de la Formación Cerro Pelado, Cuenca de Falcón, como herramienta para determinar su potencialidad generadora y almacenadora de hidrocarburos. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Betancourt, E. Y Carruyo, I. (1983) "Geología y Estratigrafía de una región al Oeste del río Mitare, Falcón Nor-occidental." Dep. Geol. Univ. Central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Inédito.
- Blow, W.H. (1969) "Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy". Intl. Conf. Plankt. Microf., Proc., vol.1, pág. 199-422.

- Boesi, T & Goddard, D. (1991). "A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón Basin, Northwestern Venezuela". AAPG Memoir 52, Tulsa, Oklahoma, USA. Edit by Kevin T. Biddle (EXXON Company, Intern, Houston, Texas), pág: 303-319.
- Campos, C. Y Guzman, O. (2002) "Estratigrafía secuencial y sedimentología de las facies turbidíticas del flysch Eoceno de La Isla de Margarita, Edo. Nueva Esparta". . Dep. Geol. Univ. Central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Inédito.
- Case, J. E., T. L. Holcombe, & R. G. Martin (1984). "Map of geologic provinces in the Caribbean region, in W. E. Bonini, R. B. Hargraves, and R. Shagan, eds.", The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics, G.S.A. Memoir (162), 1-30.
- Corrales, I. Rosell, J. Sánchez, L.M. Vera, J.A. Y Vilas L. (1977) "Estratigrafía". Ed. Rueda, Madrid, España. 718p.
- Crowell, J.C. (1974). "Sedimentation along the San Andreas Fault, California, in Dott, R. H., and Shaver, R. H., eds., Modern and ancient geosynclinal sedimentation". Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, Num. 19, 292-303 p.
- Davis, R. (1985) "Coastal Sedimentary Environments". Springer-Verlag, New York – U.S.A, 707p.
- De Santis, F. Y Parra G. (1985) "Análisis Paleoambiental y de facies del Terciario Superior en los alrededores de Sabaneta Estado Falcón". Dep. Geol. Univ. Central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Inédito.
- Díaz De Gamero, M. L. (1968) "Paleontología de la Formación El Veral (Mioceno), Estado Falcón". GEOS, Universidad Central de Venezuela, Caracas, Vol.17, pág. 7-51.
- Díaz De Gamero (1970) "Contribución al estudio de los foraminíferos de la Formación Punta Gavilán, estado Falcón". AVGMP Bol. Inf., Caracas. 13(2):47-94.

- Díaz De Gamero, M. (1977) "Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la cuenca de Falcón, Venezuela". GEOS, 22: 3-60.
- Díaz De Gamero, M. (1985). "Estratigrafía de Falcón Nororiental". VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas; (1): 454-502.
- Díaz De Gamero, M. L.; Mitacchione, V. & Ruiz, M. (1988) "La Formación Querales en su área tipo, Falcón noroccidental, Venezuela". SVG. Bol. Inf., Caracas. 34: 34-46.
- Díaz De Gamero, M. L. (1989). "El Mioceno Temprano y Medio de Falcón septentrional". GEOS (29): 25-35.
- Díaz De Gamero, M. y Linares, O. (1989) "Estratigrafía y paleontología de la Formación Urumaco, del Mioceno tardío de Falcón noroccidental". VII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól. – Tomo I - pág. 419 - 438.
- Díaz De Gamero, M.L., Mitacchione, V., y Ruiz, M. (1997). "La Formación Querales en su área tipo, Falcón noroccidental, Venezuela". Boletín Sociedad Venezolana de Geólogos, N° 34, 34-46 p.
- Dusenbury, Jr, A. N. (1956). "Formación Socorro". Bol. Geol., Pub., Esp. 1. Caracas. 614-618 p.
- Erlich, R. & S. Barrett. (1990). "Cenozoic Plate Tectonic History of the Northern Venezuela-Trinidad area". Tectonics Vol. 9, Num. 1, 161-184.
- Escorihuela, N y Rondón, J. (2002) "Estudio de las rocas ígneas que afloran en la parte central de la cuenca de Falcón". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Estévez Y Villalta (1989) "Estratigrafía de una zona ubicada entre Sabaneta y Coro, Distrito Miranda, Estado Falcón". Dep. Geol. Univ. Central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Inédito.
- Galloway, W.E. & Hobday, D.K. (1983). "Terrigenous Clastic Depositional Systems". 1° Edition. Springer-Verlag, New York, 415 p.

- Gamero, G. y Díaz De Gamero M. (1964) “Estudio de una sección de referencia de las Formaciones Cerro Pelado y Socorro en la región de El Saladillo, Edo. Falcón.” *Asoc. Venezolana de Geol., Min y Petrol., Bol. Informe.*, 7 (11): 329-367.
- Garner, A. (1926) “Suggested nomenclature and correlation of the geological Formations in Venezuela”. *Am. Inst. Min. And Met. Eng., Trans., Petrol. Develop. And techn.* 1n 1925, pág. 677-684.
- geológico final del sector centro oriental de la Serranía de San Luis, estado Falcón. Unpubl. Co. Rpt. *SERVIGEOMIN.*, pág. 59.
- Ghosh, S., Pestman, L., Truskowski, I. y Zambrano, E. (1977) “Evolución Tectonoestratigráfica y Sistemas Petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela noroccidental”. *VIII Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól. – Tomo I - pág.317 – 3 29.*
- Giffuni, C. Y Díaz De Gamero, M.L. (1992) “Análisis secuencial del Neógeno de Cumarebo, Falcón Noroccidental, basado en estudios bioestratigráficos .” *Boletín, Sociedad Venezolana de Geólogos (46); Pág., 7-15.*
- Gil, J. Y Herrera, S. (1984) “Estudio Sedimentológico en la zona de los distritos Buchivacoa y Democracia, Estado Falcón”. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Gómez, D. Y Prieto J. (2004) “Integración y actualización geológica del área del surco de Urumaco y la plataforma de Debajuro, estado Falcón” Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- González De Juana, C. (1937). “Geología general y Estratigrafía de la Región de Cumarebo, Estado Falcón”. *Bol. Geol. y Min. (Venezuela)*, (1-2-4): 195-218.
- González De Juana C., De Arozena Iturralde, J.M. y Picard C, X. (1980) “Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas” Ed. Foninves, Venezuela, 1031 p., 2 Tomos.

- González, E.; Nieves, G.; y Torrealba, N. (1985) “Características geológicas de la cuenca carbonífera de Cerro Pelado”. VI Congreso Geológico Venezolano, Soc. Venezolana de Geól. – Tomo VI - pág. 3966 - 3998.
- Gorter, N. y Van Der Vlerk, I. (1932) “Larger foraminifera from central Falcón (Venezuela)”. Leidsch. Geol. Meded., vol. 4, n° 2, pág. 94-122.
- Graf, C. (1969) “Relaciones entre tectonismo y sedimentación en el holoceno del noreste de Venezuela”. IV Congreso Geológico Venezolano, Ministerio de Minas e hidrocarburos- Sociedad Venezolana de Geólogos. Boletín de Geología N° 5, Tomo II, pág. 1125 – 1144.
- Guerra, A. y Mederos, S. (1988) “Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de una zona ubicada entre las poblaciones de Urumaco y Sabaneta, Estado Falcón”. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- Halse, G. (1937) “La estratigrafía del Occidente del distrito Buchivacoa, Estado Falcón, Venezuela”. I Congreso Geológico Venezolano, pág. 183-193.
- Hambalek, N., Rull, V., De Digiaco, E., y Díaz De Gamero, M. (1994) “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. Volumen 19 N° 1-2, pág. 7 – 19.
- Hambalek, Nancy (1993) “Palinoestratigrafía del Mioceno – Plioceno de la región de Urumaco, Falcón noroccidental” Dep. Geol. Univ. Central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Inédito.
- Haq, B.; Hardenbol, J; y VAIL, R. (1987) “Chronology of fluctuating sea level since the Triassic”. Science. Vol. 235, pág. 1156-1167.
- Hunter, V., Y Ferrell, A. (1972). “Redefinición de algunas unidades estratigráficas del oligoceno de Falcón Central”. IV Congreso Geológico Venezolano, Ministerio de Minas e hidrocarburos- Sociedad Venezolana de Geólogos, Boletín de Geología, Num. 5, Tomo II, 807 –816 p.

- Kavanagh De Petzall, C. (1959). "Estudio de una sección de la Formación Caujarao en el anticlinal de La Vela, Edo. Falcón". A.V.G.M.P, Bol. Inf., Caracas. Vol. 2, Num. 10, 269-320.
- Kellogg J. N. & Bonini W. E. (1982). "Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American Plate". American Geophysical Union, Tectonics, Vol. 1, Num. 3, 251-276.
- Leal, F. Y Rivero, O. (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". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- Lidle. R.A (1946) "The geology of Venezuela and Trinidad". 2nd. Ed., paleont. Res. Inst. Ithaca, New York, 890 pág.
- Lidle. R.A. (1928) "The geology of Venezuela and Trinidad". McGowan, fort Worth, Texas, 552 pág.
- Lorente, M. A. (1986) "Palynology and Palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela". Berlin, J. Cramer, pág. 224. (Dissertationes Botanicae, Band 99).
- Macellari, C. (1995). Cenozoic sedimentation and tectonics of the southwestern Caribbean pull-apart basin, Venezuela and Colombia, in A. J. TANKARD, R. SUÁREZ S., and H.J. WELSINK, Petroleum basins of South America: AAPG Memoir (62), pág. 757-780.
- Miall, A. D. (1996) "The Geology of fluvial Deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology". Springer. 582p.
- Ministerio De Minas E Hidrocarburos, Venezuela (1970). "Léxico estratigráfico de Venezuela". Boletín de Geología, Caracas, Publicación Especial, 1, 1-728 p.
- Mitacchione, V. Y Ruiz, M. (1988) "Estratigrafía en detalle de las Formaciones Querales y sus relaciones con las unidades supra e infrayacentes Dtos. Miranda, Democracia y Buchivacoa. Edo. Falcón-Venezuela." Dep. Geol. Univ. Central de Venezuela, Trabajo Especial de Grado, Inédito.

- Molina, A., y Pittelli, R. (1988) Revisión geológica del Grupo La Puerta, Falcón occidental. Boletín Sociedad Venezolana de Geólogos N° 32, pág. 49–57.
- Muessig, K. W. (1978). “The central Falcón igneous suite, Venezuela: alkaline basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age”, *Geol. en Mijín.*, 57(2). 261-266.
- Muessig, K. (1984) “Structure and Cenozoic tectonics of the Falcon Basin, Venezuela and adjacent areas”. *Geol. Soc. Of Amer. Mem.* 162: 217-230.
- Oldow John; Bally Albert; Avé Lallemant, Hans . (1990) *GSA Boulder Num.* 19, 991-994.
- Ostos, M. (1990) Tectonic evolution of the south-central Caribbean based on geochemical data. Rice university Ph. D. Thesis, Houston, Texas, pág 410.
- Padron, V. (1984) “Facies Petrográfico-día genéticas y ambientes de depositación de las Formaciones Cerro Pelado, Querales y Socorro. Falcón Noroccidental. Trabajo de Ascenso. Inédito.
- Payne, A. (1951) “Cumarebo oil field, Falcón, Venezuela.” *Amer. Assoc. Petrol. Geol, Bull* 35 (8): 1850-1878.
- Porras, L. (2000). “Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Donaire”. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Sociedad Venezolana de Geólogos, Tomo I, 279-292 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. Inform.* 2 (10): 269-320.
- Pindell, J. L., Rogers, H. y Dewey, F. J. (1998) “Cenozoic palinspatic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America”. *S.E.P.M. Spec. Pub.* No 58. 45-87 p.
- Porras L. R. (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. Caracas. Tomo I. 279-292 p.
- Potter, P. (1967). “Sand bodies and sedimentary environments”. *A review A.A.P.G., Bull.* 51, 337-365 p.

- Reading, H. (1978), "Sedimentary environments and facies". 1° Edic. Elsevier.
Departamento de geología y mineralogía. University of Oxford, 545 p.
- Reineck, H., Singh, I. (1973). "Depositional Sedimentary Environments". 1° Edition,
Springer-Verlag, New York, 435 p.
- Renz, H. (1948) "Estratigraphy and fauna of the Agua Salada Group, State of Falcón,
Venezuela". Geol. Soc.Am., Men. 32, 219 pág.
- Rey, O. (1996) "Estratigrafía de la Península de Paraguaná, Venezuela". Revista de la
Facultad de Ingeniería. Universidad Central de Venezuela. Volumen 11, N° 1,
pág.35-45.
- Rey, O. (1986) "Estudio ambiental y variaciones de facies de la Formación Codore,
Estado Falcón". Caracas, U.C.V, Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 92p.
Trabajo de Ascenso. Inédito.
- Rey, O. (1990) "Análisis comparativo y correlación de las formaciones Codore y La
Vela, estado Falcón". Trabajo de Postgrado, Departamento de Geología,
Universidad Central de Venezuela. Inédito.
- Romero Y. Y Salas R. (2004) "Estudio de litofacies del EocenoSuperior-Mioceno en
la zona centro occidental de la cuenca de Falcón, sección sureste de la población
Pedregal "Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Universidad
Central de Venezuela. Inédito
- Rutsch, R. (1939). "Algunos gasterópodos interesantes de la época Terciaria de los
Estados Falcón y Lara (Venezuela)". Bol. Geol. y Min. Caracas, Vol. 1, Num. 1.
37-51.
- Saavedra, J. Y Velez, F. (1987) "Análisis estratigráfico, sedimentológico y
paleontológico de la Formación Urumaco en su área tipo". Caracas, U.C.V,
Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 171p. Trabajo Especial de Grado.
Inédito.
- Sandia, A. (1981) "Geología sedimentaria de una sección Oligomiocena al norte de la
serranía de San Luis, carretera Coro-San Luis, Distrito Miranda y Bolívar.
Estado Falcón". Caracas, U.C.V. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 171p.
Trabajo Especial de Grado. Inédito.

- Santamaria, R. (1986) "Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de la región de Urumaco, Estado Falcón". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- Scholle, P. Y Spearing, D. (1998) "Sandstone Depositional Environments". AAPG, Tulsa, Oklahoma, U.S.A., Memoir 31. 405p.
- Schubert, C y Sifontes, R. (1970) "Boconó fault, Venezuelan Andes" Science. Vol. 175, pág. 560-561.
- Senn, A. (1935) "Die stratigraphische Verbreitung der terciären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommen in Nord-Venezuela and Nord-Marokko". Eclogae Geol. Helv., vol 28, nº1, pág. 51-113.
- Silver, E., J. E. Case, & Macgillavry, H. J. (1975). "Geophysical study of the Venezuelan borderland". GSA Bull., Num. 86, 213-226.
- Stainforth, R.M. (1962) "Definitions of some new stratigraphic units in western Venezuela: Las Pilas, Cocuiza, Vergel, El Jebe, Tres esquinas and Nazaret". Boletín informativo de la Sociedad Venezolana de Geología, Minería y Petróleo. Volumen 5, Nº 10, 279-282.
- Suter, H. H. (1937). "Notas geológicas sobre la Formación Punta Gavilán de la región oriental del estado Falcón. Bol. Geol. Min. M.F., Caracas, Vol. 1 Num. 2-4, 287-297.
- Swanson, D. Y Rosales, H. (1976) "Manual de facies clásticas", Caracas.
- Testamarck, J.; Rios, J.; Gonzalez, E Y Franco, A. (1986). "Informe geológico final del sector centro oriental de la Serranía de San Luis, estado Falcón". Unpubl. Co. Rpt. SERVIGEOMIN, 59.
- Vallenilla, P. (1961) "Estratigrafía de las formaciones Caujarao, La Vela y Coro en sus localidades tipos. Estado Falcón. Asoc. Ven. Geol. Min. y Petrol. Dol. Inform., 4 (12): 19-78.
- Walker, R. (1984) Facies Models. 2da. Ed., Geological Association of Canada, Geoscience, Reprint Series 1; 317p.

- Weingeist, L (1956) The ostracode genus *Eucytherura* and its species from the Cretaceous and Tertiary of the Gulf Coast. *Journal of Paleontology*. 23; 4, pág. 364-379.
- Wentworth, C. (1922) “A escale of grade and class termsfor clastics sediments”. *Jour. Geology*, 377-392 p.
- Wheeler, C. (1960). “Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental”, III Congr. Geol. Venez., Mem. 1, 407-465.
- Wheeler, C. (1963). “Oligocene and lower Miocene stratigraphy of western and northeastern Falcón Basin, Venezuela”. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* 47, Num. 1, 35-68.
- Wheller, C.(1961) “Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental”. III Congr. Geol. Venezolano., Men., vol.1 pág. 407-465.
- Wiedermayer, C. (1921) “ Zur geologie von Ostfalcon (Nordwest-Venezuela)”. *Eclogae Geol. Helv.*, vol. 18, pág. 508-512.
- Wilcox, R. E., T.P. Harding, & D.R. Seely (1973). “Basic wrench tectonics”. *American Association of Petroleum Geologists Bull.* (57):pág: 74-96
- Williston y Nichols (1928) *The geology of Venezuela and Trinidad*, by R. A. Liddle Review.
- Wozniak, J y De Wozniak, H. (1987)” Bioestratigrafía de la región nor-central de la serranía de Falcón, Venzuela nor-occidental”. *Boletin de Geología. Ministerio de Energía y Minas. Volumen XVI, N° 28.* pág. 101 – 139.
- Zambrano, E., *et al.* (1971) “Síntesis paleogeográfica y petrolera del occidente de Venezuela”. IV Congr. Geol. Venezolano., Men., Vol. 1, pág. 438-545.