

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**Estudio bioestratigráfico de los depósitos de edad Mioceno que
afloran a lo largo de la quebrada el Paují y en la sección de
carretera Urumaco-Pedregal, estado Falcón**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela.
Por los Brs. Borno G., Seymour L.
Ojeda C., Hepsibah V.
Para optar al Título de
Ingeniero Geólogo

Caracas, Diciembre de 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**Estudio bioestratigráfico de los depósitos de edad Mioceno que
afloran a lo largo de la quebrada el Paují y en la sección de
carretera Urumaco-Pedregal, estado Falcón**

Tutor académico: Ing. Geólogo Olga Rey

Cotutor: Ing. Geólogo Ricardo Alezones

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela.
Por los Brs. Borno G., Seymour L.
Ojeda C., Hepsibah V.
Para optar al Título de
Ingeniero Geólogo

Caracas, Diciembre de 2004

Caracas, 19 de Noviembre de 2004

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 Borno G. Seymour L. y Ojeda C. Hepsibah V., titulado:

“Estudio bioestratigráfico de los depósitos de edad Mioceno que afloran a lo largo de la quebrada el Paují y en la sección de carretera Urumaco-Pedregal, estado Falcón”

Considerando 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 con los autores, lo declaran APROBADO.

Prof. Lenin González

Jurado

Prof. Rafael Falcón

Jurado

Prof. Olga Rey

Tutora

Prof. Ricardo Alezones

Cotutor

**A MIS PADRES, MIS HERMANOS,
Y MI NOVIA NATHALIE.**

Seymour Borno

“Mi risa es mi espada, y mi alegría, mi escudo”

Martín Lutero

**A DIOS, A MIS PADRES, HERMANAS
Y A MI NOVIO WILMER
QUE SIEMPRE CREYERON EN MI.**

Hepsibah Ojeda

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela por ser la casa de estudio que nos guió e iluminó en el camino del saber.

A los profesores Olga Rey y Ricardo Alezones, tutores de esta tesis, quienes nos ayudaron incondicionalmente en el desarrollo de este trabajo.

Al Msc. Tulio Peraza por guiarnos en el desarrollo de este proyecto con sus acertadas observaciones, y al Phd. Max Furrer por su valioso aporte.

A Intevep por su contribución.

A todos los profesores pertenecientes a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica que de alguna forma colaboraron durante el desarrollo del proyecto.

Agradecimientos de Seymour Borno

A mi padre Gustave L. Borno († 1993) por enseñarme el valor del conocimiento. A mi madre Elba por estar siempre apoyándome a lo largo de mi carrera y darme siempre todo su cariño.

A mi querida y adorada Nathalie por creer en mi y estar siempre en los momentos más importantes de mi vida, y esperando seguir creciendo juntos en esta nueva etapa.

A Sonia y Fernando por permitirme entrar en su hogar y brindarme todo su apoyo y confianza. A Aida y Miguel por su apoyo incondicional... a pesar de las circunstancias siempre estuvieron allí. A Gustavo y Betty quienes a pesar de la distancia estuvieron pendientes de todo lo que acontecía. A mis queridos sobrinos Victor, Alejandra, Verónica, Gabriela y Alejandro. A Elisabeth (mami) y Carmelo que espero formar parte de su familia... sentí su cariño y preocupación por mí.

Al resto de mi familia directa e indirecta que siempre están al tanto de mi desarrollo tanto profesional como personal.

A mis compañeros de campo y ahora ingenieros: Ricardo “Chilanga” por su valioso aporte al desarrollo del trabajo y su excéntrica risa, a Juan Umerez, Marcel “el gordito”, Ma. Gabriela “la catira”, y mi compañera de tesis Vanessa por su paciencia y dedicación... Todos ellos fueron piezas esenciales para el desarrollo y culminación de este proyecto.

A todos mis amigos y compañeros: Orly, Miguel, Francisco, mi compadre Juan Carlos, Johann “porquería”, Jesús “extremly”, Bruno P., Freddy L., Elias “munrra”, “Winnie” y a todos aquellos que han compartido conmigo a lo largo de mi carrera y mi vida... por razones de espacio no puedo colocarlos a todos.

A R. por ser como es... *☺

Por último y no menos importante a Dios.

Agradecimientos de Hepsibah Ojeda.

A mis padres Doris y Jacinto, a mis hermanas Yuma, Yuri, Eleanny y Elisa, a mis abuelas Elisa y Evangelista, a mi novio Wilmer y a mi familia en general por su ayuda.

A todos mis amigos que han estado conmigo durante toda mi carrera. En especial a Leudis, José, Tami, Ana, Amarfred, Yelitza, Sandra, Yulimar, Margaret, Jean, Jaime, Che, Dino y Freddy. A mis compañeros de la escuela de Geología Rogers, Giovanni, Humberto, Jennifer, Yumaire, Elias, Dani, Elizabeth, Mari y Julio.

A Seymour y Maria Gabriela (la catira), por soportarme y haber sido buenos compañeros y amigos durante el desarrollo de este trabajo, a Ricardo (el salmón), Nathalie, Juan, Johann (porqueria), Alicia y Marcel por apoyarnos.

Borno G., Seymour L. y Ojeda C., Hepsibah V.

**ESTUDIO BIOESTRATIGRÁFICO DE LOS DEPÓSITOS DE EDAD
MIOCENO QUE AFLORAN A LO LARGO DE LA QUEBRADA EL PAUJÍ
Y EN LA SECCIÓN DE CARRETERA URUMACO-PEDREGAL, ESTADO
FALCÓN**

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

**Palabras Claves: Cuenca de Falcón, Mioceno, biofacies, Formación Agua Clara,
Formación Cerro Pelado, Formación Querales, Formación Socorro, Formación
Urumaco.**

Resumen: El presente trabajo es el resultado del estudio bioestratigráfico de los depósitos de edad Mioceno que afloran en las quebradas El Paují, El Puerco y Cochino y en una sección de la carretera Urumaco-Pedregal, estado Falcón.

Se reconocieron en orden estratigráfico ascendente, las formaciones Agua Clara, Cerro Pelado, Socorro y Urumaco. Para la determinación de la paleoecología y la calibración de las edades se realizó un muestreo detallado de las secciones antes mencionadas.

Para los foraminíferos béticos se utilizaron varios criterios de distribución, los cuales permitieron determinar la paleobatimetría y la paleoecología de la zona de estudio. Entre los criterios usados destacan: *Relación foraminíferos – ostrácodos*, *Relación plánticos – béticos (P/B)*, *graficación triangular basado en la estructura de la pared*, *Porcentaje de foraminíferos arenáceos y/o miliólidos*, *Índice de diversidad (Índice Fisher) e Índice Tau* (los dos últimos se usaron mas no arrojaron resultados confiables), reconociendo cuatro biofacies que a su vez se dividieron en subfacies y se utilizaron para identificar ambientes de llanura deltáica, laguna y ambientes de plataforma media a interna.

En la formaciones Agua clara y Cerro Pelado se identificaron dos biofacies correspondientes a ambientes de plataforma media a interna y ambiente de llanura deltáica y/o pantanos salobres (influencia marina) respectivamente. En la Formación Querales se identificaron dos biofacies, la primera ubicada en la base de la unidad, sugiere un ambiente de plataforma interna, en transición con lagunas hipersalinas y la segunda ubicada hacia el tope presenta un ambiente de plataforma interna. En la Formación Socorro se identificaron tres biofacies indicando ambientes nerítico superior a marino costero con influencia de aguas salobres con algo de turbidez, ambientes de plataforma interna asociados con lagunas hipersalinas, lagunas litorales y ambientes ubicados en zonas de turbulencia próximo costera y plataforma interna. En la Formación Urumaco se determinaron cuatro biofacies características de ambientes costeros con influencia deltáica, ambientes de plataforma media a interna, ambientes marinos de plataforma interna con influencia continental y ambientes de laguna salobre a hipersalina.

En general, el conjunto de foraminíferos plancticos es pobre, se reconocieron las zonas de *Gobligerinella insueta* en la Formación agua Clara (Mioceno Temprano) y la zona de la *Goborotalia fohsi peripheroronda* en la Formación Querales (Mioceno Medio), para el resto de las unidades se utilizaron los datos reportados por HAMBALÉK (1993).

INDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	iv
AGRADECIMIENTOS.....	v
RESUMEN.....	vii
CAPITULO I.....	1
INTRODUCCIÓN.....	6
1. OBJETIVOS.....	7
1.1. Objetivos Generales.....	7
1.1.2. Objetivos Específicos.....	7
1.2. UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	7
1.3. VÍAS DE ACCESO.....	9
1.4. METODOLOGÍA.....	10
1.4.1. Fase Pre-Campo.....	10
1.4.2. Fase de Campo.....	11
1.4.3. Fase laboratorio.....	12
1.4.4. Fase de Oficina.....	14
1.5. TRABAJOS PREVIOS.....	15
CAPITULO II.....	14
GEOLOGÍA REGIONAL.....	14
2.1. Generalidades.....	14
2.2. Evolución Tectónica de la Cuenca de Falcón.....	15
Teorías Tectónicas.....	15
2.3. Estratigrafía y Sedimentación de la cuenca.....	18
a) Oligoceno-Mioceno Temprano.....	19
Centro de la Cuenca.....	21
Oeste de Falcón.....	30
Alto de Coro.....	30
Flanco Sur-Central.....	31
Este de Falcón.....	32
b) Mioceno Medio-Plioceno.....	32
Surco de Urumaco-Alto de Coro.....	32

Oeste de Falcón.....	44
Noreste de Falcón	44
Flanco Sur-Central	46
Sureste de Casupal	46
Costa Septentrional de Falcón.....	47
2.4. Geología Estructural Regional.....	49
CAPITULO III.....	56
GEOLOGIA LOCAL.....	56
3.1. FORMACIÓN AGUA CLARA.....	56
3.1.1. Generalidades.....	56
3.1.2 Descripción Litológica.....	57
3.1.3. Contactos.....	57
3.2. FORMACIÓN CERRO PELADO.....	58
3.2.1. Generalidades.....	58
3.2.2. Descripción litológica	58
3.2.3. Contactos y espesor.....	61
3.3. FORMACIÓN QUERALES.....	61
3.3.1. Generalidades.....	61
3.3.2. Descripción litológica	62
3.3.3. Contactos y espesor.....	63
3.4. FORMACIÓN SOCORRO.....	64
3.4.1. Generalidades.....	64
3.4.2. Descripción Litológica.....	65
a) Miembro inferior.....	65
b) Miembro medio	66
c) Miembro superior.....	69
3.4.3. Contactos y espesor.....	70
3.5. FORMACIÓN URUMACO	70
3.5.1. Generalidades.....	70
3.5.2. Descripción litológica	70
a) Miembro inferior.....	71
b) Miembro medio	72
c) Miembro superior.....	72

3.5.3. Contactos y espesor.....	73
CAPITULO Iv	74
BIOESTRATIGRAFIA	74
4.1. Generalidades.....	74
4.2. Tendencias generales de distribución.....	74
4.3. Biofacies	79
4.4. Paleobatimetría y paleoecología	85
CONCLUSIONES.....	94
RECOMENDACIONES.....	96
BIBLIOGRAFÍA.....	97

APENDICES

A Relación Planticos Bénticos

B, C y D Gráfico Triangular de Foraminíferos

E Tabla comparativa de las zonaciones de Bolli & Premoli Silva y Bergren

F Tabla teórica de la zonación de Bolli & Saunders

H Tabla teórica de la zonación de Bergren

I Carta faunal de foraminíferos plácticos

J Carta faunal de foraminíferos bénticos

K Lista de foraminíferos plácticos

L Lista de foraminíferos bénticos

ANEXOS

ANEXO 1 Mapa geológico con la ubicación de las muestras

ANEXO 2 Columna estratigráfica de la Formación Cerro Pelado

ANEXO 3 Columna estratigráfica de la Formación Querales

ANEXO 4 Columna estratigráfica de la Formación Socorro

ANEXO 5 Columna estratigráfica de la Formación Urumaco

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1. Ubicación de la quebrada el Paují.....	2
Fig. 2. Ubicación de las quebradas el Puerco y Cochino y de la carretera Urumaco Pedregal.....	3
Fig. 3. a) Lavado de lutitas. b) Estufa para el secado de las muestras.....	7
Fig.4. Lupa usada para el montaje e identificación de los individuos.....	8
Fig. 5. Localización de la Cuenca de Falcón y sus límites durante el Oligoceno.....	14
Fig. 6. Evolución de las cuencas “pull-apart” Falcón y Bonaire.....	16
Fig. 7. Modelo de orógeno de flotación para la cuenca de Falcón Bonaire	18
Fig.8. Paleogeografía del Oligoceno.	20
Fig. 9 Paleogeografía del Mioceno Medio-Tardío.....	45
Fig. 10 Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío.....	51
Fig.11. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno.....	51
Fig. 12. Situación actual de la tectónica de la cuenca de Falcón.....	52
Fig.13. Foto panorámica tomada del contacto de las formaciones Cerro Pelado y Agua Clara.	55
Fig.14. Litologías características de la Formación Agua Clara.	56
Fig.15. Rizaduras simétricas y madrigueras.	58
Fig.16. Extensas capas de arcillas asociadas paquetes de areniscas y arcillitas intercaladas.....	59
Fig.17. a)Bioturbación a gran escala. b)Madrigueras verticales <i>Skolitos</i>	59
Fig.18. Intercalación de areniscas y arcillitas.....	61

Fig.19. a) Rizaduras b) Lentes de arenas.	61
Fig.20. Variación en los colores frescos y meteorizados del las arcillitas.	62
Fig.21. Arenisca estratocreciente de la Formación Socorro.	63
Fig.22. a) Estratificación cruzada b) Estratificaciónconvoluta.	65
Fig.23. Rizaduras simétricas.	66
Fig.24. Capa de Caliza con presencia de fósiles.	66
Fig.25. Diferentes capas de arcillitas.	67
Fig.26. Intercalación de areniscas y arcillita.	68
Fig.27. Gráfico triangular de foraminíferos bénticos.	75
Fig.28. Gráfico triangular de las variaciones en los foraminíferos bénticos en diferentes ambientes.	76
Fig.29. Índices de diversidad α (WRIGHT, 1972).	77
Fig.30. Resultados del análisis de “cluster”.	80
Fig.31. Curva paleobatimétrica.	90

CAPITULO I

INTRODUCCIÓN

La cuenca de Falcón se encuentra ubicada en el noroeste de Venezuela, y comprende el Estado Falcón (exceptuando la península de Paraguaná) y el norte de Lara. Esta cuenca se originó durante el Eoceno Tardío- Oligoceno, esta limitada al oeste por la cuenca del lago de Maracaibo y el límite de costa del Golfo de Venezuela; al norte por el Golfete de Coro, por el Istmo de los Médanos y por las costas del Atlántico hasta el Golfo Triste y al sur por suaves 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.

Desde 1912 se han realizado estudios estratigráficos en esta Cuenca, con la finalidad de verificar la potencialidad generadora y almacenadora de hidrocarburos en las unidades que la conforman. Particularmente en la Escuela de Geología, se han desarrollado trabajos especiales de grado con el objeto de interpretar la evolución de los ambientes sedimentarios de esta región. En estos trabajos la bioestratigrafía ha representado una herramienta fundamental, en el establecimiento de los ambientes y de las edades de las unidades definidas en esta cuenca.

En este trabajo, a partir de la aplicación de análisis de “cluster”, se definen las biofacies en los depósitos de edad Mioceno que afloran en el surco de Urumaco con el fin de determinar los cambios paleoambientales que controlaron la sedimentación durante este intervalo de tiempo.

1. OBJETIVOS

1.1. Objetivos Generales

El presente trabajo tiene como objetivo la definición de biofacies en las unidades estudiadas con el fin de reconstruir la paleobatimetría y la revisión de las edades de las mismas.

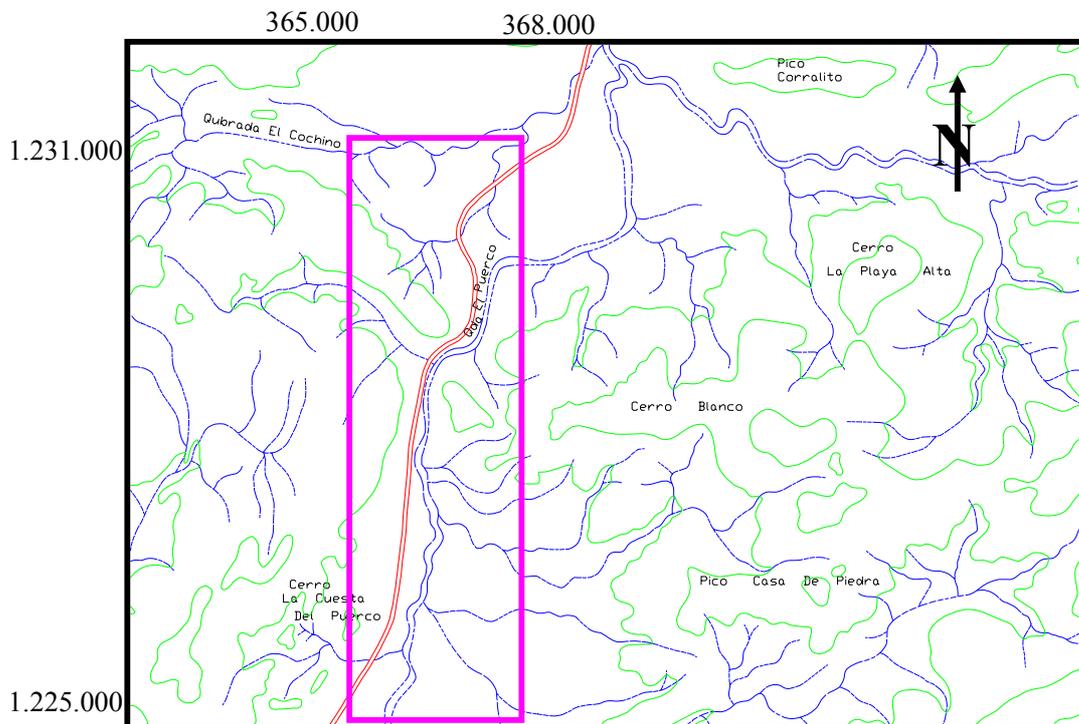
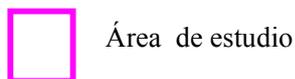


Fig. 2. Ubicación de las quebradas El Puerco y Cochino y de la carretera Urumaco-Pedregal



A continuación se describen detalladamente las secciones estudiadas:

- Sección 1: tramo de la quebrada el Paují, con una extensión aproximada de 12 Km, está ubicada entre las poblaciones La Florida y Las Cañadas de Arajó, distritos Miranda y Democracia respectivamente.
- Sección 2: Esta sección está compuesta por los siguientes tramos:

Tramo 1: ubicado en la quebrada El Puerco, con una extensión aproximada de 1,5 Km, esta sección parte desde la coordenada N: 1.226.000 y E: 366.300, y se extiende con dirección norte.

Tramo 2: ubicado en la carretera Urumaco-Pedregal, a la altura de la intersección de la quebrada El Puerco con dicha carretera. Posee una extensión aproximada de 1,3 Km

Tramo 3: este tramo está ubicado en la quebrada Cochino, con una extensión aproximada de 1,75 Km, parte desde el cruce de esta quebrada con la carretera Urumaco-Pedregal hasta el puente Corralito, en el distrito Democracia.

1.3. VÍAS DE ACCESO

Las vías de acceso para las secciones trabajadas varían en dificultad.

Para la sección 1 se necesita un vehículo de doble tracción, puesto que un tramo de la carretera es de tierra y se encuentra en malas condiciones, empeorando en temporadas de lluvias porque se debe atravesar varias quebradas.

Debido a la gran extensión de la quebrada el Paují existen dos vías de acceso, la primera, parte desde el pueblo de Urumaco donde se toma hacia el sur, específicamente hacia la carretera Urumaco-Pedregal, avanzando 5 Km hasta llegar al poblado El Socorro donde 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 camino único que atraviesa otras quebradas menos importantes y que pasa por los caseríos: La Represa, El Hatillo y Santa Rosa hasta llegar a un caserío llamado Las Cañadas de Arajó, allí se estaciona el vehículo y se camina 1 Km por un sendero de tierra hasta llegar a la quebrada. En la intersección entre la quebrada El Paují y una quebrada afluyente se tomó la base de dicha sección.

El segundo acceso, se utiliza para llegar al tope de esta sección. Se toma la carretera Falcón-Zulia y se recorre 10 Km al oeste, desde Sabaneta, hasta llegar al caserío La Florida; se caminan 5 minutos por un sendero de tierra y se llega a la quebrada a la altura del puente de la carretera Falcón – Zulia, donde se encuentra el tope de la sección estudiada.

Para llegar a la segunda sección, se utiliza la misma ruta que para la sección 1, partiendo del pueblo de Urumaco se toma la carretera Urumaco-Pedregal a unos 13,75 Km hasta llegar al punto donde se comenzó el levantamiento en la quebrada El Puerco. Estas carreteras se encuentran en perfectas condiciones. La entrada a la quebrada Cochino se encuentra en el puente Corralito ubicado en esta misma carretera.

1.4. METODOLOGÍA

La metodología empleada en este trabajo se dividió en cuatro fases, descritas a continuación:

1.4.1. Fase Pre-Campo

Realizada entre los meses octubre / noviembre del año 2003, constó de los siguientes pasos:

- Revisión bibliográfica de trabajos previos realizados en la zona (etapa que continuó durante todas las fases).
- Revisión e interpretación de las fotografías aéreas del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar, misión 0202128 a escala 1:50.000 (216 al 218, 900 al 902,054 al 056, 085, 648 y 649), para el reconocimiento de las quebradas y vías de acceso a las mismas.
- Recopilación y revisión del material bibliográfico correspondiente a la zona de estudio, entre los que destacan: mapas geológicos/topográficos, tesis, publicaciones, libros, etc.
- Revisión de los mapas topográficos del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar, a escala regional 1:100.000 de la hoja 6149 Pedregal, perteneciente al año 1969.
- A nivel detallado se revisaron las siguientes hojas cartográficas a escala 1:25.000: Corralito 6149-II-NO y Carazao 6149-I-SE pertenecientes al año 1982.

- Revisión del mapa de Geología de superficie de Creole Petroleum Corporation C-5-A y C-5-B, a escala 1:50.000, año 1962.
- Digitalización de los mapas topográficos a escala 1:25.000: Corralito 6149-II-NO, El Cují 6149-I-SO, Los Jebes 6149-II-NE y Carazao 6149-I-SE.

1.4.2. Fase de Campo

Realizada en dos etapas, la etapa 1 comprendida entre la segunda y tercera semanas del mes de diciembre de 2003 y la etapa 2 durante la tercera y cuarta semana de abril y la primera semana de mayo de 2004. En esta fase se desarrollaron los siguientes pasos:

- Ubicación de los afloramientos: en este paso fue necesario ubicar los afloramientos en las quebradas el Paují, Cochino, El Puerco y en una sección de la carretera Urumaco-Pedregal.
- Levantamiento geológico del transecto de estudio tomando en cuenta todos los rasgos litológicos, paleontológicos, estructurales y geomorfológicos.
- Recolección de muestras de lutitas, en intervalos variables dependiendo de las condiciones del terreno y/o el tipo de litología presente en la misma.
- Levantamiento de una poligonal en forma simultánea con la recolección de las muestras; para ello se utilizó una cinta métrica de 50 metros de longitud, una brújula Brunton, así como un GPS Garmin previamente calibrado.

1.4.3. Fase laboratorio

La fase de laboratorio fue dividida en 3 partes:

- Preparación de las muestras de lutitas: previo a la realización del lavado de lutitas es necesario picar las muestras a un tamaño más pequeño, para posteriormente ser colocadas en un envase, donde es pesado $\frac{1}{2}$ Kg de muestra. Se agrega agua hasta sobrepasar la porción de lutitas, añadiéndose 40 ml de

desfloculante (Polifosfato de Sodio), el cual se deja actuar por una semana aproximadamente o hasta que la muestra esté disuelta.

- Lavado de muestras de lutitas: una vez disuelta la muestra se procede a colocarlas en un tamiz 200, en donde se le agrega abundante agua a presión sin que se derrame por los bordes el contenido de lutitas disueltas y el agua (Figura 3). Este procedimiento se aplica hasta que el agua que circula a través del tamiz no presente turbidez, colocando el residuo en un recipiente. Para separar el agua del sedimento obtenido en el residuo, se procede a pasar el agua por un filtro hasta que quede la menor cantidad posible. El sedimento contenido en el envase y el filtro se coloca en una estufa, una vez secos se deposita el residuo en un recipiente etiquetado con el número de la muestra.



Fig. 3. a) Lavado de lutitas



b) Estufa para el secado de las muestra

- Montaje de las muestras: se realiza el “picking” de fósiles para cada una de las muestras y se van montando en una lámina hasta completar 100 individuos.



Fig.4. Lupa usada para el montaje e identificación de los individuos.

- Identificación del material micropaleontológico obtenido en dichas muestras, clasificándolas de acuerdo a las observaciones de la ornamentación, enrollamiento, tipo de apertura, forma y número de cámaras (Figura 4).

1.4.4. Fase de Oficina

- Una vez identificado el contenido fósil en cada una de las muestras, se elaboran las carta(s) faunal(es) para foraminíferos bénticos y plácticos.
- Análisis estadístico de foraminíferos bénticos en función de la diversidad y abundancia de los géneros obtenidos con el fin de definir biofacies y determinar los paleoambientes de la sección estudiada.

El análisis estadístico se realizó utilizando el programa “Multi Variate Statistical Package” (MVSP 3.1), usando como herramienta los siguientes parámetros: método “Centroid” del análisis de “Cluster”, el cual permite dar un punto medio en las ramas y el coeficiente de similitud de Gower.

El análisis de “cluster” es un término usado para describir un conjunto de objetos y su principal propósito es agruparlos en varios grupos simples.

Este análisis usa los siguientes algoritmos:

1. Calcula la similitud entre cada uno de los objetos que pueden ser calculados y colocados en una matriz, existen varios tipos de similitud y distancia para determinarla.

2. Esta matriz es luego encadenada para encontrar los pares con alta similitud (o poca distancia), ellos pueden ser casos similares y clusters casi cerrados.
3. El Cluster formado por los dos casos puede ser considerado como un solo objeto. La matriz de similitud es recalculada y comparada con todos los otros casos.
4. La matriz modificada es luego escaneada (como en el segundo paso) y encuentra los pares de casos o cluster que ahora tienen mayor similitud. Los pasos 2 y 3 son repetidos hasta que todos los objetos son cambiados en grupos simples.

El resultado del análisis de “cluster” es generalmente representado en diagramas parecidos a un árbol denominados dendogramas.

Al ingresar en el programa los datos obtenidos por géneros y números de individuos incluidos en cada muestra, el mismo agrupa las muestras que coincidan en contenido faunal respetando las distancias, creando así un dendograma con las posibles biofacies.

- Construcción de una curva paliobatimétrica basada en la distribución de los foraminíferos béticos presentes en las muestras.
- Revisión de las edades de las unidades estudiadas, utilizando como base los foraminíferos plácticos.
- Ensamblaje de la información obtenida en las etapas anteriores y la interpretación de las mismas.
- Elaboración de columnas estratigráficas digitalizadas para cada una de las unidades estudiadas.

1.5. TRABAJOS PREVIOS

WIEDENMAYER (1924) 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. Realiza la primera interpretación general sobre la geología de la región falconiana. Su obra se basa en la Geología de Venezuela y Trinidad donde describe en detalle a la Formación Socorro.

WILLISTON Y NICHOLS (1928), describen brevemente la Formación Urumaco. Publican un informe de escasa difusión en medios geológicos, referido a la estratigrafía de una secuencia sedimentaria equivalente a la Formación Urumaco. Bajo el término de “Serie Socorro” dividen a esta formación en dos unidades informales.

GORTER Y VAN DER VLERK (1932) y GRAVELL (1939), estudiaron la fauna de foraminíferos de Falcón central; RUSTSCH (1924), estudió la fauna de 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), publica la segunda edición de su libro Geología de Venezuela y Trinidad con aportes muy importantes para la estratigrafía de la región. Data las unidades litoestratigráficas de Falcón norcentral y noroccidental en base a la identificación de especies de moluscos.

LIDDLE (1946), establece en base a moluscos la datación bioestratigráfica en unidades litoestratigráficas de Falcón norcentral y noroccidental.

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

RENZ (1948), realizó un estudio estratigráfico y micropaleontológico del Grupo Agua Salada.

BLOW (1959), estudió los foraminíferos del Grupo Agua Salada.

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

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

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. Con base al contenido de foraminíferos planctónicos asigna una edad Mioceno Medio temprano a la Formación Cerro Pelado (zona de *Globorotalia fohsi peripheroronda*), y a la Formación Socorro una edad que va desde la parte basal de la zona de *Globorotalia fohsi fohsi* hasta el tope de la zona de *Globigerinoides ruber* extendiéndose quizás a la zona de *Globorotalia siakensis*.

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 de la UCV, entre los años de 1983 y 1984, estudian la estratigrafía de 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 Zazárída; GIL Y HERRERA (1984) también en la región de Urumaco.

ZAPATA (1983) estudió en detalle los procesos diagenéticos de la Formación 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 un análisis paleoambiental y de facies del Terciario superior en los alrededores de Sabaneta, estado Falcón.

LORENTE (1986) realizó el estudio palinoestratigráfico de 33 secciones del Terciario superior de las cuencas de Maracaibo y Falcón occidental, estudiando la Formación Cerro Pelado en varias localidades.

REY (1986) realizó un estudio ambiental y variaciones de facies de la Formación Codore, estado Falcón, con la finalidad de definir las variaciones verticales y laterales de la unidad y evaluar el ambiente de sedimentación.

SANTAMARÍA (1986) en su estudio sedimentológico y bioestratigráfico de la región de Urumaco, realiza una interpretación de las facies sedimentarias e infiere para la Formación Urumaco una edad Mioceno Medio parte terminal a Mioceno Tardío en base a paleofauna marina, y una edad mamífero continental Huayqueriense.

MITTACCHIONE Y RUIZ (1986) realizaron un estudio estratigráfico detallado de la Formación Querales y sus relaciones de facies con las unidades supra e infrayacentes, con la finalidad de interpretar la evolución geológica del área. Con base en foraminíferos asignan una edad partiendo de las zonaciones bioestratigráficas establecidas por Bolli.

SAAVEDRA Y VÉLEZ (1987) realizaron un estudio estratigráfico detallado de la Formación Urumaco (Mioceno Medio – Tardío), con el fin de analizar la secuencia vertical, variaciones laterales y cambios de facies que en ellas se observan, así como también la reconstrucción paleoambiental de esta unidad.

GUERRA Y MEDEROS (1988) realizaron un estudio sedimentológico y bioestratigráfico de una zona ubicada entre las poblaciones de Urumaco y Sabaneta, estado Falcón, así como la interpretación de las facies sedimentarias de cada unidad.

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.

REY (1990) realizó un análisis comparativo y correlativo de las formaciones Codore, San Gregorio, Coro y La Vela, estado Falcón.

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.

CAPITULO II

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. Generalidades

La cuenca de Falcón se originó 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 Mioceno Temprano, para este tiempo fue principalmente una cuenca marina rodeada por zonas emergidas, excepto al este y hacia el norte (AUDEMARD, 1997 Y MUESSIG, 1984).

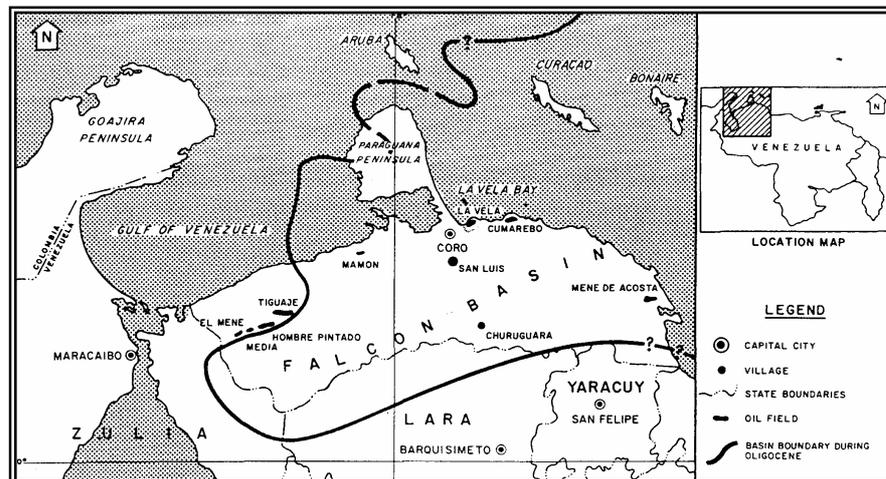


Fig. 5. Localización de la Cuenca de Falcón y sus límites durante el Oligoceno. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

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 la 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 provoca 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.

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).

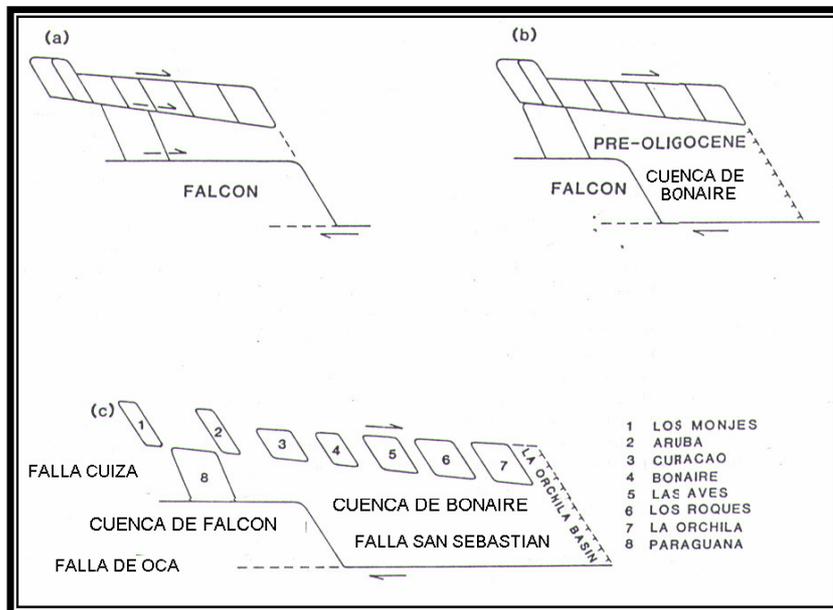


Fig. 6. Evolución de las cuencas “pull-apart” Falcón y Bonaire. *a* y *b* representan dos configuraciones del área anterior a la extensión Eoceno Tardío. Para llevarlo a la configuración presente *c*, la opción *a* requiere una gran cantidad de extensión y desplazamiento transcurrente dextral de Oligoceno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

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 N 15 O. 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. Este modelo está basado en el esquema del orógeno de flotación de OLDOW *et al.* (1990), en el cual pueden ocurrir simultáneamente desplazamientos transcurrentes (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).

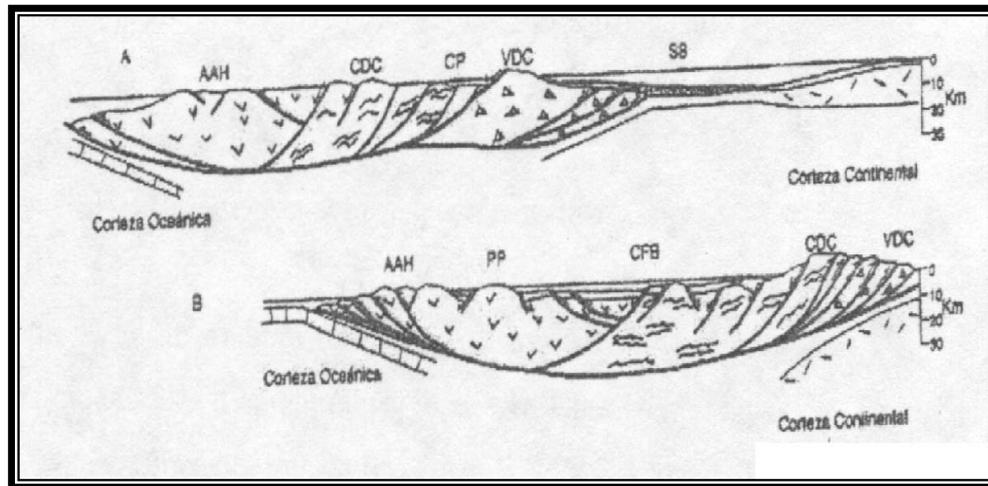


Fig. 7. Modelo de orógeno de flotación para la cuenca de Falcón-Bonaire. A) Configuración tectónica para el Paleoceno-Eoceno Medio. B) Configuración tectónica para el Eoceno Tardío. SB, Surco de Barquisimeto; CP, Cuenca de retroarco de Paracotos; VDC, Arco de Islas de Villa de Cura; CDC, Terrenos de 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. 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 parautóctona 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 (GONZÁLES DE JUANA, *et al* 1980).

La sedimentación de esta cuenca se mantuvo bastante continua y en esta afloran depósitos que abarcan desde el Eoceno Tardío hasta el Cuaternario,

presentando solo 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 realizará una breve descripción de las diferentes formaciones que componen la cuenca de Falcón, en su parte central, oriental y occidental; y sólo se hará una descripción más detallada de aquellas unidades que tienen una relación directa con el área de estudio, como lo son las formaciones Agua Clara, Cerro Pelado, Querales, Socorro, 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, las cuales se conocen con el nombre de Formación Paraiso (Figura 8). 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.

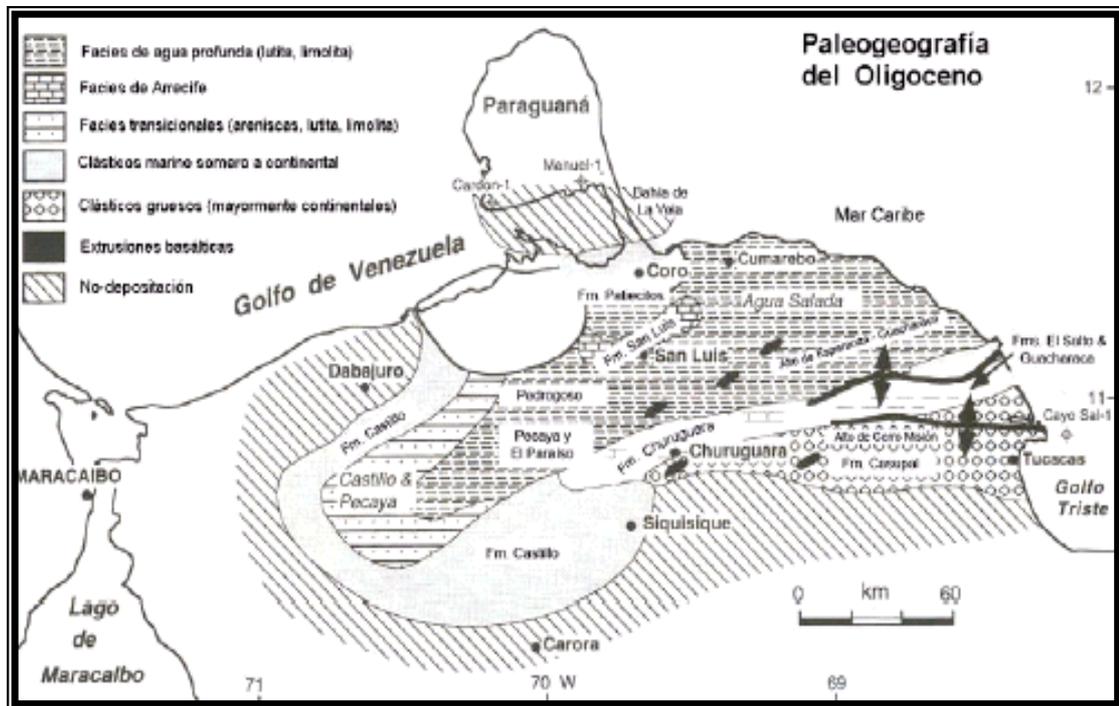


Fig. 8. Paleogeografía del Oligoceno. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991)

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).

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, durante este período el centro de la cuenca representó 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 por las formaciones Pecaya y Pedregoso en Falcón oeste-central. Hacia 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 Paraiso y Pecaya, y las areniscas expuestas de la Formación El Salto, son 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), mencionan 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, la depositación oligocénica comienza con la Formación El Paraíso que descansa discordante sobre la Formación Jarillal, del Grupo Agua Negra, la cual es correlacionable con la Formación Cerro Misión en Falcón oriental (WHEELER, 1960, 1963)

La litología de la Formación Paraiso consiste en dos miembros informales, uno inferior caracterizado por areniscas “sal y pimienta”, calcáreas, moderadamente endurecidas las cuales contienen granos de ftanita negra y lutitas oscuras con algunas lentes de conglomerados con guijarros de ftanita negra; y un miembro superior, caracterizado por areniscas cuarzosas, bien endurecidas comúnmente silisificadas, las lutitas de este miembro son parecidas a las del miembro superior pero rara vez afloran. La mayor parte de la Formación El Paraíso es de tipo transgresivo, donde la costa avanzó desde el suroeste hacia el norte y noreste (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Por encima de la Formación El Paraiso 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 interestratificaciones 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. La parte media y superior de la Formación Pecaya se correlaciona con la Formación Castillo, al oeste de la cuenca (DÍAZ DE GAMERO, 1977). En la región meridional, 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, el Miembro San Juan de la Vega, perteneciente a la Formación Pecaya), contiene una microfaua indicativa de profundidades moderadas, alrededor de 100 metros. Las asociaciones microfosilíferas 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 las faunas arenáceas observadas 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 Pecaya es correlacionada con la Formación Castillo, esta 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 submarino al pie de un 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.

Durante el Mioceno Temprano, por una subsidencia regional, se produjo un solapamiento y un sobrecorrimiento de los márgenes previos de la cuenca. En el centro de la cuenca la sedimentación comenzó con las lutitas de la Formación Agua Clara. DÍAZ DE GAMERO (1989), demostrando 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, arcillitas, 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. Este contacto se coloca generalmente en el tope de la arenisca o caliza más superior de la unidad subyacente, por encima de la cual las lutitas son predominantes. En el distrito Buchivacoa, en Falcón occidental, el contacto se coloca de manera que separe a las calizas, areniscas de grano fino y lutitas del Miembro Cauderalito de las lutitas y areniscas de grano grueso, más masivas, de la Formación Castillo (WHEELER, 1960). 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).

WHEELER (1960) publica una extensa lista de moluscos y foraminíferos fósiles. DÍAZ DE GAMERO (1989) menciona que las lutitas de la mitad superior de la Formación Agua Clara contienen una variedad de foraminíferos béticos, que hacia arriba pasan a conjuntos dominados por ostrácodos y foraminíferos arenáceos.

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.

Con base en la evidencia sedimentológica y micropaleontológica, la Formación Agua Clara es una unidad marina que, en su parte superior, 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). Esta formación en su área tipo está compuesta de areniscas intercaladas con lutitas y algunos lignitos, estos últimos abundantes en su parte superior. Las areniscas son ferruginosas, de colores gris, gris marrón y marrón rojizo, de grano fino a grueso, moderadamente duras y dispuestas en capas masivas, lajosas, con estratificación cruzada y marcas de oleaje. Las lutitas son de color gris azul a gris oscuro, arenosas, yesíferas, micáceas, ferruginosas y carbonosas (LIDDLE, 1928, 1946). 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. En algunas partes se encuentran capas de carbón de hasta 1 m de espesor. Cerca de la base, se observan a menudo capas de guijarros de cuarzo y fragmentos angulares de feldespato caolinizados, muy característicos de este horizonte. 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 lutitas, que a veces son calcáreas, con algunas areniscas calcáreas y raras calizas lodosas entre 0,2 y 1 m de espesor. Las lutitas son físciles, 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 Formación Cerro Pelado es pobremente fosilífera. Ocasionalmente se encuentran raras conchas de moluscos y las lutitas contienen una microfauna muy pobre, predominantemente de foraminíferos arenáceos típicos de aguas salobres (DÍAZ DE GAMERO, 1989). La microflora, al contrario, es abundante y variada. LORENTE (1986) reconoce los siguientes palinomorfos, de una sección de superficie cercana o la localidad tipo: *Laevigatisporites vulgaris*, *Verrucatosporites usmensis*, *Monoporites annulatus*, *Mauritiidites franciscoi*, *Magnastriatites grandiosus*, *Psilamoncolpites medius*, *Verrucatosporites* spp. En menor cantidad, *Echitricolporites maristellae*, *Perisyncolporites pokornyi*, *Deltoidosporites adriennis*, *Retriticolporites hispidus*, *Psilatricolporites triangularis*. HAMBALÉK, *et al.* (1994) mencionan los palinomorfos *Psiladiporites minimus*, *Crototricolpites annemariae*, *Jandufouria seamrogiformis*, *Verrutricolporites rotundiporus*.

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).

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.

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 Querales (DÍAZ DE GAMERO *et al*, 1988), está compuesta 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. Los niveles individuales de las lutitas se incrementan 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*, *Arenicolites* y *Thalassinoides*, con frecuencia se adentran en las lutitas infrayacentes; generalmente tienen nódulos y horizontes ferruginosos. Es común la laminación paralela y ondulada, así como la estratificación cruzada planar de ángulo bajo; localmente se observan rizaduras en el tope de las capas.

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, incrementándose 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.

La Formación Querales contiene microfósiles y es ricamente microfósilífera. LORENTE (1986), menciona el contenido palinológico de varias muestras

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

LORENTE (1986), identifica la Zona de *Psiladiporites Echitricolporites*, del Mioceno Temprano o Medio en base al contenido palinológico. DÍAZ DE GAMERO *et al.* (1988), reconocen las zonas de *Praeorbulina glomerosa* (Mioceno Temprano) y de *Globorotalia fohsi peripheroronda* (Mioceno Medio), en base a los foraminíferos planctónicos. Igualmente, las zonas de *Helicosphaera ampliaperta* (NN4), del Mioceno Temprano y de *Sphenolithus heteromorphus* (NN5), del Mioceno Temprano a Medio, en base a nannoplancton calcáreo. La riqueza de los elementos planctónicos permite determinar que la unidad es ligeramente diacrónica, haciéndose progresivamente más joven de este a oeste, dentro del surco de Urumaco. 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.

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, 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 arcillitas intercaladas (DÍAZ DE GAMERO, 1989). La Formación Querales suprayace concordantemente a la Formación Guarabal.

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^o y abrupto con la Formación Agua Clara (WEELER, 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 esta misma zona las facies de mar abierto están representadas por la Formación Pedregoso. En contraste, las facies periarrecifales interdigitadas con lutitas deltáicas y costeras y las 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 (WEELER, 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 (WEELER, 1960), y se infiere una edad después del Oligoceno (*Globorotalia opima opima*) a Mioceno temprano (*Catapsydrax stainforthi*; GONZALES DE JUANA *et al.*, 1980).

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. Hacia el tope de la formación se encuentran frecuentes capas gruesas de calizas del tipo de las calizas de San Luis (WHEELER, 1960, 1963).

Flanco Sur-Central

En el margen surcentral de la cuenca de Falcón se desarrollaron facies carbonáticas (figura 3). 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 en la Formación Cantaure (HUNTER, 1986) donde las facies de aguas profundas persistieron.

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

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.

LIDDLE (1946) mencionó, entre otros, los siguientes moluscos fósiles de esta formación: *Clementia dariena*, *Turritella mimetes*, *Pecten gatunensis*, *Macrocallista maculata*. GAMERO Y DÍAZ DE GAMERO (1963), indican la presencia de los siguientes moluscos en la Formación Socorro del área de El Saladillo, al sur de Coro:

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

LORENTE (1986), reporta la presencia de *Verrucatosporites usmensis*, *Deltoidospora* spp., *Grimsdalea magnaclavata*, *Monoporites annulatus* en afloramientos de la Formación Socorro en su sección tipo. Reporta asimismo, los palinomorfos presentes en la formación en el subsuelo, en los pozos Montañita-1X y Culebra-1X. GUERRA Y MEDEROS (1988), en HAMBALÉK *et al.* (1994) reportan la presencia de *Crassoretitriletes vanraadshooveni* en muestras de la unidad en su área tipo.

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 WOZNAK Y WOZNAK (1987), la Formación Socorro (formaciones Cerro Pelado, Querales y Socorro en su trabajo) se extiende 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 (1985) correlaciona la Formación Socorro con 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 profundidades 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 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 intercaladas 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* (Mioceno Tardío) (DÍAZ DE GAMERO, 1977).

Hacia el oeste, en el área del surco de Urumaco, La Formación Caujarao es remplazada por la Formación Urumaco (Figuraxx). 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 de la Formación Urumaco se compone de la siguiente secuencia litológica:

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, escasamente microfosilíferas, 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 carbonosas. 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 si 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 arcillitas, 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 arcillitas 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 arcillitas 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 de *Thalassinoides*.

Las calizas varían entre 0,5 y 4 m de espesor, excepcionalmente hasta 6 m. Varían de areniscas conchíferas hasta calizas coquinoideas arenosas consolidadas, 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

una 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* y *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 arcillitas 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 arcillitas 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; los contactos son abruptos o transicionales. Hacia el tope en la sección son de 1 a 2 m de espesor; masivas, el contacto inferior es erosivo, pasando hacia el tope a laminación paralela, rara vez cruzada de ángulo bajo, laminación flaser y lenticular y finalmente limosas, en espesores delgados, intercaladas con limos y arcillitas, con concreciones y horizontes ferruginosos. Al este del río Cauca, las arcillitas grises son escasamente microfossilíferas y hay numerosos niveles de arcillitas 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: arcillitas 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 numerosos 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 los 1,5 m de espesor, siendo las arcillitas y areniscas la litología dominante. Las arcillitas 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 de espesor 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 arcillitas 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.

Las calizas coquinoideas y areniscas conchíferas de la formación, contienen numerosas conchas de moluscos, principalmente bivalvos. DÍAZ DE GAMERO Y LINARES (1989) citan *Chama bergandensis*, *Chama* sp., *Argopecten venezuelanus*,

Lirophora mactropsis, *Anadara* sp., *Pecten* sp., *Pecten codorensis*, *Crassostrea cahobasensis*, *Crassostrea virginica falconensis*, *Anomia peruviana gabbi*, *Turritella altilira*, *Turritella abrupta*.

La Formación Urumaco es pobremente microfosilífera, con foraminíferos arenáceos y escasos calcáreos, típicos de aguas salobres. En el miembro medio se encuentran, en ciertos niveles, conjuntos de foraminíferos béticos más variados, con raros planctónicos, indicativos de ambientes marinos muy someros. HAMBALEK, *et al.* (1994) mencionan la presencia de *Echitricolporites spinosus*, *Fenestrites spinosus*, *Proxapertires tertiaria*, *Bombacacidites baculatus*, *Multimarginites vanderhammeni*, *Psilaperiporites minimus*.

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. HAMBALEK, *et al.* (1994) reconoce la Zona de *Echitricolporites spinosus* (Mioceno Medio) en base a la palinología de toda la unidad.

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, 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 (GONZÁLES 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 tubo al este facies de mar abierto en la Formación El Veral y al oeste facies mas continentales de la Formación Codore.

La Formación Codore 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 arenaceas hacia el tope; y la cuarta facie 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).

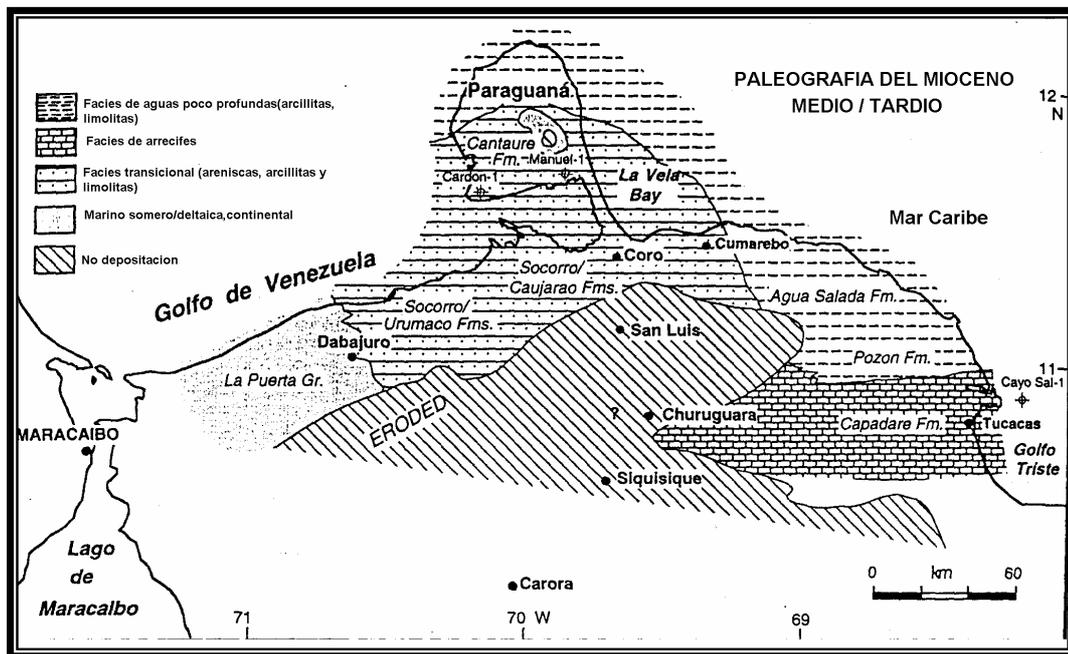


Fig. 9 Paleogeografía del Mioceno Medio-Tardío. Tomado de Macellari (1995).

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 (Figura 9). 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 argilaceas (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 transcurrancia dextral mayor de rumbo este-oeste (Oca y Cuiza); donde estas fallas transcurrentes y las fallas normales de rumbo noroeste que se unen a estas, fueron activa durante el origen de la evolución de las cuencas, y estas fallas son las generadoras de las cuencas de tracción o “pull-apart”. Esta fase extensiva con orientación noreste, es la causante de la subsidencia de la cuenca durante el Oligoceno, donde la máxima extensión ocurrió durante el Mioceno Temprano, acompañada por el adelgazamiento de la corteza y por la inyección de magmas basálticos (MUESSIG, 1978). Otra cosa que se puede ver y que llama la atención, además de las zonas de tracción o “pull-apart” de divergencia, son los sistemas de fallas transcurrentes irregulares que desarrollan zonas de convergencia, asociadas a deformaciones de tipo compresional (MUESSIG, 1984).

El mismo autor considera seis tendencias estructurales dentro del anticlinorio de

Falcón:

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

2.- Fallas normales de dirección este-oeste, como lo son: la falla de Ancón, la cual se encuentra localizada al sur, y en forma paralela a 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, las 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 (Figura 10).

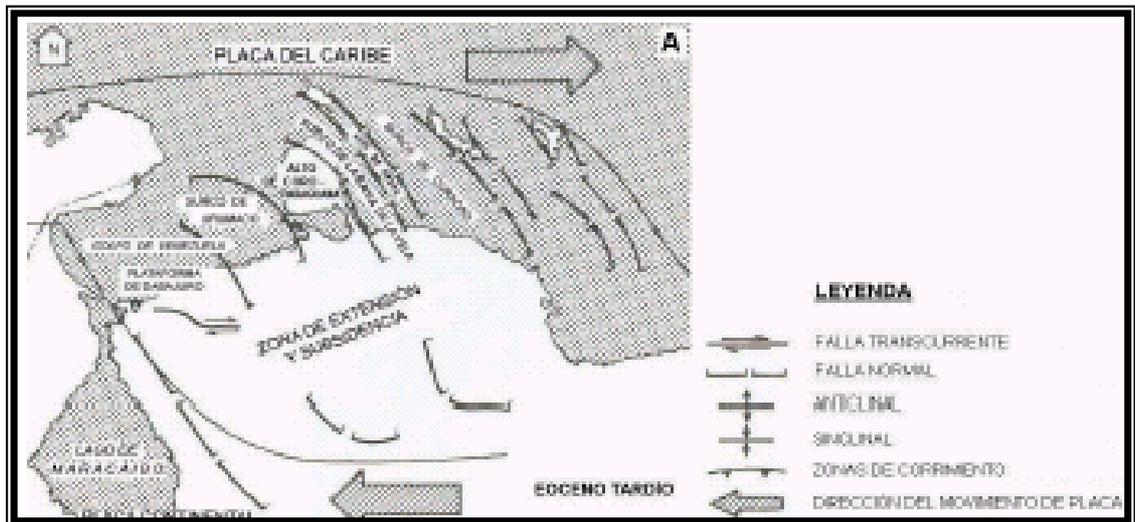


Fig. 10. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Eoceno Tardío. Tomado de Boesi y Goddard (1991).

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 (Figura 11).

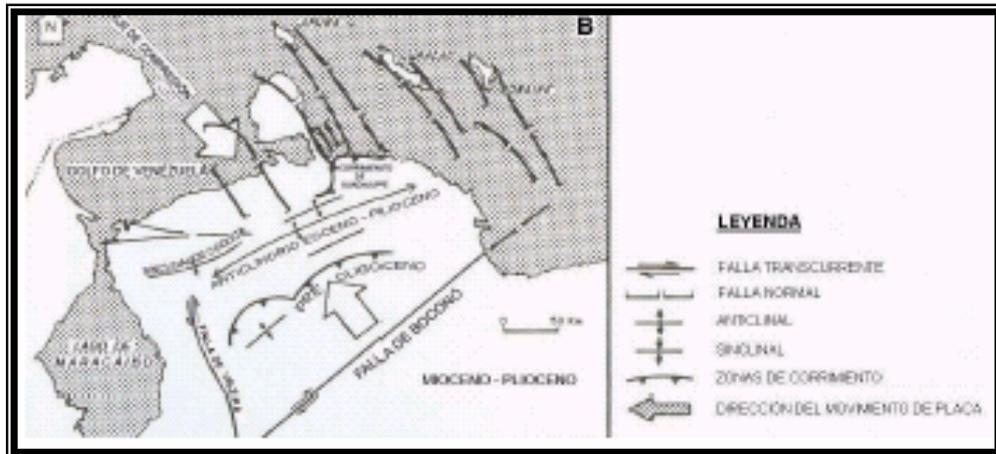


Fig. 11. Historia tectónica de la cuenca de Falcón durante el Mioceno-Plioceno. Tomado modificado de Boesi y Goddard (1991).

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 (Figura 12).

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).

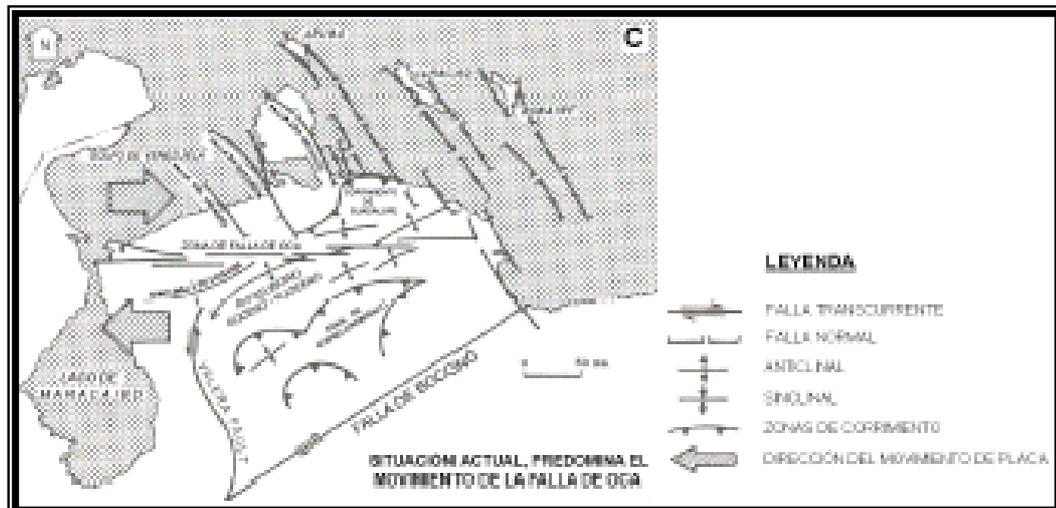


Fig. 12. Situación actual de la tectónica de la cuenca de Falcón. Tomado y modificado de Boesi y Goddard (1991).

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

GEOLOGIA LOCAL

3.1. FORMACIÓN AGUA CLARA

3.1.1. Generalidades

La sección estudiada de la Formación Agua Clara corresponde a la parte superior de esta unidad (58 m), ubicada en la quebrada El Puerco localizada cerca de la carretera Urumaco-Pedregal, al oeste de la zona de estudio. Esta formación ocupa aproximadamente un 1,3 % del área total y está representada por una secuencia predominantemente arcillítica cuya expresión topográfica es el valle definido entre el pico Casa de Piedra y cerro Blanco al este, y el cerro La Cuesta del Perro al oeste.



Fig. 13. Foto panorámica tomada desde el cerro La Cuesta del Perro. Se observa la expresión topográfica del contacto de las formaciones Cerro Pelado y Agua Clara. Rumbo S67W.

3.1.2 Descripción Litológica

La Formación Agua Clara está constituida casi en su totalidad por arcillitas masivas que localmente son yesíferas, fosilíferas y nodulares, presentan un color fresco y un color meteorizado pardo con tonalidades que varían de gris oscuro a rojizas.



Fig.14. Litologías características de la Formación Agua Clara

Como componentes minoritarios se observaron, cerca del contacto superior una capa de arenisca masiva de 0.3 m de espesor, color pardo meteorizado y una capa de carbón con forma tabular bien consolidada de 0.2 m de espesor, ubicada unos 10 m por encima de la anterior.

3.1.3. Contactos

En este trabajo sólo se estudió la parte superior de la Formación Agua Clara, por lo tanto, el contacto inferior con la Formación Castillo infrayacente no se puede establecer.

El contacto superior con la Formación Cerro Pelado es concordante y abrupto y está definido en la base de una arenisca perteneciente a Cerro Pelado. Por debajo

de estas intercalaciones se observan la secuencia monótona de arcillitas características de la Formación Agua clara.

3.2. FORMACIÓN CERRO PELADO

3.2.1. Generalidades

La Formación Cerro Pelado aflora a lo largo del frente de montañas de Falcón occidental, desde la región de Mene de Mauroa al oeste hasta el río Mitare al este. En este trabajo, esta unidad se estudió en la quebrada El Puerco y en la carretera Urumaco – Pedregal (Anexo 1). Esta formación ocupa aproximadamente el 12,2 % del área total. Está constituida por paquetes de areniscas y arcillitas intercaladas con gruesos depósitos de arcillitas. Esta unidad está representada topográficamente por la fila conformada por cerro Blanco, pico Caduce y cerro el Barbón, que se extienden de este a oeste, con elevaciones que alcanzan hasta 600 metros.

3.2.2. Descripción litológica

La base y la parte media de la Formación Cerro Pelado están constituidas por potentes paquetes de areniscas y arcillitas interestratificadas, con espesores generales que varían entre 1 y 28 m aproximadamente, intercaladas con extensos intervalos arcillíticos que presentan espesores hasta de 40 metros. Las areniscas son generalmente de grano fino, presentan un color fresco pardo y gris oscuro y meteorizan a pardo oscuro, muestran laminación paralela, rizaduras simétricas, estructuras flaser, y a medida que se sube en la sección se observa la aparición de estratificación cruzada a pequeña y mediana escala, estratificación lenticular, nódulos de óxidos y mayor presencia de madrigueras tanto verticales como horizontales. Los espesores individuales varían entre 0.5 cm a 15 cm, incrementándose hacia el tope de los paquetes, sin embargo, en la sección media de la unidad se observó un paquete en donde el espesor de las arenas disminuía hacia el tope.



Fig. 15. Rizaduras simétricas y madrigueras

Las arcillitas no superan los 0.5 cm de espesor en las intercalaciones y pueden llegar a medir hasta 38 m cuando se presentan solas, son de color fresco gris claro y eventualmente meteorizan a gris oscuro con tonalidades rojizas. Ocasionalmente se observan capas de carbón de hasta 60 cm de espesor con forma tabular, limolitas de hasta 1 metro de espesor y material leñoso, estos últimos desaparecen a medida que se sube en la sección.



Fig.16. Extensas capas de arcillitas asociadas paquetes de areniscas y arcillitas intercaladas

Hacia el tope de la unidad disminuye el espesor de los paquetes de areniscas y arcillitas, las cuales no superan los 14 metros. Las areniscas son de grano medio, se observa la presencia ocasional de micas y granos de cuarzo y presentan estructuras sedimentarias tales como, estratificación flaser, cruzada planar y gradada inversa, así como también, se encuentran madrigueras y nódulos de óxidos. Los espesores individuales varían entre 4 cm 2 m.

Las arcillitas son de color fresco gris claro y meteorizan a gris oscuro, hacia el tope éstas gradan a limolitas. Los espesores individuales varían entre 2 cm y 4 m.



Fig. 17. a) Bioturbación a gran escala



b) Madrigueras verticales *Skolithos*

3.2.3. Contactos y espesor

El contacto inferior es concordante y abrupto con la Formación Agua Clara infrayacente y se definió en el punto 3.1.3. El contacto superior es concordante con la Formación Querales y se define en el tope de la última arenisca bioturbada, perteneciente a Cerro Pelado.

La expresión topográfica de la Formación Cerro Pelado en la fila del Cerro Blanco contrasta al norte y al sur con los valles donde afloran las formaciones Agua Clara y Querales, infra y suprayacentes.

El espesor total de la Formación Cerro Pelado en la sección que aflora en la carretera Urumaco - Pedregal y la quebrada El Puerco es de 552 metros.

3.3. FORMACIÓN QUERALES

3.3.1. Generalidades

La Formación Querales fue descrita en la quebrada Cochino, al oeste de la zona de estudio. Esta formación ocupa aproximadamente el 9,45 % del área total y está constituida por una secuencia de gruesos paquetes de arcillitas intercaladas con pequeñas capas de areniscas y limolitas. Topográficamente esta unidad está representada por el valle ubicado entre la fila Aribanache al norte y cerro Blanco al sur (Anexo 1).

3.3.2. Descripción litológica

La sección de la Formación Querales que aflora en la quebrada Cochino está caracterizada por una secuencia predominantemente arcillítica con esporádicas capas de areniscas y limolitas.

La base de esta sección está caracterizada por extensos intervalos de arcillitas, los cuales se encuentran parcialmente cubiertos, siendo difícil la determinación del espesor de los mismos. También, se pueden observar estas arcillitas intercaladas con

delgadas capas de areniscas, presentando espesores generales que varían entre 2 y 11 metros. Las arcillitas son de color fresco gris y meteorizan a tonos abigarrados, presentan jarosita, nódulos de óxido de hierro, horizontes ferruginosos y ocasionalmente lentes de arenas. Las areniscas son de grano fino, con espesores individuales que no superan los 1.2 m, presentan un color fresco gris y un color meteorizado pardo, contienen rizaduras de corrientes, estratificación cruzada festoneada y planar.



Fig.18. Intercalación de areniscas y arcillitas



Fig.19. a) Rizaduras



b) Lentes de arenas.

El tope de la formación se hace más arcilloso y se caracteriza por encontrarse parcialmente cubierto. Las arcillitas presentan un color fresco que varía entre gris

claro/oscuro y pardo, el color meteorizado es gris parduzco, ocasionalmente contienen bivalvos, gasterópodos y moldes de bivalvos. Entre las arcillitas se observan limolitas y areniscas intercaladas formando un paquete de 3 metros espesor. Las limolitas son de color fresco y meteorizado gris, las areniscas son de color fresco pardo y color meteorizado pardo grisáceo con espesores individuales de 1 a 15 cm.



Fig. 20. Variación en los colores frescos y meteorizados de las arcillitas

3.3.3. Contactos y espesor

El contacto inferior de la Formación Querales es concordante con la Formación Cerro Pelado y fue descrito en el punto 3.2.3. El contacto superior es concordante con la Formación Socorro, definido en la base de un paquete de areniscas bioturbadas de 6 metros de espesor.

La Formación Querales presenta un espesor total en la sección que aflora en la quebrada Cochino de 430 metros.



Fig.21. Arenisca estratocreciente perteneciente a la base de la Formación Socorro

3.4. FORMACIÓN SOCORRO

3.4.1. Generalidades

La sección estudiada de la Formación Socorro, se encuentra ubicada en la quebrada el Paují, al oeste de la zona de estudio. Esta formación ocupa aproximadamente el 54,60 % del área total estudiada. Litológicamente puede subdividirse en tres miembros informales, denominados miembro inferior, medio y superior.

La Formación Socorro está representada por los altos topográficos conformados por los cerros Carora, Ubaldo y La Campana, los cuales llegan a tener elevaciones entre 200 y 400 metros.

3.4.2. Descripción Litológica

En línea general la Formación Socorro se caracteriza por presentar una secuencia que contiene grandes espesores de limolitas, arcillitas, areniscas y niveles

carbonosos y carbonáticos. Esta formación se subdivide en tres miembros de acuerdo a su litología, y se describen a continuación.

a) Miembro inferior

Este miembro se distingue por presentar gruesos paquetes de arcillitas y limolitas los cuales se encuentran asociados a pequeños intervalos de areniscas y arcillitas intercaladas. El espesor total de este miembro es de 771.5 metros.

A nivel detallado, las limolitas presentan espesores que varían de 3 cm a 14 m en las áreas más extensas. El color fresco es ocre amarillento con tonalidades grises y el color meteorizado pardo oscuro o naranja, se observa estratificación paralela.

Las arcillitas presentan espesores que varían de 10 cm hasta 20 cm. El color fresco es gris claro/oscuro y meteorizan a gris parduzco o pardo oscuro. Se pueden observar laminación paralela, nódulos de óxidos, así como ocasionalmente restos de bivalvos.

Las areniscas son de grano fino a medio con espesores que varían de pocos centímetros hasta 2 metros, el color es gris a pardo claro y meteorizan a pardo amarillento y/o pardo oscuro y tonalidades rojizas. Asociado a esta litología se encuentran estructuras sedimentarias, como estratificación cruzada a pequeña y mediana escala, estratificación paralela, así como estratificación festoneada tanto en la base del miembro como en su parte media. A su vez en la zona media del miembro se observa estratificación espina de pescado, estratificación ondulada y convoluta. También se encuentran rizaduras simétricas en la base y madrigueras tanto horizontales como verticales (esta última en menor proporción).



Fig. 22. a) Estratificación cruzada

b) Estratificación convoluta

b) Miembro medio

Este miembro presenta además de los litotipos definidos en el miembro anterior, la presencia de capas de calizas y abundantes niveles de areniscas calcáreas, características del miembro medio. En la quebrada El Paují se pudo medir un espesor total de 1268.5 metros para este miembro.

Las capas de areniscas son de grano fino a medio, tienen espesores que van de 10 cm hasta llegar a capas de 1.30 metros. El color fresco es gris/pardo oscuro y meteoriza a ocre o pardo amarillento. Algunas de las estructuras sedimentarias encontradas asociadas a esta litología son estratificación paralela, cruzada y festoneada en pequeña y mediana escala, estratificación lenticular y flaser; también prevalecen las rizaduras de corrientes. Estas areniscas presentan madrigueras tanto verticales como horizontales, siendo más abundantes en la zona inferior y media de este miembro.



Fig. 23. Rizaduras simétricas

Las calizas contienen abundante fauna de moluscos, predominando los géneros *Pecten* y *Ostrea*, así como algunos gasterópodos. También se observa la presencia de algas rojas. Los espesores de las calizas varían entre 60 cm y 2 metros, el color fresco es gris meteorizado gris claro y tonalidades rojizas. Las areniscas calcáreas presentan espesores de 60 cm hasta 1.30 metros y color fresco gris y color meteorizado pardo amarillento.



Fig.24. Capa de caliza con presencia de fósiles

Se observan dos tipos de arcillitas, las primeras son de color fresco gris claro, en ocasiones con tonalidades rojas o amarillentas y meteorizan a pardo oscuro rojizo. Contiene niveles de jarosita y sus espesores varían desde 2 a 20 metros. Las segundas son color de fresco marrón oscuro y meteoriza a marrón o pardo oscuro, presenta alto contenido de materia orgánica (material leñoso) y jarosita. Este tipo de arcillita comúnmente grada lateralmente a carbón. Su espesor varía entre 4 y 14 metros.



Fig. 25. Diferentes capas de arcillitas

Las limolitas presentan un color fresco gris y pardo oscuro que eventualmente meteoriza a colores pardos, con tonalidades amarillentas u ocre. Poseen gran cantidad de jarosita y en su mayoría se observan madrigueras. Sus espesores varían entre 10 cm hasta 1.50 metros.

c) Miembro superior

Las areniscas son el litotipo más abundante en este miembro, su color fresco es gris parduzco y meteorizan a pardo oscuro con tonalidades amarillentas. El tamaño de grano varía de fino a medio, pueden ser masivas o presentar estratificación cruzada planar y paralela, hacia el tope se observan estratificación cruzada planar, festoneada

y paralela, niveles de oxidación paralelos a la estratificación, así como nódulos de óxidos, clastos de arcilla, micas, niveles jarosíticos, fragmentos fósiles re trabajados y madrigueras verticales y horizontales. Presentan espesores que varían de 40 cm hasta 3 metros. Hacia el tope de la formación encontramos una arenisca de 16 metros de espesor.



Fig.26. Intercalación de areniscas y arcillitas, las capas de areniscas pueden llegar a medir hasta 16 metros

Las calizas presentes son muy escasas y en ocasiones presentan matriz arenosa, con alto contenido de moluscos, entre los cuales se reconocieron los géneros *Pecten* y *Ostrea*. Los espesores individuales no sobrepasan los 60 cm.

Las arcillitas presentan un color fresco gris pardo y en ocasiones tonalidades verdosas, meteorizan a pardo oscuro y tonalidades rojizas. Se encuentran débilmente laminadas. Tienen espesores que van de pocos centímetros hasta 14 metros de espesor. Se observan madrigueras y ocasionales niveles jarosíticos.

Las limolitas tienen un color fresco gris y pardo claro y meteorizan a colores ocre y pardos oscuro. Sus espesores individuales oscilan entre 60 cm y 2 metros. Están asociadas a paquetes de intercalaciones de arcillitas y areniscas. Usualmente presentan restos fósiles con fauna de los géneros *Pecten* y *Ostrea*. También contienen nódulos de óxidos de hierro.

3.4.3. Contactos y espesor

El contacto inferior con la Formación Querales fue definido en punto 3.3.3. El contacto superior es concordante con la Formación Urumaco, está definido en la base de una caliza con matriz arenosa y abundante fauna de *Pecten* y *Ostrea*.

En la quebrada el Paují la Formación Socorro presenta un espesor general de 2.491 metros.

3.5. FORMACIÓN URUMACO

3.5.1. Generalidades

La sección estudiada de la Formación Urumaco está ubicada en la quebrada el Paují, localizada al este de la zona de estudio, cerca de la población de la Florida y de la carretera Falcón-Zulia, abarca aproximadamente el 22,45 % de área total. El contenido litológico en esta formación es variable por lo tanto se divide en tres miembros informales.

Topográficamente esta unidad está representada por pequeños cerros de relieves suaves que presentan alturas máximas de 200 metros.

3.5.2. Descripción litológica

La Formación Urumaco está caracterizada por presentar areniscas, arcillitas y limolitas intercaladas, niveles carbonáticos y extensos intervalos arcillíticos.

Para facilitar la descripción litológica de esta formación se establecieron tres miembros. El miembro inferior está caracterizado por la presencia de niveles carbonáticos asociados a intercalaciones de areniscas y arcillitas las cuales presentan esporádicas capas de carbón y como elemento minoritario presenta niveles carbonáticos. El miembro medio presenta los mayores espesores de arcillita dentro de esta formación asociadas con niveles carbonáticos y a limolitas, el miembro superior

está caracterizado por la disminución de niveles carbonáticos, aparición de potentes capas de areniscas e intercalaciones de arcillitas y limolitas.

a) Miembro inferior

Este miembro está caracterizado por presentar capas de areniscas alternadas con arcillitas, limolitas y niveles carbonáticos. Las areniscas son masivas, generalmente de color fresco gris a gris parduzco y de color meteorizado pardo y presentan espesores que no superan los 95 cm. Las arcillitas presentan espesores que varían de 70 cm a 4 m, son de color fresco gris y color meteorizado pardo y ocasionalmente están asociadas a capas de carbón. Las limolitas de color fresco gris y color meteorizado gris parduzco presentan espesores que no superan los 5 cm.

Los niveles carbonáticos están representados por calizas arenosas y areniscas calcáreas. Las calizas arenosas contienen bivalvos, son de color fresco gris parduzco y color meteorizado pardo grisáceo, los espesores individuales varían entre 0.50 cm y 4 metros. Las areniscas calcáreas presentan espesores individuales que varían entre 0.10 cm y 1.20 m, se observan bivalvos y ostrácodos bien preservados, el color fresco es pardo y meteoriza a pardo negruzco.

Este miembro presenta un espesor general de 312 metros.

b) Miembro medio

El miembro medio está caracterizado por presentar los mayores espesores arcillíticos dentro de esta formación, asociados a pequeñas capas de limolitas, areniscas, areniscas calcáreas y calizas.

Las arcillitas presentan láminas de yeso y ocasionalmente niveles con fragmentos de fósiles y niveles de carbón. El color fresco y meteorizado es pardo y gris, los espesores varían de 1 cm a 34 m, se observa laminación paralela. Las limolitas presentan color fresco pardo amarillento y color meteorizado pardo, en algunas oportunidades son calcáreas y presentan lentes de arenáceos y madrigueras.

Los espesores individuales varían de 8 cm a 2.10 m, los intervalos arenosos disminuyen en este miembro, las areniscas presentan espesores individuales que van de 3 cm a 4 m, son de grano medio, friables, presentan niveles de óxidos de hierro, estratificación cruzada y festoneada.

Los niveles carbonáticos son muy frecuentes en este miembro y están formados por areniscas calcáreas con espesores individuales que varían de 0.30 a 3.10 m, generalmente son fosilíferas, contienen abundantes bivalvos y gasterópodos, son de color fresco pardo grisáceo y color meteorizado pardo claro, y por calizas arenosas muy fosilíferas, que ocasionalmente presentan niveles de *Ostrea* dispuestas caóticamente, los espesores individuales varían de 0.50 a 6 m, son de color fresco gris claro a pardo y color meteorizado pardo amarillento y gris.

Este miembro presenta un espesor general de 378 metros.

c) Miembro superior

En este miembro disminuye el espesor de las arcillitas, las cuales se encuentran asociadas a limolitas, areniscas y escasos niveles carbonáticos.

Las arcillitas son de color fresco gris y color meteorizado pardo, en algunos casos son fosilíferas, con espesores que no superan los 3 cm. Las limolitas presentan color fresco y meteorizado pardo. Los espesores varían de 3 cm a 2 metros.

Las areniscas son de grano fino a medio, friables, con micas, de color fresco gris amarillento a parduzco y color meteorizado pardo. Presentan espesores que varían entre 50 cm y 10 m, laminación paralela y madrigueras, Las areniscas calcáreas presentan espesores que van de 30 cm a 1 m, contienen abundantes fósiles, generalmente bivalvos y gasterópodos, de color fresco y meteorizado pardo amarillento.

Este miembro presenta un espesor general de 330 metros.

3.5.3. Contactos y espesor

El contacto inferior es concordante con la Formación Socorro y está definido en el punto 3.4.3.

El contacto superior con la Formación Codore es concordante y está definido en el tope de la última capa conchífera que aflora en esta sección, esta capa es una arenisca calcárea de grano fino con presencia de bivalvos.

El espesor total de la Formación Urumaco en la sección que aflora en la quebrada el Paují es de 1020 metros.

CAPITULO IV

BIOESTRATIGRAFIA

4.1. Generalidades

El conjunto de foraminíferos identificados en la sección estratigráfica objeto de este estudio, se caracteriza por presentar un número bajo de individuos, los cuales se presentan recristalizados y mal preservados. De un total de 123 muestras analizadas, el 51% de las mismas resultaron estériles. En las muestras que contenían foraminíferos, se observó un dominio de los géneros béticos sobre los pláncticos en la mayoría de los casos.

A continuación se presenta de manera cuantitativa los géneros y especies identificados de acuerdo con la clasificación taxonómica de foraminíferos béticos y foraminíferos pláncticos:

a) Foraminíferos béticos:

Suborden Rotaliina: 25 géneros y 69 especies

Suborden Textulariina: 6 géneros y 15 especies

Suborden Miliolina: 8 generos y 13 especies

b) Foraminíferos pláncticos:

8 géneros, 34 especies y 4 subespecies

4.2. Tendencias generales de distribución

Existen ciertas tendencias o factores que determinan la presencia o no de ciertos organismos en un lugar determinado, es decir, ciertos organismos pueden prosperar en determinados ambientes y son exclusivos de dicha zona. Por supuesto, hay organismos que tienen la capacidad de adaptarse a un amplio rango de “condiciones” entre los que destacan profundidad, temperatura, salinidad, entre otros.

Sin embargo, tomando en cuenta que existen organismos que son exclusivos de un tipo de ambiente, existen métodos que permiten determinar la distribución de la microfauna en los océanos recientes, las cuales son usadas en este trabajo para la definición de la paleoecología en la zona de estudio, estos son:

Relación foraminíferos – ostrácodos: Los foraminíferos son de 1 a 10 veces más abundantes que los ostrácodos en lagunas litorales y ambientes parálidos eurihalinos, mientras que, en ambientes marinos abiertos de la zona sublitoral, la relación es de 100 a 200 (DÍAZ DE GAMERO, 1982). Esto quiere decir que, a medida que aumenta la profundidad la presencia de ostrácodos es más escasa hasta el punto de desaparecer.

Relación pláncnicos – bénticos (P/B): Los organismos bénticos pueden vivir y morir en la misma área depositacional, y pueden o no, sufrir transporte. La tendencia general es la del aumento progresivo en el número de especies hasta la zona de plataforma externa – talud superior. Al ir aumentando la profundidad, se observa una disminución de la presencia de fauna béntica. Por su parte, los foraminíferos pláncnicos viven en la columna de agua, y su hábitat óptimo es en el mar abierto, lejos de la influencia continental. Por lo tanto, la máxima expresión de estos organismos se encuentra hacia la zona batial superior, y se va reduciendo a medida que la profundidad disminuye y nos acercamos al continente.

MURRAY (1991) propuso los siguientes rangos de proporción en la relación pláncnicos-bénticos (P:B):

- Talud superior: >70 : <30
- Plataforma externa: 40-70 : 60-30
- Plataforma media: 10-60 : 90-40
- Plataforma interna: <20 : >80

Sin embargo, WILSON (2003) explica que los resultados de este método pueden ser alterados debido a disolución de foraminíferos arenáceos por efectos diagenéticos, aumentando por ende el porcentaje de foraminíferos pláncnicos presentes.

Gráfico triangular basado en la estructura de la pared: Se encuentra basado en tres (3) tipos de textura de pared de los foraminíferos: aglutinados, aporcelanados e hialinos, correspondiente con los tres subordenes Textulariina, Milioliina y Rotaliina respectivamente, de la clasificación de LOEBLICH & TAPPAN (1964). En la clasificación revisada (LOEBLICH & TAPPAN, 1988), el suborden Rotaliina fué dividido en cuatro (4) subordenes: Spirilinina, Lagenina, Robertinina y Rotaliina. (Figura 27).

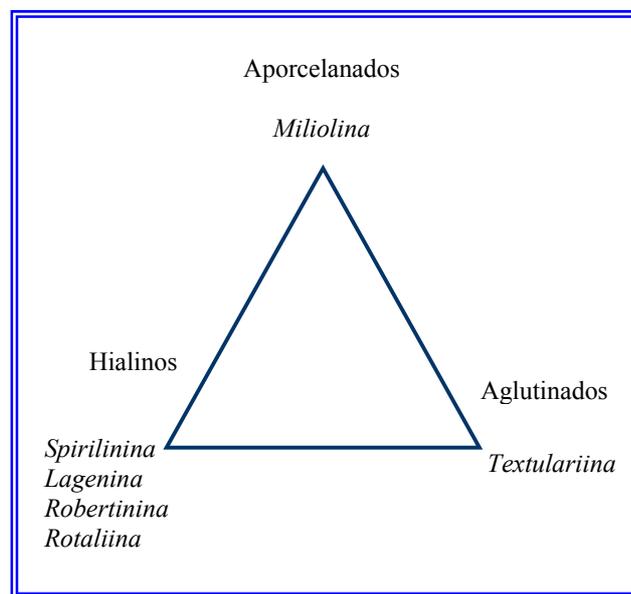
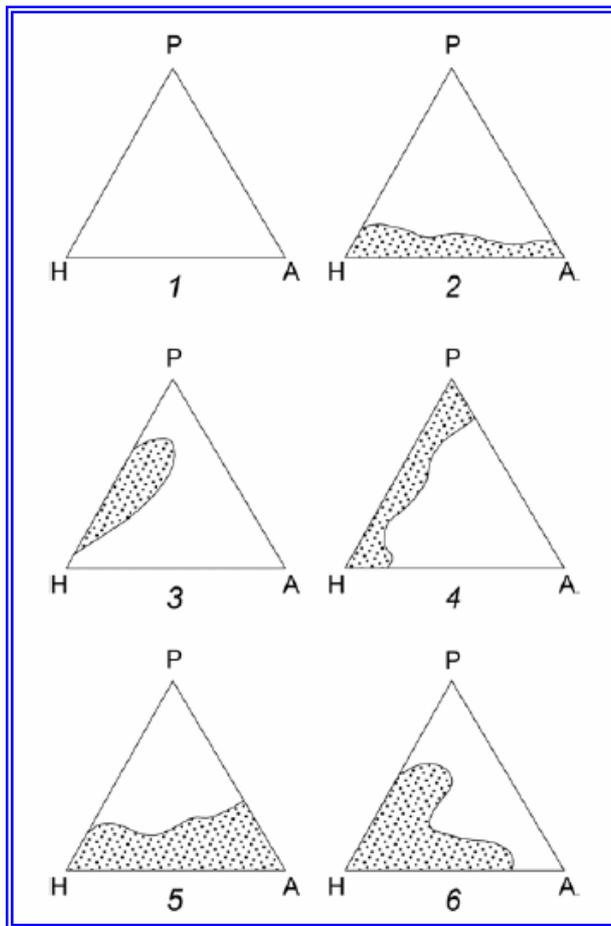


Fig. 27. Gráfico triangular de foraminíferos bécnicos basados en tres subordenes: Rotaliina, Textulariina y Miliolina (Tomado de MURRAY, 1991).

El tipo de pared de los foraminíferos está relacionado con la batimetría (Figura 28). Los organismos de pared aporcelanada son típicos de plataforma interna con la excepción de los géneros *Pyrgo* y *Biloculinella* que están establecidos para profundidades abisales (HAYNES, 1981). El porcentaje de abundancia de las formas hialinas incrementa con el aumento de la profundidad. En las zonas abisales, bajo el nivel de compesación de carbonatos solo pueden estar presentes formas aglutinadas, sin embargo, estas últimas pueden vivir a lo largo de toda la plataforma.



Porcentaje de foraminíferos arenáceos y/o miliolidos: En principio, este método está muy relacionado con el anteriormente expuesto. En resumen, se puede indicar que los foraminíferos arenáceos dominan las faunas de ambientes litorales eurihalinos. En ambientes marinos abiertos su porcentaje es muy bajo hasta llegar a zonas abisales, donde su dominio es absoluto, debido a que no pueden existir formas calcáreas por el nivel de compensación de carbonatos. Por su parte, los miliólidos presentan su mayor abundancia en ambientes someros, zona sublitoral interna, en aguas claras (sin turbidez). Al aumentar la profundidad el porcentaje de estos organismos disminuye rápidamente (DÍAZ DE GAMERO, 1982).

Existen otros criterios o parámetros para determinar paleoambientes o paleoprofundidades, los cuales no se van a usar en este trabajo, ya que los rangos de paleoprofundidad que generan son muy amplios, pero los autores consideran importante reseñarlos para futuros trabajos, ya que no tienen alto grado de dificultad para aplicarlos, ellos son:

Índice de diversidad α (Índice Fisher): El índice de diversidad fue introducido por FISHER ET AL. (1943, cit en MURRAY, 1991). Este método toma en cuenta el número de especies entre un cierto número de especímenes:

$$\alpha = n_1 : x$$

Donde x es una constante que toma valores <1 , $n_1 = N(1-x)$, N representa el número de individuos. Para facilitar los cálculos se utiliza la siguiente gráfica.

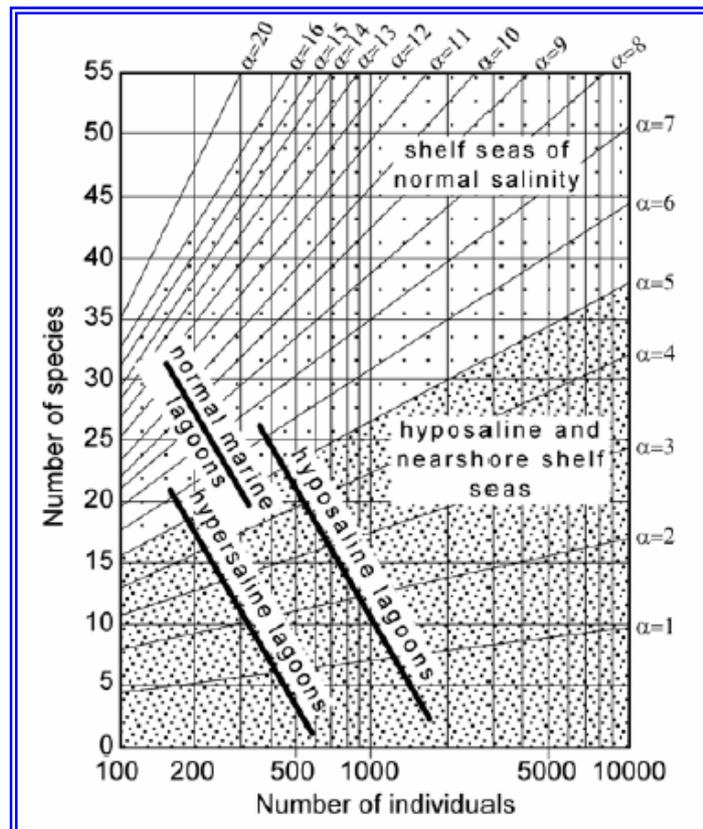


Fig. 29. Índices de diversidad α (WRIGHT, 1972) (Tomado de MURRAY, 1991).

Índice Tau: Fué introducido como un indicador paleobatimétrico por GIBSON (1988) basado en la data obtenida del Golfo de México. Este índice se calcula con la siguiente fórmula:

$$\text{Tau} = b \cdot \%p$$

Donde b es el número de especies bénticas, y p el número de individuos pláncnicos en una muestra. Con el aumento de la profundidad los valores de Tau aumentan. Para profundidades de hasta 40 metros el valor de tau <100, profundidades entre 40 y 1000 metros son marcados por valores entre 100 – 1000, y para profundidades de hasta 2000 metros los valores de tau se ubican entre 1000-10000.

4.3. Biofacies

Mediante el uso del análisis de “cluster” con el programa estadístico MVSP 3.1, se obtuvieron 4 biofacies: A – B – C – D, que a su vez se dividieron en las subfacies, A1, A2, B1, B2, C1, C2, C3, D1, D2, D3 y D4.

Cada biofacies está relacionada al conjunto de foraminíferos bénticos y otros microfósiles que en ella se encuentra, así como también al tipo litológico presente, es decir, algunos organismos solo se adaptan a un tipo de ambiente (restringido) en el cual se desenvuelven y viven; éste ambiente por su parte cumple con ciertas condiciones como tipo de sustrato, salinidad, profundidad, temperatura, entre otros.

Cabe destacar, que algunos organismos tienen un amplio rango de distribución, por ejemplo los podemos encontrar desde zonas muy someras hasta profundidades batiales.

Estas biofacies responden a las condiciones litológicas propias de cada formación y de los respectivos miembros incluidos en ellas. En la Figura 30 se observa el resultado del “cluster” y la agrupación de las muestras.

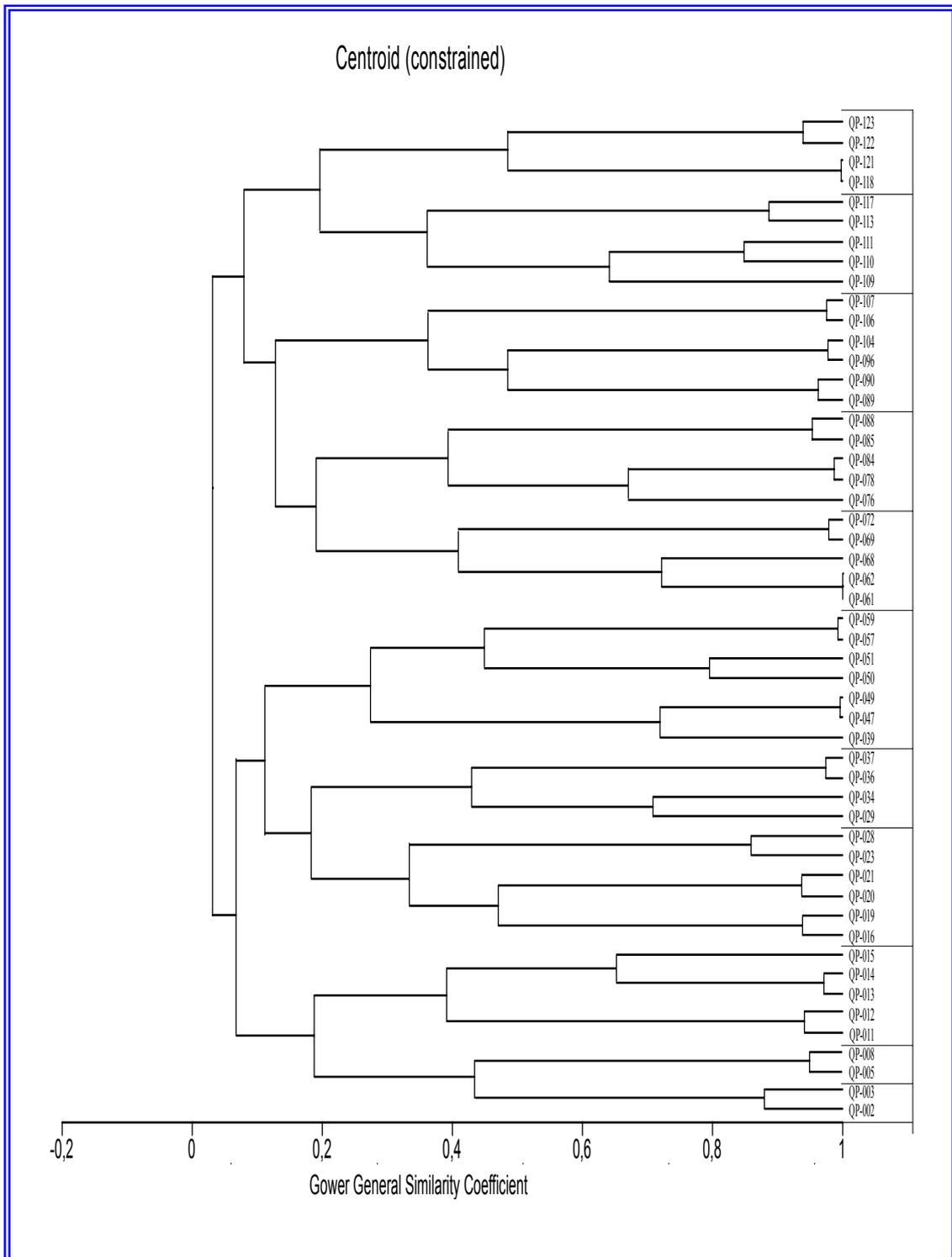


Fig. 30. Resultados del análisis de "cluster"

BIOFACIES A1

Esta biofacies corresponde estratigráficamente con la parte superior de la Formación Agua Clara. Los géneros béticos más abundantes son: *Peneroplis*, *Spirolina* y *Bolivina*. Otros géneros subordinados son *Hanzawaia*, *Nonion*, *Brizalina*, *Sigmoilina* y *Discorbis* (en orden de abundancia), así como también algunos ostrácodos. La litología asociada son arcillitas grises masivas que localmente son yesíferas, fosilíferas y presentan nódulos de óxidos. Los géneros *Peneroplis* y *Spirolina* presentan un alto grado de recristalización y mala preservación en comparación con los otros individuos.

BIOFACIES A2

Esta biofacies corresponde estratigráficamente con la Formación Cerro Pelado. Los géneros más comunes y abundantes son *Ammobaculites*, *Textularia* y *Ammodiscus* principalmente. Entre otros organismos encontramos los géneros: *Planularia*, *Cibicorbis*, *Hanzawaia*, *Discorbis*, *Triloculina*, *Bolivina* y *Spirolina*.

Se observa el dominio de organismos arenáceos sobre otros individuos. La litología asociada está constituida por intercalaciones de areniscas y arcillitas que se encuentran asociadas a potentes paquetes de arcillitas. Dichas arcillitas poseen material leñoso y en ocasiones capas de carbón.

BIOFACIES B1

Esta biofacies representa la transición entre la Formación Cerro Pelado y el miembro inferior de la Formación Querales. Los géneros más representativos son el *Peneroplis*, *Spirolina* y *Ammonia*. Entre otros géneros importantes también encontramos *Hanzawaia*, *Discorbis*, *Triloculina*, *Planularia*, *Sigmoilina* y *Textularia*. Es importante destacar la presencia de un alto número de pequeños gasterópodos. Los géneros *Peneroplis* y *Spirolina* presentan un alto grado de recristalización y mala preservación.

La litología asociada para la parte superior de la Formación Cerro Pelado son intercalaciones de areniscas de tamaño de grano medio, estratocrecientes de hasta 2

metros de espesor individual, con arcillitas de color fresco gris claro y meteorizan a gris oscuro. Hacia el tope estas gradan a limolitas.

Para la Formación Querales la litología común son arcillitas de color fresco gris y color meteorizado abigarrado a pardo, con presencia de jarosita y nódulos de óxidos, intercalados con delgadas capas de arenisca de grano fino.

BIOFACIES B2

Corresponde estratigráficamente con la Formación Querales (parte superior). Los géneros más representativos, tomando en cuenta su abundancia son *Ammobaculites* y *Ammonia*. En esta biofacies también coexisten en menor proporción los géneros *Planularia*, *Saccamina*, *Nonionella*, *Bolivina*, *Brizalina*, *Spirolina*, *Hanzawaia*, *Nonion*, *Cibicorbis*, *Textularia*, *Schlumbergerina*, *Ehrenbergerina*, *Lenticulina* y *Siphogenerina*.

La litología asociada a esta biofacies son arcillitas color gris pardo amarillento que meteorizan a gris oscuro. Se encuentran intercaladas con limolitas y delgadas capas de areniscas. Se observó la presencia de algunos microfósiles, entre ellos bivalvos, gasterópodos y moldes de bivalvos.

BIOFACIES C1

Corresponde estratigráficamente con la transición entre la Formación Querales y Socorro y se extiende hasta el equivalente al miembro inferior de esta última. Los géneros dominantes son *Cibicorbis* y *Discorbis*. Asociados a estos tenemos los géneros *Bolivina*, *Textularia*, *Lenticulina*, *Quinqueloculina*, *Hanzawaia*, *Planulina*, *Peneroplis*, *Spirolina*, *Nonionella*, *Virgulina*, *Valvulineria* y *Schlumbergerina*. También se reportaron algunos gasterópodos y ostrácodos (muy pocos individuos).

La litología asociada son extensos paquetes de arcillitas y limolitas las cuales presentan pequeños intervalos de intercalaciones de areniscas y arcillitas.

BIOFACIES C2

Corresponde estratigráficamente con el miembro medio de la Formación Socorro. Los géneros dominantes son *Sigmoilina*, *Triloculina*, *Ammodiscus* y *Discorbis*. Otros géneros que acompañan a esta biofacies son *Spirolina*, *Hanzawaia*, *Elphidium*, *Ammobaculites*, *Reophax*. Igualmente existen otros individuos de escasa aparición (1 por género) los cuales son *Schlumbergerina*, *Saccamina*, *Nonionella*, *Spiroloculina*, *Quinqueloculina* y *Haplopragmoides*.

La litología asociada a esta biofacies es muy variada, similar a la de la biofacies anterior, pero con la excepción de la aparición de capas de calizas y abundantes niveles carbonosos. En la zona media del miembro se observan unas areniscas calcáreas, así como calizas con matriz arenosa. En las calizas arenosas con abundante fauna de moluscos predomina los géneros *Pecten* y *Ostrea*.

En una de las muestras analizadas perteneciente a esta biofacies (QP-047) se encontró una fuerte presencia de gasteropodos y ostracodos.

BIOFACIES C3

Esta biofacies corresponde al miembro superior de la Formación Socorro. La especie dominante es *Ammonia beccarii* y está asociada al género *Saccamina*.

La litología está compuesta principalmente por intercalaciones de arcillitas y areniscas, donde eventualmente el cambio de las arcillitas es transicional y pasa a limolita. La presencia de calizas de matriz arenosa o areniscas calcáreas disminuye notablemente en comparación con el miembro medio y aparecen potentes capas de areniscas.

BIOFACIES D1

Esta biofacies coincide con el miembro inferior de la Formación Urumaco. La especie más abundante es la *Ammonia beccarii*, seguido de los géneros *Textularia*, *Nonion* y *Nonionella*. Se encuentran asociados a los anteriores, los géneros *Ammobaculites*, *Reophax* y *Gyroidina* con un representante cada uno.

La litología está representada por capas de areniscas que se encuentran intercaladas con arcillitas que ocasionalmente contienen capas de carbón y limolitas. En estas intercalaciones se encuentran abundantes niveles carbonáticos constituidos por calizas arenosas y areniscas calcáreas. Se observan macrofósiles de bivalvos y algunos ostrácodos.

BIOFACIES D2

Corresponde estratigráficamente con la parte inferior del miembro medio de la Formación Urumaco. En esta biofacies el número de individuos es reducido, sin embargo los géneros dominantes son *Ammonia* y *Saccamina*. Asociados a estos se observan los géneros *Nonion*, *Bolivina*, *Textularia*, *Lagena* y *Cibicides*.

La litología está compuesta por extensos intervalos de arcillitas, con intercalación de delgadas capas de areniscas calcáreas. En ocasiones se observan capas de *Ostrea* dispuestas caóticamente y la presencia de microfósiles tales como *gasterópodos* y *ostrácodos*.

BIOFACIES D3

Esta biofacies concuerda con la parte superior del miembro medio de la Formación Urumaco. Comprende una gran diversidad de géneros, siendo los de mayor abundancia *Ammonia*, *Nonion*, *Nonionella*, *Bolivina* y *Uvigerina*. En menor grado de abundancia encontramos los géneros *Textularia*, *Hanzawaia*, *Cibicorbis*, *Virgulina*, *Valvulineria*, *Lagena*, *Cibicides*, *Oolina*, *Miliolinella*, *Fissurina*, *Anomalina* y *Buliminella*.

La litología asociada a esta biofacies es similar a la anterior, con la particularidad que va disminuyendo los niveles carbonáticos presentes.

BIOFACIES D4

Corresponde al miembro superior de la Formación Urumaco. La especie dominante es la *Ammonia beccarii*, la cual está bien preservada. Los géneros asociados a ésta son *Bolivina*, *Brizalina*, *Saccamina* y *Quinqueloculina*.

La litología asociada está caracterizada por presentar espesos intervalos de arcillitas, intercalaciones de limolitas y arcillitas, potentes capas de areniscas y escasos niveles carbonáticos.

4.4. Paleobatimetría y paleoecología

Para la determinación de la paleoecología de una determinada zona a través de foraminíferos hay que tomar en cuenta ciertas variables, entre ellas la preservación de los organismos, diagénesis, tipos litológicos asociados, entre otros.

En este trabajo se tomará en cuenta los argumentos previamente expuestos en las tendencias de distribución, para tratar de definir con mayor exactitud la paleobatimetría y paleoecología de las biofacies propuestas y su relación con las formaciones que están involucradas en este estudio.

BIOFACIES A1

En esta biofacies se observa un marcado dominio de foraminíferos calcáreos sobre los arenáceos. El conjunto faunal descrito en esta biofacies nos indica condiciones marinas abiertas. La especie más representativas son el *Peneroplis bradyi* y *Spirolina arietina* los cuales marcan un rango de profundidad de 0 – 50/70 metros. El porcentaje en la relación P/B (Apéndice A) está en el rango: 10–60 : 90–40 (MURRAY, 1991), que indica una paleoprofundidad de plataforma media a interna, con aguas claras. Las condiciones de salinidad eran normales 35 - 37 ‰ y la temperatura varía entre 18 – 27 °C (MURRAY, 1991). Corresponde a la sección superior de la Formación Agua Clara.

BIOFACIES A2

Se observa un dominio de formas arenáceas sobre las calcáreas lo que indica un ambiente cercano a la costa. Por su parte la relación P/B (Apéndice A) está en el rango <20 : >80, los que nos refiere a plataforma interna (MURRAY, 1991). La asociación faunal de esta biofacies esta caracterizada por la abundancia de las

especies *Ammobaculites agglutinans*, *Ammodiscus dominicensis* y el género *Textularia*, los cuales nos remiten a un ambiente de llanura deltaica y/o pantanos salobres (influencia marina). La paleoprofundidad está estimada de 0 – 20 metros (MURRAY, 1991). Esta biofacies corresponde a la Formación Cerro Pelado.

BIOFACIES B1

Parecida a la descrita en las biofacies A1 existiendo un dominio de foraminíferos calcáreos sobre arenáceos, con la excepción de la aparición de las especies: *Ammonia beccarii*, *Discorbis alutensis* y *Triloculina rupertiana*. El *Gráfico Triangular de Foraminíferos* (MURRAY, 1991) nos sugiere un ambiente de plataforma interna, en transición con lagunas hipersalinas, con paleoprofundidades entre 10 – 60 metros (Apéndice B,C y D). Igualmente la relación P/B (Apéndice A) está en el rango $<20 : >80$, los que nos refiere a plataforma interna. Esta biofacies representa la transición de la Formación Cerro Pelado a la Formación Querales.

BIOFACIE B2

Esta biofacies se caracteriza por presentar un dominio de foraminíferos calcáreos sobre arenáceos, a su vez la relación P/B (Apéndice A) muestra un dominio de organismos plácticos (aproximadamente 60%), lo que indica que estamos alejados de la costa. Sin embargo, el conjunto faunal característico nos indica un ambiente de plataforma interna, con salinidad normal, y con cierta influencia terrígena por la presencia del género *Ammobaculites agglutinans*. La paleoprofundidad estimada es de 0 – 40 metros (MURRAY, 1991). Esta biofacies corresponde con la parte superior de la Formación Querales.

BIOFACIE C1

En esta biofacies, el predominio lo marca los foraminíferos calcáreos sobre los arenáceos, sin embargo hay un número representativo de individuos de este último. La presencia del género *Bolivina* y la especie *Lenticulina iota* nos sugieren ambientes de plataforma media, sin embargo la relación P/B (Apéndice A) está en el rango $<20 :$

>80, lo que indica que estamos en ambiente de plataforma interna, cercano a la costa. Igualmente la presencia de algunos ostrácodos nos refiere a ambientes someros. Dentro de esta asociación faunal también podemos encontrar las especies *Discorbis alutensis* y *Triloculina rupertina* que son reportadas en ambientes de laguna hipersalina (MURRAY, 1991). Podemos restringir este conjunto a un ambiente nerítico superior a marino costero, con influencia de aguas salobres con algo de turbidez. La paleobatimetría se estima entre 0 – 50 metros. Esta biofacies corresponde al miembro inferior de la Formación Socorro.

BIOFACIES C2

En esta biofacies predominan los foraminíferos calcáreos sobre los arenáceos. Los foraminíferos calcáreos están representados por las especies *Sigmoilina tenuis*, *Triloculina rupertina* y *Discorbis alutensis*, en el grupo de los arenáceos se observa la presencia de la especie *Ammodiscus dominicensis* en forma abundante. Esta asociación faunal nos remite a un ambiente de plataforma interna asociados con lagunas hipersalinas (MURRAY, 1991). La relación P/B (Apéndice A) está marcada por la escasa fauna de organismos pláncnicos, por debajo del 5% (aunque en la muestra QP-50 existe un incremento sobre el 90% de foraminíferos pláncnicos, lo cual puede estar relacionado con eventos de tormenta), lo que corrobora un ambiente cercano a la costa, que se corresponde con la litología asociada. Cabe destacar que en una muestra de esta biofacies se reporta la presencia de un número abundante de ostrácodos y microgasterópodos lo que nos refiere a un ambiente costero. Esta biofacies corresponde con el miembro medio de la Formación Socorro. La paleoprofundidad se estima de 10 – 40 metros.

BIOFACIES C3

Esta biofacies se caracteriza por la presencia casi exclusiva de la especie *Ammonia beccarii* la cual es típica de lagunas litorales, zonas de turbulencia próximo costeras y plataforma interna entre 20 – 50 metros. El sustrato preferido son arenas y

lodo, la temperatura oscila entre 0 y 30 °C (MURRAY, 1991). Corresponde estratigráficamente con el miembro superior de la Formación Socorro.

BIOFACIES D (D1, D2, D3 Y D4)

En estas biofacies la especie dominante es la *Ammonia beccarii*, cuyo rango de distribución fue definido en las biofacies C3, sin embargo cuando está asociada con otros individuos se puede precisar mejor su paleoecología.

BIOFACIES D1

Los foraminíferos calcáreos son dominantes en esta biofacies, siendo su principal representante la especie *Ammonia beccarii*, sin embargo la especie *Textularia panamnesis* se observa con buen número de individuos. Otras especies presentes son: *Nonion micrus*, *Nonionella opima*, *Nonionella atlantica*, *Ammobaculites agglutinans* y algunos ostrácodos.

Esta asociación es indicativa de ambientes costeros con influencia deltaica. La relación P/B (Apéndice A) en línea general presenta un dominio de organismos bénticos, en el rango <20 : >80, que corrobora un ambiente cercano a la costa. Sin embargo, algunas muestras pertenecientes a esta biofacies contienen un porcentaje mayor de foraminíferos plácticos, que se puede atribuir a fluctuaciones en el nivel del mar o a eventos de tormenta. La paleoprofundidad está estimada entre 10 – 40 metros. Esta biofacies corresponde al miembro inferior de la Formación Urumaco.

BIOFACIES D2

En esta biofacies la especie dominante es la *Ammonia beccarii*, seguido en proporción por la especie *Saccamina sphaerica*. También encontramos dentro de esta asociación los géneros *Bolivina*, *Lagena*, *Cibicides* y *Textularia*. Este conjunto nos refiere a un ambiente marino con alguna influencia terrígena. El porcentaje P/B (Apéndice A) se encuentra en el rango 10-60 : 90-40 lo que nos indica plataforma media a interna (MURRAY, 1991). Esta biofacies corresponde a la parte basal del

miembro medio de la Formación Urumaco. La paleoprofundidad estimada está en 10 – 30 metros.

BIOFACIES D3

Esta biofacies es muy similar a la anterior, con la diferencia que incluye más géneros dentro de la asociación. Las especies más abundantes son *Ammonia beccarii*, *Nonion grateloupi*, *Nonionella opima*, *Bolivina spathulata* y *Uvigerina gardnerae*. En menor grado de abundancia encontramos los géneros *Textularia*, *Hanzawaia*, *Cibicorbis*, *Virgulina*, *Valvulineria*, *Lagena*, *Cibicides*, *Oolina*, *Miliolinella*, *Fissurina*, *Anomalina* y *Buliminella*.

Estos individuos nos refieren a un ambiente marino, de plataforma interna, con influencia continental, sustentado también por la presencia de ostrácodos (MURRAY, 1991). La relación P/B (Apéndice A) muestra un dominio de organismos béticos lo que justifica un ambiente cercano a la costa (en el rango <20 : >80), sin embargo en la última muestra de esta asociación se observa un importante incremento en el número de foraminíferos plácticos que puede asociarse con una superficie de inundación o eventos de tormenta. La paleoprofundidad estimada es 5 – 30 metros. Esta biofacies se corresponde con la parte superior del miembro medio de la Formación Urumaco.

BIOFACIE D4

Esta biofacies está dominada casi exclusivamente por la especie *Ammonia beccarii*. Las especies asociadas son *Bolivina spathulata*, *Bolivina marginata multicostata*, *Brizalina dilatata*, *Saccamina sphaerica* y *Quinqueloculina semilunum*. La presencia de estos organismos nos indican un ambiente de laguna salobre a hipersalina. La relación P/B (Apéndice A) muestra una abundancia de foraminíferos béticos y la casi ausencia de formas plácticas (por debajo del 5%), lo que evidencia ambientes someros cercanos a la costa (MURRAY, 1991). La paleoprofundidad se estima entre 1 – 20 metros. Esta biofacies corresponde al miembro superior de la Formación Urumaco.

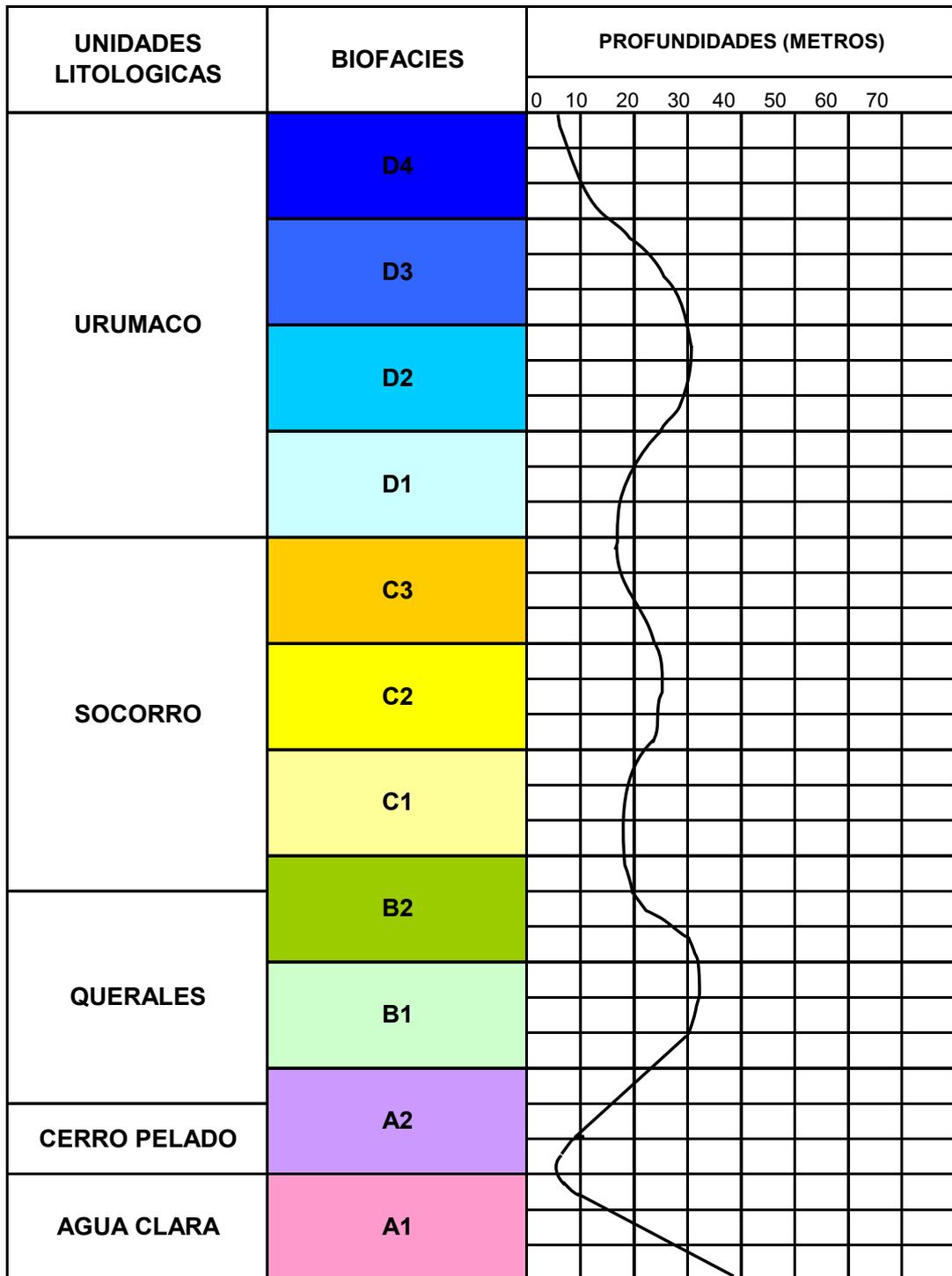


Fig.31. Curva paleobatimétrica

4.5. Edad

Tal como se indicó en las generalidades de este capítulo, el conjunto de foraminíferos plácticos de la sección estudiada se caracteriza por ser muy pobre, el mismo está representado en su mayoría por especies con amplios rangos estratigráficos lo que dificultó el establecimiento de la edad para gran parte de las unidades litoestratigráficas.

Los esquemas zonales utilizados fueron los de BLOW (1969) y BOLLI & PREMOLI SILVA (1973) para latitudes bajas, tomada del BOLLI & SAUNDERS (1985). Las edades de las zonas bioestratigráficas presentadas por los autores antes mencionados, fueron modificadas por BERGGREN, *et al* (1995) en su artículo “A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy”.

En este trabajo se adaptan las zonas identificadas a la nueva datación presentada por BERGGREN (1995), utilizando la relación que existe entre las zonas establecidas por los autores con la zonación de BLOW (1969). (Apéndice E).

En aquellas formaciones en donde el contenido de foraminíferos presentes identificados no permitió establecer las edades, se emplearon los datos presentados por HAMBALÉK (1993) con base en las asociaciones de palimorfos.

Formación Agua Clara

El conjunto de foraminíferos plácticos identificados en esta unidad están representados por los siguientes ejemplares: *Globigerinoides triloba*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides immaturus*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerinoides altiapertura*, *Globigerina connecta*, *Globigerina falconiensis*, *Globorotalia miozea*, *Globigerinoides primordius*, *Globigerinoides sp.*, *Globorotalia sp.*

La última aparición del *Globigerinoides primordius* y *Globigerina connecta* junto con la primera aparición de la *Globorotalia miozea* permiten identificar la zona de *Globigenirella insueta* (BOLLI & PREMOLI SILVA, 1973), zona N7 (BLOW, 1969), que restringe esta formación a la parte terminal del Mioceno Temprano (Apéndice F).

Formación Cerro Pelado

En esta unidad no se observó fauna de foraminíferos pláncnicos, por lo tanto, la edad de esta formación fue inferida por su posición estratigráfica entre la Formación Agua Clara infrayacente y la Formación Querales suprayacente, ubicándose en la parte terminal del Mioceno Temprano.

HAMBALEK (1993), con base en palinomorfos indica que la Formación Cerro Pelado pertenece a la zona de *Echitricolporites maristellae*-*Psiladiporites minimus* de edad Mioceno Temprano.

Formación Querales:

En el área de estudio, la Formación Querales presenta la siguiente fauna de foraminíferos pláncnicos: *Globigerina apertura*, *Globigerina brazieri*, *Globigerina bulloides*, *Globigerina connecta*, *Globigerina druryi*, *Globigerina eamesi*, *Globigerina praebulloides*, *Globigerina sp.*, *Globigerina woodi*, *Globigerinella aequilateralis*, *Globigerinella pseudobesa*, *Globigerinoides altiapertura*, *Globigerinoides bulloideus*, *Globigerinoides immaturus*, *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides praesiphonifera*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides trilobus immaturus*, *Globigerinoides trilobus sacculifer*, *Globigerinoides trilobus trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia praesticulata*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia sp.*, *Orbulina bilobata*, *Orbulina universa*, *Praeorbulina glomerosa circularis* y *Praeorbulina transitoria*.

La edad de la Formación Querales está determinada por la primera aparición de la *Orbulina universa*, *Orbulina bilobata* y *Globigerina bulloides* que junto con la última aparición de la *Praeorbulina glomerosa circularis* y la *Praeorbulina transitoria* (BOLLI & PREMOLI SILVA, 1973), permiten identificar la zona de la *Globorotalia fohsi peripheroronda*, zona N9 (BLOW, 1969). De acuerdo con BOLLI & PREMOLI SILVA (1973), la edad de esta zona corresponde con la parte inicial del Mioceno Medio (Apéndice F).

Sin embargo, de acuerdo con BEGGREN (1995), eleva la zona N9 a la parte media del Mioceno Medio (Apéndice G).

Formación Socorro:

En esta unidad se observó el siguiente conjunto de foraminíferos pláncnicos: *Globigerina falconiensis*, *Globigerina bulloides*, *Orbulina universa*, *Globigerinella praesiphonifera*, *Globigerina brazieri*, *Orbulina bilobata*, *Globigerinella obesa*, *Globigerinella glutinada*, *Globigerinoides trilobus immaturus*, *Globigerinoides trilobus sacculifer*, *Globigerinoides trilobus trilobus* y *Globigerina eamesi*.

Los foraminíferos pláncnicos existentes presentan un amplio rango de vida, por lo tanto, debido a la ausencia de formas diagnósticas, la edad de la Formación Socorro se establece por encima de la zona de la *Globorotalia fohsi peripheroronda* (BOLLI & PREMOLI SILVA, 1973) establecida para la Formación Querales infrayacente. Consecuentemente, se propone que la edad de la Formación Socorro corresponde a la parte media del Mioceno Medio. Según HAMBALÉK (1993), la Formación Socorro pertenece a la zona palinológica de la *Crassoretitrides vanraadshooveni* (MULÉR et. al, 1987) de edad Mioceno Medio.

Formación Urumaco:

La sección estudiada de la Formación Urumaco presentó los siguientes fósiles: *Globigerina bulloides*, *Globigerina eamesi*, *Globigerina falconiensis*, *Globigerina woodi*, *Orbulina bilobata* y *Orbulina universa*. Debido a que estos foraminíferos pláncnicos presentan un rango de tiempo muy largo, la edad de esta formación fue establecida por estudios efectuados anteriormente al oeste de Falcón.

HAMBALÉK (1993) con base en las asociaciones de palinomorfos indica que la Formación Urumaco pertenece a la zona de *Echitricolporites spinosus* de edad Mioceno Tardío.

CONCLUSIONES

- Para el análisis de “cluster” el método de centroides y el coeficiente de similitud de Gower, presentes en el programa MVSP 3.1, es el que proporciona resultados de mayor precisión para este tipo de estudios.

- Los resultados obtenidos del estudio de foraminíferos béticos fueron 4 biofacies, que a su vez se subdividen formando un total de 11 biofacies indicadoras de paleoprofundidades y paleoambientes. En orden ascendente tenemos:

<i>BIOFACIES</i>	<i>PROFUNDIDAD (metros)</i>	<i>AMBIENTES</i>
BIOFACIES A1:	0 – 50/70	Plataforma media a interna
BIOFACIES A2:	0 - 20	Llanura deltáica y/o pantanos salobres
BIOFACIES B1:	10 – 60	Plataforma interna, en transición con lagunas hipersalinas
BIOFACIES B2	0 – 40	Plataforma interna
BIOFACIES C1	0 – 50	Nerítico superior a marino costero
BIOFACIES C2	0 – 40	Marino marginal
BIOFACIES C3	20 – 50	Próximo costero y plataforma interna
BIOFACIES D1	10 – 40	Costero con influencia deltáica
BIOFACIES D2	10 – 30	Plataforma interna
BIOFACIES D3	5 – 30	Plataforma interna, con influencia continental
BIOFACIES D4	1 – 20	Costero

- Cada una de las biofacies corresponde estratigráficamente con las unidades litológicas presentes en el área de estudio, y a su vez con los miembros informales incluidos en dichas unidades.

En línea general, todas las Formaciones presentes en el área de estudio se sedimentaron en ambientes que varían desde zonas someras (llanuras deltaicas, pantano salobre) hasta profundidades de hasta 70 metros (plataforma media – interna).

- El conjunto de foraminíferos pláncnicos es muy pobre, y está representado en su mayoría por especies que presentan amplios rangos estratigráficos lo que dificulta el establecimiento de las edades.

La edad de la Formación Agua Clara quedo establecida en parte terminal del Mioceno Temprano y esta definida en la zona de *Goborotalia fohsi peripheroronda* (BOLLI& PREMOLI SILVA, 1973), zona N9 (BLOW, 1969).

En la Formación Querales se propone la edad de Mioceno Medio parte inicial, zona de *Goborotalia fohsi peripheroronda* (BOLLI& PREMOLI SILVA, 1973), zona N9 (BLOW, 1969). Sin embargo, existe diferencia entre las zonaciones de BOLLI & PEMOLI SILVA (1973) y BEGGREN (1995), ya que el último autor eleva la zona N9 DE BLOW (1969) a la edad de Mioceno Medio parte media.

RECOMENDACIONES

- Realizar quimioestratigrafía en el área estudiada, para precisar las delimitaciones en las biofacies.
- Efectuar estudios bioestratigráficos en la base y en la parte media de la Formación Agua Clara, para complementar la información obtenida.
- Realizar relación O^{18} / O^{16} para precisar las condiciones de temperatura existentes en las unidades estudiadas.
- Realizar estudios bioestratigráfico en áreas adyacentes, seleccionando una menor extensión en las secciones para garantizar una mejor precisión en los resultados.

BIBLIOGRAFÍA

- ALVAREZ, W. (1967) "Geology of the Simurúa and Carpintero areas, Guajira Peninsula". Colombia [Ph.D. thesis]: Princeton University, 168p.
- ARANA, M. E. & KUMEROW, E.C. (1983) "Estudio geológico y estratigráfico de una zona situada al este de los ríos Lagarto y Zazárida, estado Falcón". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- ARNSTEIN, R (1989) "Transgresión Miocena en la región norcentral de Falcón". Cong. Geol. Venez.,7. Caracas. pag.641-662.
- AUDEMARD F. (1995) "La cuenca Terciaria de Falcón, Venezuela Noroccidental: Síntesis Estratigráfica, Génesis e Inversión Tectónica". IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas.
- BALLESTA, O. & VELASQUEZ, M. (1983) "Geología y Estratigrafía de la Región de Urumaco. Falcón Nor-Occidental", Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- basaltic intrusions of Oligocene-Miocene age". Geol. en Mijin. 57(2): 261-266.
- BERGGREN, W. & KENT, D. & SWISHER, C & AUBRY, M. (1995) "A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy", in Berggren, W. & Kent, D. & Swisher, C. & Aubry, M. & Hardenbol, J. "Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation". Sociedad for sedimentary Geology. Special Publication N.54. pág:129-212.
- BERMUDEZ, P. & DE RIVERO, F. (1963) "Estudio sistemático de los foraminíferos quitinosos, microglanulares y arenaceos". Ediciones de la Biblioteca. Universidad Central de Venezuela. 397 pág.

- BETANCOURT, E. & CARRUYO, I. (1983) "Geología y Estratigrafía de una región al Oeste del río Mitare, Falcón Nor-occidental." Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- BLOW, W. (1959) "Age correlation and biostratigraphy of Upper Tocuyo (San Lorenzo) and pozón formations, eastern Falcón, Venezuela". Bull Amer. Paleont., 39(178): 67-252.
- BLOW, W. (1969). "Late middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy". Proceedings First International Conference on Planctonic Microfossils Geneva, 1967, pág.199-422.
- 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.
- BOILLI H.M & SAUNDERS, J.B. (1985) "Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera", in Bolli, H.M. & Beckmann, J. & Saunders, J. "Bentonic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region". Cambridgr. Cambridge University press. 407 pp.
- BOLLI, H.M & PREMOLI SILVA, I (1973). "Oligocene to Recent planctonic foraminifera and estratigraphy of the Leg 15 Sitesin the Caribbean sea". Initial Rep. Deep sea drill. Proj., 15, 475-97.
- BOLLI, H.M. & SAUNDERS, J. (1989) "Stratigraphy Plankton". Cambridge university press. Vol. 1. pág.155-263.
- CASTRO, M. (1979) "Estudio bioestratigráfico de una zona ubicada al NE de Piritu, distrito Zamora, Estado Falcón". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.

- CORTEZ, S. (2002) "Palinoestratigrafía del delta del Orinoco durante el Plioceno-Pleistoceno". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- CUSHMAN, J. (1940) "Foraminifera their clasification and economic use". Harvard University press. 535 pp.
- DE SANTIS, F. & PARRA G. (1985) "Análisis Paleoambiental y de facies del Terciario Superior en los alrededores de Sabaneta Estado Falcón". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- 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. L. (1985). "Estratigrafía de Falcón Nororiental". VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas; (1): 454-502
- DIAZ DE GAMERO, M. L. (1989). "El Mioceno Temprano y Medio de Falcón septentrional". GEOS (29): 25-35.
- DIAZ DE GAMERO, M.L (1977) "Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la cuenca de Falcón, Venezuela. " GEOS, 22: 3-60.
- DIAZ DE GAMERO, M.L (1982) "Estratigrafía y micropaleontología de la parte norte de la subcuenca de Agua Salada". Trabajo de Ascenso, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- DÍAZ DE GAMERO, M.L. & LINARES, O. (1989) "Estratigrafía y paleontología de la Formación Urumaco, del Mioceno Tardío de Falcón noroccidental". Cong. Geol. Venez., 7. Barquisimeto. Caracas. 1:419-438.
- DIAZ DE GAMERO, M.L. (1976) "Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno Inferior del centro de la cuenca de Falcón, Venezuela". Trabajo de Ascenso, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.

- 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.
- ESTÉVES, J. & VILLALTA, E. (1989) "Estratigrafía de una zona ubicada entre Sabaneta y Coro, distrito Miranda estado Falcón". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- FEO-CODECIDO, G. (1972) "Breves ideas sobre la estructura de la Falla de Oca Venezuela: Transactions". Caribbean Geological Conference, VI, Margarita Venezuela, p. 184-190.
- FISHER, R. & CORBET, A. & WILLIAMS, C. (1943) "The relationship between the number of species and the number of individuals in a random sample of an animal population". Journal of Animal Ecology. 12: 42-58.
- GAMERO, G. Y DIAZ DE GAMERO M.L. (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 Geología, Minas y Petróleo, Bol. Inform., 7 (11): pág: 329- 367.
- GARNER, A.H. (1926) "Suggested nomenclature and correlation of the geological Formations in Venezuela". Am. Inst. Min. And Met. Eng., Trans., Petrol. Develop. And techn. In 1925, pág. 677-684.
- GIBSON, T. (1988) "Assemblage characteristics of modern benthic foraminifera and application to environmental interpretation of Cenozoic deposit of eastern North America". Revue de Paléobiologie vol.spéc 2: 777-87.
- GIFFUNI, C. y DIAZ 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.
- GIFFUNI, G.F; DIAZ DE GAMERO, M.L & CASTRO MORA, M. (1992) "Análisis secuencial del Neógeno de la región de Cumarebo, Falcón noroccidental, basado en estudios bioestratigráficos". Bol. SVG, Caracas. 46: 7-15.

- GIL, J. & HERRERA, S. (1984) "Estudio sedimentológico en las zonas de los distritos Buchivacoa y Democracia, estado Falcón". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- GONZALEZ 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 DE JUANA, M.L. & ITURREALTE DE AROZENA, J. & PICARD, X. (1980) "Geología de Venezuela y sus cuencas petrolíferas". Caracas, Ed. Funvisis, 2 Tomos.
- GONZÁLEZ DE JUANA, M.L. (1947) "Elements of diastrophic history of Northern Venezuela". GSA, Bull; 58(8):689-702.
- GONZÁLEZ, E.; NIEVES, G. & TORREALBA, N. (1985) " Características geológicas de la cuenca carbonífera de Cerro Pelado". Cong. Geol. Venez., 6. Caracas, 1985. SVG, Caracas. p: 3966-3998.
- GORTER, N.E and VAN DER VLIERK, I.M. (1932) "Larger foraminifera from central Falcón (Venezuela)". Leidsch. Geol. Meded., vol. 4, nº 2, pág. 94-122.
- GUERRA, A. & MEDEROS, S. (1988) "Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de una zona ubicada entre las poblaciones Urumaco y Sabaneta, estado Falcón". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- GUERRA, A. & 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.W. (1937) "La bioestratigrafía del Occidente del Distrito Buchivacoa, estado Falcón, Venezuela". Bol. Geol. Y Min. (Venezuela), vol.1, nº 2-4, pág. 183-193.

- HAMBALEK, N. (1993) "Palinoestratigrafía del Mioceno-Plioceno de la región de Urumaco, Falcón noroccidental". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- HAWKINS, R.D. (1983) "Contributions to the Petroleum Geology of North-Central Falcón Basin". Informe Interni Inedito CORPOVEN, S.A.
- HUNTER, V. & BARTOK, P. (1974) "The age and correlation of the Tertiary sediments of the Paraguaná Peninsula, Venezuela". AVGMP Bol. Inf., Caracas. 4:3035-3044.
- KENNETT, J & SRINIVASAN, S. (1983) "Neogene Planktonic Foraminifera" Hutchinson Ross Publishing Company. 265 pp.
- LEAL, F.& 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.
- LENA, P. (1978) "Geología sedimentaria de una zona de los distrito Miranda y Democracia, estado Falcón, Venezuela. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- LIDLLE. R.A (1946) "The geology of Venezuela and Trinidad". 2nd. Ed., paleont. Res. Inst. Ithaca, New York, 890 pp.
- LIDLLE. R.A. (1928) "The geology of Venezuela and Trinidad". McGowan, fort Worth, Texas, 552 pp.
- LORENTE, M.A. (1986) "Palynology and palynofacies of de Upper Tertiary in Venezuela". Dissertattones Botannicae, Band 99, J. Cramer, Berlin Stuttgart, 222 p.
- 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.
- MEDINA, J.L. (1978) "Geología sedimentaria de una zona de los distritos Miranda y Democracia, estado Falcón, Venezuela. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- MITACCHIONE , V. (1986) "Estratigrafía en detalle de las Formación Querales y sus relaciones con las unidades supra e infrayacentes Distritos Miranda, Democracia y Buchivacoa. Edo. Falcón-Venezuela." Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- MOLINA, A. & PITTELLI, R. (1988) "Revisión geológica del Grupo La Puerta, Falcón occidental. SVG. Bol., Caracas. 32: 49-57.
- MUESSIG, K. W. (1978) "The central Falcón igneous suite, Venezuela: alkaline
- MUESSIG, K.W. (1984) "Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas". GSA Bull.; 162: 217-230.
- MURRAY, J. (1991) "Ecology and Paleocology of benthic foraminifera". Longman Scientific & Technical. 397 pp.
- OSTOS, M. (1990) "Evolución tectónica del margen sur- central del Caribe basado en datos geoquímicos". Rev.GEOS, UCV. Caracas. 30: 1-294.
- PADRON, V. (1984) "Facies Petrográfico-día genéticas y ambientes de depositación de las Formaciones Cerro Pelado, Querales y Socorro. Falcón Noroccidental". Trabajo de Ascenso, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.
- PORRAS L. R. (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. Caracas. Tomo I. 279-292 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. (1990) "Análisis comparativo y correlación de las formaciones Codore y La vela. Estado Falcón". Universidad Central de Venezuela. Depto. De Geología. Inedito.
- ROYO Y GÓMEZ, J. (1960) "Vertebrados de la Formación Urumaco, estado Falcón". Cong. Geol. Venez., 3. MMH, Caracas. 2: 506-510.
- SAAVEDRA, J. & VÉLEZ, F. (1987) "Análisis estratigráfico, sedimentológico y paleontológico de la Formación Urumaco en su área tipo". Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, 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.
- SENN, A. (1935) "Die stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitoiden, mit spezieller Berücksichtigung ihres Vorkommen in Nord-Venezuela and Nord-Marokko". *Eclogae Geol. Helv.*, vol 28, n°1, pág. 51-113.
- VASQUEZ, E. & DICKEY, P. (1972) "Major faulting in northwestern Venezuela and its relation to global tectonic". *Conf. Geol. Caribe*. 6. MMH, Caracas. P.191-203.
- WHEELER, C. (1960) "Oligocene and Pliocene stratigraphy of western and northeastern, Falcón basin, Venezuela". *Amer. Assoc. Petrol. Geos. Bull*; 47: 35-68.
- WHELLER, C.B. (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, S. H. & NICHOLS, C.R. (1928) "The geology of Venezuela and Trinidad, by R.A Liddle. Review". *AAPG Bull.*, 12: 445-451.

- WOZNIAK, J. & WOZNIAK, M.H. (1987) "Bioestratigrafía de la región nor-central de la serranía de Falcón, Venezuela nor-occidental". Bol. Geol. MIEM, Caracas. 16(28):101:139.
- WRIGHT, R. (1960) "Taxonomic notes". Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication n.9. 236 pág.
- ZAMBRANO, E., et al. (1971) "Síntesis paleogeográfica y petrolera del occidente de Venezuela". IV Congr. Geol. Venezolano., Men., Vol. 1, pág. 438-545.
- ZAPATA, E. (1983) "Petrografía y Diagénesis de la Formación Urumaco. Falcón Noroccidental." Trabajo de Ascenso. Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Universidad Central de Venezuela, Inédito.