## TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

# Marco cronoestratigráfico integrado del margen norte costa afuera de Venezuela, a partir del análisis de la información geológica publicada

Presentado ante la Ilustre Universidad Central de Venezuela para optar al título de Magíster en Ciencias Geológicas por la Ing. Patricia E. Tardáguila G.,

Caracas, Noviembre de 2008

## TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

# Marco cronoestratigráfico integrado del margen norte costa afuera de Venezuela, a partir del análisis de la información geológica publicada

TUTOR ACADÉMICO: Dr. Juan Di Croce

Presentado ante la Ilustre Universidad Central de Venezuela para optar al título de Magíster en Ciencias Geológicas por la Ing. Patricia E. Tardáguila G.,

Caracas, Noviembre de 2008

#### AGRADECIMIENTOS

Expreso mi más sincero agradecimiento a la Universidad Central de Venezuela, a la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Facultad de Ingeniería, que me dieron la oportunidad de formarme como Magíster en Ciencias Geológicas.

Quiero agradecer a mi familia, en especial a mi madre, quien con su eterno apoyo en mi Vida me ha permitido alcanzar todas las metas que me he propuesto.

Agradezco de todo corazón al Dr. Juan Di Croce, por ser el tutor de este trabajo y brindarme su apoyo incondicional, dentro y fuera del país.

Agradezco a la Dr. Olga Rey, por su incondicional disposición en todo momento para llevar a feliz termino este trabajo. Sinceramente Muchas Gracias.

Al ingeniero Lenin González quien me ha brindado su incondicional apoyo no sólo para lograr la integración de este trabajo sino a lo largo de la vida que hemos compartido juntos. A nuestra hija Diana Estefanía por la paciencia que ha tenido en todos aquellos momentos que he dejado de compartir con ella para desarrollarme profesionalmente. A ambos por su constante amor, paciencia y comprensión, los amo.

#### TARDÁGUILA G., PATRICIA E.

## MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO INTEGRADO DEL MARGEN NORTE COSTA AFUERA DE VENEZUELA, A PARTIR DEL ANÁLISIS DE LA INFORMACIÓN GEOLÓGICA PUBLICADA

Tutor Académico: Prof. Juan Di Croce. Tesis. Caracas, UCV. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Año 2008, XXp.

**Palabras Claves:** Cuencas sedimentarias, Septentrional-Venezuela, Tectono-Estratigrafía, Sistema Petrolero y Cuadro Cronoestratigráfico.

**Resumen.** En un área de aproximadamente 2.120 Km de extensión lineal, ubicada entre las longitudes 72° y 60° y entre las latitudes 10° y 12° comprendida entre la Península de La Guajira y el Delta del Orinoco, costa afuera de Venezuela desde el Cretácico hasta el Presente, se llevo a cabo 1a compilación e integración geológica del cuadro cronoestratigráfico a escala 1:2.000.000 a partir de la recopilación y análisis de trabajos publicados, principalmente tesis de grado, y la creación de una base de datos cronológica de los diferentes aspectos geológicos para establecer un marco de referencia.

RENZ (1960) realizó el estudio geológico de la parte sureste de la Península de La Guajira y PICARD (1976) realiza un levantamiento geológico de la Laguna de Cocinetas describiendo las formaciones aflorantes del área. GRAF (1969) estudia los sedimentos depositados por las glaciaciones Cuaternarias. GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980) realiza un estudio geológico de las unidades litoestratigráficas del Golfo de Venezuela, Falcón-Ensenada de La Vela y Golfo Triste. ALMARZA (1998) estudia la información geológica previa y la nueva a partir de pozos perforados en el área del Golfo de Venezuela. CABRERA (1985), BOESI & GODDARD (1991), MACELLARI (1995), GHOSH et al. (1997) y PORRAS (2000), han realizado un estudio tectono-estratigráfico fundamentado en datos de pozos exploratorios y sísmica para el área de la Ensenada de La Vela. MACELLARI (1995) y PORRAS (2000) realizan un estudio geológico del Golfo Triste. MUESSIG (1984), BOSCH & RODRÍGUEZ (1993) y PORRAS (2000) realizan un análisis del marco estructural presente en la cuenca de Bonaire. YSACCIS (1997) integra la información geológica disponible para explicar la evolución tectónica de las cuencas La Tortuga, Tuy-Cariaco, La Blanquilla y Carúpano. CASTRO & MEDEROS (1985) y PEREIRA (1985) detallan la litoestratigrafía y el marco geológico regional de la cuenca de Carúpano, respectivamente. FLINCH (1999) describe el marco geológico del Golfo de Paria. DI CROCE (1995) y SÁNCHEZ (2001) reconstruyen la secuencia estratigráfica y estructural del Delta del Orinoco.

Se llegó a plasmar toda la información geológica en un cuadro Cronoestratigráfico en el cual se observa que el margen norte costa afuera de Venezuela está asentado sobre un basamento que responde a diferentes eventos tectónicos que han transcurrido diacrónicamente. Desde la Península de La Guajira hasta aproximadamente el Alto de Paraguaná dentro del norte de Falcón se ha penetrado un basamento correspondiente a un cinturón orogénico de edad Paleozoico. En el Mesozoico se acuñaron las rocas volcánicas provenientes de arcos de islas, las cuales se mezclaron, deformaron y metamorfizaron cabalgando sobre el margen pasivo que estaba establecido para ese momento desde la Ensenada de La Vela hasta la Cuenca de Carúpano. Así mismo, el cuadro permite observar en el tiempo geológico (escala vertical) el desarrollo de cada una de las cuencas sedimentarias y la relación lateral existente entre ellas.

Las cuencas sedimentarias costa afuera de Venezuela son el resultado de la interacción entre las placas de Caribe y América del Sur, dentro de un marco extensional. La sedimentación tuvo lugar durante el desarrollo del Terciario controlada por la tectónica y bajo ambientes marinos de tipo Plataforma principalmente. La litología depositada es variable predominan las secuencias de siliciclásticos dentro de las columnas sedimentarias.

El sistema petrolero costa afuera de Venezuela es muy importante, y en base a la información disponible se puede inferir que se tienen yacimientos de gas, condensado y crudos livianos con acumulaciones potenciales.

# ÍNDICE GENERAL

1.	INTRODUCCIÓN
	1.1. Objeto y alcance del trabajo
	1.1.1. Objetivo general
	1.1.2. Objetivos específicos
	1.2. Área de estudio
	1.3. Base de datos
	1.3.1. Perfiles sísmicos
	1.3.2. Información de Pozos
	1.4. Metodología de trabajo
	1.5. Trabajos Previos
2.	MARCO GEOLÓGICO REGIONAL
	2.1. Aspectos Regionales
	2.2. Generalidades
	2.3. Islas asociadas a la plataforma continental de Venezuela
	2.4. Antillas Holandesas
	2.5. Plataforma del Caribe
	2.5.1. Occidente
	2.5.1.1. Península de La Guajira
	2.5.1.2. Golfo de Venezuela
	2.5.1.3. Ensenada de La Vela y Golfo Triste
	2.5.2. Centro
	2.5.2.1. Cuenca de Bonaire
	2.5.3. Oriente
	2.5.3.1. Cuenca Tuy-Cariaco
	2.5.3.2. Cuencas de La Tortuga y La Blanquilla
	2.5.3.3. Cuenca de Carúpano
	2.6. Plataforma del Delta del Orinoco
	2.6.1. Golfo de Paria
	2.6.2. Delta del Orinoco
	2.7. Basamento
	2.8. Evolución Tectónica
	2.8.1. Placa del Caribe y América del Sur (consideraciones
	generales)
	2.8.2. Reconstrucción de la evolución tectónica a partir del
	paleoceno
3.	TECTONO-ESTRATIGRÁFICO
	3.1. Península de La Guajira
	3.2. Golfo de Venezuela
	3.3. Cuenca de la Ensenada de Falcón v Golfo Triste
	3.3.1. Ensenada de Falcón
	3.3.2. Golfo Triste

## Pág.

3.4. Cuenca de Bonaire
3.5. Cuenca Tuv-Cariaco 14
3.5.1. Cuencas La Tortuga y La Blanquilla 15
3 6 Cuenca de Carúnano
3.7 Golfo de Paria
3 8 Delta del Orinoco
4. MARCO CRONOESTRATIGRÁFICO 21
4.1. Discusión del Cuadro Cronoestratigráfico 21
4.1.1. Península de La Guajira (Surco de la Guajira)
4.1.2. Golfo de Venezuela 22
4.1.3. Falcón-Ensenada de La Vela 22
4.1.4. Golfo Triste
4.1.5. Cuenca de Bonaire 22
4.1.6. Cuenca La Tortuga 22
4.1.7. Cuenca Tuy-Cariaco
4.1.8. Cuenca La Blanquilla 23
4.1.9. Cuenca de Carúpano
4.1.10. Golfo de Paria
4.1.11. Delta del Orinoco
5. SISTEMAS PETROLEROS 23
5.1. Golfo de Venezuela
5.2. Ensenada de La Vela 24
5.3. Golfo Triste
5.4. Cuenca Tuy-Cariaco 24
5.5. Cuenca La Blanquilla 24
5.6. Cuenca de Carúpano 25
5.7. Golfo de Paria
5.8. Delta del Orinoco
6. CONCLUSIONES 26
7. RECOMENDACIONES 26
8. BIBLIOGRAFÍA 27

# ÍNDICE DE TABLAS

la	1: Resumen de las cuencas sedimentarias costa afuera de Venezuela
	que se incluven en el estudio
ola	2: Cuadro comparativo de las unidades descritas en la cuenca de Cocinetas
ola	3: Cuadro resumen de las unidades descritas en la cuenca de
la	4: Cuadro resumen de las unidades descritas en el Golfo de
la	5: Cuadro resumen de las unidades descritas en la Ensenada de La
hla	6. Cuadro resumen de las unidades descritas en el Golfo Triste
bla bla	7: Información sobre sedimentos de la cuenca de Bonaire 8: Cuadro resumen de las unidades descritas en la cuenca Tuy-
	Cariaco
ola	9: Cuadro resumen de las unidades descritas en la cuenca La Tortuga-La Blanquilla
bla	10: Cuadro resumen de las unidades descritas en la cuenca de
	Carúpano
ola	11: Cuadro resumen de las unidades descritas en el Golfo de Paria.
ola	12: Cuadro resumen de las tectono-secuencias descritas en el Delta
	del Orinoco
ola	<b>13:</b> Extensión lineal de las regiones costa afuera de Venezuela
ola	14: Cuadro resumen de los límites de Secuencia (SB)
ola	15: Cuadro resumen de los límites de Secuencia (SB) para la
	Península de La Guaiira
bla	<b>16:</b> Cuadro resumen de los límites de Secuencia (SB) para el Golfo
	de Venezuela
bla	17: Cuadro resumen de los límites de Secuencia (SB) para la
hla	19. Cuadro regumen de les límites de Seguencia (SD) pars el Calfo
DIA	Tristo
hla	10. Cuadro regumen de los límites do Sociancia (SD) para la cuanci
018	de Bonaire
hla	20. Cuadro regumen de los límites do Sociancia (SP) para la cuancia
<b>11</b> a	de La Tortuga
.1	ut La Iuliuga
na	21: Cuadro resumen de los limites de Secuencia (SB) para la cuenca
bla	22: Cuadro resumen de los limites de Secuencia (SB) para la cuenca
	ae La Blanquilla
bla	23: Cuadro resumen de los limites de Secuencia (SB) para la cuenca
	de Carupano
ola	24: Cuadro resumen de los limites de Secuencia (SB) para el Golfo
	de Paria

Tabla 25: Cuadro resumen	de los límites de Secuencia (SB) para el Delta	
del Orinoco		236

# ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	1: Esquema de límites de placas para Venezuela
Figura	2A: Mapa batimétrico y topográfico de la zona limítrofe entre las
0	placas Caribe y América del Sur
Figura	<b>2B:</b> Ubicación del área de estudio, desde la Península de la
Guajira	hasta el Delta del Orinoco
Figura	3: Localización de líneas sísmicas por MANN & ESCALONA (2005)
Figura	4: Localización de líneas sísmicas
Figura	5: Localización de pozos
Figura	6: Modelo geodinámico de Venezuela oriental y muestra del
U	"partitioning"
Figura	7: Norte de Venezuela, provincias fisiográficas y cuencas
U	sedimentarias
igura	8: Mapa Ubicación de las islas venezolanas
igura	9: Ubicación relativa de las Antillas Holandesas
ligura	10: Ubicación relativa del área occidental
igura	11: Ubicación relativa del área central
igura	12: Ubicación relativa del área oriental
igura	13: Distribución del basamento a lo largo de costa afuera
'igura	14: Procedencia de la Placa del Caribe
igura	15: Evolución tectónica del margen norte de Venezuela asociado al
8	movimiento relativo hacia el este de la Placa del Caribe
igura	16: Mapa geológico-tectónico de la Península de La Guajira
igura	17: Bosquejo sísmico en el área de la Bahía del Tablazo
'igura	18: Mapa de subafloramientos en el Golfo de Venezuela
'igura	19: Cortes esquemáticos del Golfo de Venezuela
igura	20: Marco Estructural del Golfo de Venezuela
igura	21: Correlación costa afuera de la Ensenada de La Vela
ligura	22: Modelo de "Cubeta"
ligura	23: Modelo del orógeno flotacional para la cuenca de Falcón-
U	Bonaire. (A) Configuración tectónica para el Paleoceno-Eoceno
	Medio. (B) Configuración tectónica para el Eoceno Tardío
ligura	24: Esquema evolutivo para la región costa afuera de Falcón
0	nororiental, desde la Ensenada de La Vela hasta el Golfo Triste
'igura	25: Mapa de ubicación de las secciones sísmicas y estructurales de
8	la Ensenada de La Vela, Golfo Triste y cuenca de Bonaire
igura	26: Sección sísmica a través de la Ensenada de La Vela
igura	27: Marco estructural actual para el área del Golfo Triste
igura	<b>28:</b> Interpretación sismográfica de una sección completa para el
	área de Golfo Triste
igura	<b>29:</b> Sección estructural de las áreas de Golfo Triste y cuenca de
-8	Bonaire
<i>igura</i>	<b>30:</b> Sección estructural esquemática a través del Golfo Triste
-sura }igµra	<b>31:</b> Esquema estructural basado en líneas sísmicas donde se
-5 <sup>41</sup> a	ert Esquema estructurar ousado en mineas sismicas donad se

muestran corrimientos profundos en el área de Golfo Triste	140
Figura 52. Sección esquematica estructural SO-NE basada en información	1 1 1
sismica en la Fosa de Bonaire	144
<b>Figura 55:</b> Esquema estructural basado en líneas sismicas en la Fosa de	
Bonaire, muestra la inversion tectonica de fallas normales pre-	1 4 5
existentes durante el Mioceno	145
Figura 34: Mapa batimetrico que muestra la ubicación de las subcuencas	
del área de Cariaco y las cuencas La Tortuga y La Blanquilla	150
Figura 35: Ubicación de los pozos usados en el área de Cariaco	151
Figura 36: Ubicación de los bosquejos provenientes de perfiles sísmicos	
usados en el área de Cariaco y Carúpano	152
Figura 37: Interpretación sísmica de la sección B44 correspondiente al	
área septentrional de la subcuenca Tuy-Cariaco	157
<b>Figura 38:</b> Interpretación sísmica de la sección BJ correspondiente a la	
cuenca de La Tortuga	164
<b>Figura 39.</b> Interpretación sísmica de la sección B21 correspondiente a las	
áreas de la Fosa de Cariaco Alto de La Tortuga y la cuenca de	
La Tortuga	165
<b>Figura 40:</b> Interpretación sísmica de la sección B7 correspondiente a las	100
áreas de la Fosa de Cariaco, área sententrional de la subcuenca	
Tuy-Cariaco, y la cuenca de La Blanquilla	165
Figure 41: Mana batimátrico indicando la ubicación de los principalos	105
rigura 41. Mapa Datimetrico indicando la udicación de los principales	166
Figure 42: Ubiagaián de las narge verdes en el área de Cartínene	100
Figura 42: Oblicación de los pozos usados en el area de Carupano	1/2
Figura 43: Interpretacion sismica de la sección A23 correspondiente al	101
area subcuenca de la subcuenca de Caracolito	181
Figura 44: Interpretación sismica de la sección A2 correspondiente a las	
áreas del Alto de Bocas, subcuenca de Paria, Alto de Patao y	
subcuenca de Caracolito	182
Figura 45: Interpretación sísmica de la sección A5 correspondiente a las	
áreas del Alto de Patao de Araya-Paria, subcuenca de Caracolito	
y Alto de Los Testigos	183
Figura 46: Transecto regional "Golfo de Paria-cuenca de Carúpano"	184
Figura 47: Interpretación sísmica de la sección I, dirección SO-N,	
correspondiente al área del Alto de Gopa	193
Figura 48: Interpretación sísmica de la sección II, dirección S-N,	
correspondiente al área de los Altos de Domoil y del Golfo	193
Figura 49: Interpretación sísmica de la sección III, dirección O-E.	
correspondiente al área del Alto Domoil	194
<b>Figura 50:</b> Interpretación sísmica de la sección IV dirección SO-ESE	
correspondiente al área del Alto de la Campana	194
<b>Figura 51:</b> Localización de los rasgos tectónicos en el área del Golfo de	171
Paria en la actualidad	195
Figure 52. Bosqueio de la columna estratigráfica de los pozos A y P	201
Figura 52. Dosquejo de la columna estratigianca de los pozos A y B	201
rigura 55: refili interpretado que muestra la relacion entre el margen	202
pasivo y la cuenca "foredeep"	202
Figura 54: Columna estratigrafica y estratigrafia secuencial del pozo "A"	

que está calibrando el Neógeno Superior costa afuera del	
"foredeep"	203
Figura 55: Tabla estratigráfica, muestra de forma general la	
cronoestratigrafía, fases tectónicas y estratigrafía secuencial de	
la cuenca Oriental de Venezuela	209
Figura 56: Provincias tectónicas de Venezuela Oriental y Trinidad	210
Figura 57: Mapa de ubicación del Cuadro Cronoestratigráfico	217
i igura 57. Mapa de ableación del cadalo cronocstratigianeo	21/

# **CAPITULO I**

## Introducción

La relación tectónica presente entre las placas Caribe y América del Sur ha sido por muchos años un tema de gran polémica. La colisión que comenzó al menos en el Cretácico Tardío ha dado origen a la generación de una serie de cuencas sedimentarias con una evolución tectónica y relleno sedimentario característicos; desarrollándose sobre un basamento de composición variable a lo largo de toda costa afuera, pero usualmente compuesto de rocas metamorfizadas, originalmente ígneas y sedimentarias, que a través de los procesos tectónicos fueron expuestas a varias facies de metamorfismo.

El área cubierta desde el Golfo de Venezuela hasta el Delta de Orinoco, representa la zona de contacto entre la Placa Caribe y la Placa de América del Sur. En la figura 1 se muestra el esquema de los límites de placas entre Caribe y América del Sur; las flechas indican la dirección de movimiento que presenta cada una. Con respecto a los movimientos relativos, estudios realizados por TAMAKI (2000) (*Calculador de movimientos de placas*) revelan que; el movimiento relativo de la Placa Caribe con respecto a la Placa de América del Sur es de 12,7 mm/a en la dirección 86,48. De igual manera, el movimiento relativo de la Placa de América del Sur con respecto a la Placa Caribe es de 14,2 mm/a en la dirección 270,48. El desarrollo de valiosos estudios geológicos sobre cada una de estas cuencas sedimentarias, son la base para el planteamiento de modelos tectono y cronoestratigráficos, así como teorías sobre la evolución costa afuera de Venezuela. Por ende, dado el potencial geológico y económico del área, se ha llevado a cabo una integración geológica, en base a los estudios publicados, tanto sedimentológicos como estratigráficos, en combinación con la tectónica; con el propósito de construir un marco cronoestratigráfico integrado costa afuera de Venezuela.



**Figura 1. Esquema de límites de placas para Venezuela.** Tomado de: <u>http://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr-00-0018/ofr-00-0018.pdf</u> 13/01/2005

## 1.1. Objeto y alcance del trabajo

## 1.1.1. Objetivo general

Integrar y analizar la información geológica publicada de los modelos tectonoestratigráficos, evolución tectónica, cronoestratigrafía, y estudios exploratorios del margen norte costa afuera de Venezuela desde el Golfo de Venezuela hasta el Delta del Orinoco, con la finalidad de establecer un marco cronoestratigráfico que muestre en espacio y tiempo la evolución de las cuencas sedimentarias (Golfo de Venezuela, Ensenada de La Vela, Golfo Triste, Cuenca de Bonaire, Cuenca Tuy-Cariaco, Cuenca de La Tortuga, Cuenca de La Blanquilla, Cuenca de Carúpano, Golfo de Paria y Delta del Orinoco), y el sistema petrolero asociado, para brindar una visión geológica actualizada del área.

## 1.1.2. Objetivos específicos

- Recopilar, integrar y analizar la información geológica publicada que incluya aspectos litológicos, estructurales y del sistema petrolero, para la construcción de un marco cronoestratigráfico de las cuencas sedimentarias desarrolladas en el margen norte costa afuera de Venezuela.
- Recopilar e integrar perfiles y cortes sísmicos, correlaciones y mapas estructurales para el entendimiento y análisis de la evolución tectono-estratigráfica de las cuencas sedimentarias en el borde norte de Venezuela.

Recopilar e integrar la información publicada de pozos exploratorios perforados en el área de estudio que permitan establecer la columna estratigráfica, edad geológica, ambiente sedimentario y litología, representativa de cada localidad que se incluye en el marco cronoestratigráfico del borde norte de Venezuela.

## 1.2. Área de estudio

La zona de estudio corresponde al margen norte costa afuera de Venezuela, entre el Golfo de Venezuela y el Delta del Orinoco. La figura 2A muestra las cuencas costa afuera que se localizan en la zona limítrofe entre las placas Caribe y América del Sur y el principal sistema de fallas transcurrentes dextrales que dominan la tectónica de la región, integrado por MANN & ESCALONA (2005).

La figura 2B indica la ubicación relativa de la zona de estudio, entre los 9,5° a 12,5° latitud norte, y desde 61,5° a 72° longitud oeste. El área incluye las siguientes cuencas sedimentarias de oeste a este, el Golfo de Venezuela, la Ensenada de La Vela, el Golfo Triste, la Cuenca de Bonaire, la Cuenca Tuy-Cariaco, la Cuenca de La Tortuga, la Cuenca de La Blanquilla, la Cuenca de Carúpano, la Cuenca de La Blanquilla, el Golfo de Paria y el Delta de Orinoco.



Figura 2B. Ubicación del área de estudio, desde la Península de la Guajira hasta el Delta del Orinoco.

#### 1.3. Base de datos

Entre los años de 1978-1983 se llevó a cabo una intensa campaña exploratoria de la plataforma continental venezolana, en la cual se levantaron más de 100.000 Km de líneas sísmicas y se perforaron 92 pozos. La información obtenida en esa campaña permitió la realización de diversos trabajos, tanto académicos como para la industria petrolera, entre ellos: tesis de maestría y doctorado, trabajos publicados en congresos y boletines de geología, geofísica y petróleo. Muchos de ellos son la fuente de información del estudio que se presenta.

### 1.3.1. Perfiles sísmicos

La figura 3 muestra toda la información de datos sísmicos disponibles para el área costa afuera de Venezuela compilado por MANN & ESCALONA (2005). Para la realización de este trabajo únicamente se tomaron en cuenta las interpretaciones de las líneas sísmicas ilustradas en la figura 4, provenientes de los trabajos publicados de GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980); CABRERA (1985); DI CROCE (1995); MACELLARI (1995); YSACCIS (1997) y PORRAS (2000).

#### 1.3.2. Información de Pozos

De los pozos se ha logrado integrar información estratigráfica y estructural, con lo cual se realizan las correlaciones y la interpretación de la información sísmica. Muchos autores señalan la dificultad de tener una buena calibración entre la información de los pozos con la sísmica, con lo cual, estos tuvieron que llevar acabo una selección de los pozos que brindan una mejor correlación. En la figura 5 se muestra la ubicación relativa de los pozos que han sido estudiados previamente.



**Figura 3.** Localización de líneas sísmicas por MANN & ESCALONA (2005). Tomado de: <u>http://www.ig.utexas.edu/research/projects/venmar/index.htm</u> 16/05/2005



Figura 4. Localización de líneas sísmicas. Recopilado de: GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980); CABRERA (1985); DI CROCE (1995); MACELLARI (1995); YSACCIS (1997) y PORRAS (2000).



Figura 5. Localización de pozos. Recopilado de: CABRERA (1985); ERLICH & BARRETT (1990); DI CROCE (1995); MACELLARI (1995); YSACCIS (1997) y PORRAS (2000).

#### 1.4. Metodología de trabajo

Como el objetivo principal de este estudio es la integración de la información geológica publicada, la mayor carga del trabajo radica en la recopilación de toda esa información, con lo cual el estudio se divide en cuatro etapas:

- Recopilación de la información geológica publicada, partiendo de los modelos tectonoestratigráficos, las teorías sobre evolución tectónica, cronoestratigrafía, estilos estructurales, tipos y profundidad del basamento, sistema petrolero y columnas estratigráficas del margen norte costa afuera de Venezuela.
- (II) Creación de una base de datos cronológica de los diferentes aspectos geológicos para establecer un marco de referencia que se utilizará para el desarrollo de nuevas propuestas de estudios y recomendaciones.
- (III) Actualización de los diferentes mapas de profundidad y tipo de basamento, espesor de la cubierta sedimentaria y establecimiento del marco cronoestratigráfico.
- (IV) Calibración del marco cronoestratigráfico en base a la reconstrucción tectónica propuesta por STEPHAN et al. (1990).

#### 1.5. Trabajos Previos

Numerosos estudios, tanto regionales como locales, se han llevado a cabo a lo largo de la historia de la exploración de petróleo y gas en Venezuela. A continuación se citan los estudios de mayor impacto para el desarrollo del estudio.

PETER (1972) muestra en su trabajo la geología estructural costa afuera de Venezuela nor-central, demuestra que la extensión de los elementos estructurales costa afuera al oeste a 65°O, son truncados o interrumpidos por un sistema de falla de orientación noroeste-sureste. PETER (*op. cit.*) concluye que tanto los sistemas mayores y menores de fallas costa afuera en el suelo marino a través de la plataforma continental han tenido actividad tectónica durante el Terciario tardío y el Holoceno y que la gran mayoría fueron responsables de la subsidencia de diversas cuencas en la plataforma continental.

TALUKDAR & LOUREIRO (1981) llevan a cabo una amplia discusión sobre problemas estructurales y estratigráficos, con lo cual muestran un modelo explicativo de la evolución Caribe-Suramérica.

MUESSIG (1984) en su estudio de la cuenca de Falcón señala aspectos como el período en el cual la fosa somera de Urumaco conectó la cuenca de Falcón con el Golfo de Venezuela y separó a los altos de Dabajuro y Paraguaná. La sedimentación se inició durante el Eoceno Tardío y continúo intermitentemente durante el Oligoceno y Mioceno. El espesor de sedimentación excedió los 9.000 m acumulados, y están aún preservados en las áreas norte y este de la cuenca.

CABRERA (1985) en su trabajo de maestría propone la evolución estructural de Falcón central, donde reconoce y describe cuatro ciclos sedimentarios dentro del Terciario: (1) Oligoceno Medio a Superior; (2) Mioceno Inferior; (3) Mioceno Medio; y (4) Mioceno Inferior-Plioceno. Identifica dos etapas de deformación: (1) una extensional de edad Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, evidente en la Ensenada de La Vela y Surco de Urumaco; y (2) una compresional, reciente, contemporánea con la orogénesis andina, responsable de la configuración actual de Falcón. Para el Mioceno Temprano la estructura de Falcón central y Ensenada de La Vela era un homoclinal de rumbo aproximado norte-sur y buzamiento al este.

ERLICH & BARRETT (1990) realizan la reconstrucción de la historia de las placas tectónicas para el Cenozoico del margen norte de Venezuela y Trinidad, combinando modelos cinemáticos de las placas con los aspectos geológicos del área. En este estudio se hace referencia a que los mayores caracteres estructurales de la región son el resultado de esfuerzos transpresivos originados en la zona del límite de las placas Caribe y América del Sur.

STEPHAN *et al.* (1990) presentan 14 mapas de la reconstrucción geodinámica del Caribe desde el Jurásico hasta el presente, como parte del programa « Tethys ». La datos utilizados para su realización están basados en información geológica recolectada por diversos geólogos, a partir de cuantiosos estudios realizados alrededor de la placa del Caribe y de información cinemática obtenida a partir de datos geofísicos de las anomalías magnéticas del océano Atlántico.

& GIRALDO (1992) realizan un estudio Blanco tectonoestratigráfico en la Cuenca Tuy-Cariaco y la Plataforma Externa, con lo cual diferenciaron dos provincias: <sup>(1)</sup> Plataforma Margarita-La Tortuga; y <sup>(2)</sup> Cuenca Tuy-Cariaco. En ambas provincias, los sedimentos neoautóctonos descansan sobre napas pertenecientes a la cadena Caribe. También indican en su trabajo que el cabalgamiento presenta dos orientaciones preferentes: este-oeste (San Sebastián-El Pilar) y noreste-sureste (Urica, Margarita). La evolución tectónica se desarrolla en 4 fases mayores: a) Distensiva (Cretáceo Tardío-Paleoceno); b) Compresiva (Paleoceno-Eoceno Medio); c) Distensiva (Eoceno Medio-Mioceno Medio); y d) Compresiva (Mioceno Medio-Reciente).

DI CROCE (1995) define las principales secuencias sísmicas estratigráficas en la cuenca Oriental de Venezuela, realiza una reconstrucción cronoestratigráfica, e interpreta como ha sido la evolución de la cuenca Oriental con proyección a costa afuera del

Delta del Orinoco y el océano Atlántico. De igual manera, incluye en este trabajo los estilos estructurales de deformación, una comparación de las secuencias depositacionales costa afuera y en continente, y la documentación y representación sistemática de las diversos ciclos de facies neógenas.

MACELLARI (1995) realiza una descripción estratigráfica para las cuencas sedimentarias ubicadas en el margen noroeste de Venezuela, indicando la historia geológica de los ciclos depositacionales definidos por el autor para cada una de las 10 zonas, en las cuales el divide el área de estudio. MACELLARI (1995) considera que las cuencas sedimentarias de la Ensenada de La Vela y del Golfo Triste son del "pull-apart" episuturales. Divide tipo en cuatro secuencias depositacionales 1a sucesión estratigráfica, limitadas por discordancias, estas secuencias son: (1) Eoceno Superior-Oligoceno Inferior; (2) Oligoceno Superior-Mioceno Inferior; (3) Mioceno Medio-Superior; y (4) Plioceno-Reciente. Cada una de estas secuencias es descrita en detalle con base a datos provenientes de la sísmica regional, pozos, trabajo de campo y análisis de literatura.

PARNAUD *et al.* (1995) describen dos provincias petrolíferas principales en la parte central de la Cuenca Oriental de Venezuela: Una plataforma de antepaís "foreland" cercana al Orinoco hacia el sur, los campos de petróleo pesado de la Faja Petrolífera; y al norte el campo gigante El Furrial. Los aportes principales de este trabajo

fueron la interpretación estructural coherente en las zonas de cabalgamiento, validada por el basculamiento de una sección transversal norte-sur; y nuevos hechos relevantes como son el descubrimiento de cabalgamientos fuera de secuencia (el cabalgamiento de Pirital) y la implicación de la corteza superior en el proceso de deformación.

AUDEMARD (1997) en los estudios realizados en la cuenca de Falcón indica que para el Oligoceno-Mioceno Temprano, la cuenca era marina y estaba abierta al este y rodeada casi completamente por tierras emergidas por el sur y oeste, y parcialmente por el norte. La secuencia sedimentaria esta afectada por tres discordancias angulares de alcance regional. Para el Mioceno Medio y Tardío, la cuenca de Falcón fue intensamente plegada y tectónicamente invertida por una compresión de dirección NO-SE, al final hay un cambio en el límite de placas (la colisión oblicua en el noroccidente venezolano desaparece para dar paso a la ocurrencia de repartición de deformaciones o "partitioning". De igual manera, presenta un estudio sobre los fenómenos presentes para el Mioceno Tardío.

AUDEMARD & GIRALDO (1997) realizan una interpretación de cómo y cuánto es el movimiento entre las placas de Caribe y América del Sur, con lo cual llegan a considerar que el desplazamiento dextral total acumulado es del orden de 60 Km. Destacan que las fallas de Oca-Ancón y Boconó se unen a nivel de Morón para proseguir hacia el este en un único accidente dextral de orientación este-oeste. Unifican ideas sobre la edad de activación de las fallas transcurrentes atribuyéndolas a una fase tectónica mayor compresiva durante el Mioceno Tardío-Plioceno.

GHOSH al. (1997) proponen un modelo de evolución et tectonoestratigráfica para la cuenca de Falcón y explican como son los sistemas petroleros en la cuenca de Falcón. Dentro de la evolución hacen referencia a que el origen del Canal Falconiano (Oligo-Mioceno) y el Surco de Urumaco (Mio-Plioceno) son el resultado del movimiento transcurrente de la Falla de Oca y fases de "rifting" en la cuenca de Falcón. Sumado a esto dan una explicación de cómo evolucionaron las facies y las relacionan con las rocas productoras de petróleo y las trampas, relacionadas la mayoría a las estructuras presentes en la región, aunque también se presentan las trampas estratigráficas como los "onlaps" sobre el Alto de Dabajuro y las areniscas basales de la Formación Paraíso embebidas en las lutitas de la Formación Pecaya.

YSACCIS (1997), en su tesis de doctorado trabaja con la evolución terciaria costa afuera de Venezuela nororiental, específicamente lo referente a las cuencas de Cariaco y Carúpano. En su trabajo se consideran la variedad de estructuras reconocidas en el área de Cariaco-Carúpano, pero la definición, "timing" y orientación de las estructuras aún faltaban ser incorporadas en un modelo geológico consistente. YSACCIS (*op. cit.*) incluye nueva interpretación sísmica, la

cual es presentada y combinada con estudios regionales previos. Y se propone un modelo tectónico para ambas cuencas y sus implicaciones para la evolución del límite de placas entre Caribe y Sur América.

ALMARZA (1998) realiza un compendio de los aspectos geológicos, estratigráficos y petroleros del Golfo de Venezuela, en el cual resalta que las cuencas sedimentarias Falcón-Bonaire, Golfo de Venezuela y del norte de Colombia constituyen una importante provincia geológica que relaciona la región del Mar Caribe con la parte norte de la América del Sur, formando una zona de transición entre el dominio oceánico del Mar Caribe y el dominio continental de las cadenas montañosas. De igual manera, este autor realiza el mismo trabajo para el Golfo Triste, donde señala que el margen continental del oriente de Falcón que bordea la costa desde Paraguaná, tiene una forma arqueada, subparalela a la línea de costa actual, con un espesor variable entre 10 y 40 Km e incluye dos zonas de plataforma más amplias: al norte la del Golfo de La Vela y al sur la del Golfo Triste.

DI CROCE; BALLY & VAIL (1999) en el trabajo titulado "Secuencia estratigráfica de la cuenca oriental de Venezuela", presentan puntos de sumo interés, tales como suministrar una visión integrada de la superficie estratigráfica de la subcuenca de Maturín y su continuación costa afuera. De igual manera, muestran importante información sobre la conjugación del estudio de la secuencia estratigráfica con la tectónica regional, con lo que se logra ilustrar la interacción entre los regimenes estructurales y/o eventos erosionales.

FLYNCH et al. (1999) llevan a cabo un estudio de la cuenca del Golfo de Paria que es considerada como una cuenca "pull-apart" de movimiento dextral, causada por el "step-over" de las fallas de El Pilar y "Central Range", donde interpretan una serie de secciones y proponen un modelo explicativo de la evolución tectónica de la cuenca. Estos autores resumen en tres etapas principales la evolución estructural del Golfo de Paria: (a) Cinturón de corrimiento (corrimiento con vergencia hacia el sur); (b) Transtensión y corrimiento hacia el norte; e (c) Inversión positiva.

PORRAS (2000) estudia la evolución tectónica y los estilos estructurales en la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire, donde indica que la cuenca de Falcón se desarrolló como resultado del colapso interno detrás de un arco de islas (back arc), de un orógeno en flotación que colisionó y se suturó oblicuamente en el extremo norte de la placa de América del Sur. Seguidamente muestra como ha sido la evolución de la cuenca hasta la actualidad, con lo cual marca un interés en las estructuras de grandes dimensiones que pueden albergar importantes volúmenes de hidrocarburos.

YSACCIS; CABRERA & DEL CASTILLO (2000) hicieron un estudio en la cuenca de La Blanquilla donde señalan que la misma es resultado de un

evento tectónico extensional paleógeno asociado a la subducción atlántica. La secuencia sedimentaria descansa discordante sobre rocas ígneo-metamórficas y su espesor puede superar los 6 Km.

SÁNCHEZ (2001) lleva a cabo un análisis basado en el uso de secuencias estratigráficas y reconstrucción estructural del margen del Caribe costa afuera del Delta del Orinoco. A partir del análisis de secciones sísmicas e información proveniente de diversos programas de perforación llevados a cabo en costa afuera, hace referencia a cinco secuencias regionales limitadas por discordancias, que definen la reconstrucción tectono-estratigráfica del margen, estas son: (1) Megasecuencia 1: secuencia "syn-rift" y "post-rift" del Jurásico Tardío asociada con la apertura del océano de Tethys; (2) Megasecuencia 2: secuencia del Cretácico Temprano relacionada a la apertura del océano Atlántico; (3) Megasecuencia 3: secuencia del margen pasivo de edad Cretácico Tardío-Paleoceno; (4) Megasecuencia 4: secuencia de margen pasivo de edad Terciario temprano; y (5) Megasecuencia 5: secuencia de "foredeep" relacionada a la tectónica compresional del Caribe durante el Terciario tardío. El desarrollo de estas secuencias refleja la transición de la historia de la región de etapa de "rift", a margen pasivo, a margen compresional.

SUMMA *et al.* (2003) generaron un estudio sobre los sistemas de hidrocarburos en la cuenca Oriental de Venezuela, realizan un análisis a escala molecular para explicar el origen y evolución de esta cuenca.

Identifican diversos depocentros originados por la tectónica presente entre las placas de Caribe y América del Sur, los cuales fueron alimentados por el paleo sistema del río Orinoco, estos depocentros son: Graben de Espino, La Serranía del Interior, el "foredeep" de Maturín, y la zona "onshore/offshore" de Trinidad. También mencionan los criterios para definir los dominios tectonoestratigráficos y las rocas madres de petróleo para la cuenca Oriental, que consideran que son cuatro, ya probadas, las que ayudaron a la acumulación de gas y petróleo en la región. La migración de los depocentros fue diacrónica de oeste a este, induciendo subsidencia a lo largo del margen norte costa afuera de Venezuela, que originó la mezcla de hidrocarburos de diferentes rocas madres, que fueron posteriormente modificados por biodegradación, migración tardía de gas, "waterwashing" y subsecuente enterramiento.

# CAPITULO II

AL STR

#### 2. Marco Geológico Regional

## 2.1 Aspectos Regionales

#### 2.2. Generalidades

Durante muchos años, cuantiosos y diversos trabajos se han realizado para explicar la dinámica existente entre el límite de placas de la zona caribeña. Dada la distribución de los terremotos registrados, los volcanes calco-alcalinos y las dorsales oceánicas, se definen 4 placas rígidas en las regiones del Caribe y América (Norte, Central y Sur): América del Norte, Cocos, América del Sur y Caribe.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) mencionan que la fisiografía y geomorfología de la costa de Venezuela es el resultado de la transgresión marina del Holoceno y de la actividad tectónica cuaternaria. La forma de numerosas islas del mar Caribe, al norte de Venezuela, se debe a procesos constructivos resultantes de la actividad biológica marina durante los períodos transgresivos del Cuaternario.

SYKES et al. (1982) mencionan que la placa Caribe presenta un engrosamiento anormal de la corteza, con lo cual, se puede explicar

por qué tiene un comportamiento inusual en sus limites con las otras placas, es decir, que no presenta una subducción típica de un arco de islas a lo largo de su perímetro.

MUESSIG (1984) hace referencia a que las fallas transcurrentes y las cuencas "pull-apart" asociadas estuvieron activas en el norte de Venezuela a principios del Oligoceno.

Otras fallas transcurrentes de movimiento dextral originadas por la convergencia entre las placas del Caribe y América del Sur son las fallas de Urica, San Francisco, Los Bajos, El Soldado y la falla de Guárico, éstas también están relacionadas a los corrimientos en dirección noreste.

ROBERTSON & BURKE (1989) mencionan que el análisis de la información obtenida de la reflexión sísmica realizada en el fondo marino al norte y este de Trinidad, y la deformación de los diapiros de lodo, sugieren que la zona de la falla de El Pilar se extiende 100 Km al este de Trinidad en una dirección este-noreste, hacia la zona de subducción de las Antillas Menores.

VAN DER HILST (1990) confirma por medio de estudios de tomografía sísmica la subducción entre las Placas Caribe y América del Sur.

BOSCH & RODRÍGUEZ (1993) analizan la información gravimétrica, magnetométrica, sismológica y geológica en el norte de Venezuela, identificando y delimitando un bloque de corteza separado cinemáticamente de la placa de América del Sur y de la Placa Caribe. El bloque norte de Venezuela (como fue denominado por los autores) esta limitado por la Falla Marginal del Sur de Caribe al norte, y hacia el sur el limite esta representado por la zona de actividad sísmica del norte de Venezuela, centrada aproximadamente a los 40 Km al sur de la línea de costa.

Estudios realizados por AUDEMARD (1993) indican que el límite meridional actual entre las placas Caribe y América del Sur está conformado por las fallas de Boconó, San Sebastián y El Pilar, un sistema de fallas transcurrente dextral, el cual se considera un límite joven en la evolución geodinámica cenozoica de la placa Caribe relacionado a su desplazamiento hacia el este respecto a la placa de América del Sur. El marco geodinámico que envuelve a la placa Caribe ha dado origen a un proceso de subducción de la cuenca de Venezuela (placa Caribe) por debajo del norte de Colombia y del noroeste de Venezuela, a nivel de las Antillas Holandesas.

En consecuencia, el mecanismo de subducción y colisión oblicua imperante durante el Terciario y previo al Mioceno Medio en el margen meridional caribeño, responsable de acomodar tanto el acortamiento norte-sur generado por la convergencia de las dos Américas como el desplazamiento relativo hacia el este de la placa Caribe, sufre un cambio debido a los altos niveles de colisión entre
ambas placas, con lo cual se da inicio desde ese momento (17-15 Ma) a una repartición de las deformaciones ("partitioning"): fallas transcurrentes dextrales de orientación este-oeste y estructuras de acortamiento con vergencia SSE preponderante (Fig. 6).

La interacción tectónica entre las placas Caribe y América del Sur da origen, por ende, a sistemas de fallas con desplazamientos transcurrentes dextrales que brindan el escenario para la formación de provincias fisiográficas y cuencas sedimentarias en el margen norte de Venezuela (Fig. 7).

Entre los sistemas de fallas presentes se tiene el sistema de fallas Morón-El Pilar, el cual cruza desde el este y continua con un quiebre curvado fuerte y se une en el norte con la zona de falla transcurrente de Boconó (SCHUBERT, 1984). Esta zona de falla de Morón, activada hace unos 2 Ma, pasa y cruza hacia el sur y termina en la cuenca "pullapart" de Cariaco. Estudios realizados por GIRALDO (1993; 1996) indican que el margen sur de esta cuenca "pull-apart" activa es la zona de la falla de El Pilar, la cual se extiende hacia el este hasta el norte de Trinidad, y aparenta haber sufrido una reactivación iniciada en el Mioceno Medio-Tardío durante la fase tectónica responsable de la formación de la Serranía del Interior.

Del marco geodinámico que engloba a las placas Caribe y América del Sur, como ya se ha hecho mención, se han desarrollado una serie de

cuencas sedimentarias localizadas costa afuera de Venezuela rodeadas por una cadena de islas y varias zonas de gran desarrollo de plataforma continental, algunas de ellas con islas. Entre los puntos a desarrollar a continuación están las características generales de las islas que se encuentran en el mar Caribe próximas a la costa venezolana, tanto islas que pertenecen al territorio venezolano como las que no. De esta manera, las cuencas sedimentarias, de oeste a este, se han dividido en dos grandes regiones Plataforma del Caribe (occidente, centro y oriente), y Plataforma del Delta del Orinoco, margen norte costa afuera de Venezuela (Tabla 1).



Figura 6. Modelo geodinámico de Venezuela oriental y muestra del "partitioning". Tomado y modificado de: PASSALACQUA *et al.*, 1995.



Figura 7. Norte de Venezuela, provincias fisiográficas y cuencas sedimentarias. Abreviaciones: EPF = Falla de El Pilar; LBF = Falla de Los Bajos; OF = Falla de Oca; SSF = Falla de San Sebastián; WSF = Falla de Warm Springs. Adaptado de DI CROCE, 1995. **Tabla 1.** Resumen de las cuencas sedimentarias costa afuera deVenezuela que se incluyen en el estudio.

	Regiones	Área	Cuencas sedimentarias
		Occidente	<ul> <li>✓ Golfo de Venezuela</li> <li>✓ Ensenada de La Vela</li> <li>✓ Golfo Triste</li> </ul>
Plataforma	Plataforma del	Centro	✓ Cuenca de Bonaire
Continental de	Caribe		
	ela Plataforma del	Oriente	✓ Cuenca de Tuy-Cariaco
Venezuela			🗸 Cuenca La Tortuga
			🗸 Cuenca La Blanquilla
			✓ Cuenca de Carúpano
			✓ Golfo de Paria
	Delta del Orinoco		✓ Delta del Orinoco

# 2.3. Islas asociadas a la plataforma continental de Venezuela

En el margen norte costafuera de Venezuela se encuentran una serie de islas que han sido estudiadas y descritas en detalle por diversos investigadores.

SANTAMARÍA & SCHUBERT (1974) mencionan que la plataforma continental de Venezuela septentrional suprayace a un complejo ígneometamórfico, el cual aflora en las islas venezolanas. Según estos autores las rocas más antiguas de estas islas (esquistos y filitas cloríticas, o esquisto anfibolita-cuarzo-epidoto-granatífera, gneís hornbléndico y esquisto micáceo-epidótico) afloran en la isla de La Orchila. RUTTEN (1939); PETER (1972) y SANTAMARÍA & SCHUBERT (*op. cit.*) datan al complejo ígneo-metamórfico expuesto en las islas venezolanas por medio de su relación con rocas similares en regiones adyacentes y algunas determinaciones radiométricas, por ejemplo, determinaciones por el método K/Ar efectuadas por SANTAMARÍA & SCHUBERT (*op. cit.*) que sugieren una edad Cretáceo Temprano para las rocas ígneas máficas y una edad Cretáceo Tardío a Paleoceno para las

De igual manera, SANTAMARÍA & SCHUBERT (*op. cit.*) con base en estudios geoquímicos, dividen las rocas ígneas en dos series: "una serie calcoalcalina, consistente en diorita cuarcífera, granodiorita, trondhjemita y granito, y una serie tholeiítica oceánica, consistente en

gabro, diabasa, lamprófido y ortoanfibolita". Siendo la primera serie la más antigua, con edades que oscilan entre 130 Ma y 114 Ma, la segunda serie presenta edades K/Ar que oscilan entre 84 Ma y 30 Ma. Estos autores interpretan estas edades como correspondientes a un tiempo de intrusión en el Cretácico Tardío a Terciario temprano y/o un metamorfismo posterior.

Las islas venezolanas del mar Caribe en las que afloran rocas ígneas y metamórficas son de oeste a este: Los Monjes, Los Roques, La Orchila, La Blanquilla, Los Hermanos, La Isla de Margarita, Los Frailes y Los Testigos. Las islas que no son venezolanas pero que presentan similar litología son Aruba, Curazao y Bonaire (de oeste a este), donde se observan rocas volcánicas de edad Cretácico y son consideradas como parte del arco de Villa de Cura. En la figura 8 se muestra la ubicación relativa de todas las islas en el mar Caribe.

El ARCHIPIÉLAGO DE LOS MONJES está ubicado en el sector externo de la plataforma y sobresale de 295 a 328 pies desde el fondo. Las islas se encuentran a pocos kilómetros al este de la península de La Guajira constituidas esencialmente por rocas metamórficas esquistosas del tipo anfibolitas, aunque en Los Monjes del norte se encontraron rocas intrusivas que cortan las anfibolitas. La composición es variable entre dioritas y gabros. Las dataciones radimétricas dan una edad de 116 Ma (Fig. 8A). LA ISLA EL GRAN ROQUE es la única isla del Archipiélago de Los Roques en la cual afloran las rocas ígneas y metamórficas, está situada en el extremo nororiental del archipiélago, aproximadamente a 150 Km al noreste de La Guaira. SCHUBERT & MOTICSKA (1972: p212) denominan al grupo de rocas "Complejo Ígneo de Gran Roque". El complejo ígneo-metamórfico de la isla está formado por un macizo de metadiabasa que cubre el cerro oriental y central, y un macizo de metagabro al occidente (Fig. 8B).

LA ISLA DE LA ORCHILA consta de una isla mayor con afloramientos del basamento ígneo-metamórfico y varias islas menores de origen arrecifal; está situada unos 50 Km al oeste del archipiélago de Los Roques y 160 Km al noreste de La Guaira. Su superficie es de aproximadamente 20 Km<sup>2</sup>. SCHUBERT & MOTICSKA (1972: p216) denominan al grupo de rocas "Complejo ígneo-metamórfico de La Orchila", "y consiste en una asociación de rocas básicas, intermedias y ácidas metamorfizadas, en los cerros orientales y en el cerro Walter, donde además afloran filitas y esquistos cloríticos, metadiabasas, rocas graníticas y granodioríticas, metalavas ácidas y epidositas. En los cerros centrales afloran exclusivamente serpentinitas y peridotitas" (Fig. 8B).

LA ISLA LA BLANQUILLA está situada aproximadamente 100 Km al noroeste de la isla de Margarita y ocupa una superficie de alrededor de 52 Km<sup>2</sup>. En la parte noroeste de la isla aflora un batolito de

trondhjemita que SCHUBERT & MOTICSKA (1973: p19) denominaron Trondhjemita de Garantón, cubierto por calizas arrecífales (Fig. 8C).

EL ARCHIPIÉLAGO DE LOS HERMANOS consiste en siete islas alineadas en dirección norte-sur, que se encuentran aproximadamente 10 Km al sureste de La Blanquilla. En su mayor parte estas islas están formadas por gneises hornabléndicos tonalíticos con intrusiones de pegmatitas, anfibolitas, epidositas y, esquistos y gneises biotítico-epidóticos. SCHUBERT & MOTICSKA (*op. cit.*: p23) indican que en general estas rocas "son más básicas que las de La Banquilla y presentan un grado metamórfico en la facies de la clorita; también consideran que pueden representar la roca caja del batolito expuesto en La Blanquilla y Los Hermanos" (Fig. 8C).

EL ARCHIPIÉLAGO DE LOS FRAILES consta de cinco pequeñas islas, cinco islotes y cayos, está situado a unos 15 Km frente a la costa nororiental de la isla de Margarita. MOTICSKA (1972) describe dos secuencias de rocas que afloran en todas las islas: una de tobas volcánicas y la otra de rocas volcánicas efusivas e hipoabisales de la familia de los basaltos y diabasas tholeiíticos. Las diabasas son las rocas más abundantes en las islas (Fig. 8C).

EL ARCHIPIÉLAGO DE LOS TESTIGOS está formado por "ocho islas y numerosos islotes donde afloran un complejo de rocas metavolcánicas intrusionadas por un batolito de rocas metagraníticas, que a su vez

presenta intrusiones de diques metabasálticos y ácidos" (SCHUBERT & MOTICSKA, 1972: p26) (Fig. 8D).



# 2.4. Antillas Holandesas

Las rocas mesozoicas de la ISLA DE ARUBA están constituidas por dos unidades: (1) La Formación Aruba Lava, de flujos basálticos y diabasas, de edad Turoniense, con un conglomerado cerca de la base y 700 metros de guijarros, peñas y peñones bien redondeados de diabasas y basaltos; y (2) el Batolito Diorítico de Aruba, gabro-tonalítico con pegmatitas graníticas. No se identifican en Aruba rocas del Senoniense tardío (Fig.9).

ALMARZA (1998) hace una descripción de las islas de Aruba, Curazao y Bonaire que se menciona a continuación:

En la ISLA DE CURAZAO el Mesozoico más antiguo comprende rocas volcánicas y una corta sección de calizas y chert, de edad Albiense, conocida como la Formación Curazao Lava, que se continúan discordantemente con el Grupo Knip de rocas silíceas y clásticos gruesos de carácter turbidítico con lentes de caliza de edad Santoniense-Campaniense y con la Formación "Midden Curazao" del Cretáceo Tardío, constituida por conglomerados, areniscas, limolitas, lutitas y turbiditas (Fig.9).

En CURAZAO el Eoceno está representado por calizas y conglomerados.

En la ISLA DE BONAIRE se han identificado secuencias litológicas cretácicas esenciales que, de la base al tope, son: Formación volcánica Washikemba (Albiense-Coniaciense) y Rincón (Senoniense tardío). Washikemba ha sido asignada a la napa de Villa de Cura (Fig.9).

En BONAIRE, la información sísmica indica la presencia de una espesa sección sedimentaria que abarca el intervalo Paleoceno-Reciente. La Formación Soebi Blanco (Paleoceno) contiene conglomerados y calizas.

En el Cuaternario, aparecen calizas de la Formación Seroe Domi en las tres islas.



Figura 9. Ubicación relativa de las Antillas Holandesas. Tomado y modificado de: <u>http://www.ig.utexas.edu/research/projects/caribbean/images/grav\_big.htm</u> 13/01/2005

# 2.5. Plataforma del Caribe

# 2.5.1. Occidente

En la parte occidental, al sur de la cuenca de Venezuela, se han desarrollado las cuencas del Golfo de Venezuela, la Ensenada de La Vela y el Golfo Triste. Dentro de la fisiografía que se observa al occidente, CASE (1974) define una prominencia o Cumbre de Curazao, e identifica una gruesa secuencia de sedimentos deformados que forman el talud continental. Al sur de la Cumbre de Curazao se encuentra la Fosa de Los Roques y la cadena lineal de las islas de Araba, Curazao, Bonaire, Aves de Sotavento y Barlovento, Los Roques y La Orchila.

En la figura 10 se muestra la ubicación relativa de las cuencas sedimentarias ubicadas en el occidente del margen norte costa afuera de Venezuela.



Figura 10. Ubicación relativa del área occidental.

# 2.5.1.1. Península de La Guajira

La PENÍNSULA DE LA GUAJIRA circunda por su parte occidental las aguas del Golfo de Venezuela (Fig. 10), y tiene sedimentos marinos y continentales más recientes. El relieve incluye montañas, acantilados, planicies y dunas. Está situada en el extremo peninsular donde se tienen serranías que no sobrepasan los 2130 pies sobre el nivel del mar, como la de Macuira, Jarará y el cerro de la Teta.

RENZ (1960) reconoció cuatro provincias tectónicas que conforman a la Península de La Guajira, estos son:

Plataforma de La Guajira, el Surco de La Guajira, el Arco de La Guajira y por último la Provincia del Geosinclinal del Caribe. Las dos primeras están conformadas por rocas sedimentarias del Mesozoico, la tercera esta caracterizada por gneises y rocas metamórficas intrusionadas por masas graníticas, y la última esta constituida por rocas metamórficas del Cretácico Superior. Las provincias se encuentran delimitadas por fallas.

MENDOZA (2002) menciona que la PENÍNSULA DE LA GUAJIRA esta conformada por tres bloques tectonoestratigráficos (bloque sur, sureste y noroeste) cada uno de ellos delimitados por sistemas de fallas. Los principales sistemas de fallas identificados son la Falla de Oca; Falla de Cuiza-Paraguaná (Falla la Guajira-Paraguaná) y Falla de Cuiza-Simarúa (Paleosutura Arco de la Guajira).

El bloque sur corresponde al terreno baja Guajira. Los bloques más septentrionales corresponden a los del sureste y noroeste, que son los terrenos Ruma y Cosinetas, respectivamente. La región de estos dos últimos bloques esta caracterizada por zonas bajas y planas, en las cuales realzan cinco serranías: Cosinas, Simarúa, Carpintero, Jarara y Macuira.

El terreno Ruma esta conformado por metamorfitas y metavulcanitas con protuberancias de serpentinitas y gabros (complejos ultramáficos). En él se encuentran la serranía de Carpintero, el extremo más occidental de las serranías de Cosinas y Simarúa, y la mitad occidental de las serranías de Jarara y Macuira.

El terreno Cosinas contiene el Arco de la Guajira, compuesto por rocas metamorfizadas de edad pre-Mesozoica y la Fosa o Surco de la Guajira, con rocas no metamorfizadas del Mesozoico.

En la cuenca de Cosinetas las sedimentitas del Cenozoico representan las invasiones marinas que cubrieron la parte central y sur de la península. Los depósitos más jóvenes (de playa, litorales,

eólicos, terrazas y de aluviones) cubren las partes bajas a lo largo de las costas de la península.

Las serranías de Simarúa y Cosinas están controladas tectónicamente por fallas de dirección NE-SO (fallas de Santa Ana, Simarúa y Puralapo) y de dirección E-O (fallas de Cosinas, Cuiza y Arieru). Al sur de la falla de Cuiza y al oriente de la falla de Puralapo se encuentra la serranía de Cosinas, constituida por rocas de edad Jurásico y Cretácico. Las rocas del Jurásico están representadas por lutitas con intercalaciones de areniscas y conglomerados, asignados a la unidad Grupo Cosinas. A las rocas volcánicas y plutónicas (riolitas, riodacitas, granodiorita) de Ipapure se les ha asignado edad Paleozoico hasta Cretácico (MENDOZA, 2002).

# 2.5.1.2. Golfo de Venezuela

BONINI et al. (1977b); CORONEL (1967); RENZ (1977); THOMAS (1972); ZAMBRANO et al. (1971), señalan que el GOLFO DE VENEZUELA se extiende al norte del Lago de Maracaibo hasta el Mar Caribe, entre la Península de La Guajira al oeste y la Península de Paraguaná en el este. Se considera una cuenca cenozoica, la cual pudo tener un origen "pull-apart", contiene 13.000 a 23.000 pies de depósitos marinos terciarios. Estratos mesozoicos en el GOLFO DE VENEZUELA incluyen capas rojas, carbonatos y en menor proporción depósitos clásticos. La corteza es continental o transicional.

La cuenca del GOLFO DE VENEZUELA (Fig.10), se caracteriza por una amplia plataforma continental que se extiende en sentido sur-norte con profundidades de 118 pies en la parte interna y de hasta 480 pies en el sector norte de la plataforma. Se divide fisiográficamente en dos subcuencas por un alto estructural con profundidades menores de 66 pies nombrado como el Risco de Calabozo. Hacia el oeste se encuentra una depresión cerrada en la isóbata de 66 pies que corresponde a la Ensenada de Calabozo, y al este del Risco está el golfo abierto, un amplio valle submarino con declive suave hacia el norte y noroeste. El GOLFO DE VENEZUELA se desarrolló durante el Oligoceno.

Durante el Terciario tardío el GOLFO DE VENEZUELA fue una región subsidente igual que la Cuenca de Maracaibo-Falcón. La escasa profundidad del GOLFO DE VENEZUELA condicionó su inudación total a finales de la transgresión del Holoceno hace unos 6.000 años, y el nivel actual comenzó a estabilizarse hace unos 4.000 años.

### 2.5.1.3. Ensenada de La Vela y Golfo Triste

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) mencionan que la Plataforma de la Costa Oriental de Falcón tiene una forma arqueada, subparalela a la línea de costa actual, cuyo ancho varía entre 10 y 40 Km, e incluye dos zonas de plataforma más amplia: al norte la Plataforma del Golfo de LA VELA y al sur, la Plataforma del GOLFO TRISTE. En el Golfo de LA VELA la plataforma es ancha y su borde se aproxima gradualmente a la península de Paraguaná. Hacia el norte se ensancha de nuevo englobando un bajo ubicado al NNE de la península. El talud en esta zona es más suave y baja lentamente hasta el ramal de la Fosa de Bonaire que pasa al sur de Curazao. La dinámica sedimentaria en esta región aporta mayor volumen de sedimentación plataformal terrígena que la observada en la plataforma al norte de la Cordillera de La Costa.

Por otro lado, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (*op. cit.*) señalan que la Plataforma del GOLFO TRISTE tiene unos 28 Km de ancho hasta el cambio de pendiente a la profundidad de 378 pies, y el talud baja suavemente hacia la CUENCA DE BONAIRE. Se ha estimado que la CUENCA DE BONAIRE cubre un área de 3.000 Km<sup>2</sup> y se extiende en el norte a la frontera de Venezuela y al este hasta la MESETA DE LA GUAIRA.

En el GOLFO TRISTE desembocan los ríos Tocuyo, Yaracuy y Aroa. La dinámica sedimentaria costera ha construido una extensa costa de playas y barreras litorales, donde el material fino pasa en parte hacia la plataforma. Se han diferenciado tres sectores en el GOLFO TRISTE: el sector norte, en aguas venezolanas hasta la desembocadura del río Tocuyo; el sector central hasta cayos del sur cerca de Tucacas; y el sector sur a las costas de los estados Carabobo y Aragua.

En la Ensenada de La Vela, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) hacen referencia a 13 pozos exploratorios, de los cuales algunos de ellos llegó a perforar una sección continua desde el Reciente y Plio-Pleistoceno, identificando unidades que consideraron equivalentes a las formaciones Coro, La Vela, Caujarao y Socorro. De las secciones perforadas los autores realizaron una descripción sedimentológica, de base a tope. A continuación se presenta de forma resumida las características más resaltantes de las unidades identificadas por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (*op. cit.*):

"Las unidades sedimentarias descansan sobre un basamento metamórfico penetrado por 8 pozos, de los cuales se identificó la presencia de gneises, filitas y rocas ígneas metamorfizadas. Seguidamente se detectó la presencia de una discordancia de alcance

regional en la plataforma del Caribe, por debajo de la cual se interpreta la presencia de capas de "flysch" en otras áreas de la plataforma, pero que no fueron identificadas en la Ensenada de La Vela. Esta discordancia sirve como base al Miembro Cauderalito y a las capas rojas observadas en la Ensenada.

Las capas rojas constituyen la unidad sedimentaria más antigua encontrada en La Vela. La litología característica de estas capas rojas es: "lutitas micáceas moteadas de color rojo ladrillo a verde pálido, intercaladas con limolitas silíceo-ferruginosas de color rojo parduzco a gris rosado pálido; los granos detríticos son de limolitas silíceas, ftanita, esquistos, cuarzo lechoso, rocas graníticas y escasos feldespatos".

El Miembro Cauderalito perteneciente a la base de la Formación Agua Clara está conformado por calizas y calcarenitas; descansa sobre las capas rojas de forma discordante, pero también sobre una capa delgada y de poca ocurrencia de arenas costero-litorales, y sobre un complejo basal de rocas metamórficas.

Seguidamente se presenta una sección de las lutitas de la Formación Agua Clara que sirven de base a la Formación Querales, que se encuentra parcial o totalmente erosionada. La columna sedimentológica culmina con la sedimentación de la Formación Socorro que yace discordantemente sobre la Formación Querales". Sin embargo, es

importante hacer referencia a que la Formación Agua Clara ha sido restringida al Surco de Urumaco por DÍAZ DE GAMERO (1988) a partir de la definición de las zonas *Catapsydrax dissimilis* y de *Catapsydrax stainforthi*, que no permiten correlacionar entre sí a las formaciones Agua Clara y Querales, esta última ha sido descrita en el Surco de Urumaco y en el Alto de Coro, y las zonas identificadas son *Praeorbulina glomerosa* y de *Globorotalia fohsi peripheroronda*.

Por ende, DÍAZ DE GAMERO (*op. cit.*) correlaciona a la Formación Querales, que se depositó en el Surco de Urumaco y Alto de Coro, con la Formación Cantaure, que se depositó en Paraguaná, ambas representan un evento transgresivo regional de gran importancia observable al norte de Falcón.

En base a la información publicada en el CÓDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA (2007) los espesores de las secciones tipos para cada una de las formaciones antes mencionadas son:

Formación Agua Clara (espesor sección tipo varía de 4.300 a 4.900 pies aproximadamente).

Formación Cerro Pelado (espesor sección tipo varía de 3.300 a 5.900 pies aproximadamente).

Formación Socorro (espesor sección tipo es de 8.300 pies aproximadamente).

Formación Caujarao (espesor sección tipo es de 4.000 pies aproximadamente).

Formación La Vela (espesor sección tipo varía de 1.900 a 2.000 pies aproximadamente).

El pozo Golfo Triste-1X (7.848 pies) perforado en la Cuenca de Casupal del sector sur, sobre el anticlinal de Tucacas, obtuvo un núcleo convencional con siete pies de un basamento ígneo-metamórfico tectonizado (ALMARZA, 1998).

El pozo Cayo Sal-1X, el de mayor profundidad en el golfo, perforado en la Cuenca de Agua Salada del sector Central, en la cumbre del anticlinal de Cerro Misión, llegó hasta 14.900 pies sin alcanzar el basamento. Penetró el Eoceno Superior (Formación Cerro Misión) correlacionado con la sección-tipo identificada en el oriente de Falcón (ALMARZA, *op. cit.*).

La Formación Cerro Misión (Eoceno Tardío) se compone esencialmente de lutitas marinas calcáreas, truncadas por discordancia bajo las formaciones Guacharaca (Oligoceno) o Casupal (OligocenoMioceno Temprano). En Cayo Sal-1X se perforaron 700 pies de esta formación (ALMARZA, 1998).

La Formación Guacharaca (Oligoceno), constituida por lutitas y arenas calcáreas muy finas, se encuentra discordante sobre Cerro Misión y pasa lateralmente a facies continentales, arcillas, areniscas y conglomerados, en las formaciones Casupal, Bachacal, Guarabal (Oligo-Mioceno) (ALMARZA, 1998). El espesor de esta formación en su sección tipo varía de 820 a 3.940 pies dependiendo del área donde se depositó (CóDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA, 2007). Sin embargo, ALMARZA (*op. cit.*) no específica el espesor penetrado de la formación por los pozos exploratorios utilizados en su trabajo.

La Formación San Lorenzo (Mioceno Temprano) caracterizada por lutitas predominantemente calcáreas, calizas, margas, arcillas, limos y arenas, comienza en relación discordante y con un importante marcador sísmico y concluye en discordancia bajo la Formación Agua Linda (ALMARZA, *op. cit.*). El espesor de está formación en su sección tipo es de 1.310 pies (CóDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA, *op. cit.*). Sin embargo, ALMARZA (*op. cit.*) no específica el espesor penetrado de la formación por los pozos exploratorios utilizados en su trabajo.

La Formación Agua Linda-Riecito (Mioceno Medio) se encuentra sobre una marcada discordancia que resulta un buen reflector sísmico. Está compuesta de lutitas, margas, arenas, que terminan

discordantemente en otro buen marcador sísmico, las calizas de la Formación Capadare (ALMARZA, 1998). El espesor de esta formación en su sección tipo es 4.250 pies aproximadamente ya que no aflora la base ni el tope (CóDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA, 2007). ALMARZA (*op. cit.*) no específica el espesor penetrado de la formación por los pozos exploratorios utilizados en su trabajo.

La Formación Capadare (Mioceno Medio) comprende desarrollos carbonáticos que se corresponden con la sección inferior de la Formación Pozón. Cubre en relación discordante a las formaciones Agua Linda y Casupal. Incluye calizas arrecífales margosas, arenáceas o limosas y algunas areniscas calcáreas (ALMARZA, *op. cit.*). El espesor que se estima para esta formación varía entre 490 a 985 pies (CóDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA, *op. cit.*). Sin embargo, ALMARZA (*op. cit.*) no específica el espesor penetrado de la formación por los pozos exploratorios utilizados en su trabajo.

Continúa la Formación Pozón (Mioceno Tardío-Plioceno), esencialmente lutítica. Fue encontrada a los 275 pies bajo la mesa rotatoria en el pozo Cayo Sal-1X del anticlinal de Cerro Misión, sector central del GOLFO TRISTE (ALMARZA, *op. cit.*). El espesor de esta formación en su sección tipo es de 3.420 pies y se estima que incrementa hacia el este en dirección al Golfo Triste (CóDIGO GEOLÓGICO DE VENEZUELA, *op. cit.*). Sin embargo, ALMARZA (*op. cit.*) no específica el espesor penetrado de la formación por los pozos exploratorios utilizados en su trabajo.

En el Plioceno, el extremo oriental de Falcón y el Golfo Triste sufren un hundimiento, con lo cual se origina una regresión y el área se cubrió discordantemente por aluviones.

# 2.5.2. Centro

En la parte central, al sur de la cuenca de Venezuela, se ha desarrollado la cuenca de Bonaire dentro de lo que se ha denominado el Bloque de Bonaire.

En la figura 11 se muestra la ubicación relativa de la cuenca sedimentaria, en el centro del margen norte costa afuera de Venezuela.

### 2.5.2.1. Cuenca de Bonaire

En la zona central se presenta el Bloque de Bonaire dentro del cual se ha desarrollado la CUENCA DE BONAIRE que es una depresión amplia representando una cuenca sedimentaria de distensión, que se extiende al norte de la Cordillera de la Costa venezolana y al sur de la cadena insular (Aruba, Curazao, Bonaire, Aves de Sotavento, Los Roques, La Orchila) desde la costa oriental de Falcón hasta la depresión de Margarita. La profundidad máxima del mar puede llegar a los 6.560 pies y se estima que contiene una sección de 23.000 pies de sedimentos terciarios. Presenta un basamento ígneo-metamórfico hacia el oeste, sobreimpuesto por depósitos cretácicos (?) y paleógenos. Numerosas discontinuidades estratigráficas ocurren, y el grado de deformación incrementa con la profundidad (BONINI *et al.*, 1977a, 1977b; EDGAR *et al.*, 1971; GALAVIS & LOUDER, 1971, 1977a, 1977b; SILVER *et al.*, 1975; y VÁSQUEZ & MASROUA, 1973, 1976). En el sur de la CUENCA DE BONAIRE y al norte de la CORDILLERA DE LA COSTA, la plataforma continental es angosta y no sobrepasa los 5 Km de ancho. La zona más angosta de la plataforma corresponde al norte de la CORDILLERA DE LA COSTA entre Puerto Cabello y Mamo en el estado Vargas, donde el talud baja directamente de los contrafuertes a la CUENCA DE TURIAMO (GALAVIS & LOUDER, *op. cit.*). Hacia el este, se desarrolla la MESETA DE LA GUAIRA, una plataforma sumergida asociada a una anomalía positiva (SELLIER DE CIVRIEUX, 1977). Con base en el mapa de anomalías gravimétricas de aire libre de SILVER *et al. (op. cit.)* se identifica que el basamento ígneo-metamórfico se encuentra a poca profundidad y se presentan pocos sedimentos.



Figura 11. Ubicación relativa del área central.

# 2.5.3. Oriente

Hacia la zona oriental se presentan las cuencas sedimentarias más estudiadas de costa afuera, con un desarrollo tectono-sedimentario de gran interés para la industria petrolera. Estas cuencas sedimentarias se ubican dentro de las áreas de Cariaco y Carúpano.

En el área de Cariaco se diferencian la cuenca Tuy-Cariaco y las cuencas La Tortuga y La Blanquilla, estás últimas se encuentran al norte del banco de La Tortuga y la Isla de Margarita, respectivamente.

En el área de Carúpano se identifica una depresión donde se ha depositado un importante espesor de sedimentos, llamada cuenca de Carúpano y cubre aproximadamente unos 30.000 Km<sup>2</sup>.

En la figura 12 se muestra la ubicación relativa de la zona oriental y las cuencas que engloba.

### 2.5.3.1. Cuenca Tuy-Cariaco

La región de CARIACO está localizada costa afuera al norcentro de Venezuela, incluye la plataforma de la Ensenada de Barcelona, la Plataforma de La Tortuga-Margarita, y la Cuenca de Cariaco, cubriendo un área de aproximadamente 45.000 Km<sup>2</sup>. La amplitud y profundidad de las fallas que limitan está cuenca del Neógeno tardío dentro del límite de placas entre Sur América y la del Caribe con movimiento dextral "strike-slip" (CARVAJAL & JAIMES, 2003).

YSACCIS (1997), a partir de observaciones de otros autores, indicó que el basamento de la CUENCA DE TUY-CARIACO está compuesto de rocas volcánicas a subvolcánicas metamorfizadas de edad Cretácico. Las dataciones realizadas por TALUKDAR & BOLIVAR (1982), han sido interpretadas por este autor como tiempo del metamorfismo, y una edad pre-Campaniense, razonable para la actividad volcánica. En base a información de pozos, afloramientos y datos sísmicos, concluye que hay diferentes tipos de basamento en la CUENCA TUY-CARIACO. De igual manera, sobre este basamento se encuentran rocas sedimentarias de edad Oligoceno o Eoceno en las provincias estructurales localizadas al norte de la falla de El Pilar (falla transcurrente). Hacia el sur de la plataforma de LA Ensenada de BARCELONA, las unidades sedimentarias del Mioceno Tardío y del Plioceno, y en pocas ocasiones de edad Mioceno Medio, descansan directamente sobre el basamento.

# 2.5.3.2. Cuencas de La Tortuga y La Blanquilla

La CUENCA LA BLANQUILLA, según YSACCIS; CABRERA & DEL CASTILLO (2000), se encuentra al norte del Alto de La Tortuga al sur y el Alto de La Orchila al norte. El relleno sedimentario del sistema de grábenes de La Blanquilla consiste de una sucesión de sedimentos de aguas profundas de edad comprendida entre el Eoceno Medio (?) y el Reciente (BLANCO & GIRALDO, 1992). El espesor de la columna penetrada sin alcanzar el basamento es superior a los 16.000 pies. Los descubrimientos de condensado y gas se encontraron en las areniscas del Mioceno Temprano, de origen turbidítico.

Tanto la cuenca de La Tortuga y La Blanquilla han sido perforadas por varios pozos exploratorios, donde se ha podido identificar la litología y correlacionarla con otras columnas estratigráficas. Verificando que la columna sedimentaria del Cenozoico descansa sobre rocas ígneo-metamórficas del Cretácico. YSACCIS (1997) hace referencia en detalle de esta columna sedimentaria en su trabajo de tesis.

### 2.5.3.3. Cuenca de Carúpano

La CUENCA DE CARÚPANO, ocupa el área de la plataforma continental que se extiende al norte de la Península de Paria y la isla de Trinidad hasta la Cuenca de Granada.

La región de la CUENCA DE CARÚPANO, varios autores como YSACCIS (*op. cit.*) y ALMARZA (1998) concuerdan en que esta cuenca comprende 30.000 Km<sup>2</sup> costa afuera de la plataforma continental entre la Cuenca de Cariaco y la isla de Margarita al oeste hasta la frontera de Trinidad-Tobago en el este. En la cuenca se ha acumulado un espesor de

sedimentos superior a los 20.000 pies, que va desde el pre-Cretáceo hasta el Reciente.

El modelo geológico, basado en los pozos perforados, define para las arenas gasíferas una sedimentación regional que varía desde turbiditas batiales en Río Caribe y Mejillones hasta depósitos de plataforma en Patao y Dragón.

A continuación se presenta una breve descripción de la litología observada en los diferentes pozos perforados en la región, recopilados por ALMARZA (1998).

"El pozo Bocas-1 penetró desde los 10.158 pies más de 2.000 pies de un metabasalto de fondo marino con metamorfismo de bajo grado, que se denominó Complejo Bocas y se le asignó una edad Cretáceo Temprano y posiblemente Jurásico. Subiendo en la sección, se ha encontrado el Complejo Mejillones (Cretáceo Temprano y Tardío), depositado en un ambiente marino de aguas profundas, con sedimentos lutíticos calcáreos o arenáceos y clásticos de origen ígneo, interestratificados con calizas y capas de lava. Se perforaron 3.720 pies en Patao-1 sin haber alcanzado la base.

La sedimentación durante el Eoceno-Oligoceno fue de carácter restringido, en relleno de aguas profundas. Durante el Eoceno temprano a Eoceno Medio se depositaron calizas oscuras pelágicas

coloreadas y lutitas. En el Eoceno Medio se tienen lutitas, limolitas, areniscas, calcarenitas bioclásticas y calizas. El Oligoceno consiste de una alternancia de lutitas, limolitas, areniscas con cuarzos gruesos, cuarcitas y microbrechas con fragmentos metamórficos. Únicamente se encontraron sedimentos de estas edades en los pozos Tigrillo-1, Tres Puntas-1 y Caracolito-1.

La Formación Tigrillo (Eoceno Temprano a Medio) aparece discordante sobre el Cretáceo en los pozos Tigrillo-1, Tres Puntas-1 y Caracolito-1. Comprende areniscas de grano fino a medio, lutitas y limolitas laminares masivas, con calizas y material ígneo-metamórfico, depositados en ambientes de aguas profundas con influencia de corrientes de turbidez. En el pozo Caracolito-1 el espesor sobrepasa los 7.400 pies mientras que en el pozo Tigrillo-1 es de 2.515 pies.

Durante el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano ocurrió en la plataforma de Los Testigos un magmatismo volcánico e hipabisal.

El Complejo Los Testigos (Eoceno Tardío terminal e inicio del Oligoceno) es una unidad formada por basaltos andesíticos fragmentados, que se depositaron en un ambiente de aguas poco profundas. En el pozo Los Testigos-2 se perforaron más de 180 pies y en Los Testigos-1 el espesor es de 100 pies. Este complejo se encontró discordante bajo la Formación Tres Puntas al noroeste de la cuenca, donde no aparece la Formación Caracolito.
La Formación Caracolito (Oligoceno), aparece discordante sobre la Formación Tigrillo cuando está ausente el Eoceno Superior, fue depositada en aguas batiales con probables corrientes de turbidez. Tiene un espesor de 3.540 pies en Caracolito-1, que se adelgaza en dirección suroeste. Comprende lutitas y limolitas masivas, laminares, con areniscas de grano medio.

En orden estratigráfico ascendente se tiene la Formación Tres Puntas (Mioceno Temprano a Medio) concordante sobre los sedimentos del Paleógeno o discordante sobre el Cretáceo donde el Paleógeno no está presente, depositada en un ambiente batial en su sección inferior que pasa a prodelta y nerítico en su parte superior. Alcanza los 5.900 pies de lutitas laminares masivas con intercalación de limolitas, interestratificadas con areniscas calcáreas de grano fino a medio, calizas y material piroclástico e ígneo. El espesor disminuye al oeste, en el pozo Testigos-2 hasta 240 pies.

A partir del Mioceno Medio el relieve de la región fue modificado, se inició una amplia subsidencia con la consiguiente transgresión marina y la sedimentación alcanza su mayor desarrollo en la Cuenca de Carúpano. Los sedimentos correspondientes al Mioceno Temprano-Pleistoceno se depositaron en aguas someras tropicales.

La Formación Cubagua (Mioceno Tardío y Plioceno), concordante sobre Tres Puntas, se depositó en un ambiente nerítico hasta batial, con aguas tropicales someras de mar abierto detrás de arrecifes en su parte superior. En el pozo Río Caribe-1 la formación tiene 6.775 pies de espesor, el máximo conocido, con un sector inferior de lutitas con limolitas y algunos intervalos arenosos resultado de corrientes de turbidez, y una sección superior con calizas arrecífales y areniscas cuarzosas o calcáreas interestratificadas con lutitas laminares. Suprayace a la Formación Tres Puntas en contacto concordante en algunos pozos y discordantes en otros por ausencia del Mioceno Superior.

La Formación Cumaná (Plioceno Tardío y Pleistoceno), depositada en un ambiente marino somero, alcanza en Dragón-3 su máximo espesor de 2.248 pies. Es concordante sobre Cubagua y está constituida por calizas orgánicas y lodolitas intercaladas con arcillas y areniscas calcáreas o cuarzosas de grano muy fino y limolitas.

El Reciente cierra la columna estratigráfica con sedimentos no consolidados aluvionales."

## 2.6. Plataforma del Delta del Orinoco

Dentro del área de la plataforma del Delta del Orinoco se han incluido al Golfo de Paria y al Delta del Orinoco, por localizarse hacia el noreste del margen costa afuera de Venezuela.

En la figura 12 se muestra la ubicación relativa del golfo y del delta.

## 2.6.1. Golfo de Paria

El GOLFO DE PARIA actual, según ALMARZA (1998), se caracteriza por un fondo suave, con profundidad máxima de 98 pies. Existe una sedimentación activa en la mayor parte del golfo, con limos, arcillas y otros materiales finos de facies deltáicas.

A continuación se presenta una breve descripción de la litología observada en los diferentes pozos perforados en la región, recopilados por ALMARZA (*op. cit.*).

"La columna estratigráfica penetrada por los pozos perforados comprende formaciones cretácicas y una sección completa de rocas terciarias y pleistocenas. La perforación en el norte del golfo alcanzó el Cretáceo Inferior con pozos de 12.000 pies de profundidad; en el sur, se ha llegado hasta el Cretáceo Superior en los pozos más profundos. En el GOLFO DE PARIA se ha encontrado una marcada

diferencia entre la estratigrafía definida por los pozos del sector norte y los del sur, en cuanto a espesores, ambientes de sedimentación y secuencia litológica.

La zona norte del Golfo recibió sedimentos hasta el Cretáceo Tardío o, posiblemente, hasta el Terciario temprano. A partir de entonces, una extensa franja que incluye la cadena metamórfica de Paria y el norte de Trinidad y las capas sedimentarias ya depositadas, es sometida a una intensa erosión que elimina toda la sección sobre el Cretáceo Inferior, y pasa a ser fuente de sedimentos que se van depositando al sur. La erosión es tan severa que hoy aparece la Formación Las Piedras (Plioceno Tardío) inmediatamente sobre el Cretáceo Inferior en posición discordante. El Cretáceo Inferior (Formación El Cantil) contiene 1.200 pies de calizas, lutitas, limolitas y areniscas de ambiente costero.

En el sector sur, subcuenca de Posa y Soldado, los pozos han llegado hasta el Cretáceo Superior (formaciones Querecual y San Antonio) dentro de una sección de 2.000 pies de espesor, esencialmente lutítica, que incluye el Terciario inferior (formaciones Vidoño y Caratas) con arcillitas pelágicas en San Antonio y limolitas batiales y microconglomerados en Caratas. Sobre la Formación Caratas (Eoceno Medio a Tardío) aparece la secuencia del Oligoceno al Mioceno Inferior y Medio (formaciones Carapita-Cipero, Nariva-Brasso y Tamana-Lengua). La Formación Carapita (Mioceno Temprano a Medio), caracterizada por facies de mar abierto y con probable influencia de corrientes turbidíticas, está compuesta de lutitas y algunas areniscas de grano muy fino, que se depositaron sobre capas eocenas de la Formación Caratas. Encima de Carapita aparece en Morro-1 una unidad litoestratigráfica que se ha llamado Tamana-Lengua (Mioceno Medio terminal) en los campos de Soldado y Posa, por su analogía con las de la zona sur de Trinidad. Contiene 2.300 pies de lutitas calcáreas con limolitas arenosas, de ambiente nerítico a batial superior.

La Formación La Pica (Mioceno Tardío al Plioceno Temprano), de ambiente marino variable entre batial y somero, es generalmente concordante sobre Carapita con relaciones discordantes locales. Consiste en lutitas interestratificadas con areniscas de grano muy fino y limolitas.

Para el Plioceno, las aguas han avanzado en el norte hasta la franja metamórfica Paria-Norte de Trinidad, que proporciona los sedimentos que van rellenando el GOLFO DE PARIA de la forma actual, y se nota ya un aporte importante del Orinoco desde el suroeste. La Formación Las Piedras (Plioceno Tardío), de ambiente marino somero a fluvial, regularmente concordante sobre La Pica en el sector sur del Golfo y discordante sobre el Cretáceo en el norte, está integrada por arcillas, areniscas con material arcilloso, arenas de grano fino a grueso y lignitos. Discordantemente sigue la Formación Paria (Pleistoceno) que consiste de arcillas con arenas de grano muy fino y abundante material carbonáceo, de ambiente variable entre marino somero y planicie deltáica".

## 2.6.2. Delta del Orinoco

La PLATAFORMA DELTANA, según CASE *et al.* (1984), es un largo abanico autóctono rodeado y colocado sobre rocas antiguas, excepto a lo largo de las zonas de corrimiento limítrofes a la parte sur del cinturón de deformación de las Antillas Menores. Los estratos tienen un espesor de 13.120 pies, o más, y están relativamente sin deformar, excepto donde los depósitos del abanico suprayacen las estructuras diapíricas de la cuenca de Trinidad.

De acuerdo con GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), la plataforma costa afuera del Delta del Orinoco es amplia, con una pendiente suave de 0,1 a 0,2 % hasta el borde del talud bien definido, ubicado a unos 150 Km de la línea de costa y con una profundidad de 328-394 pies. Los sedimentos de la plataforma interna constituyen la parte submarina del delta y se caracterizan por sedimentación rápida de material fino en un ambiente parcialmente reductor (MORELOCK, 1972). En la facies de plataforma deltaica predominan arenas finas bien escogidas, finamente intercaladas con arcillas limosas oscuras ricas en materia orgánica y sulfuros de hierro que se ubican hasta una profundidad de 16 a 33 pies. La PLATAFORMA ATLÁNTICA DE VENEZUELA, abarca la zona plataformal del Delta del Orinoco, caracterizada por su posición pasiva en el margen continental de Sur América, alejándose de la prominencia Centro Atlántica y por un voluminoso aporte de sedimentos por los ríos Orinoco y Esequibo. El aspecto más notable es su sostenido carácter deltaico desde el Mioceno y quizás también desde el Oligoceno (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

En base a la interpretación regional de la información sísmica y gravimétrica, la plataforma costa afuera puede subdividirse en dos provincias estructurales distintas separadas por la Falla de Los Bajos en Trinidad (RUSSOMMANO *et al.*, 1977). El área al sur de la falla se caracteriza por un monoclinal con suave plegamiento que se hace más intenso hacia el norte, mientras que el área al norte de la falla es una zona perturbada con numerosos diapiros de barro.



Figura 12. Ubicación relativa del área Oriental.

### 2.7. Basamento

El marco geodinámico que ha dominado la evolución tectónica y sedimentaria del área bajo estudio se ha llevado a cabo sobre un basamento que muchos autores como GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980, TALUKDAR (1983) y PEREIRA (1984) entre otros consideran de edad Mesozoico, que fue originado dentro de una amplia provincia tectonomagmática.

La información que se tiene del basamento en la plataforma venezolana proviene en su mayoría de los pozos que han logrado llegar al basamento, y también del estudio de las rocas aflorantes en las islas que han emergido a lo largo del mar Caribe. En la figura 13 se muestra la distribución relativa del basamento identificado a lo largo de costa afuera de Venezuela.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) mencionan que el Golfo de Venezuela tiene una plataforma continental, pero no hay información disponible sobre el tipo de basamento que conforma a este golfo.

ALMARZA (1998) menciona que en la región oriental del Golfo de Venezuela, hacia las costas de Falcón, la información sísmica señala que se reconocen dos ciclos sedimentarios del Terciario, con una discordancia intermedia, descansando sobre un basamento ígneometamórfico de naturaleza alóctona. Mientras que el mismo autor señala, que la sub-cuenca occidental del Golfo de Venezuela presenta una situación diferente a la del sector oriental, donde se observa un basamento cristalino pre-Mesozoico de gneises que aflora en los núcleos de las serranías de la Alta Guajira (Simarúa, Jarara, Macuira y Carpintero) con el Grupo Macuira, asignado a la napa Caucagua-El Tinaco-Yumare-Siquisique, recubierto por sedimentos mesozoicos, sin formaciones del Paleozoico.

Sobre el basamento de la Ensenada de La Vela, se sabe que es discontinuo y está conformado por rocas metamorfizadas en la facies de los esquistos verdes, metasedimentarias y metaígneas (KISER *et al.*, 1984). Con base en secciones estructurales, PORRAS (2000) señala un basamento de edad Eoceno, en algunas secciones y en otras, de edad Paleoceno-Eoceno Medio.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) y KISER *et al.* (*op. cit.*) señalan que en el Golfo Triste algunos pozos han logrado alcanzar el "flysch" de rocas sedimentarias metamorfizadas a muy bajo grado. La edad para este "flysch" se ubica entre el Paleoceno-Eoceno, basado en correlaciones con la Formación Urama del cinturón de la Cordillera de La Costa (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

De la cuenca Tuy-Cariaco, en la figura 13 se muestra la distribución del basamento y sus diferentes tipos en la cuenca Tuy-Cariaco, basado en la información de pozos, afloramientos e interpretación sísmica.

TALUKDAR & BOLIVAR (1982), EVANS (1983) y MONSALVE *et al.* (1984), señalan que el basamento está conformado principalmente por rocas volcánicas-subvolcánicas metamorfizadas de edad Cretácico. Un pozo en la Ensenada de Barcelona reportó rocas volcánicas preterciarias (andesitas/basaltos/dioritas).

De la cuenca de Carúpano, en la figura 13 se muestra la distribución del basamento. TALUKDAR (1983) y PEREIRA (1984), donde el primero hace referencia a que las rocas volcánicas tienen por lo menos 3 diferentes afinidades, reportan basaltos de cuña mid-oceánica (MORB), arco de islas primitivo (PIA) y un arco de islas maduro.

FLINCH *et al.* (1999) indican en sus secciones estructurales, que el basamento del Golfo de Paria es un terreno alóctono de edad Cretácico-Jurásico. Esta napa está conformada por rocas premesozoicas del Complejo de Sebastopol, cubiertas de forma discordante por las metasedimentarias del Grupo Caracas de edad Cretácico Temprano-Jurásico, y por rocas ígneas metamorfizadas, intrusionadas por amplios plutones graníticos (BELLIZZIA & DENGO, 1990).

DI CROCE (1995) y SÁNCHEZ (2001) señalan en sus secciones estructurales, la presencia de un basamento Paleozoico(?)-Jurásico para el Delta del Orinoco.



Figura 13. Distribución del basamento a lo largo de costa afuera. Basado en: GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980); KISER et al. (1984); DI CROCE (1995); YSACCIS (1997); FLINCH et al. (1999); PORRAS (2000); SÁNCHEZ (2001).

### 2.8. Evolución Tectónica

# 2.8.1. Placa del Caribe y América del Sur (consideraciones generales).

Una de las placas que mayor polémica ha causado es la placa del Caribe que es una placa oceánica con ciertas características que la diferencian del resto de las placas oceánicas, entre ellas se puede mencionar su espesor anómalo (mayor espesor con respecto a las otras placas oceánicas), el cual es responsable de que la interacción de la placa del Caribe con las placas que la circundan no sea el de un arco de isla.

Los modelos que explican la evolución tectónica de la placa del Caribe se pueden fusionar en dos grandes grupos, estos son:

 Modelo del Pacífico, proponen un origen de la corteza oceánica del Caribe en la región del Pacífico durante el Mesozoico tardío y desplazamiento hasta su posición actual entre las dos Américas (Ej., WILSON, 1965; MALFAIT & DINKELMAN, 1972; BURKE et al., 1978; PINDELL & DEWEY, 1982; BURKE et al., 1984; DUNCAN & HARGRAVES, 1984; PINDELL, 1985, 1994; PINDELL et al., 1988; ROSS & SCOTESE, 1988; PINDELL & BARRETT, 1990; STEPHAN et al., 1990; OSTOS, 1990) (Fig. 14). Modelos alternativos, proponen la formación de la corteza del Caribe al oeste de su presente posición pero todavía entre las dos Américas (Ej., BALL et al., 1969; AUBOUIN et al., 1982; SYKES et al., 1982; DONNELLY, 1985; KLITGORD & SCHOUTEN, 1986; FRISCH et al., 1992; MESCHEDE et al., 1997; MESCHEDE & FRISCH, 1998; TALUKDAR & LOUREIRO, 1981) (Fig. 14).

TARDÁGUILA (2002) menciona que los conflictos entre los diferentes puntos de vista de la evolución de la tectónica de placas parten de la sincronización de los eventos, de la configuración de las placas, del origen de los bloques y terrenos, y de los datos paleomagnéticos.



Figura 14. Procedencia de la Placa del Caribe. Tomado de MESCHEDE *et al.* (1997).

Los dos tipos de modelos convergen en una génesis al comienzo del Cenozoico.

# 2.8.2. Reconstrucción de la evolución tectónica a partir del Paleoceno.

La geodinámica desarrollada en este proceso tectónico de separación de continentes, el cierre de océanos y el origen de nuevos, así mismo como el desarrollo de cadenas montañosas entre otros tantos fenómenos geológicos, son los responsables de la configuración actual de toda costa afuera de Venezuela.

STEPHAN *et al.* (1990) realizan una reconstrucción de la evolución geodinámica de la Placa del Caribe y su interacción con las placas circundantes. Con base en el aporte de estos autores se puede resumir la evolución tectónica de Venezuela a partir del Paleoceno de la siguiente manera:

"Durante el Paleoceno Temprano la placa del Caribe comenzó a migrar hacia el noreste al cesar la separación entre las placas de Norte y Sur América, lo cual dio inició a una importante deformación transpresiva a lo largo del margen transcurrente entre las placas del Caribe y América del Sur. El avance de la placa del Caribe con respecto a Suramérica fue diacrónico desplazándose este marco compresional de oeste a este. Durante el Oligoceno y Mioceno Temprano se tuvo un período tectónicamente pasivo alrededor de la placa del Caribe: este período ocurrió entre 30 Ma y 22 Ma, y está relacionado a una interrupción temporal del volcanismo asociado a la subducción de la corteza Atlántica por debajo de las Antillas Menores. La poca actividad volcánica, más la poca deformación en los límites de la placa del Caribe, reflejan una pausa en la geodinámica de la región, o puede ser el reflejo de una desaceleración en el movimiento hacia el este de la placa del Caribe.

A partir del Mioceno Temprano - Medio al Presente se evidencia la actividad volcánica y la deformación en el margen transcurrente meridional de la placa del Caribe, que está activo hasta el presente. Al mismo tiempo se reactivó el volcanismo en las Antillas Menores".

En la figura 15 se muestran 4 etapas de la evolución tectónica del margen norte de Venezuela, (a) Ocurre durante el Paleoceno, el sistema de arcos de islas del Caribe estaba localizado en la esquina noroeste del margen pasivo septentrional de Venezuela. (b) Durante el Eoceno Medio ocurre una deformación compresional debido a la convergencia entre las placas del Caribe y América del Sur. (c) Continua la convergencia oblicua entre las placas Caribe y América del Sur, lo cual origina un corrimiento transpresional y la posterior migración de las cuencas antepaís hacia el este; (d) Desde el Plioceno Tardío al Presente se estableció hacia el margen oriental costa afuera de Venezuela un incremento en la deformación transcurrente.

SUMMA *et al.* (2003) mencionan que todos los estudios apoyan el dividir la evolución tectónica del norte de la placa de América del Sur en dos principales etapas: (1) "Rifting" durante el Mesozoico y desarrollo del margen pasivo, y (2) Movimiento transpresivo oeste-este de la placa del Caribe a lo largo del margen norte desde el Cenozoico.

En el presente, la actividad del límite de placas tectónicas al norte de Venezuela continúa hacia el margen sur del bloque de Bonaire, con un movimiento de dirección sureste de la placa del Caribe lo que ocasiona transpresión en todas las cuencas de Venezuela oriental. Al oeste el bloque de Bonaire se sobre impone a la placa del Caribe, al norte del Lago de Maracaibo, mientras que el noroeste de Venezuela está siendo subductado por la placa del Caribe a lo largo de un límite de placa transpresivo.



Figura 15. Evolución tectónica del margen norte de Venezuela asociado al movimiento relativo hacia el este de la placa del Caribe. Tomado de STEPHAN *et al.* (1990).

Lo que se ha logrado establecer es que el movimiento relativo de la placa del Caribe con respecto a la placa de América del Sur es hacia el este, y comenzó aproximadamente en los últimos 17 Ma, presentándose un diacronismo de oeste a este.

El desplazamiento dextral total acumulado es del orden de 60 Km (AUDEMARD & GIRALDO, 1997). Estos autores también mencionan que la zona de deformación entre ambas placas está asociada al volumen montañoso del norte de Venezuela, constituido por la cadena andina (Andes de Mérida), la cordillera de La Costa y la serranía del Interior. De igual manera, AUDEMARD & GIRALDO (*op.cit.*) señalan que el desplazamiento dextral está asociado a los sistemas de fallas de Boconó-San Sebastián-El Pilar, cuyos valores de movimiento para estas fallas es de: (a) unos 20 a 30 Km para el sistema de falla de Boconó; (b) inferior a 65 Km y probablemente cercano a 35 Km para el sistema de fallas de Oca-Ancón; y (c) inferior a 150 Km y más bien del orden de 60 Km para la falla de San Sebastián-El Pilar.

AUDEMARD & GIRALDO (*op.cit.*) también destacan que las fallas de Oca-Ancón y Boconó se unen a nivel de Morón para proseguir hacia el este en un único accidente dextral de orientación este-oeste (falla de San Sebastián-El Pilar), transfiriéndose sobre esta última la cinemática de las otras. La edad de activación de estas fallas transcurrentes está asociada a una fase tectónica mayor compresiva y es Mioceno Tardío-Plioceno, aún vigente y responsable del tectonismo y orogénesis de los cinturones plegados del norte de Venezuela (Andes, Falcón, Central y Oriental).

Las áreas consideradas en el estudio han sido considerablemente afectadas por el desplazamiento de la placa del Caribe.

Almarza (1998) menciona que los movimientos orogenéticos del Caribe se iniciaron posiblemente en el Cretáceo y se desarrollaron desde el Eoceno Medio. Manifiestan sus mayores efectos en el Eoceno Tardío con el levantamiento de una cordillera cuyo tramo más interesante para el norte de Venezuela es el que corresponde a las cadenas de islas de Aruba, Curazao, Bonaire, Aves de Sotavento, Los Roques y La Orchila. La orogenia del Caribe había comenzado a levantar en el sur un sector de Los Andes y de Perijá. Este autor también señala que las cuencas de la plataforma continental del norte de Colombia y Venezuela (Bajo Magdalena, Guajira, Golfo de Venezuela, Falcón-Bonaire, Tuy-Cariaco, Carúpano-Norte de Trinidad) se desarrollaron sobre la pronunciada discordancia de edad Eoceno Medio a Tardío.

Se considera que todas las cuencas costa afuera de Venezuela han sido originadas por la interacción entre las placas del Caribe y América del Sur lo que ha creado un escenario de esfuerzos compresivos y de extensión, asociados con las fallas transcurrentes de movimiento dextral que han estado activas durante su desarrollo.

En el capitulo tectono-estratigráfico se hará referencia a la geodinámica de las cuencas sedimentarias ubicadas costa afuera de Venezuela, y cual es su configuración actual.

## **CAPITULO III**

## 3. Tectono-Estratigrafía

De occidente a oriente el desarrollo de las cuencas ha sido diacrónico, y ha estado controlado por la actividad tectónica de la región. Con base a esto, y a la diversidad de facies, se han considerado a los ciclos sedimentarios como exclusivos para cada área geográfica.

En el margen continental de Venezuela durante el Oligoceno se desarrollaron una serie de eventos que permitieron la depositación de sedimentos en áreas como el Golfo de Venezuela, Falcón-Bonaire, Tuy-Cariaco, Carúpano-Golfo de Paria y Delta del Orinoco, algunas de las cuales se consideran cuencas marginales asociadas a ambientes aislados que se iniciaron a partir del Eoceno y fueron controladas por el tectonismo presente.

La estratigrafía y tectónica asociada que se describe a continuación, representa un resumen y unificación de varios trabajos desarrollados en las cuencas sedimentarias costa afuera de Venezuela, entre los cuales destacan los de GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), CABRERA (1985), CASTRO & MEDEROS (1985), MACELLARI (1995), DI CROCE (1995), YSACCIS (1997), PORRAS (2000) y SANCHEZ (2001). El resumen de los diversos trabajos que a continuación se presenta está orientado de oeste a este, y de más antiguo a más joven.

### 3.1. Península de La Guajira

La Península de La Guajira se ubica entre el extremo nororiental de Colombia y el extremo noroccidental de Venezuela tiene una superficie cercana a los 25.000 Km<sup>2</sup>. Se extiende desde la Bahía de Manaure en el Mar Caribe hasta la Ensenada de Calabozo en el Golfo de Venezuela.

RENZ (1960) realizó el estudio geológico de la parte sureste de la Península de La Guajira en el cual describe la litología y menciona el ambiente sedimentario que se estableció en el momento de la sedimentación de las diversas formaciones identificadas en la región. Adicionalmente, PICARD (1976) realiza un levantamiento geológico de la Laguna de Cocinetas describiendo las formaciones aflorantes del área, con lo cual se complementa en forma local el estudio regional llevado a cabo por RENZ (*op.cit.*).

A continuación se presenta en forma resumida la litología descrita por RENZ (*op.cit.*): el Grupo Cojoro de edad Triásico cuya sedimentación está conformada por conglomerados, areniscas y limolitas de origen continental seguidas de calizas y limolitas de origen marino, que culminan con la depositación de conglomerados y areniscas de origen deltaico, representando un ciclo sedimentario completo. Las formaciones que conforman a este grupo de más antigua a más reciente son:

Formación Guasasapa está constituida por flujos de lavas dacíticas que yacen por encima del basamento granítico de loma de Atuschon. Estos flujos están interestratificados y en algunos casos cubre a rocas sedimentarias (areniscas arcósicas de grano medio a grueso intercaladas

con capas conglomeráticas) de origen fluvio-terrestre y lagunal (RENZ, 1960).

Formación Rancho Grande se depositó bajo un ambiente marino, en parte lacustre o lagunal. El espesor estimado es de 780 pies aproximadamente. Se han identificado dentro de esta formación una sección basal constituida por areniscas duras, seguidas de calizas limosas que alternan con limolitas y areniscas de grano fino. La parte superior contiene calizas gris azuladas intercaladas con lutitas negras que contienen ostrácodos y pequeños bivalvos de edad Triásico Temprano. El contacto entre las formaciones Guasasapa y Rancho Grande es concordante (RENZ, op.cit.).

Formación Uipana conformada por areniscas de grano medio a grueso, con vetillas de guijarros y capas de conglomerados. El espesor es superior a los 1800 pies. Se depositó en una fase regresiva del ciclo sedimentario bajo condiciones lagunales o terrestres. El contacto entre las formaciones Rancho Grande y Uipana es concordante (RENZ, *op.cit.*).

Durante el Jurásico se depositó el Grupo Cocinas bajo condiciones marinas, y en un marco tectónico de fallamiento lateral intenso (cizallamiento este-oeste), que no permite identificar rocas más antiguas. Para el momento de la depositación del Grupo Cocinas, el Grupo Cojoro se encontraba expuesto a erosión.

La sedimentación del Grupo Cocinas comienza con una sucesión de lutitas limosas extensamente depositadas en la zona del surco con un espesor de aproximadamente 2.950 pies. Suprayacente a esta sucesión se han depositado en el borde septentrional del Surco de La Guajira calizas

grises interestratificadas con lutitas calcáreas, también se presentan concreciones y capas lenticulares de calizas dolomíticas de color gris. Los fósiles identificados corresponden a fragmentos de moluscos, equinoides, y algas. En la parte meridional del Surco de La Guajira se depositaron 2.950 pies de sedimentos clásticos, en la sección inferior se presentan grauvacas duras y laminadas, que alternan con lutitas grises oscuras, a menudo arenosas y limosas. En la sección superior (980 pies de espesor) se tienen capas gruesas de conglomerados que alternan con lutitas negras guijarros y con areniscas grauvaquicas y arcósicas de grano medio a grueso (RENZ, 1960).

Los sedimentos clásticos infrayacen a lutitas de color gris oscuro interestratificados con calizas de variada litología (calizas brechadas, calizas lenticulares y concrecionarias, y bloques de hasta 3,28 pies de diámetro). Los fósiles identificados son amonitas, y la de mayor importancia es la *Idoceras* cf. *mexicanus* Burckhardt, *I.* cf. *neogaeus* Burckhardt, *I.* cf. *balderus* (Loriol), *I.* cf. *sub-malleti* Burckhardt, *Virgatites* cf. *australis* Burckhardt, *Perisphinctes* (*Prososphinctes*) cf. *inaequalis* Spath, *P.* cf. *densistriatus* Steuer y *Aptychus* sp. La fauna indica una edad Jurásico Tardío (Kimmeridgiense a Portlandiense) (RENZ, *op.cit.*).

La sección superior del Grupo Cocinas se caracteriza por arrecifes y taludes de coral intercalados con algunas capas de areniscas. Los fósiles identificados dentro de las lutitas que pareciera que cubren los arrecifes son amonitas, indicando la fauna una edad Jurásico Tardío (*Aspidoceras*)

cf. quemadensis Burckhardt e Idoceras cf. neogaus Burckhardt) (RENZ, 1960).

La Formación Chinapa suprayace al Grupo Cojoro. Está representada por areniscas laminadas, duras, de grano medio a grueso, de espesor variable entre 650 a 980 pies. La fauna identificada es *Perisphinctes* de edad Jurásico Tardío mal preservada (RENZ, *op.cit.*).

En el Cretáceo se depositó una uniforme y amplia lutita de color verdegris, que en un principio había sido incluida en el Grupo Cocinas. Dentro de la lutita se pueden observar capas y lentes de caliza dolomítica gris. En la sección tipo se observó un espesor variable entre 160 y 650 pies. El contacto inferior de la lutita es variable, con respecto al Grupo Cocinas es transicional y se identifica en el tope de la caliza más alta estratigráficamente del grupo, mientras que con la Formación Chinapa es abrupto. El contacto superior esta definido por la caliza más baja correspondiente a la Formación Kesima (RENZ, *op.cit.*).

RENZ (*op.cit.*) menciona que la lutita de Cuiza puede representar una zona de transición entre el Jurásico y el Cretácico.

La Formación Kesima está restringida al Surco de La Guajira y está representada por calizas neríticas, grises, muy fosilíferas, macizas, a menudo oolíticas y detríticas, interestratificadas con margas fosilíferas grises. Tiene un espesor variable de entre 160-260 pies, hasta alcanzar en la sección tipo 650 pies. La fauna identificada es la *Trigonia lorentii* en

los intervalos margosos de edad Valanginiense-Hauteriviense. El contacto superior es abrupto con la Formación Palanz, identificándose en la base de los primeros sedimentos clásticos (RENZ, 1960).

La Formación Palanz se depositó en la Plataforma de La Guajira al sur y es de origen marino. Está conformada por grauvacas de color púrpura a castaño, con intercalaciones de lutitas y limos, también están presentes conglomerados. El espesor de la formación capas de es de aproximadamente 900 pies. La edad que se establece para esta formación es Valanginiense deducida a partir de la información de fauna observada en la Formación Moina (amonitas de edad Hauteriviense observadas en margas). En el Surco de La Guajira la Formación Palanz su contacto inferior es concordante, mientras que con las calizas de la Formación Kesima es abrupto (RENZ, op.cit.).

Formación Moina se constituye de calizas color gris y castaño, arenosas, parcialmente dolomíticas, que alternan con margas y calizas nodulares. En el tope se encuentran calizas macizas, oolíticas y silíceas. El espesor de la formación varía entre 160 y 1.140 pies. La fauna identificada esta compuesta de moluscos, equinoides, foraminíferos y unas cuantas amonitas. Los especimenes de *Olcostephanus* y "*Choffatella*" *sogamosae* han sido asociados con el Hauteriviense por lo que se le ha asignado esa edad a la Formación Moina (RENZ, *op.cit.*).

La Formación Yuruma ha sido identificada a lo largo de la Península de La Guajira, pero con ciertas variables en la litología. En el sur esta

representada por margas fosilíferas y calizas nodulares. En el área del surco, se compone de calizas densas y lutitas calcáreas negras. En ambas regiones la fauna identificada indica un ambiente depositacional nerítico y bajo condiciones euxínicas. Dentro de la sección tipo, con 390 pies de espesor, se han observado margas fosilíferas gris claras que alternan con calizas nodulares densas y grises; alto contenido de moluscos y equinoides. De igual manera, el espesor de esta formación es variable, en la Plataforma de La Guajira tiene 490 pies y llega a 1.970 pies en la cuña de Chinapa. La edad establecida a partir de la fauna identificada corresponde a Barremiense Temprano y Medio (amonitas). El contacto entre las formaciones Yuruma y Moina es abrupto, mientras que con el Grupo Cogollo es transicional (RENZ, 1960).

El Grupo Cogollo en su sección inferior se caracteriza por calizas grises azulado oscuro, de espesor inferior a 3,28 pies, con intervalos margosos que contienen bivalvos pequeños. El espesor de este intervalo inferior es de 160 pies. La parte superior compuesta de capas macizamente estratificadas de hasta 32 pies de espesor, de calizas oolíticas y detríticas grises con conchas. La fauna identificada es bentónica y consiste en *Exogyra*, también se describen foraminíferos como *Textularia, Discorbis* y *Anomalita*. El espesor de este intervalo superior es de 820 pies. El contacto superior con la Formación La Luna es abrupto (RENZ, 1960).

La Formación La Luna identificada en la Plataforma de La Guajira y entre Punta Espada y la estación de la Misión Nazaret, ha sido dividida en dos miembros, que no poseen nombres formales. El miembro inferior

compuesto de calizas de color gris oscuro, laminadas, densas y de grano fino, y las típicas concreciones de calizas. El miembro superior conformado de ftanita negra rica en foraminíferos pelágicos, con fauna pelágica y *Globotruncana bulloides* (RENZ, 1960).

Entre la Formación La Luna y el Terciario, RENZ (*op.cit.*), introdujo la Formación Guaralamai que engloba unas calizas de edad Cretácico Tardío.

El Terciario se inicia con la sedimentación de la Formación Guasare representada por calizas sideríticas de edad Paleoceno y con un espesor de 330 pies (RENZ, *op.cit.*).

No se tiene registro entre el Eoceno temprano y medio, sin embargo, el Eoceno Tardío representa una invasión marina que permitió la sedimentación de conglomerados basales de espesor variable, suprayacen calizas de color castaño claro (espesor entre 190 a 330 pies) (RENZ, *op.cit.*).

En el Oligoceno ocurre una transgresión marina que dividió a la zona en tres islas, cuyos núcleos fueron las actuales serranías de Cocinas, Jarara y Macuire. El ambiente sedimentario osciló entre nerítico y litoral, y los sedimentos encontrados son en su mayoría conglomerados, calizas, margas y lutitas arcillosas. Las formaciones que se han descrito dentro del Oligoceno son las formaciones Siamana, Uitpa y Jimol (RENZ, *op.cit.*). La Formación Siamana está conformada por dos miembros, el inferior caracterizado por conglomerados, y el superior contiene calizas. La edad no se ha podido definir con exactitud pero la fauna indica que se depositó entre el Oligoceno Temprano a Medio. El contacto infrayacente corresponde a una discordancia pronunciada sobre rocas más antiguas, mientras que el contacto suprayacente es concordante. El ambiente depositacional puede ser arrecifal. El espesor es variable aunque en la sección tipo se han contabilizado 1.410 pies (RENZ, 1960).

La Formación Uitpa está conformada por lutitas margosas a arcillosas uniformes. La edad que se le asigna a esta formación es Aquitaniense (parte superior del Oligoceno). El contacto suprayacente es concordante. El ambiente de sedimentación es nerítico. Alcanza un espesor de 490 pies, tanto en la sección tipo como en la localidad de Siamana (RENZ, *op.cit.*).

La Formación Jimol representa sedimentos litorales y neríticos. La conforman calizas que alternan con margas y lutitas limosas. La edad que se le atribuye a esta formación es del Oligoceno Medio a Tardío. El contacto suprayacente no se ha podido definir con claridad debido a la transgresión de la Formación Tucacas del Mioceno sobre la Formación Jimol (RENZ, *op.cit.*).

El Mioceno está caracterizado por la depositación de la Formación Tucacas que es predominantemente calcárea, la cual se sedimentó bajo un ambiente nerítico poco profundo que continuo desde el Oligoceno al Mioceno. Aparentemente el contacto infrayacente está definido por una

discordancia. El espesor alcanzado en esta formación es de 2.790 a 2.950 pies (RENZ, 1960).

La sedimentación en la Península de La Guajira ha estado controlada por la tectónica distinguiéndose en el área tres serranías, Cocinetas, Macuira y Jarará. A grandes rasgos las serranías se componen de base a tope, por rocas ígneas y metamórficas, y una secuencia sedimentaria Jurásico a Cretácico, que posteriormente fue cubierta por sedimentos de origen marino hasta el Terciario Temprano. Durante el Eoceno se presentan esfuerzos compresivos (Eoceno Medio) que originan un levantamiento en la Península de La Guajira dejándola expuesta a los agentes erosivos, posteriormente en el Eoceno Tardío hay una transgresión sobre el flanco oriental y nororiental de La Guajira, que permitió el deposito de sedimentos playeros y calizas de bancos someros asociados a la Formación Macarao en el área de Cocinetas y Formación Nazaret en el flanco norte de la Serranía Macuira (PICARD, 1976). En la figura 16 se muestra la configuración geológica actual de la Península de La Guajira, donde los colores representan las edades de las rocas aflorantes, amarillo para las del Mioceno, gris del Paleógeno, verde del Cretácico y rosado del Precámbrico.

La tabla 2 muestra las disposición estratigráfica y la correlación de las diferentes formaciones que se depositaron en la cuenca de Cocinetas, varios autores han tratado de identificar las unidades que se depositaron después del Mioceno, entre ellos ROLLINS (1965) que menciona la posibilidad de que la Formación Castilletes continuó depositándose hasta el Plioceno; sin embargo, CORONEL (1967) marca un hiato (por erosión?)

durante el Plioceno, también se identifica Ammonia beccari en los sedimentos correspondientes al Plioceno diferenciándolos del Mioceno (PICARD, 1976).



Figura 16. Mapa geológico-tectónico de la Península de La Guajira. Nótese en el recuadro la Laguna de Cocinetas. Los colores representan las edades de las rocas aflorantes, amarillo para las del Mioceno, gris del Paleógeno, verde del Cretácico y rosado del Precámbrico. Tomado y modificado de PICARD, 1976.



**Tabla 2.** Cuadro comparativo de las unidades descritas en la cuenca de Cocinetas.Tomado y modificado de PICARD, 1976.

A continuación se presenta una tabla resumen con las unidades formacionales reportadas por los diferentes autores dentro de la cuenca. En ella se refleja la edad, litología y ambiente depositacional de cada formación presente.

Formación	Edad	Litología	Ambiente
Tucacas	Mioceno	Calcárea	Transgresión ambiente nerítico poco profundo
Jimol	Oligoceno Medio a Tardío	Calizas que alternan con margas y lutitas limosas	Sedimentos litorales y neríticos
Uitpa	Aquitaniense (parte superior del Oligoceno)	Lutitas margosas a arcillosas	Nerítico
Siamana	Oligoceno Temprano a Medio	Conglomerados, y el superior contiene calizas	Arrecifal
Siamana, Uitpa y Jimol	Oligoceno Tardío	Conglomerados, calizas, margas y lutitas arcillosas	Transgresión marina nerítico y litoral
	Eoceno	Conglomerados basales	Invasión marina
Guasare	Paleoceno	Calizas sideríticas	
Guaralamai	Cretácico	Calizas	
La Luna	Cretácico	Calizas de color gris oscuro, laminadas, densas y de grano fino, y las típicas concreciones de calizas. El miembro superior conformado de ftanita negra rica en foraminíferos pelágicos.	Ambiente euxínico de aguas entre 100 y 800 metros de profundidad.
Grupo Cogollo	Cretácico	Calizas grises azulado oscuro con intervalos margosos. La sección superior compuesta de capas macizamente estratificadas de calizas oolíticas y detríticas grises con conchas	Deltáico, plataforma interna marina restringida y plataforma externa marina abierta
Yuruma	Barremiense temprano y medio (Amonitas).	Margas fosilíferas y calizas nodulares. En el área del surco, se compone de calizas densas y lutitas calcáreas negras	Ambiente depositacional nerítico y bajo condiciones euxínicas
Moina	Cretácico- Hauteriviense	Calizas color gris y castaño, arenosas, parcialmente dolomíticas, que alternan con margas y calizas nodulares	Ambiente marino de aguas someras
Palanz	Cretácico- Valanginiense	Grauvacas de color púrpura a castaño, con intercalaciones de lutitas y limos, también están presentes capas de conglomerados	Plataforma de origen marino

## Tabla 3. Cuadro resumen de las unidades descritas en la cuenca de Cocinetas.

## Tabla 3 (continuación). Cuadro resumen de las unidades descritas en la cuenca deCocinetas.

Formación	Edad	Litología	Ambiente
Kesima	Cretácico- Valanginiense- Hauteriviense	Calizas neríticas, grises, muy fosilíferas, macizas, a menudo oolíticas y detríticas, interestratificadas con margas fosilíferas grises	
Chinapa	Jurásico Tardío	Areniscas laminadas, duras, de grano medio a grueso	
Grupo Cosinas	Jurásico	Lutitas limosas extensamente depositadas en la zona del surco. La sección superior se caracteriza por arrecifes y taludes de coral intercalados con algunas capas de areniscas.	Condiciones marinas
Uipana	Triásico – Jurasico (Colombia)	Areniscas de grano medio a grueso, con vetillas de guijarros y capas de conglomerados	Fase regresiva condiciones lagunales o terrestres.
Rancho Grande	Triásico Temprano	Areniscas duras, seguidas de calizas limosas que alternan con limolitas y areniscas de grano fino	Ambiente marino, en parte lacustre o lagunal
Guasasapa		Flujos de lavas dacíticas interestratificados y en algunos casos cubre a areniscas arcósicas intercaladas con capas conglomerática.	Fluvio-terrestre y lagunal
Grupo Cojoro	Triásico	Conglomerados, areniscas y limolitas. Calizas y limolitas. Conglomerados y areniscas	Continental. Marino. Deltaico.

#### 3.2. Golfo de Venezuela

A partir de la exploración petrolera que se ha llevado a cabo en este golfo han derivado diversos informes geológicos que han permanecido en un status de confidencial dentro de la empresa petrolera. Sin embargo, algunos han sido publicados y son el punto de partida para presentar a continuación un resumen de las descripciones geológicas que se han efectuado sobre la información proveniente de pozos exploratorios, e interpretaciones de la sísmica disponible.

La evolución tectono-estratigráfica de la cuenca del Golfo de Venezuela ha sido diacrónica de oeste a este y de sur a norte. Para el período del Cretácico se presentaron dos eventos importantes primero la transgresión en la cual se depositaron lutitas marinas a lo largo de todo el golfo correspondientes en gran parte a la Formación La Luna, y posteriormente ya a finales del Cretácico se presentó una regresión que permitió la formación de carbonatos discontinuos a lo largo del área del Golfo de Venezuela, como la caliza del Miembro Socuy en la mayor parte del área, y hacia el oeste en la Plataforma de La Guajira las calizas marinas de aguas someras de la Formación Moina y las calizas plataformales del Grupo Cogollo.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) señalan que durante la transgresión cretácica en Venezuela occidental, en el Cretácico Tardío (Cenomaniense-Santoniense) el Golfo de Venezuela formaba parte de la Provincia Pelágica, donde se llegaron a depositar lutitas negras calcáreas y calizas de ambiente marino, frecuentemente en condiciones euxínicas de fondo,
verdaderas rampas de materia orgánica que originaron buenas rocas madres del petróleo, como lo es la Formación La Luna. El contenido de CaCO<sub>3</sub> disminuía de norte a sur.

Para el momento de la regresión en Venezuela occidental, en el Golfo de Venezuela, se depositan durante el Maastrichtiense temprano las facies de la caliza del Miembro Socuy recubierto por las lutitas de la Formación Colón (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

El Golfo de Venezuela se divide en dos subcuencas, la occidental y la oriental, separadas por el alto llamado Risco de Calabozo, cada una de ellas ha tenido una evolución geológica distinta, influenciada por los procesos tectónicos que han afectado la región (GONZÁLEZ DE JUANA *et al., op.cit.*).

La subcuenca occidental del Golfo de Venezuela presenta una situación diferente a la del sector oriental, y capas sub-horizontales del ciclo de sedimentación más somero descansan en discordancia sobre un monoclinal de fuerte buzamiento al este, en el cual se han identificado reflectores sísmicos que posiblemente representan rocas cretácicas semejantes a las encontradas en la plataforma del Lago de Maracaibo y en los pozos de la parte occidental del Alto de Dabajuró (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, *op.cit.*).

La Península de La Guajira presenta dos provincias fisiográficas diferentes: la Alta Guajira, limitada al sur por la falla Cuiza, y la Baja

Guajira que llega hasta el Sistema de Fallas de Oca. El basamento cristalino pre-Mesozoico de gneises aflora en los núcleos de las serranías de la Alta Guajira (Simarúa, Jarara, Macuira y Carpintero) con el Grupo Macuira, asignado a la napa Caucagua-El Tinaco-Yumare-Siquisique, recubierto por sedimentos mesozoicos, sin formaciones del Paleozoico. La Serranía de Cocinas, en el sur de La Guajira, contiene una espesa secuencia del Jurásico y del Cretáceo, cubierta en sus áreas bajas por sedimentos terciarios marinos, carbonáticos, productores de gas en los campos Chuchupa y Ballena (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

En la plataforma de La Guajira, el Mesozoico comienza con el Grupo Cojoro, de capas rojas fluviales, rocas efusivas y una invasión marina, y el Grupo Cocinas (Jurásico Tardío) con facies lutíticas marinas y complejos arrecifales transgresivos, para continuar con secuencias del Cretáceo Tardío metamorfizadas. El Grupo Cocinas comprende una unidad inferior, Formación Cederlo, y la Formación Jipi, en su sección superior. Cocinas pasa transicionalmente a la Formación Palanz (Cretáceo Temprano) de capas rojas y facies calcáreas de aguas llanas. Siguen, calizas marinas de aguas someras (Formación Moina) y de aguas más profundas (Formación Yuruma) con las calizas plataformales del Grupo Cogollo (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, *op.cit.*).

No se consiguieron referencias relacionadas a la columna estratigráfica durante el Paleoceno-Eoceno.

A partir del Eoceno debido a la tectónica presente en el área del Golfo de Venezuela pasa a ser una cuenca marginal de hundimiento con diversas fallas (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Durante el Oligoceno-Mioceno ambos extremos del Golfo de Venezuela, la Plataforma de Dabajuró y el sinclinal de Cocinetas en la Península de La Guajira, se ven afectados por el levantamiento de nuevas áreas montañosas con lo cual los sedimentos se acuñan contra las áreas estructuralmente positivas. Asociado a la tectónica compresiva que fue diacrónica se presentan ambientes marinos para el borde occidental (sector de la Guajira), y ambientes costeros para el borde oriental en el Alto de Dabajuró (GONZÁLEZ DE JUANA *et al., op.cit.*).

En el Mioceno se formó un depocentro cercado por fallas normales que alcanzan a veces la superficie (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, *op.cit.*).

En el borde oriental del golfo se identifica una subcuenca no más antigua que el Neógeno limitada al sur por la falla Lagarto. Hay una discordancia intermedia lo que permite identificar dos ciclos sedimentarios del Terciario, los cuales descansan sobre un basamento ígneo-metamórfico de naturaleza alóctona. En el primer ciclo, Terciario Inferior (Paleoceno-Eoceno Inferior-Eoceno Medio), comienza al final de la orogénesis del Cretácico Superior y culmina con una pulsación orogénica al final del Eoceno Medio y durante el Eoceno Superior. Gran parte de la columna sedimentaria depositada durante este ciclo fue erosionada. Este primer ciclo comienza con una regresión en el borde

norte del continente y que está acompañada por deformación tectónica en el Mar Caribe (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

Desde el Terciario tardío se inicia una subsidencia en el margen noroccidental costa fuera de Venezuela (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, *op.cit.*).

En las cuencas del sector occidental de La Guajira, (Cocinetas, Buchivacoa, Portete y Baja Guajira) las capas terciarias abarcan el período Eoceno Tardío-Reciente, y el basamento puede estar representado por rocas del Sistema Caribe o por volcánicas del Jurásico (Formación Cojoro) de la plataforma de La Guajira (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, *op.cit.*).

Datos sismográficos parecen confirmar que al norte del Surco de Urumaco el Canal Falconiano estaba unido en el Mioceno Temprano al sector oriental del Golfo de Venezuela hasta Paraguaná. El canal sufre el retiro de los mares hacia el noroeste en el Mioceno Medio y Tardío y en el Alto de Dabajuró comienzan ambientes costeros que rápidamente pasan a continentales (GONZÁLEZ DE JUANA *et al., op.cit.*).

En el área del Tablazo se puede evidenciar la actividad tectónica desde el Paleoceno hasta comienzos del Mioceno. La deformación de los estratos comienza con el marco compresional que se establece en la región por la interacción entre las placas del Caribe y la de América del Sur, lo que dio origen a un alto estructural, con fallas inversas activas hasta el Paleoceno, indicando que la estructura ya existía para ese tiempo, y posteriormente se incrementó la deformación durante el Eoceno como lo muestra la discordancia angular en la base del post-Eoceno (ALMARZA, 1998). Este estilo estructural compresivo afectó a las capas pre-cretácicas, cretácicas y paleocenas las cuales sufrieron fallamiento; los estratos de edad Eoceno fueron plegados sin fallamientos mayores. En la figura 17 se puede apreciar el estilo tectónico más reciente que es tensional y pudo comenzar en el Mioceno, asociado esencialmente con la falla Ancón de Iturre, que originó un depocentro amplio cercado por fallas normales que alcanzan a veces la superficie (ALMARZA, *op.cit.*).

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) indican que ya para el Terciario Tardío muchas regiones en el occidente se encontraban en subsidencia, entre ellas el Golfo de Venezuela. En el Mioceno-Plioceno la sedimentación tiene un carácter regresivo para el momento en que comienza la subsidencia de la cuenca Tuy-Cariaco.

En la figura 18 se muestra un mapa de subafloramientos en el área del Golfo de Venezuela, desde el basamento hasta el Mioceno Superior.

En el trabajo de GRAF (1969: 409) se definen cuatro ciclos recurrentes de facies sucesivas que dieron origen a la sedimentación de la Formación Castilletes. Estos ciclos corresponden a transgresiones-regresiones que representan las glaciaciones cuaternarias. ALMARZA (1998) menciona que en la región oriental del Golfo de Venezuela, hacia las costas de Falcón, la información sísmica señala la existencia de una subcuenca, posiblemente no más antigua que el Neógeno. Esta sub-cuenca oriental se extiende hacia el Surco de Urumaco y está limitada en su parte sur por la falla Lagarto. Se reconocen dos ciclos sedimentarios del Terciario, con una discordancia intermedia, descansando sobre un basamento ígneo-metamórfico de naturaleza alóctona, en una situación semejante a la señalada en la Ensenada de La Vela, donde el Mioceno yace en discordancia sobre rocas alóctonas del Sistema Montañoso del Caribe.

En el Pleistoceno el Arco de Maracaibo separa a la cuenca del Lago de Maracaibo del Golfo de Venezuela, con lo cual se establecieron mayormente ambientes de pantanos, y hacia el suroeste del golfo ambientes lacustrinos, esto debido a la última glaciación del Pleistoceno, donde es evidente que prevalecieron las condiciones continentales (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980).

En el Cuaternario, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (*op.cit.*) hacen referencia de que en el propio golfo puede existir una cobertura de sedimentos marinos poco profundos a transicionales y fluviales separados por hiatos.

En la figura 19 se muestran dos cortes esquemáticos (S-N y O-E) en el área del Golfo de Venezuela interpretados a partir de información sismográfica por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980). ALMARZA (1998) señala que la escasa profundidad del golfo condicionó su inudación total a finales de la transgresión del Holoceno hace unos 6.000 años, y el nivel actual comenzó a estabilizarse hace unos 4.000 años.

Hoy en día la dinámica sedimentaria aporta un volumen muy bajo de sedimentos desde las penínsulas de Paraguaná y La Guajira, y ambas costas contienen zonas de erosión y playas de barrera. En la figura 20 se muestra el marco estructural actual del área del Golfo de Venezuela.

A continuación se presenta una tabla resumen con las unidades formacionales reportadas por los diferentes autores dentro de la cuenca. En ella se refleja la edad, litología y ambiente depositacional de cada formación presente.

Formación	Edad	Litología	Ambiente
Castilletes	Mioceno Tardío	Arenas calcáreas, fosilíferas o calizas coralinas y arcillas limosas y arenosas	Entre litoral y continental.
Colón	Cretácico	Lutitas microfosilíferas gris oscuro a negras, macizas, piríticas y ocasionalmente micáceas	Marino nerítico
Miembro Socuy	Maastrichtiense temprano	Calizas	Aguas moderadamente profundas, menor de 500 m,
La Luna	Cretácico	Calizas de color gris oscuro, laminadas, densas y de grano fino, y las típicas concreciones de calizas. El miembro superior conformado de ftanita negra rica en foraminíferos pelágicos.	Ambiente euxínico de aguas entre 100 y 800 metros de profundidad.
Grupo Cogollo	Cretácico	Calizas grises azulado oscuro con intervalos margosos. La parte superior compuesta de capas macizamente estratificadas de calizas oolíticas y detríticas grises con conchas	Deltáico, plataforma interna marina restringida y plataforma externa marina abierta
Yuruma	Barremiense temprano y medio (amonitas).	Margas fosilíferas y calizas nodulares. En el área del surco, se compone de calizas densas y lutitas calcáreas negras	Ambiente depositacional nerítico y bajo condiciones euxínicas
Moina	Cretácico- Hauteriviense	Calizas color gris y castaño, arenosas, parcialmente dolomíticas, que alternan con margas y calizas nodulares	Ambiente marino de aguas someras
Palanz	Cretácico- Valanginiense	Grauvacas de color púrpura a castaño, con intercalaciones de lutitas y limos, también están presentes capas de conglomerados	Plataforma de origen marino
Grupo Cocinas	Jurásico	Lutitas limosas extensamente depositadas en la zona del surco. La sección superior se caracteriza por arrecifes y taludes de coral intercalados con algunas capas de areniscas.	Condiciones marinas. Transgresión marina nerítico y litoral.
La Quinta	Jurásico	Toba vítrea, secuencia interestratificada de toba, arenisca gruesa y conglomerática, limolita y algunas capas delgadas de caliza	Planicie aluvial
Grupo Cojoro	Triásico	Conglomerados, areniscas y limolitas.Calizas y limolitas. Conglomerados y areniscas	Continental. Marino. Deltaico.

# Tabla 4. Cuadro resumen de las unidades descritas en el Golfo de Venezuela.



Figura 17. Bosquejo sísmico en el área de la Bahía del Tablazo. Tomado y modificado de ALMARZA, 1998.





**Figura 20**. Marco Estructural del Golfo de Venezuela. Tomado y modificado Código Geológico de Venezuela, 2007.

#### **3.3.** Cuenca de la Ensenada de La Vela y Golfo Triste

## 3.3.1. Ensenada de La Vela

Ubicada al noreste costa afuera de la cuenca de Falcón se encuentra la Ensenada de La Vela, de la cual se ha obtenido gran información a partir de la exploración petrolera llevada a cabo en los años 70 y 80. Sin embargo, la mayoría de los datos permanecen como confidenciales; pero esto no ha limitado el importante aporte de numerosas investigaciones que se han realizado en el área en el transcurso de estos años.

El entender cómo ha sido el proceso sedimentario en el área de estudio, bajo el marco de un dominio tectónico predominante en la región desde finales del Eoceno, ha sido una gran incógnita, que en combinación con el confinamiento de hidrocarburos en el subsuelo de la Ensenada de La Vela ha seguido motivando su intensa exploración.

Los trabajos publicados relacionados a la Ensenada de La Vela están fundamentados en pozos exploratorios y en sísmica adquiridos a través del tiempo. A continuación se presenta un compendio de la tectonoestratigráfica del área interpretada por varios autores como GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), CABRERA (1985), BOESI & GODDARD (1991), MACELLARI (1995), GHOSH *et al.* (1997), y PORRAS (2000).

Previamente en el capítulo II se hizo mención del trabajo descriptivo de las formaciones penetradas por 13 pozos exploratorios, realizado por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (*op.cit.*) quienes hacen referencia a secciones

continúas desde el Reciente y Plioceno-Pleistoceno perforadas hasta el basamento, identificando unidades que consideraron equivalentes a las formaciones Coro, La Vela, Caujarao y Socorro. A continuación se presenta de forma resumida las características más resaltantes de las unidades identificadas por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980).

La columna sedimentaria descansa sobre un basamento conformado por filitas, gneises y rocas máficas. Luego le sigue unas capas rojas constituidas por arcillas y arenas rojas, de grano fino a muy grueso, y ferruginosas (espesor sin especificar). Seguidamente se limolitas identificó la Formación Agua Clara, hacia la base se presenta el Miembro Cauderalito (caliza blanca, gris claro, bioclástica, pirítica y calcarenita de grano fino a grueso); el resto de la litología característica de esta formación se describió como un intervalo monótono de lutitas grises delgadas y escasas intercalaciones de calizas, calcarenitas y areniscas blanquecinas de grano muy fino a fino (espesores sin especificar). Luego se identifico la Formación Cerro Pelado, lutitas marrones, calcáreas en algunas partes, penetrada en el pozo 23-MIR-3X (espesor sin especificar). Le sigue la Formación Socorro, arcillas grises y gris verdosas, calcarenitas de grano fino a medio, de color gris; lutitas grises y marrones, concreciones de glauconita; areniscas grano fino a medio, color pardo (espesor sin especificar). Por encima de esta se tiene la Formación Caujarao, arcillas de colores crema, gris claro y verde; calcarenitas gris con glauconita; arenas sueltas grano medio a conglomerados; y lutitas grises, fosilíferas (espesor sin especificar). Luego, se encuentra la Formación La Vela constituida de arcillas de colores variados, calcarenitas con poco contenido fósil, arenas de grano fino medianamente

consolidadas, con lutitas compactas de color gris (sólo presente en pozos cercanos a Paraguaná). Para el Plioceno-Pleistoceno se reconocieron arenas friables de color amarillo verdoso, de grano fino, limolitas y arcillas de color amarillo verdoso, también se encontraron fragmentos de conchas, calizas y rocas metamórficas.

Los espesores y edades de las secciones tipo correspondientes a las formaciones identificadas en la Ensenada de La Vela por GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) se mencionan en el Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela (1996), las cuales se citan a continuación:

Formación Agua Clara (espesor sección tipo varía de 4.300 a 4.900 pies aproximadamente).

Formación Cerro Pelado (espesor sección tipo varía de 3.300 a 5.900 pies aproximadamente).

Formación Socorro (espesor sección tipo es de 8.300 pies aproximadamente).

Formación Caujarao (espesor sección tipo es de 4.000 pies aproximadamente).

Formación La Vela (espesor sección tipo varía de 1.900 a 2.000 pies aproximadamente).

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) mencionan que el rasgo estructural dominante es un anticlinal en forma de "nariz" de rumbo N20°O, perpendicular al anticlinorio del norte de Falcón. Se hace referencia a dos sistemas de fallas: uno de fallas normales con labios deprimidos hacia el este y subparalelas al plegamiento, y el otro conformado por fallas normales perpendiculares al sistema principal, que cruzan al primer sistema de fallas.

CABRERA (1985) en su tesis de maestría analiza unas secciones correspondientes a la cuenca de Falcón incluyendo en ellas las áreas de la Ensenada de La Vela y del Golfo Triste. La descripción es realizada en el esquema de definición de ciclos sedimentarios partiendo desde el pre-Oligoceno hasta el Mioceno Tardío-Plioceno, asentadas sobre un substratum conformado por rocas ígneo-metamórficas, rocas sedimentarias metamorfizadas y sedimentos tipo flysch de edad Cretáceo-Eoceno. Dentro del ciclo del Oligoceno se hace referencia a una secuencia de sedimentos de 820 pies de espesor, de posible origen continental, perforada por el pozo 23-Mi-4X; esta secuencia se denomino como "capas rojas" previamente descritas por GONZÁLEZ DE JUANA *et al. (op.cit.)*. Diversos estudios palinológicos indican una edad terciaria sin diferenciar para las capas rojas.

Por encima de estas capas rojas, CABRERA (*op.cit.*) identificó una cuña oligocena y/o caliza de la Formación Agua Clara. Lateralmente, se reconoce un intervalo conglomerático (conglomerado basal), constituido por conglomerados de guijarros con matriz arenácea y fragmentos líticos de rocas metamórficas (gneises, filitas, cuarcitas, entre otros), en base al análisis de muestras de núcleos.

DÍAZ DE GAMERO (1988) reubica a la Formación Agua Clara restringiéndola al Surco de Urumaco a partir de las zonas identificadas en las lutitas (*Catapsydrax dissimilis* y de *Catapsydrax stainforthi* de edad Mioceno temprano) lo que no permite correlacionar a las formaciones Agua Clara y Querales, esta última ha sido descrita en el Surco de Urumaco y en el Alto de Coro, y se depositó entre las zonas *Praeorbulina* glomerosa (finales del Mioceno temprano) y de Globorotalia fohsi peripheroronda (principios del Mioceno medio).

Por ende, DÍAZ DE GAMERO (*op.cit.*) correlaciona a la Formación Querales, que se depositó en el Surco de Urumaco y Alto de Coro, con la Formación Cantaure, que se depositó en Paraguaná, ambas representan un evento transgresivo regional de gran importancia observable al norte de Falcón.

La secuencia de clásticos anteriormente descrita por CABRERA (1985) puede corresponder a la base del ciclo Oligoceno, identificado a partir del pozo 23-Mi-7X una tendencia transgresiva en la sección. Los sedimentos que suprayacen a las capas rojas y al conglomerado basal son consideradas como oligocenos; CABRERA (*op.cit.*) los describe como: "areniscas, lutitas y limolitas con discretas intercalaciones de calizas arenosas; las areniscas interestratificadas con lutitas y limos se encuentran en la parte superior del intervalo. Mientras que hacia la parte *inferior se ubican las lutitas calcáreas, margas y calizas coquinoideas, arcillas, limos y calizas arenosas ocasionales*". Posteriormente, la evidencia paleontológica obtenida del pozo 23-Mi-7X (máximo espesor perforado 1.954 pies) indica una edad del Mioceno Temprano para estos sedimentos. Se concluye que las condiciones predominantes en el área de estudio eran marinas hasta alcanzar profundidades batiales (Formación Pecaya) con características turbidíticas locales (Formación Guacharaca), en el desarrollo del ciclo oligoceno.

En el ciclo Mioceno Temprano se identificaron las lutitas de la Formación Agua Clara, y en base a evidencia sísmica, la presencia de una discordancia entre las formaciones Agua Clara y Socorro. Sin embargo, CABRERA (1985) menciona que las evidencias sísmicas son pobres al norte de la falla La Vela (costa afuera), al igual que la evidencia paleontológica sugiere que la sedimentación fue continua durante todo el Mioceno (Pozo 23-Mi-3X, HUNTER, 1974). De igual manera, se identificó dentro de este ciclo la presencia de una discontinuidad entre las formaciones Guacharaca y las lutitas de Agua Salada. Al igual, que la presencia de la caliza basal de Agua Clara correspondiente al Miembro Cauderalito, que fue penetrada por 22 pozos en la Ensenada de La Vela.

En el ciclo Mioceno Medio los sedimentos de las formaciones Socorro y Caujarao representan la parte regresiva del Mioceno Medio, en base a la interpretación de perfiles eléctricos. Hacia el este, se instalan condiciones más marinas como lo son las lutitas de mar abierto de la Formación Agua Salada (CABRERA, *op.cit.*). Existe un predominio de sedimentos finos denominados Querales; mientras que la Formación Socorro muestra secuencias progradacionales.

CABRERA (1985) concluye que la distribución de facies del ciclo indica el dominio de condiciones marinas que prevaleció en el área de la Ensenada de La Vela.

En el último ciclo definido, Mioceno Tardío-Plioceno, CABRERA (*op.cit.*) señala que en la Ensenada de La Vela, en dirección oeste-este, la secuencia transgresiva del ciclo está constituida por las formaciones Caujarao y La Vela; más hacia el este se incluye la parte superior de la Formación Socorro. En dirección norte-sur se identifica a la Formación Socorro dentro del ciclo Mioceno-Plioceno.

En la figura 21 se presenta una correlación entre los pozos 23-M-7X, 23-M-9 y 23-M-1X, donde se muestran secuencias completas desde el basamento de edad Cretácico hasta el Reciente.



Figura 21. Correlación costa afuera de la Ensenada de La Vela. Tomado y modificado de CABRERA, 1985.

CABRERA (1985) realizó un análisis de la actividad tectónica que ha controlado la sedimentación de la Ensenada de La Vela, vinculándola principalmente a extensos pliegues de dirección nor-noreste, como resultado de la orogénesis del Mioceno-Plioceno hasta el Reciente.

CABRERA (*op.cit.*) identificó por medio de la sísmica las principales fallas en la Ensenada de La Vela. Fallas normales en dirección noroestesureste. Costa fuera al norte de la flexión de Adícora, las principales fallas van en dirección este-oeste (fallas normales), mientras que las fallas transcurrentes nor-noreste, y buzamiento norte, son fallas de crecimiento de edad Mioceno Temprano.

De igual manera, por medio de la sísmica identificó la presencia de un pilar tectónico de dirección noroeste-sureste en el área de la Ensenada de La Vela. La presencia y actividad del pilar tectónico pudo haber tenido un importante impacto en la distribución de los sedimentos en la Ensenada de La Vela, lo cual se refleja en la naturaleza de los clásticos transgresivos (capas rojas y conglomerado basal), y en los sedimentos de la Formación Agua Clara. CABRERA (*op.cit.*) menciona que posiblemente el graben de la Ensenada de La Vela comenzó a delinearse a finales del Mioceno Temprano y sus sedimentos corresponden al Oligoceno Temprano.

BOESI & GODDARD (1991) mencionan que a partir de la campaña de perforación que comenzó en 1970, donde se llegaron a adquirir 4.000 Km<sup>2</sup> de líneas sísmicas y se perforaron 26 pozos, resulto en el descubrimiento de unos 200 millones de barriles de petróleo "*in situ*". Para 1980, en toda

la cuenca de Falcón, incluyendo la Ensenada de La Vela, se contabilizaban 12.000 Km<sup>2</sup> de líneas sísmicas, 200 pozos exploratorios, y 800 pozos de desarrollo.

BOESI & GODDARD (1991) realizan un estudio detallado de cómo se desarrolló el proceso sedimentario en la Ensenada de La Vela bajo ciertas condiciones tectónicas, como la subsidencia continua que se presentó desde el Eoceno Tardío hasta el Mioceno Medio que dio paso a una etapa transgresiva en toda la cuenca de Falcón. La invasión marina tuvo lugar desde el noreste estableciéndose en la Ensenada de La Vela condiciones ambientales de marino profundo. La segunda etapa, regresiva, comenzó entre el Mioceno Medio a Tardío, a consecuencia de la inversión que sufrió la cuenca de Falcón, con lo cual las condiciones ambientales en la ensenada pasaron a ser marinas someras.

BOESI & GODDARD (*op.cit.*) proponen su modelo de "*Cubeta*" para la cuenca de Falcón, a partir del Oligoceno, a consecuencia del paso de la Placa del Caribe que originó la formación de áreas positivas y negativas, entre ellas un golfo de poca extensión, en el cual se depositaron los sedimentos del Eoceno, también se aislaron terrenos que hoy en día son conocidos como las islas de Aruba, Curazao y Bonaire (Fig. 22). Entonces para el período del Oligoceno comienzan a actuar esfuerzos desde el sur que originan el alto de Paraguaná, hoy día conocida como la Península de Paraguaná.



Figura 22. Modelo de "cubeta". Tomado y modificado de BOESI & GODDARD, 1991.

Durante el Mioceno Temprano hasta el Mioceno Medio, la Ensenada de La Vela se encontraba cubierta por las aguas, durante la etapa transgresiva, donde se depositaron las formaciones Agua Clara y la parte inferior del Grupo Agua Salada. Luego, a partir del Mioceno Medio comienza la inversión de la cuenca estableciéndose en la Ensenada de La Vela la transición de facies costeras a marinas profundas. La actividad tectónica se acentúa a partir del Mioceno Tardío, momento en el cual se depositan las formaciones Caujarao y La Vela sobre los "horst" y las altas plataformas; en el Plioceno se crean diversas terrazas (BOESI & GODDARD, 1991).

MACELLARI (1995) realiza sus estudios separando la estratigrafía en ciclos depositacionales a partir del Eoceno Superior (Ciclo D) hasta el Plioceno (Ciclo A). En la Ensenada de La Vela durante el Ciclo D no hay evidencias de una posible etapa de sedimentación, no fue sino hasta el Oligoceno Tardío cuando se depositan las capas rojas incluidas en el Ciclo C. Se calcula que se depositaron aproximadamente 14.765 pies de espesor de sedimentos en una región controlada por fallas transcurrentes destrales hacia el este, bajo un ambiente marino, que va de somero a profundo.

A partir del análisis que realizó MACELLARI (*op.cit.*) de 13 pozos exploratorios y de algunas líneas sísmicas interpretadas, concluye que:

- ✓ Se reconoce la presencia de las capas rojas (lutitas, limolitas a areniscas arcósicas conglomeráticas, según GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980)) como evidencia del inicio de la sedimentación cenozoica.
- ✓ Se sedimentan las areniscas y arcillas negras de la Formación Guarabal (edad Mioceno Temprano). Se identifican dispersos "Pockets" de esta

formación restringidos a pequeños depocentros llegando a 1.800 pies de espesor aproximadamente. La facies de esta formación se establece como detrás del arrecife.

- ✓ Luego se depositan las calizas basales y calcarenitas pertenecientes al Miembro Cauderalito de la Formación Agua Clara (edad Mioceno Temprano); también se depositaron lutitas negras con calizas delgadas locales e intercalación de calcarenitas (VÁSQUEZ, 1975; y GONZÁLEZ DE JUANA et al., 1980).
- ✓ Una sucesión de arcillas con intercalaciones de calcarenitas y areniscas de grano fino a medio de 2.800-5.700 pies de espesor aproximadamente, representan la Formación Socorro (edad Mioceno Medio), seguida por 850-1.900 pies de espesor de areniscas conglomeraticas de grano medio pertenecientes a la Formación Caujarao (edad Mioceno Medio a Plioceno Temprano).
- ✓ La parte superior de la sección esta representada por la Formación La Vela (edad Plioceno Temprano) que comprende lodositas calcáreas, calcarenitas, y areniscas de grano fino.
- ✓ Lo último que conforma la secuencia son areniscas de grano fino con limolitas, arcillitas y calizas subordinadas, representando unos 400-480 pies de espesor de edad Plioceno-Pleistoceno (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, *op.cit.*).

MACELLARI (1995) señala que las fallas transcurrentes de crecimiento de dirección noroeste-sureste que se encontraban entre los principales altos (Golfo de Venezuela, Surco de Urumaco, costa afuera de Aruba, y el área oriental de la Ensenada de La Vela (AUDEMARD & DEMENA ARENAS, 1985; y BOESI & GODDARD, 1991), estuvieron activas durante la sedimentación del Oligoceno-Mioceno, como lo demuestran los cambios de espesores estratigráficos a lo largo de las fallas.

En la cuenca de Falcón se presentan dos patrones de subsidencia establecidas por MACELLARI (1995), siendo, en general, bajas las tasas de subsidencia en la Ensenada de La Vela.

Las descripciones realizadas previamente por AUDEMARD (1997) de los procesos sedimentarios que han tenido lugar en la cuenca de Falcón con especial relevancia hacia el noreste, indica que durante el Oligoceno-Mioceno Temprano, la región fue principalmente una cuenca marina abierta al este, rodeada casi completamente por tierras emergidas por el sur y oeste, y parcialmente por el norte.

Durante el Mioceno Medio y Tardío, la cuenca fue intensamente plegada y tectónicamente invertida por una compresión de dirección SE-NO, y al final hay un cambio en el límite de placas (la colisión oblicua en el noroccidente venezolano desaparece para dar paso a la ocurrencia de repartición de deformaciones o "partitioning").

Desde el Mioceno Tardío, el proceso sedimentario fue restringido exclusivamente al flanco norte del anticlinorio de Falcón en proceso de surrección y las secuencias sedimentarias se hicieron progresivamente menos marinas y cada vez más continentales, tanto en forma vertical como lateralmente del este hacia el oeste. GHOSH *et al.* (1997) señalan que la cuenca de Falcón comenzó a formarse a finales del Eoceno debido al desplazamiento hacia el este de la placa caribeña. Se formaron primero (Oligoceno) el canal falconiano en sentido O-E, y después (Oligoceno-Mioceno) el Surco de Urumaco y la Ensenada de La Vela, en sentido SE-NO, está última es uno de los objetivos del estudio.

GHOSH *et al.* (*op.cit.*) identifican dentro del Eoceno Tardío diversas formaciones entre ellas, Cerro Misión, Cerro Campana y Esperanza, que se depositaron en depresiones localizadas y grábenes fallados, posterior al emplazamiento de las Napas de Lara. Estos sedimentos tienen su origen de flujos turbidíticos en áreas restringidas, probablemente relacionadas al inicio de la actividad transcurrente de la Falla de Oca. Así mismo, se reconocen facies fluvio-deltaicas a marino someras de las formaciones Casupal, Patiecitos y Guarabal.

PORRAS (2000) en su estudio propone que el origen de la cuenca de Falcón-Bonaire está asociado a colapsos extensionales internos dentro de una cuenca de detrás de arco ("back arc"), en un orógeno en flotación que colisionó oblicuamente con el extremo noroccidental de la placa de América del Sur. Este evento fue diacrónico de oeste a este desde el Cretácico Tardío hasta comienzos del Mioceno Temprano (Fig. 23).

PORRAS (*op.cit.*) resume los eventos asociados a la tectónica del área en tres períodos principales, dentro de los cuales hace énfasis en el desarrollo tectono-estratigráfico de la Ensenada de La Vela.



**Figura 23**. Modelo del orógeno flotacional para la cuenca de Falcón-Bonaire. (A) Configuración tectónica para el Paleoceno-Eoceno Medio. (B) Configuración tectónica para el Eoceno Tardío. Tomado y modificado de PORRAS, 2000.

#### Leyenda de las abreviaciones

SB, Surco de Barquisimeto, cuenca antepaís donde se depositan el "flysch" de Matatere y la Formación Guárico.

CP, cuenca detrás de arco 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 la Península de Paraguaná.

CFB, cuenca de Falcón - Bonaire.

En la figura 24 se muestra desde la Ensenada de La Vela hasta el Golfo Triste la evolución tectónica interpretada por PORRAS (2000).

En el primer período (colapso extensional detrás de arco), PORRAS (*op.cit.*) identifica a partir de información proveniente de pozos que perforaron el área, un intervalo de capas rojas y conglomerados de edad Eoceno Tardío (?) hasta la parte media del Mioceno Temprano, de origen continental depositados discordantemente sobre un basamento ígneometamórfico pre-Terciario; que a partir de su posición estratigráfica PORRAS (*op.cit.*) las considera de edad Eoceno o tal vez Oligoceno. Por encima de esta litología se identifican las calizas arrecifales basales del Miembro Cauderalito de la Formación Agua Clara, que posteriormente fueron cubiertas por las lutitas marinas características de esta formación.

En la Ensenada de La Vela y en la Fosa de Bonaire las principales estructuras que se desarrollan son un conjunto de "grábenes" y "semigrábenes" de sentido noroeste-sureste. En la sección sísmica a través de La Ensenada de La Vela, se puede observar estas estructuras, en las cuales se han depositado espesas secciones de origen marino descansando discordantemente sobre basamento metamorfizado tipo Caribe (PORRAS, *op.cit.*).

Para el segundo período (fase de inversión de la cuenca) se depositan las formaciones Socorro, Caujarao, La Vela y sus equivalentes laterales, que representan una sedimentación en un período regresivo. Estas formaciones se depositan a finales del Mioceno Temprano comienzos del Mioceno Medio (PORRAS, 2000).

Dentro del análisis estructural que realiza PORRAS (*op.cit.*) en su trabajo, establece que tanto para las áreas de La Ensenada de La Vela, la cuenca del Golfo Triste, y La Fosa de Bonaire, los efectos de la compresión andina provocaron el desarrollo de fallas inversas o corrimientos con vergencia norte-noreste, los cuales cortan la sección terciaria, generando pliegues de dirección noroeste-sureste. En adición, los despegues de los corrimientos pueden estar relacionados a dos posibles escenarios, uno donde se involucran rocas metamorfizadas del basamento o del Paleógeno, bajo un régimen tectónico de "*thick-skin*"; el otro está posiblemente controlado por lutitas paleógenas con bajo grado de metamorfismo, en un régimen tectónico tipo "*thin-skin*". Para cualquiera que sea el escenario, los niveles de despegue se identifican a más de 20.000 pies (niveles profundos) (PORRAS, *op.cit.*).

PINDELL *et al.* (1998) establecen una relación entre el sistema de fallas responsables del levantamiento del anticlinorio de Falcón con los Andes, a través de la falla de Valera y otras fallas transcurrentes sinestrales. De igual manera, PORRAS (*op.cit.*) hace referencia a la posibilidad de que las fallas inversas de vergencia norte estén aún activas, y que serían las responsables de la configuración actual de la costa nororiental falconiana.

La figura 25 muestra la ubicación de las secciones sísmicas interpretadas por PORRAS (*op.cit.*) para las áreas de la Ensenada de La

Vela, Golfo Triste y cuenca de Bonaire. En la figura 26 se encuentra una sección sísmica de la Ensenada de La Vela.

A continuación se presenta una tabla resumen con las unidades formacionales reportadas por los diferentes autores dentro de la cuenca. En ella se refleja la edad, litología y ambiente depositacional de cada formación presente.

Formación	Edad	Litología	Ambiente
	Plioceno- Pleistoceno	Arenas friables de color amarillo verdoso, de grano fino, limolitas y arcillas de color amarillo verdoso	
La Vela	Plioceno Temprano	Arcillas de colores variados, calcarenita con poco contenido fósil, arenas de grano fino medianamente consolidadas, con lutitas compactas de color gris	Ambiente litoral con cierta influencia terrígena, Marino marginal, con una laguna costera protegida en parte por pequeñas barreras
Caujarao	Mioceno Medio a Plioceno Temprano	Arcilla de colores crema, gris claro y verde; calcarenita gris con glauconita; arenas sueltas grano medio a conglomerados; y lutitas grises, fosilíferas	Ambiente de complejo próximo-costero, conformado por laguna, isla de barrera y playa, con aporte limitado de clásticos
Socorro	Mioceno Medio	Arcillas grises y gris verdosas, calcarenitas, grano fino a medio, de color gris; lutitas grises y marrones concreciones de glauconita; areniscas grano fino a medio, color pardo	Frente deltáico, continuando con depósitos fluvio-deltáico-paludales y de llanura de mareas
Cerro Pelado	Mioceno Temprano	Lutitas marrones, calcáreas en algunas partes	Delta progradante, con todo el complejo de facies asociadas, empezando con el frente deltaico, con desarrollo de gruesas barras de desembocadura
Agua Clara	Mioceno Temprano	Miembro Cauderalito (caliza blanca, crea, gris claro, bioclástica, pirítica y calcarenita grano fino a grueso); el resto de la litología característica de esta formación se describió como un intervalo monótono de lutitas grises delgadas y escasas intercalaciones de calizas, calcarenitas y areniscas	Ambiente marino que, en su parte superior, fue sedimentada en un ambiente de escasa profundidad pasando hacia arriba a un ambiente de prodelta
Basamento		Filitas, gneises y rocas máficas. Luego le sigue unas capas rojas constituidas por arcillas y arenas rojas	

## Tabla 5. Cuadro resumen de las unidades descritas en la Ensenada de La Vela.



Figura 24. Esquema evolutivo para la región costa afuera de Falcón nororiental, desde la Ensenada de La Vela hasta el Golfo Triste. Tomado y modificado de PORRAS, 2000.



Figura 25. Mapa de ubicación de las secciones sísmicas y estructurales de la Ensenada de La Vela, Golfo Triste y cuenca de Bonaire. Tomado y modificado de PORRAS, 2000.



Figura 26. Sección sísmica a través de la Ensenada de La Vela. Ubicación de la sección en la figura 25. Tomado y modificado de PORRAS, 2000.

### 3.3.2. Golfo Triste

La evolución geológica del Golfo Triste ha sido relacionada con la Ensenada de La Vela y la costa noreste de Falcón; asociado esto a la cercanía geográfica, pero fundamentado en estudios gravimétricos y magnetométricos, que en conjunto con la interpretación de levantamientos sismográficos, ha permitido realizar correlaciones con las áreas aledañas al Golfo Triste.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) definen tres ciclos de sedimentación, a partir de la identificación de tres reflectores sísmicos, interpretados como discordancias. Los ciclos son correlacionables con los reconocidos en la Cuenca de Agua Salada de Falcón Oriental. En la primera correlación, GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (*op.cit.*) consideran que las discordancias corresponden a: (a) el primer reflector es la discordancia basal de las calizas de la Formación Capadare; (b) el segundo reflector, es la discordancia basal de la Formación Agua Linda, atenuándose hacia el norte; y (c) el tercer reflector corresponde a la base de la Formación San Lorenzo. Este es un primer acercamiento en la interpretación de la información del Golfo Triste.

En el trabajo de MACELLARI (1995) se menciona al pozo Cayo Sal-1, el cual llego a penetrar una sección desde el Eoceno Medio al Cuaternario. De la sección se describieron de base a tope: lutitas de edad Eoceno Medio-Eoceno Tardío, seguidas de 6.200 pies de espesor de areniscas, lutitas y calizas en una sucesión grano decreciente hacia el tope, de edad

Oligoceno-Mioceno Temprano. Los siguientes 4.760 pies de espesor incluyen arcillas y areniscas "*capped*" con calizas. La sección cierra con 1.250 pies de arcillas y calizas de edad Pleistoceno.

La litología descrita por MACELLARI (1995) luego sería relacionada por ALMARZA (1998) con las siguientes formaciones, de base a tope: Formación Cerro Misión de edad Eoceno Tardío (*lutitas marinas calcáreas*); Formación Guacharaca de edad Oligoceno (*lutitas y arenas calcáreas muy finas*), y Formación San Lorenzo de edad Mioceno Temprano (*lutitas predominantemente calcáreas, calizas, margas, arcillas, limos y arenas*); Formación Agua Linda-Riecito de edad Mioceno Medio (*lutitas, margas y arenas*), y Formación Capadare de edad Mioceno Medio (*calizas arrecifales margosas, arenáceas o limosas, y algunas areniscas calcáreas*). La Formación Pozón de edad Mioceno Tardío-Plioceno (*esencialmente lutítica*). En el Plioceno, ocurre un hundimiento de la cuenca del Golfo Triste debido al marco tectónico que prevalece en la región, la cual se va cubriendo en forma discordante por aluviones.

En la figura 27 se muestra el marco estructural actual para el área del Golfo Triste. Las figuras 28 y 29 son secciones sísmicas de dirección SO-NE y S-N, respectivamente. En la primera se interpreta una sección sismográfica completa desde el basamento al Reciente. La segunda se interpreta una sección estructural del área del Golfo Triste y de la Cuenca de Bonaire (ALMARZA, *op.cit.*).


**Figura 27**. Marco estructural actual para el área del Golfo Triste. Tomado y modificado de ALMARZA, 1998.



Figura 28. Interpretación sismográfica de una sección completa para el área de Golfo Triste. Tomado y modificado de ALMARZA, 1998.



Figura 29. Sección estructural de las áreas de Golfo Triste y cuenca de Bonaire. Tomado y modificado de ALMARZA, 1998. En el estudio de PORRAS (2000) se indica la estratigrafía del área de estudio en base a períodos de actividad tectónica, incluyendo los trabajos de WHEELER (1963) y DÍAZ DE GAMERO (1977). En el segundo período de colapso extensional detrás de arco, se identifican en el área de Golfo Triste, en el Eoceno, lutitas carbonáceas de origen fluvio-deltaíco, que pasan a marinas hacia el norte. Esta transición estaba controlada por los sedimentos aportados posiblemente por la cordillera de La Costa desde el sur. El Oligoceno-Mioceno Inferior está presente en una sección perforada hasta los 3.000 pies, donde se identificaron conglomerados, areniscas y lutitas de ambiente somero, relacionables con la Formación Casupal.

El siguiente período definido por PORRAS (*op.cit.*) es el marco estructural compresivo asociado a la tectónica andina que comenzó en el Mioceno Medio; evento que dio lugar a la inversión de la cuenca de Falcón, y que mantuvo al área del Golfo Triste bajo las aguas, en ambientes marinos someros.

La última etapa tectónica que se estableció fue de transtensióntranspresión, asociado a las fallas de Boconó y San Sebastián, definido por PORRAS (op.cit.), en el Golfo Triste se identifican estructuras de grandes dimensiones asociadas los efectos transpresivos а contemporáneos, en la figura 30 se puede observar en la sección pleistocena una fuerte expansión en el lado deprimido de una falla normal. En base a esto, y en datos existentes cabe la posibilidad de que la falla de Boconó continué hacia costa afuera en la parte sur del Golfo Triste y que se empalme con la falla de San Sebastián, tomando un rumbo oeste-este (PORRAS, op.cit.). En la sección anterior (La Ensenada de La Vela) se puede ver en la figura 24 el esquema evolutivo para la región del Golfo Triste en combinación con la Ensenada de La Vela propuesta por PORRAS (2000).

PORRAS (*op.cit.*) concluye que la mayor actividad de la falla de Boconó fue registrada en la región sur de Golfo Triste y que se inició durante el Plioceno Temprano.

En la figura 31 se muestra un esquema estructural interpretado por PORRAS (*op.cit.*).

A continuación se presenta una tabla resumen con las unidades formacionales reportadas por los diferentes autores dentro de la cuenca. En ella se refleja la edad, litología y ambiente depositacional de cada formación presente.

Formación	Edad	Litología	Ambiente
Pozón	Mioceno Tardío- Plioceno	Esencialmente lutítica	Sedimentación a profundidades entre 200 y 600 m, de condiciones marinas normales
Capadare	Mioceno Medio	Calizas arrecifales margosas, arenáceas o limosas, y algunas areniscas calcáreas	Marino someras
Agua Linda / Riecito	Mioceno Medio	Lutitas, margas y arenas	Ambientes marinos similares a los de la Formación Pozón
San Lorenzo	Mioceno Temprano	Lutitas predominantemente calcáreas, calizas, margas, arcillas, limos y arenas	Condiciones marinas de poca profundidad, probablemente inferior a 100 m
Guacharaca	Oligoceno	Lutitas y arenas calcáreas muy finas	Marino relativamente profundo
Cerro Misión	Eoceno Tardío	Lutitas marinas calcáreas	Marino, profundidades batiales

# Tabla 6. Cuadro resumen de las unidades descritas en el Golfo Triste.



Figura 30. Sección estructural esquemática a través del Golfo Triste. Ubicación de la sección en la figura 25. Tomado de PORRAS (2000).



Figura 31. Esquema estructural basado en líneas sísmicas donde se muestran corrimientos profundos en el área de Golfo Triste. En este caso el basamento está involucrado en la deformación. Nótese las fallas de tipo "toe-thrust" en la parte superior. Ubicación de la sección en la figura 25. Tomado de PORRAS (2000).

## 3.4. Cuenca de Bonaire

La cuenca de Bonaire forma parte del Bloque de Bonaire llamado así por SILVER *et al.* (1975), el cual se ubica entre las placas del Caribe y la de América del Sur actuando como un catalizador del movimiento relativo entre ambas.

La Fosa de Bonaire es una depresión amplia que representa una cuenca sedimentaria de distensión que se extiende al norte de la Cordillera de la costa venezolana y al sur de la cadena insular (Aruba, Curazao, Bonaire, Aves de Sotavento, Los Roques y La Orchila) desde la costa oriental de Falcón hasta la depresión de Margarita. La profundidad máxima del mar puede llegar a los 6.600 pies y se estima que contiene una sección de 23.000 pies de sedimentos terciarios.

La cuenca de Bonaire está controlada por diversas fallas. SILVER *et al.* (*op.cit.*) interpretaron las fallas este-oeste al sur de Aruba y Curacao que limitan el margen norte. A partir de la sísmica se infirió que eran fallas normales, con posible movimiento transcurrente.

Adicionalmente, MUESSIG (1984) menciona que la distribución de los sedimentos y la subsidencia en la cuenca de Bonaire están controladas por fallas normales de orientación noroeste y este-oeste, y fallas transcurrentes. La falla transcurrente de San Sebastián limita el margen sur de la cuenca. Más aún, las anomalías de Bouguer en la mayor parte de la cuenca de Bonaire son positivas (BONINI, 1978; BONINI *et al.*, 1977a) indicando espesores sedimentarios de 2 a 6 Km.

BOSCH & RODRÍGUEZ (1993) establecieron a partir de importantes movimientos entre las placas del Caribe y América del Sur que el bloque de Bonaire no es rígido. Lo que conlleva a la deformación interna de la cuenca de Bonaire evidenciado en perfiles de reflexión sísmica (BIJU-DUVAL *et al.*, 1982).

Como ya se mencionó en la sección de la Ensenada de La Vela, PORRAS (2000) establece que las principales estructuras observadas en la Fosa de Bonaire, al igual que en la Ensenada de La Vela, son un conjunto de "grábenes" y "semi-grábenes" de sentido noroeste-sureste. Sin embargo, estas estructuras tectónicas pueden ser de mayor dimensión que en La Ensenada de La Vela pero la falta de información sísmica, en especial en la parte central de la fosa, no permite confirmar las dimensiones de los grábenes. En la sección de la Ensenada de La Vela se muestra el modelo del orógeno en flotación que trata de explicar la evolución de esta cuenca en conjunto con la de Falcón propuesto por PORRAS (*op.cit.*).

Así mismo, PORRAS (*op.cit.*) observó evidencias de inversión tectónica que, en base a la extrapolación de la estratigrafía, se puede inferir que ocurrió entre el Mioceno Temprano y el Mioceno Medio. En las figuras 32 y 33 se muestran esquemas estructurales basados en líneas sísmicas que representan un buen ejemplo de las fallas normales invertidas que, PORRAS (*op.cit.*) interpretó en La Fosa de Bonaire.

142

Para el segundo período (fase de inversión de la cuenca), PORRAS (2000) menciona que en La Fosa de Bonaire prevalecieron ambientes marino profundos para ese momento.

La siguiente tabla muestra la información disponible sobre los sedimentos que cubren la cuenca Bonaire, cabe destacar que no existen numerosos trabajos publicados sobre el área.

Tabla 7. Información sobre sedimentos de la cuenca de Bonaire.

Formación	Edad	Litología	Ambiente
Sin establecer	Terciario	23000 pies de sedimentos	Sin establecer
		2-6 Km de sedimentos	



Figura 32. Sección esquemática estructural SO-NE basada en información sísmica en la Fosa de Bonaire. Ubicación de la sección en la figura 25. Tomado de PORRAS (2000).



Figura 33. Esquema estructural basado en líneas sísmicas en la Fosa de Bonaire, muestra la inversión tectónica de fallas normales pre-existentes durante el Mioceno. Ubicación de la sección en la figura 25. Tomado de PORRAS (2000).

## 3.5. Cuenca Tuy-Cariaco

El área de Cariaco está ubicada costa afuera nor-central de Venezuela, entre las islas La Orchila y La Blanquilla al norte, y la zona costera entre Cabo Codera y la Península de Araya al sur (superficie aproximada de 45.000 Km<sup>2</sup>). Esta superficie incluye las cuencas Tuy-Cariaco, La Tortuga y La Blanquilla.

En el área de Cariaco se han identificado las siguientes provincias estructurales, de norte a sur: (1) Cuenca La Tortuga; (2) Cuenca La Blanquilla; (3) Alto La Tortuga; (4) subcuenca septentrional de Cariaco; (5) subcuenca de Cubagua; (6) Fosa de Cariaco y (7) Plataforma de la Ensenada de Barcelona (Fig. 34).

A continuación se presenta un marco geológico de cada provincia estructural, en base al trabajo de YSACCIS (1997).

- La cuenca de La Tortuga está localizada entre el alto de La Tortuga al sur y el alto de La Orchila al norte. Es una cuenca extensional de edad Paleógeno-Mioceno Temprano.
- La cuenca de La Blanquilla está localizada al norte del alto de La Tortuga y de la plataforma de Margarita-Los Testigos, se extiende por unos 35.000 Km<sup>2</sup>. La cuenca corresponde a una estructura extensional paleógena asociada a la subducción atlántica.

- El Alto de La Tortuga es un basamento ígneo-metamórfico somero el cual está cubierto por sedimentos correspondientes al Plioceno Temprano, arrecifes coralinos del Pleistoceno y calizas clásticas (GALAVIS & LOUDER, 1970).
- La subcuenca septentrional de Cariaco fue formada durante el Plioceno y Pleistoceno, está limitada al norte por la falla transcurrente dextral de Margarita y al sur por el sistema transtensional neógeno de La Tortuga-Coche.
- La subcuenca de Cubagua está localizada al suroeste de la Isla de Cubagua. La subcuenca está constituida por rocas sedimentarias del Paleógeno, que incluye secuencias de agua profunda de edad Eoceno, y depósitos continentales de edad Oligoceno.
- La fosa de Cariaco es una cuenca transtensional de edad Neógeno asociada a la falla transcurrente dextral de El Pilar. Las rocas sedimentarias depositadas en esta fosa son de edad Plioceno-Pleistoceno.
- La plataforma de la Ensenada de Barcelona representa la parte meridional del área de Cariaco cercano a la costa. Es una cuenca transtensional de edad Neógeno.
- La cuenca Tuy-Cariaco está conformada por los siguientes elementos geológicos: subcuenca Tuy-Cariaco al norte, subcuenca Cubagua, Fosa

de Cariaco y Plataforma de la Ensenada de Barcelona. En la cuenca Tuy-Cariaco la columna sedimentaria del Cenozoico descansa sobre rocas ígneo-metamórficas del Cretácico.

En las figuras 35 y 36 se muestran la ubicación de los pozos exploratorios y bosquejos de perfiles sísmicos, respectivamente, usados en el estudio de YSACCIS (1997).

A continuación se presenta de forma sintetizada la litología descrita de la columna sedimentológica para el Cenozoico, interpretada por diversos autores, enfocándose principalmente en el trabajo realizado por YSACCIS (*op.cit.*).

El Eoceno ha sido perforado por numerosos pozos exploratorios dentro de la cuenca Tuy-Cariaco, el cual consiste de una sección superior de limolitas de ambientes someros de plataforma (packstones k wackestones). HAAK (1989) correlaciona esta sección con las limolitas de la Formación Punta Mosquito en Margarita. YSACCIS (op.cit.) se refiere a la sección inferior que está constituida por intercalaciones de lutitas marinas de ambientes profundos con limolitas recristalizadas. Ambas secciones son de edad Eoceno Medio y están separadas por una discordancia identificada por el paso de un ambiente batial a uno de arrecife de ambientes marinos someros. Dicha discordancia puede estar debido asociada a los levantamientos del área a los eventos compresionales. Hacia el norte de la cuenca Tuy-Cariaco el tope del Eoceno Medio es discordante por debajo de los sedimentos fluviomarinos correspondientes al Mioceno Medio/Tardío.

En la subcuenca de Cubagua el Eoceno está representado por rocas clásticas de grano grueso depositadas en ambientes marino profundos (GODDARD, 1986).

La columna sedimentaria del Eoceno perforada en los pozos analizados tiene un rango de espesor entre 330 y 4.950 pies en el área de Cariaco. En base a la litología que se conoce en Araya, Margarita y las áreas vecinas, sólo se ha podido correlacionar el Eoceno Medio, el cual incluye al Grupo Punta Carnero, reconociéndose tres formaciones, de base a tope, Las Bermúdez, El Datil y Punta Mosquito (YSACCIS, 1997).

Las secuencias del Eoceno y Oligoceno son denominadas como la unidad del Paleógeno, ya que son identificadas como una sola unidad sismo-estratigráfica. YSACCIS (*op.cit.*) señala que dentro de la Fosa de Cariaco hacia el norte la unidad del Paleógeno fue depositada en condiciones continentales y marino someras. Mientras que para la subcuenca de Cubagua se identifica una espesa secuencia de depósitos continentales que suprayacen la unidad del Eoceno. Esta secuencia está compuesta de lutitas abigarradas y arenas, la misma ha sido correlacionada con la arcillas abigarradas de Cubagua-1 (EVANS, 1982).

La columna sedimentaria del Oligoceno tiene un espesor entre 540 y 2.600 pies en el área de Cariaco.

149



Figura 34. Mapa batimétrico que muestra la ubicación de las subcuencas del área de Cariaco y las cuencas La Tortuga y La Blanquilla. Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.



Figura 35. Ubicación de los pozos usados en el área de Cariaco. Tomaod y modificado de YSACCIS, 1997.



Figura 36. Ubicación de los bosquejos provenientes de perfiles sísmicos usados en el área de Cariaco y Carúpano. Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.

Hacia el sur el Paleógeno está ausente (YSACCIS, 1997).

Al norte de la cuenca Tuy-Cariaco un pozo perforó una secuencia del Mioceno Temprano que infrayace al Oligoceno más antiguo a lo largo de un contacto tectónico (EVANS, 1982). Está secuencia se caracteriza por intercalaciones de lutitas con arenas en los intervalos inferiores mientras que la parte superior consiste predominantemente de lutitas (YSACCIS, *op.cit.*).

En la subcuenca de Cubagua, tanto el Oligoceno como el Mioceno Temprano, están representados por lutitas abigarradas y arenas depositadas en condicionales continentales.

La secuencia de sedimentos de edad Oligoceno Tardío hasta el Mioceno Medio ha sido correlacionada con la Formación La Güica (lutitas abigarradas), presentando un espesor variable de entre 3.500 y 11.300 pies aproximadamente considerando los espesores totales reconocidos desde el Oligoceno hasta el Mioceno Medio.

En el norte de la cuenca Tuy-Cariaco se describe una secuencia litológica compuesta de arenas y conglomerados de edad Mioceno Tardío, depositada en ambientes fluviomarinos directamente sobre el Eoceno. La sección superior del Mioceno Tardío consiste de arcillitas y lutitas depositadas en ambientes neríticos de medio a externo (YSACCIS, *op.cit.*). En la Ensenada de la plataforma de Barcelona, se perforó el Mioceno Tardío, el cual se encuentra en contacto directo con el basamento. Al sur de la Ensenada el Mioceno Tardío está representado por intercalaciones de sedimentos finos (*silty-shale*) y arenas depositadas en un complejo ambiente deltaico. En otro pozo se contabilizó un intervalo de arena de 380 pies de espesor que descansa sobre el basamento. Al norte de la Ensenada de la Plataforma de Barcelona, el Mioceno Tardío está conformado por arcillitas y lutitas depositadas en un ambiente neríticosinterno a medio (YSACCIS, 1997).

La secuencia sedimentaria de edad Mioceno Tardío tiene un rango de espesor entre 115 y 3.020 pies aproximadamente en el área de Cariaco, y ha sido correlacionada con la sección inferior de la Formación Cubagua.

En las áreas de la cuenca Tuy-Cariaco, subcuenca de Cubagua y la Ensenada de la Plataforma de Barcelona, las unidades del Plioceno consisten de arcillas con delgadas intercalaciones de arenas finas y limolitas. Los ambientes de depositación de estas unidades van de batial a nerítico interior hacia el tope (YSACCIS, *op.cit.*).

La secuencia sedimentaria de edad Plioceno tiene un espesor que varía entre 165 y 7.100 pies aproximadamente en el área de Cariaco y ha sido correlacionada con la sección superior de la Formación Cubagua.

En el Cuaternario, la cuenca Tuy-Cariaco y la Ensenada de la Plataforma de Barcelona fueron cubiertas con secciones monótonas de

154

arcillas con abundante sedimentos de conchas bajo un ambiente nerítico de interno a medio, y hacia el norte de estos elementos estructurales se evidencian delgadas intercalaciones de areniscas dentro de estas secuencias (YSACCIS, 1997).

La secuencia sedimentaria de edad Pleistoceno al Reciente ha sido correlacionada con la Formación Cumaná, presentando en el área de Cariaco un espesor que varía entre 1.500 y 12.000 pies aproximadamente.

CARVAJAL & JAIMES (2003) señalan que la región de la cuenca de Cariaco, incluye la plataforma de la Ensenada de Barcelona, la plataforma de la Tortuga-Margarita y la cuenca de Cariaco, la más larga y profunda cuenca del Neógeno tardío limitada por fallas dentro del limite de placas, fallas transcurrentes entre América del Sur y el Caribe.

Cuatro sistemas de fallas son reconocidas en la región de la cuenca de Cariaco:

- Sistema de fallas transcurrentes dextral este-oeste San Sebastián-El Pilar, expresada como un somero valle de piso oceánico que suprayace una estructura de flor negativa que cruza diagonalmente la cuenca de Cariaco.
- 2. Sistema de fallas de orientación este-oeste Tortuga-Margarita que exhibe principalmente "down-to-basin, oblique-slip throw".
- 3. Sistema de fallas normales de orientación este-oeste en la plataforma de la Ensenada de Barcelona, las cuales muestran un movimiento preferencial hacia el sur.

155

**4.** La zona de la falla de Urica transcurrente dextral de movimiento noroeste, localizada sobre la plataforma de la Ensenada de Barcelona.

La convergencia oblicua en la cuenca de Cariaco comenzó en el Mioceno Temprano y continuó migrando hacia el este a lo largo de los mayores sistemas de fallas transcurrentes dextrales.

Se han registrado 5 tectonosecuencias en la cuenca de Cariaco:

- Una tectonosecuencia paleógena de aproximadamente unos 0,6 Km de espesor formada cuando el arco volcánico cretácico del Caribe dio pasó a la formación de las cuencas de la Tortuga y Margarita.
- 2. Una tectonosecuencia Mioceno Inferior de aproximadamente 1,65 Km de espesor que fue controlada por un cinturón de corrimiento desarrollado en la plataforma de la Ensenada de Barcelona.
- 3. Una tectonosecuencia del Mioceno Medio-Superior de unos 1,2 Km de espesor formada durante un período de extensión asociado con una carga tectónica de cabalgamientos en el sur; y una cuenca mayor "pullapart", en el área de Cariaco, iniciada debido a un desalineamiento entre el sistema de fallas transcurrentes dextrales de orientación esteoeste "San Sebastián y El Pilar".
- 4. Una tectonosecuencia del Plioceno de aproximadamente unos 0,6 Km de espesor que fue controlada por un período de transtensión, a lo largo del sistema de fallas transcurrentes dextral "San Sebastián-El Pilar"; la plataforma de la Ensenada de Barcelona subdividida para formar una cuenca profunda limitada por estructuras de "horst" en el norte y fue rellenada por complejos deltas progradacionales hacia el norte.

5. Una tectonosecuencia del Pleistoceno al Reciente de 1,8 Km de espesor formada durante el crecimiento y expansión de la forma romboidal de la cuenca "pull-apart" Tuy-Cariaco; la amplia expansión de la cuenca es atribuida a las cantidades de masa y el continuo relleno por los complejos deltaícos progradacionales del sur.

La figura 37 muestra un bosquejo de la interpretación sísmica para el área de la subcuenca septentrional Tuy-Cariaco realizado por YSACCIS (1997).



Figura 37. Interpretación sísmica de la sección B44 correspondiente al área septentrional de la subcuenca Tuy-Cariaco. Ubicación de la sección en la figura 36. Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.

A continuación se presenta una tabla resumen con las unidades formacionales reportadas por los diferentes autores dentro de la cuenca. En ella se refleja la edad, litología y ambiente depositacional de cada formación presente.

Formación	Edad	Litología	Ambiente
Cumaná	Pleistoceno Temprano- Pleistoceno Medio	Los sedimentos están constituidos en su mayoría por bancos de moluscos y briozoarios;calizas micríticas, calcarenitas fosilíferas; areniscas calcáreas; areniscas cuarzosas, grisáceas, de grano fino a muy fino.	Aguas someras, tranquilas, tropicales, de plataforma ancha, con poca inclinación
Cubagua	Mioceno Tardío a Plioceno Tardío	Caliza bioclástica interestratificada con lutitas gris oliva masivas y laminares con glauconita, arcillas y limolitas grises y como material accesorio hay cuarzo, lignito y pirita.	Ambiente de sedimentación es nerítico interior a medio de plataforma abierta y el cual va pasando transicionalmente hasta batial
La Güica	Oligoceno Tardío - Mioceno Medio	Lutitas abigarradas, secuencia limo-arcillosa, generalmente calcárea, poco consolidada	Ambientes someros de plataforma
Punta Mosquito Grupo Punta Carnero	Eoceno Medio	Limolitas y carbonatos (packstones & wackestones)	Ambientes someros de plataforma
El Datil Grupo Punta Carnero	Eoceno	Limolitas gris-verdoso y areniscas calcáreas gris y lutitas calcáreas, con algunas intercalaciones de calizas con orbitoides	Ambiente marino profundo de mar abierto
Las Bermúdez Grupo Punta Carnero	Eoceno	Conglomerados con intercalaciones de lutitas y areniscas, sobre una secuencia basal finamente estratificada de areniscas calcáreas, glauconíticas y grauváquicas	Ambientes someros de plataforma, arrecifal.
Alto de la Tortuga		Basamento ígneo- metamórfico	

Tabla 8. Cuadro resumen de las unidades descritas en la cuenca Tuy-Cariaco.

#### 3.5.1. Cuencas La Tortuga y La Blanquilla

Numerosos pozos exploratorios han sido perforados en el área de ambas cuencas por lo cual YSACCIS (1997) y otros autores han analizado la información proveniente de ellos.

La cuenca de La Tortuga está localizada entre el alto de La Tortuga al sur y el alto de La Orchila al norte. Es una cuenca extensional de edad Paleógeno-Mioceno Temprano, la cual fue compensada por la falla transcurrente dextral de dirección NO de Margarita, anteriormente a este evento la cuenca de La Tortuga era una continuación de las cuencas de La Blanquilla y Grenada. Durante el Mioceno Medio-Tardío la cuenca fue invertida (YSACCIS *et al.*, 2000).

La cuenca de La Blanquilla está localizada al norte del alto de La Tortuga y de la plataforma de Margarita-Los Testigos, se extiende por unos 35.000 Km<sup>2</sup>. La cuenca corresponde a una estructura extensional paleógena asociada a la subducción atlántica. La secuencia sedimentaria depositada en los sistemas de grábenes de La Blanquilla de aguas profundas, tiene una edad que comprende desde el Eoceno Medio-Tardío al Reciente. A continuación se presenta una descripción detallada de esta secuencia sedimentaria que descansa discordante sobre rocas ígneometamórficas, y su espesor puede superar los 6 Km (YSACCIS, *op.cit.*; YSACCIS *et al.*, *op.cit.*).

El Eoceno en las cuencas de La Tortuga y La Blanquilla está caracterizado por una espesa secuencia monótona de lutitas asociadas a ambientes marinos profundos (batial inferior), incluyendo trazas de areniscas y limolitas (HAAK, 1980; TALUKDAR & BOLIVAR, 1982). Un pozo perforado en la cuenca La Tortuga encontró 2.951 pies de lutitas, de los cuales 2.920 pies superiores fueron datados como Eoceno Tardío y pasan concordantes a unas lutitas oligocenas.

La columna del Oligoceno la columna está conformada por una secuencias monótonas de lutitas depositadas en un ambiente batial (EVANS, 1983). Un pozo perforó 540 pies de espesor del Oligoceno que puede representar un bloque derivado de un deslizamiento por fallamiento, que estructuralmente esta cubriendo el Mioceno Inferior.

El Mioceno Inferior consiste de sedimentos finos (*silty-shale*) con intercalaciones de areniscas con granos finos a muy gruesos. Las areniscas de la sección inferior del Mioceno Inferior han sido interpretadas como depósitos de turbiditas de aguas profundas (HAAK, *op.cit.*; EVANS, *op.cit.*). Este intervalo es cubierto por lutitas depositadas en condiciones de batial superior a nerítico. La sección más superior del Mioceno Inferior está caracterizada por intercalaciones de arena/lutita e interpretada como un "*coastal offlap*" (HAAK, *op.cit.*).

El Mioceno Medio (como lo verifica la columna estratigráfica perforada por un pozo en esta área), está conformado principalmente de arcillitas con intervalos delgados de limolitas y arenas de grano fino e infrayace discordantemente al Mioceno Superior (YSACCIS, 1997). La dinámica estructural en la cuenca de La Blanquilla ha estado controlada por la subducción atlántica, lo que ha originado extensiones paleógenas ocurridas detrás del arco volcánico. Adicionalmente, la interacción de las placas del Caribe y de América del Sur provocaron la inversión de las estructuras extensionales durante el Mioceno Temprano-Mioceno Medio. La evolución de la cuenca la llevó hacia un prisma de acreción, con mayor énfasis en su porción oriental (YSACCIS *et al.*, 2000).

El Mioceno Superior consiste de una secuencia de arcillitas con algunas intercalaciones de areniscas de grano fino, depositadas en un ambiente de batial superior a nerítico externo (HAAK, 1980; EVANS, 1983). Esta secuencia miocénica es cubierta discordantemente por el Plioceno. En la cuenca de La Blanquilla se ha identificado que esta discordancia fue tan importante que en algunos casos el Mioceno Superior está ausente (YSACCIS, 1997).

La mayor parte del Plioceno ha sido erosionado, pero donde se ha podido observar está representado por una secuencia delgada constituida por arcillas calcáreas depositadas en un ambiente nerítico de interno a medio. La secuencia del Plioceno Superior o Cuaternario descansa discordantemente sobre las unidades del Mioceno (YSACCIS, *op.cit.*).

En el Cuaternario las cuencas La Tortuga y La Blanquilla han sido cubiertas, igual que en la cuenca Tuy-Cariaco y la plataforma de la Ensenada de Barcelona, con secciones monótonas de arcillas con

161

abundante sedimentos de conchas bajo un ambiente nerítico interno a medio (YSACCIS, 1997).

Las figuras 38, 39 y 40 son bosquejos de interpretaciones sísmicas para las áreas de las cuencas de La Tortuga y La Blanquilla, la Fosa de Cariaco, el Alto de La Tortuga y la subcuenca septentrional Tuy-Cariaco.

La evolución paleógena de las cuencas de Tuy-Cariaco, La Tortuga y La Blanquilla, estuvo dominada por una deformación extensional que se enfocó principalmente en la parte norte del área (Ej. las cuencas de La Tortuga y La Blanquilla). La actividad tectónica transpresional durante el Mioceno Medio y probablemente Mioceno Tardío provocó la inversión de las cuencas de La Tortuga y La Blanquilla.

En el Mioceno Medio y quizás inicios del Mioceno Tardío ocurre la inversión de las depresiones dentro del área de Cariaco, cuenca Tuy-Cariaco, La Tortuga y La Blanquilla.

Así mismo, en la subcuenca septentrional Tuy-Cariaco se ha registrado el Plioceno-Pleistoceno, y al igual que en la fosa de Cariaco, se tiene una columna estratigráfica que va del Mioceno Medio al Presente; ambos hechos sugieren que el área de Cariaco fue fuertemente controlada por una transtensión ocurrida en el Neógeno tardío (YSACCIS, *op.cit.*).

En la figura 41 se han representado los rasgos tectónicos que dominan el área de Cariaco y Carúpano en la actualidad. A continuación se presenta una tabla resumen con las unidades formacionales reportadas por los diferentes autores dentro de la cuenca. En ella se refleja la edad, litología y ambiente depositacional de cada formación presente.

Formación	Edad	Litología	Ambiente
Tres Puntas	Mioceno Temprano a Medio	Lutita con intercalaciones de calizas grises glauconíticas y calcarenitas glauconíticas y areniscas de color blanquecino	Nerítico interior a medio, posible prodelta
Caracolito	Oligoceno	Lutitas, limolitas, areniscas y material volcánico y metamórfico	Aguas profundas (batial)
Tigrillo	Eoceno	Compuesta de areniscas, limolitas, calizas y material metamórfico e ígneo en cantidades menores	Ambiente marino abierto, de aguas profundas, pelágico.

Tabla 9. Cuadro resumen de las unidades descritas en la cuenca La Tortuga-LaBlanquilla.



Figura 38. Interpretación sísmica de la sección BJ correspondiente a la cuenca de La Tortuga. Ubicación de la sección en la figura 36. Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.



Figura 39. Interpretación sísmica de la sección B21 correspondiente a las áreas de la Fosa de Cariaco, Alto de La Tortuga y la cuenca de La Tortuga . Ubicación de la sección en la figura 36. Abreviaciones: M-T = Medio-Tardío; Olig. = Oligoceno. Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.



**Figura 40**. Interpretación sísmica de la sección B7 correspondiente a las áreas de la Fosa de Cariaco, área septentrional de la subcuenca Tuy-Cariaco, y la cuenca de La Blanquilla. Ubicación de los pozos y de las secciones en las figuras 35 y 36. Abreviaciones: M-T = Medio-Tardío; Tomado y modificado de YSACCIS, *op cit*..



Figura 41. Mapa batimétrico indicando la ubicación de los principales rasgos estructurales en el área de Cariaco y Carúpano. Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.



#### 3.6. Cuenca de Carúpano

El área de Carúpano está ubicada al noreste de la plataforma continental de Venezuela, al norte de la Península de Paria, cubre aproximadamente 30.000 Km<sup>2</sup>, los cuales han sido cubiertos por sedimentos que provienen del sur-sureste (plataforma de Margarita-Los Testigos, y del suroeste de la subcuenca de Paria) bajo un ambiente sedimentario principalmente turbidítico. Los sedimentos se fueron depositando en los tres elementos estructurales más resaltantes de la cuenca de Carúpano, estos son: la subcuenca de Caracolito, la subcuenca de Paria y el Alto de Patao.

PEREIRA (1985) describe los diferentes altos estructurales que delimitan cada una de las subcuencas que conforman a la cuenca de Carúpano. La primera el Alto de Carúpano o Alto de Patao, constituido por un complejo ígneo metamórfico mesozoico, cubierto por una espesa secuencia volcánico-sedimentaria, denominada como "Unidad de Patao" por TALUKDAR (1983), y luego renombrada como "Complejo de Mejillones" por CASTRO & MEDEROS (1985). El siguiente es el alto estructural de San Juan de Las Galdonas-San Juan de Unare, que se ha interpretado como una intrusión básica o probablemente un fragmento o escama tectónica del complejo ígneo plutónico de la serie costera. PEREIRA (*op.cit.*) también mencionan el alto estructural de Araya-Coche-Margarita, y la zona de fallas de Coche, ésta última separa el margen continental de la península de Araya-Paria, en dirección este-oeste, paralelas a la falla de El Pilar; ambos sistemas de fallas delimitan el pilar tectónico del Bloque de Paria. En síntesis, los elementos estructurales del área de Carúpano son: (1) prolongación oriental de la cuenca de La Blanquilla; (2) la plataforma de Margarita-Los Testigos; (3) la subcuenca meridional de Margarita; (4) la subcuenca de Caracolito; (5) la subcuenca de Araya; (6) la estructura del Tigrillo; (7) el Alto de Patao; (8) el Alto de San Juan de las Galdonas; y (9) la subcuenca de Paria. A continuación se presenta un marco geológico de los elementos estructurales basado en Ysaccis (1997).

Previamente en la sección correspondiente al área de Cariaco se explicó el marco tectono-estratigráfico de la cuenca de La Blanquilla. La plataforma de Margarita-Los Testigos se extiende desde la Isla de Margarita hasta el Archipiélago de Los Testigos.

La subcuenca meridional de Margarita está localizada al sur de Los Frailes y del Archipiélago de Los Testigos. Es un semigraben inclinado hacia el sur creado durante el Paleógeno, y posteriormente fue invertida a inicios del Mioceno Medio al Tardío.

La subcuenca de Caracolito está localizada al sureste de la plataforma de Margarita-Los Testigos. Es la subcuenca principal desarrollada en la cuenca de Carúpano "*sensu strictu*" (entre la península de Araya-Paria y la plataforma Margarita-Los Testigos), los sedimentos que la conforman son en su mayoría rocas sedimentarias de edad Paleógeno (18.400 pies de espesor de la columna sedimentaria, sin alcanzar el basamento).
La subcuenca de Araya está localizada al suroeste del área de Carúpano, cercana a la línea de costa de la península de Araya-Paria. La evolución de esta subcuenca fue controlada por la extensión durante el Eoceno Medio, la cual fue disminuyendo hacia el Oligoceno y Mioceno Temprano.

La estructura del Tigrillo y el Alto de Patao están localizados al sur de la subcuenca de Caracolito. Ambas estructuras se asocian a los corrimientos en dirección NE y buzamiento al sureste.

El Alto de San Juan de las Galdonas está situado al sur de la estructura del Tigrillo. Este alto está limitado por fallas, al noreste se encuentra una falla transcurrente de dirección noroeste-este con componente normal, y al sur una falla normal de rumbo noroeste-oeste.

La subcuenca de Paria ubicada al sureste de la cuenca de Carúpano, que no tiene relación alguna con la cuenca del Golfo de Paria, está limitada al norte por el Alto de Patao y al sur por el alto transpresional de Paria-Bocas. Los sedimentos más antiguos que rellenan esta subcuenca corresponden al Mioceno Temprano.

En la cuenca de Carúpano, las rocas sedimentarias del Cretácico Superior y Terciario descansan discordantemente sobre el basamento mesozoico ígneo-metamórfico. A continuación se presenta de forma sintetizada la estratigrafía descrita por numerosos autores, enfocándose principalmente en el trabajo realizado por CASTRO & MEDEROS (1985) e YSACCIS (1997).

CASTRO & MEDEROS (op.cit.) llevaron a cabo la descripción de las unidades litoestratigráficas definidas a partir del estudio de muestras y registros de 20 pozos perforados en la cuenca de Carúpano. De este análisis resultaron cinco formaciones y tres complejos. Las formaciones son: La Formación Tigrillo, edad Eoceno, compuesta de areniscas, limolitas, calizas y material metamórfico e ígneo en cantidades menores. La sección tiene un espesor de 2.515 pies en el pozo 23 y se engruesa hacia el noreste llegando a alcanzar un espesor de 7.457 pies en el pozo 29; la Formación Caracolito, edad Oligoceno, compuesta por lutitas, limolitas, areniscas y material volcánico y metamórfico. La formación tiene un espesor de 3.540 pies en el pozo 29, mientras que hacia el suroeste en los pozos 24 y 23, la sección se adelgaza, 1.520 pies y 780 pies, respectivamente; la Formación Tres Puntas, edad Mioceno Temprano a Medio, constituida por lutitas, limolitas y pocas calizas. En la sección tipo se presenta el espesor máximo de esta formación que alcanzó los 5.910 pies (pozo 24), y el espesor mínimo perforado fue en el pozo 31, fueron 240 pies; la Formación Cubagua, edad Mioceno Tardío a Plioceno Tardío, compuesta de calizas arrecífales y bancos de moluscos en la parte superior con lutitas y limolitas en la parte inferior. El espesor máximo que se ha perforado de esta formación fue de 6.775 pies en el pozo 22; y la Formación Cumaná, edad Plioceno Tardío a Pleistoceno, constituida por calizas con restos de moluscos, briozoarios y corales. En el pozo 28 se perforaron 2.248 pies de esta formación, lo que representa el espesor máximo en toda el área perforada. La figura 42 muestra la ubicación de los pozos.

Los complejos nombrados por CASTRO & MEDEROS (1985) son tres, y han sido descritos como: Complejo Bocas, edad Cretáceo Temprano a posible Jurásico, la sección perforada fue de 2.032 pies de espesor (sin estar determinado el espesor total) constituido por metabasaltos y rocas metamórficas; Complejo Mejillones, edad Cretáceo Temprano a Tardío, constituida por lutitas calcáreas y arenáceas, clásticos de origen ígneo, interestratificados con mantos de lava, calizas y fragmentos de rocas ígneas. El espesor no está determinado pues no se llegó a perforar por completo el complejo, sin embargo se perforaron más de 458 pies de espesor en el pozo 25, y más de 3.720 pies de espesor en el pozo 27; y Complejo Testigos, edad Eoceno Tardío a Oligoceno Temprano basal, conformado por fragmentos de rocas volcánicas que muestran evidencias de alteración hidrotermal. El espesor total no está determinado pues no se llegó a perforar completamente el complejo, pero en el pozo 31 hay más de 180 pies y en otro pozo cercano a este hay 100 pies de espesor.

De los numerosos pozos exploratorios perforados en el área de Carúpano sólo en el Alto de Bocas al norte de la Península de Paria se han descrito rocas sedimentarias datadas como Cretácico Temprano. Los carbonatos caracterizan al Cretácico Inferior, y se disponen discordantemente con las volcánicas epiclásticas del Cretácico Superior y los estratos sedimentarios, como resultado de la tectónica o por la estratigrafía (YSACCIS, 1997).



Figura 42 Ubicación de los pozos usados en el área de Carúpano. Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.

En el intervalo Cretácico Superior se reconocen en 3 facies de rocas sedimentarias: (1) Facies epiclásticas y mezcla de sedimentarias piroclásticas. (2) Facies pelágicas; y (3) Facies clásticas (TALUKDAR, 1983).

El Eoceno Inferior a Eoceno Medio consiste de calizas oscuras pelágicas coloreadas y lutitas depositadas en condiciones de aguas profundas. Ocasionalmente limolitas, areniscas y "chert" son encontrados dentro de secuencias características de la subcuenca de Caracolito. Uno de los pozos que penetró el Eoceno Inferior verificó que la secuencia sedimentaria se encontraba sobrecorrida por rocas volcánicas (basaltos) y diferentes tipos de esquistos; mientras que en el Eoceno Medio a Superior se evidencian rocas ígneo-metamórficas asociadas a un arco de isla (YSACCIS, 1997).

El Eoceno Medio está caracterizado por sedimentos que se depositaron bajo condiciones de aguas profundas, estos son lutitas, limolitas, areniscas, calcarenitas bioclásticas y calizas. Hacia la subcuenca de Caracolito abundan los carbonatos, asociados a turbiditas calcáreas con clastos derivados de arrecifes de aguas someras y bancos algales que bordeaban para este período la plataforma de Los Testigos (YSACCIS, 1997).

El Eoceno Superior fue penetrado por un pozo exploratorio, el cual verificó un espesor de 210 pies de rocas sedimentarias correspondientes a esta edad. Más aún, en el área de Carúpano se ha agrupado por medio de

la información sísmica como una sola unidad al Eoceno Superior y la parte inferior del Oligoceno (YSACCIS, *op.cit.*).

El Eoceno Superior en el área de Carúpano está caracterizado por rocas volcánicas (andesitas calcoalcalinas basálticas) que constituyen el complejo de Los Testigos (espesor > 180 pies). Estas rocas fueron datadas por los métodos de K-Ar ( $38,6 \pm 2,0$ Ma y  $33,5 \pm 1,8$ Ma) sugiriendo que la actividad volcánica continuo durante el Oligoceno Temprano (TALUKDAR, 1983).

El nombre formal de la formación en la cual se incluyen las unidades del Eoceno es la Formación Tigrillo que ha sido correlacionada con el Grupo Punta Carnero en la Isla de Margarita (CASTRO & MEDEROS, 1985). El espesor estimado varía entre 2.530 a 7.550 pies aproximadamente (YSACCIS, *op.cit.*).

El Oligoceno consiste de una alternancia de lutitas, limolitas, areniscas con cuarzos gruesos, cuarcitas y microbrechas con fragmentos metamórficos. El análisis composicional de las partículas y el mal escogimiento es indicativo de la continuidad de las condiciones de depositación (turbiditas de aguas profundas) durante el Oligoceno, (YSACCIS, 1997).

A partir de perfiles sísmicos se identifica una discontinuidad dentro del Oligoceno. Su mayor expresión es en la subcuenca de Caracolito. Esta discontinuidad puede estar relacionada a la inversión del semigraben en el Eoceno que causó una erosión en aguas profundas.

Se puede diferenciar el Oligoceno del Mioceno Inferior por medio de un contacto discordante que se observa hacia el oeste, que gradualmente cambia a un contacto concordante hacia el este. El nombre dado a la secuencia sedimentaria de edad Oligoceno es Formación Caracolito (CASTRO & MEDEROS, 1985). El espesor varía de 820 a 3.545 pies aproximadamente (YSACCIS, *op.cit.*).

Los mayores espesores del Paleógeno se identifican hacia el noreste de la cuenca de Carúpano, siendo el Eoceno Inferior y Medio la sección más gruesa.

RAMIREZ DE A. *et al.* (1992) integran una serie de mapas estructurales con sus correspondientes mapas isópacos, con el análisis de pozos y la interpretación sismo-estratigráfica para dividir la historia de la cuenca en cuatro etapas principales. Estas son: I) Pre-Mioceno Medio; II) Mioceno Tardío a Plioceno Temprano; III) Plioceno Temprano a Plioceno Tardío; y IV) Plioceno Tardío al Presente. Estos autores también establecen las edades a partir de la bioestratigrafía existente y le dan un uso informal.

El Mioceno Inferior se depositó a lo largo de toda el área de Carúpano, donde se establecieron diversas condiciones ambientales. Hacia el norte del Alto de Patao, dentro de las fosas del Paleógeno, se depositaron lutitas, limolitas, y areniscas con cierto contenido de pirita, bajo

condiciones ambientales de aguas profundas. También se encuentran en estas fosas fragmentos piroclásticos y metamórficos (YSACCIS, 1997).

Sobre el Alto de Patao y la Plataforma de Los Testigos se encuentran frecuentemente en los pozos exploratorios calizas glauconíticas y calcarenitas, también se han descrito, sólo en algunos pozos, conglomerados con componentes volcánicos y metamórficos. En la Plataforma de Los Testigos también se presentan lutitas y limolitas (YSACCIS, *op.cit.*).

RAMIREZ DE A. *et al.* (1992) mencionan que para el período del Mioceno Temprano sobre el Alto de Patao el espesor sedimentario se adelgaza ligeramente por el solapamiento hacia el este, lo cual es indicativo de un paleorelieve relativamente positivo en esa dirección. Así mismo, el paleorelieve en su estructura presenta altos causados por bloques fallados en el basamento.

En el Mioceno Medio ocurre la máxima profundización del área de Carúpano, estableciendo ambientes batiales, que dio pasó principalmente a la sedimentación de lutitas marinas y limolitas con nódulos de pirita. También se interpreta la acción de corrientes turbidíticas que depositaron areniscas, fragmentos de calizas, guijarros de cuarzo, y material metamórfico y volcanoclástico (YSACCIS, 1997).

CASTRO & MEDEROS (1985) agrupan en una sola unidad estratigráfica al Mioceno Inferior y el Mioceno Medio, denominando a la unidad

Formación Tres Puntas. El espesor varía de 250 a 5.900 pies aproximadamente (YSACCIS, *op.cit.*).

El Mioceno Superior no ha sido claramente identificado en el área de Carúpano, lo cual no ha permitido diferenciarlo del Plioceno Inferior, lo que ha conllevado a agruparlos como una sola unidad.

RAMIREZ DE A. *et al.* (1992) mencionan que en el Mioceno Tardío comenzó una regresión marina en la cuenca de Carúpano con la propagación de un paquete sedimentario proveniente del sur y sureste, y se desarrolló un grueso lóbulo de sedimentos sobre la parte este del Alto de Patao. El lóbulo se adelgazó hacia el oeste del Alto de Patao y solapó distalmente el anticlinal de Caracolito.

La columna sedimentaria que conforma a toda la unidad (Mioceno Superior-Plioceno Inferior) ha sido dividida en sección inferior y superior. La sección inferior consiste mayormente de areniscas, areniscas calcáreas, y ocasionalmente intercalaciones de lutitas y limolitas. La sección superior se caracteriza por areniscas calcáreas, bioclásticas, y con menor presencia nódulos de pirita y fragmentos clásticos metamórficos. Estas secciones se depositaron en condiciones ambientales de aguas someras, como en áreas de nerítico interno, litoral, ensenada, bahías y lagunas. El espesor de esta columna sedimentaria varía de 230 a 6.800 pies aproximadamente (YSACCIS, 1997).

En el área de Patao el Mioceno Superior-Plioceno Inferior está constituido principalmente por lutitas, limolitas con nódulos de pirita. También se reconocen en menor grado areniscas, con fragmentos de volcanoclásticos, metamórficos y raramente calizas (YSACCIS, 1997).

Desde la estructura el Tigrillo hasta la subcuenca de Caracolito se han perforado principalmente lutitas, limolitas con glauconita y nódulos de pirita. Ocasionalmente, en algunos pozos exploratorios se penetraron importantes cuerpos de arena. El ambiente depositacional es globalmente regresivo y varía desde batial hacia la base a nerítico medio/externo hacia el tope (YSACCIS, *op.cit.*).

Sobre la Plataforma de Los Testigos se depositaron calcarenitas, areniscas, lutitas glauconíticas, con nódulos de pirita y fragmentos de calizas. El ambiente depositacional imperante fue nerítico medio a externo (YSACCIS, *op.cit.*).

La columna sedimentaria del período Mioceno Tardío-Plioceno Temprano se adelgaza en forma de "onlap" contra el anticlinal de Caracolito, mientras que el mayor espesor de la unidad sedimentaria se evidencia en el área de Río Caribe y en la subcuenca de Paria (YSACCIS, *op.cit.*).

En el Plioceno Medio a Tardío se depositaron corales, bancos de moluscos y briozoarios, y calcarenitas, con arenas intercaladas (algunas con componentes metasedimentarios), lutitas, limolitas y guijarros de

calizas. En las áreas de Río Caribe, Mejillones, Patao y Dragón, el tope del Plioceno está marcado por un crecimiento de arrecifes coralinos (YSACCIS, 1997).

Las condiciones de plataforma nerítica de interno a medio predominaron sobre gran parte del área de Carúpano durante el Plioceno Medio a Tardío (YSACCIS, *op.cit.*). El gran desarrollo de los arrecifes coralinos al final del Plioceno sugiere la presencia de una amplia y plana plataforma nerítica interna a media (PEREIRA *et al.*, 1984).

Desde el Plioceno Medio a mediados del Pleistoceno la columna sedimentaria que se depositó tiene un espesor que varía de 1.970 a 2.270 pies aproximadamente (YSACCIS, *op.cit.*).

El Cuaternario está caracterizado por sedimentación en una plataforma interna a media, la cual consiste de moluscos y sedimentos de bancos de briozoarios, corales, y fragmentos esqueletales de calizas. También se sedimentaron lutitas, areniscas calcáreas, nódulos de pirita, glauconitas y clásticos con pocos fragmentos metasedimentarios (YSACCIS, *op.cit.*).

A partir del Pleistoceno Tardío al Reciente se depositó una columna sedimentaria de 490 a 2.300 pies de espesor (YSACCIS, *op.cit.*).

En las figuras 43, 44 y 45, se muestran bosquejos de las interpretaciones sísmicas de las áreas de la subcuenca Caracolito, Alto de

Bocas, subcuenca de Paria, Alto de Patao, Alto de Araya-Paria y el Alto de Los Testigos.

La figura 46 muestra un transecto entre el Golfo de Paria y la cuenca de Carúpano. Hacia el sur del sistema de fallas de Casanay ("CAFS"), en la parte septentrional del Golfo de Paria se estableció una transtensión durante Neógeno tardío; y hacia la parte meridional en el mismo tiempo se presentó un evento compresional documentado en Pedernales. Hacia el norte de la Península de Paria, en la cuenca de Carúpano, el Alto de Bocas surgió como un alto transpresional de edad Neógeno tardío asociado al sistema de fallas de la costa septentrional ("NCFS").



**Figura 43**. Interpretación sísmica de la sección A23 correspondiente al área de la subcuenca de Caracolito. Ubicación de las secciones y los pozos, en las figuras 35 y 41, respectivamente. Abreviaciones: M-T = Medio-Tardío; Olig. = Oligoceno; MT = Mioceno Tardío; PT = Plioceno Temprano; E-O = Eoceno-Oligoceno; MM "B" = Mioceno Medio "B". Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.



Figura 44. Interpretación sísmica de la sección A2 correspondiente a las áreas del Alto de Bocas, subcuenca de Paria, Alto de Patao y subcuenca de Caracolito. Ubicación de las secciones y los pozos, en las figuras 35 y 41, respectivamente. Abreviaciones: M-T = Medio-Tardío; Olig. = Oligoceno; MT = Mioceno Tardío; PT = Plioceno Temprano; E-O = Eoceno-Oligoceno; MM "B" = Mioceno Medio "B". Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.



Figura 45. Interpretación sísmica de la sección A5 correspondiente a las áreas del Alto de Araya-Paria, subcuenca de Caracolito y Alto de Los Testigos. Ubicación de las secciones en la figuras 35. Abreviaciones: M-T = Medio-Tardío; Oligoc. = Oligoceno; Eoc.-Olig. = Eoceno-Oligoceno; Mioc. Tempt. = Mioceno Temprano; MT = Mioceno Tardío; PT = Plioceno Temprano; O-E = Oligoceno-Eoceno; MM "A" = Mioceno Medio "A"; MM "B" = Mioceno Medio "B". Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.



**Figura 46**. Transecto regional "Golfo de Paria-cuenca de Carúpano". Ubicación de las secciones en la figura 35. Abreviaciones: M-T = Medio-Tardío; Oligoc. = Oligoceno; Eoc.-Olig. = Eoceno-Oligoceno; Mioc. Tempt. = Mioceno Temprano; MT = Mioceno Tardío; PT = Plioceno Temprano; O-E = Oligoceno; MM "A" = Mioceno Medio "A"; MM "B" = Mioceno Medio "B". "CAFS" Sistema de fallas de Casanay; "NCFS" Sistema de fallas de "North Coast". Tomado y modificado de YSACCIS, 1997.

La distribución de la columna sedimentaria dentro de esta cuenca ha estado controlada principalmente por dos fases tectónicas, PEREIRA (1985) las definió como: (a) Fase tectónica de transpresión (afecta la secuencia del Eoceno-Oligoceno). (b) Fase tectónica de transtensión (Mioceno-Plioceno).

La evolución paleógena de la cuenca de Carúpano, al igual que en la cuenca Tuy-Cariaco, está dominada por una deformación extensional que está enfocada principalmente en la parte norte del área (Ej. al sureste de las subcuencas de Margarita y Caracolito). La actividad tectónica transpresional durante el Oligoceno y Mioceno Temprano produce la inversión del tren de fallas normales de dirección NE en la subcuenca de Caracolito, así mismo ocurre el levantamiento del basamento del Alto de Patao (YSACCIS, 1997).

En el Mioceno Medio en las áreas de la subcuenca de Caracolito y el Alto de Patao se estableció una subsidencia elevada. A partir del Mioceno Tardío al Presente, en el área central y al noreste costa afuera de Venezuela se tiene un arco transpresional, lo que sugiere la coexistencia de éste con un régimen transtensional al sur.

En síntesis, la evolución del área de Carúpano está asociada a una extensión ocurrida durante el Paleógeno, excepto hacia la parte sur donde los bajos estructurales son el producto de la actividad de un sistema de fallas transcurrentes Coche-Costa Norte de edad Neógeno tardío (Ej. la subcuenca de Paria) (YSACCIS, *op.cit.*).

A continuación se presenta una tabla resumen con las unidades formacionales reportadas por los diferentes autores dentro de la cuenca. En ella se refleja la edad, litología y ambiente depositacional de cada formación presente.

Formación	Edad	Litología	Ambiente
Cumaná	Pleistoceno Temprano- Pleistoceno Medio	Los sedimentos están constituidos en su mayoría por bancos de moluscos y briozoarios; calizas micríticas, calcarenitas fosilíferas; areniscas calcáreas; areniscas cuarzosas, grisáceas, de grano fino a muy fino.	Aguas someras, tranquilas, tropicales, de plataforma ancha, con poca inclinación
Cubagua	Mioceno Tardío a Plioceno Tardío	Caliza bioclástica interestratificada con lutitas gris oliva masivas y laminares con glauconita, arcillas y limolitas grises y como material accesorio hay cuarzo, lignito y pirita.	Ambiente de sedimentación nerítico interior a medio de plataforma abierta y el cual va pasando transicionalmente hasta batial
Tres Puntas Complejo Testigos	Mioceno Temprano a Medio	Lutitas, limolitas y pocas calizas.	Nerítico interior a medio, encontrándose en un prodelta o parte distal del abanico marino profundo
Caracolito	Oligoceno	Lutitas, limolitas, areniscas y material volcánico y metamórfico	Condiciones de aguas profundas (batial) y existen evidencias muy marcadas sobre la presencia de corrientes de turbidez
Tigrillo	Eoceno	Areniscas, limolitas, calizas y material metamórfico e ígneo en cantidades menores	Ambiente marino abierto, de aguas profundas, pelágico
Complejo Mejillones	Cretáceo Temprano a Tardío	Lutitas calcáreas y arenáceas, clásticos de origen ígneo, interestratificados con mantos de lava, calizas y fragmentos de rocas ígneas	Aguas marinas abiertas, profundas
Complejo Bocas	Cretáceo Temprano- Jurásico	Metabasaltos y rocas metamórficas	Fondo marino

Tabla 10. Cuadro res	sumen de las u	inidades descritas	s en la cuenca	de Carúpano.
				at carapano.

## 3.7. Golfo de Paria

El Golfo de Paria está localizado al este y buzamiento abajo del cinturón de corrimiento de Venezuela oriental. Se encuentra limitado al norte por la Península de Paria en Venezuela y la extensión occidental de la Cadena Montañosa Septentrional de Trinidad.

El Golfo de Paria está conformado por diversas fallas extensionales que se prolongan dentro de la cordillera venezolana. La extensión del Golfo de Paria llega hasta tierra firme de Trinidad hacia el este, mientras que hacia el oeste llega hasta la cuña de acreción de Barbados (FLINCH *et al.*, 1999).

El Golfo de Paria yace en el límite de placas del Caribe y América del Sur (BURKE *et al.*, 1984). La interacción entre ambas placas dio origen al sistema de fallas transcurrentes que resultaron en la formación de varias depresiones entre ellas la de Falcón-Aruba (MACELLARI, 1995), Fosa de Cariaco (SCHUBERT, 1984; BURKE *et al*, 1984) y la del Golfo de Paria, que según FLINCH *et al.* (*op.cit.*) es una de las más importantes.

La evolución tectónica de esta cuenca se ha tratado de explicar por medio de varios modelos. La mayoría coincide en que la falla de Los Bajos actúa como conector entre las fallas de El Pilar y "South Coast". Cabe mencionar que la información sísmica fue limitada para el momento de la realización de estos estudios FLINCH *et al.* (*op.cit.*). La estratigrafía descrita por FLINCH *et al.* (1999) resume la información obtenida de 12 pozos exploratorios perforados en el área de estudio, los cuales fueron correlacionados lateralmente con formaciones formales que afloran en Venezuela oriental y en Trinidad.

La estratigrafía del Golfo de Paria fue controlada fuertemente por la evolución tectónica de la cuenca. En base a ésto FLINCH *et al.* (*op.cit.*) dividió el proceso de sedimentación en dos etapas: inferior y superior. En la etapa inferior el relleno de la cuenca estuvo está controlado por un cinturón de corrimiento y plegamiento; en la etapa superior se distinguen hacia el norte una cuenca transtensional y hacia el sur una zona compresional.

A continuación se presenta un resumen de la descripción litológica de las formaciones que identificaron FLINCH *et al.* (*op.cit.*) en el análisis de los datos provenientes de los 12 pozos exploratorios perforados en el área. De base a tope estás son:

En el Cretácico Inferior se identificaron tres formaciones de base a tope, Formación "Couva" constituida por evaporitas, principalmente anhidritas y yeso, depositadas en un ambiente marino somero (varía de 0 a 1.640 pies de espesor); Formación Barranquin/"Cuche", la primera conformada por una intercalación de areniscas, calizas, lutitas negras ricas en foraminíferos y arcillas marrón rojizo, depositadas en un ambiente de prodelta y frente deltaico; la segunda está caracterizada por limos negros, lutitas micáceas con láminas carbonáceas, depositadas en un ambiente de talud a marino profundo. El espesor en conjunto de las dos formaciones es variable de 1.640 a 2.300 pies; y la Formación Chimana/El Cantil constituida por calizas micríticas y bioclásticas, ocasionalmente areniscas y lutita calcáreas, depositadas en un ambiente de plataforma arrecifal. El espesor de la secuencia sedimentaria varía de 1.970 a 5.250 pies.

En el Cretácico Superior se describe la Formación Guayuta, donde se incluye a Querecual/"Naparima Hill" caracterizada por calizas nodulares y micríticas de color negro a gris, y en ocasiones lodolitas calcáreas de color negro y arcillitas silíceas, depositadas en ambientes marinos profundos; y a San Antonio y San Juan que se depositaron bajo un ambiente de plataforma y costero, respectivamente. La primera está conformada por areniscas cuarzosas masivas de grano fino a medio, de color amarillo; la segunda, la Formación San Antonio está representada por lutitas silíceas y areniscas con niveles de "chert". El espesor contabilizado de este conjunto de secuencias sedimentarias es de 0 a 2.300 pies en le área del Golfo de Paria.

Entre el Paleoceno y Eoceno se identifica la Formación Vidoño, donde se describió el miembro "Lizard Springs" que consiste de lutitas calcáreas depositadas en un ambiente marino profundo. Adicionalmente se describió una secuencia sedimentaria incluida en esta formación pero sin especificar a que miembro corresponde, se trata de lutitas negras fosilíferas con rastros de pirita y lodolitas calcáreas, con algo de limolitas y areniscas glauconíticas, depositadas en un ambiente de plataforma externa/talud (espesor variable de 0 a 1.640 pies aproximadamente). Seguidamente se tiene la Formación Caratas/"Navet" constituida por margas de colores gris claro y gris verdoso, margas calcáreas de color blanco, y en ocasiones margas arcillosas ricas en radiolarios; el ambiente de depositación fue de prodelta. El espesor es variable de 0 a 1.970 pies en el área del Golfo de Paria.

Entre el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano se deposito la Formación San Fernando, caracterizada por arcillas calcáreas glauconíticas, arenas limosas y estratos de cantos rodados (sin especificar el espesor).

Todas estas formaciones se depositaron en un marco tectónico de margen pasivo. A partir del Oligoceno Temprano hasta el Mioceno Tardío se establece en primera instancia un corrimiento de vergencia al sur y posteriormente una cuenca antepaís. Este marco estructural permitió que se depositaran los miembros de la Formación Carapita. El primero "Cipero/Nariva" conformado por arcillas calcáreas y margas con abundante fauna foraminífera, depositadas en un ambiente de areniscas turbidíticas. El miembro "Brasso" constituido por lutitas, lodolitas calcáreas de color azul-gris, y en ocasiones lentes o canales de areniscas, el ambiente de depositación fue restringido. El último miembro que se depositó fue Lengua donde se tienen margas oscuras de color gris verdoso ricas en foraminíferos, el ambiente fue marino profundo. El espesor de l Formación Carapita sin especificar cuánto corresponde a cada miembro, va de 0 a 4.925 pies aproximadamente. Este evento geológico culminó con la depositación de la Formación La Pica/"Forest Cruse" que está conformada por areniscas y limolitas con intercalación de lutitas, también se describieron conglomerados; esta formación se depositó bajo un ambiente fluvio-litoral.

Seguidamente desde finales del Mioceno Tardío hasta el Plioceno se estableció una tectónica transtensiva y un corrimiento con vergencia al sur, donde se depositaron las formaciones Las Piedras/"Cunapo". Dentro de ellas se identificaron los miembros Manzanilla y "Springvale", el primero está caracterizado por limos calcáreos y areniscas glauconíticas; y el segundo por arcillas y areniscas glauconíticas. Ambos miembros se depositaron bajo un ambiente fluvio-deltaíco nerítico.

Los espesores correspondientes de la Formación La Pica/"Forest Cruse" van de 0 a 5.580 pies en el área del Golfo de Paria.

En el Pleistoceno se depositaron las formaciones Paria/Mesa (en Venezuela Oriental), "Erin/Morne L'Enter" (en Trinidad), constituidas por lodolitas calcáreas, areniscas y en ocasiones estratos de conglomerados, durante la inversión de la cuenca, que permitió el desarrollo de un ambiente de llanura deltaica, depósitos aluviales y fluviales (espesor de 328 a 2.960 pies).

La evolución tectónica del Golfo de Paria fue resumida en tres etapas principales por FLINCH *et al.* (1999), estas son:

- 1. Cinturón de corrimiento (con vergencia hacia el sur).
- 2. Transtensión y corrimiento hacia el norte.
- 3. Inversión positiva.

Las figuras de la 47 a la 50 son interpretaciones sísmicas para el área del Golfo de Paria.

La estructura del Golfo de Paria puede ser interpretada como una cuenca "pull-apart" causada por la interacción de las fallas El Pilar y "Central Range" (FLINCH *et al.*, 1990).

En la figura 51 se muestran los rasgos tectónicos dominantes en la región del Golfo de Paria en la actualidad.



Figura 47. Interpretación sísmica de la sección I, dirección SO-N, correspondiente al área del Alto de Gopa. Ubicación de los pozos y sección en la figura 50. Abreviaciones: FWS = Falla de "Warm Springs"; FC = Falla de Casanay. Tomado y modificado de FLINCH*et al.*, 1999.



**Figura 48**. Interpretación sísmica de la sección II, dirección S-N, correspondiente al área de los Altos de Domoil y del Golfo. Ubicación de los pozos y sección en la figura 50. Abreviaciones: FC = Falla de Casanay. Tomado y modificado de FLINCH *et al.*, 1999.



Figura 49. Interpretación sísmica de la sección III, dirección O-E, correspondiente al área del Alto Domoil. Ubicación de los pozos y sección en la figura 50. Tomado y modificado de FLINCH *et al.*, 1999.



**Figura 50**. Interpretación sísmica de la sección IV, dirección SO-ESE, correspondiente al área del Alto de la Campana. Ubicación de los pozos y sección en la figura 50. Abreviaciones: FWS = Falla de "Warm Springs". Tomado y modificado de FLINCH *et al.*, 1999.



**Figura 51**. Localización de los rasgos tectónicos en el área del Golfo de Paria en la actualidad. Abreviaciones: FWS = Falla de "Warm Springs"; FLB = Falla de Los Bajos; FA = Falla de Arima. Tomado y modificado de FLINCH*et al.*, 1999.

A continuación se presenta una tabla resumen con las unidades formacionales reportadas por los diferentes autores dentro de la cuenca. En ella se refleja la edad, litología y ambiente depositacional de cada formación presente.

Formación	Edad	Litología	Ambiente
Paria/Mesa	Pleistoceno	Lodositas calcáreas, areniscas y en ocasiones conglomerados.	Llanura deltaíca, depósitos aluviales y fluviales.
Las Piedras	Mioceno Tardío- Plioceno	Limos calcáreos y areniscas glauconíticas. Arcillas y areniscas glauconíticas.	Fluvio-deltaíco nerítico.
La Pica	Mioceno Tardío	Areniscas y limolitas con intercalaciones de lutitas, también conglomerados.	Fluvio-litoral
Carapita	Oligoceno-Mioceno	Arcillas calcáreas y margas. Lutitas, lodolitas calcáreas y lentes de areniscas. Margas oscuras de color gris verdoso.	Areniscas turbidíticas, ambientes restringidos, marino profundo.
San Fernando	Eoceno Tardío- Oligoceno Temprano	Arcillas calcáreas glauconíticas, arenas limosas y estratos de cantos rodados.	
Caratas	Eoceno Temprano a Tardío	Margas de colores gris claro y gris verdoso, margas calcáreas de color blanco.	Prodelta
Vidoño	Cretácico Tardío	Lutitas calcáreas. Lutitas negras fosilíferas con rastros de pirita.	Marino profundo
San Juan	Cretácico Tardío	Areniscas cuarzosas de grano fino a medio, de color amarillo.	Plataforma costero
San Antonio	Cretácico Tardío	Lutitas silíceas y areniscas con niveles de "chert".	Costero
Querecual	Cretácico (Albiense Tardío-Santoniense)	Calizas nodulares y micríticas de color negro a gris, y en ocasiones lodolitas calcáreas de color negro y arcillitas silíceas.	Marino profundo
Chimana	Cretácico (Albiense)	Calizas micríticas y bioclásticas, ocasionalmente areniscas y lutita calcáreas.	Plataforma externa a batial.
Cuche	Cretácico (Albiense)	Limos negros, lutitas micáceas con laminas carbonáceas	Talud a marino profundos.
Barranquin	Cretácico Temprano	Areniscas, calizas, lutitas negras ricas en foraminíferos y arcillas marrón rojizo	Ambiente de prodelta y frente deltaico.
"Couva"	Cretácico Temprano	Evaporitas, principalmente anhidritas y yeso, depositadas en un ambiente marino somero	

## Tabla 11. Cuadro resumen de las unidades descritas en el Golfo de Paria.

## 3.8. Delta del Orinoco

El Delta del Orinoco es producto de la migración hacia el este del sistema de drenaje, por corrimientos activos con dirección hacia el norte, y hacia el este-noreste desde el Mioceno Tardío (HOORN *et al.*, 1995). Como resultado el Delta del Orinoco progradó hacia el este.

Los procesos marinos y la tectónica caribeña contribuyeron a la configuración actual del delta y el esparcimiento de los sedimentos a través del margen nororiental de Venezuela (HOORN *et al.*, *op.cit.*).

En base a los estudios realizados por BELDERSON *et al.* (1984), el promedio de descarga del Río Orinoco es de 86x106 toneladas/año. El sistema distal del Orinoco (desde 13.800 a 16.400 pies de profundidad de agua) muestra al menos dos sistemas activos de transferencia de sedimentos, hacia el norte y este (BELDERSON *et al.*, 1984; FAUGERES, *et al.*, 1993 y 1997; ERCILLA *et al.*, 1998 y 2000).

La configuración presente de la cuenca es un producto de tres eventos tectónicos regionales principales:

1. Apertura del océano de Tetis.

2. Apertura del océano Atlántico, separando a América del Sur de África.

3. La tectónica caribeña del Terciario sobreimpuesta al margen pasivo.

La plataforma costa afuera del Orinoco, donde se ubica la Plataforma Deltana, es una cuenca que contiene aproximadamente 20 mil pies de sedimentos clásticos del Plioceno-Pleistoceno y una gran cantidad de campos de gas y petróleo. Está caracterizada por el predominio de estructuras extensivas, limitadas por fallas lístricas de rumbo noroestesuroeste y buzamiento generalizado hacia el noreste.

DI CROCE (1995) define desde el Mesozoico hasta el Reciente ocho unidades tectono-estratigráficas, identificando las discordancias que las separan a escala regional. A continuación se resume la descripción de estas unidades tectono-estratigráficas a partir del Paleoceno Tardío al Reciente.

La unidad tectono-estratigráfica I, de edad Paleoceno Tardío al Eoceno es una sección condensada y gruesa (espesor constante de no más de 100 milisegundos). En base a la información analizada de pozos e información sísmica se dividió a esta unidad en dos subunidades, una inferior observada en dos pozos (A y B, figuras 52 y 54) que es de aproximadamente 300 pies de espesor conformada por dos facies sedimentarias, una basal que consiste de calizas de aguas someras con algas, ostrácodos y abundantes foraminíferos planctónicos, de edad Paleoceno Tardío; y una superior que consiste principalmente de sedimentos finos (*silty-shale*) y lutitas oscuras con abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos, de edad Paleoceno Tardío.

La segunda subunidad, la superior tiene un espesor de 380 pies y consiste de lutitas glauconitícas intercaladas con capas espesas de sedimentos finos (*silty-shale*) y areniscas de grano grueso que gradan

hacia arriba a calizas glauconitícas retrabajadas. La información paleontológica permitió subdividir está subunidad en Eoceno Inferior, Eoceno Medio y Eoceno Superior. En el pozo A se interpretó una unidad de edad Oligoceno que descansa sobre el tope del Eoceno Medio.

A partir del análisis sedimentológico y paleontológico se estimó que el ambiente de sedimentación fue batial (1.500 pies de espesor aproximadamente). Adicionalmente, se interpreta que las calizas retrabajadas fueron depositadas en un ambiente marino somero y luego fueron transportadas y retrabajadas en un marco sedimentario marino profundo, posiblemente por flujos gravitacionales.

Se correlaciona la subunidad inferior de edad Paleoceno Tardío con la Formación Vidoño; y la subunidad superior de edad Eoceno con la Formación Caratas.

En el Oligoceno se definió la unidad II que representa una cuña sedimentaria "downlapping" que descansa sobre un limite de secuencia de edad 36 Ma de acuerdo a HAQ *et al.* (1988), y la base de la misma estaría definida por otro limite de secuencia de edad 25,5 Ma correspondiente al Mioceno Temprano.

El límite de secuencia de edad 25,5 Ma representa una discordancia regional basal que separa a las unidades tectono-estratigráficas del "foredeep" que solapan a las del margen pasivo (Fig. 53).



Figura 52. Bosquejo de la columna estratigráfica de los pozos A y B. Ubicación de los pozos en la figura 5, del Capítulo I. Tomado y modificado de DI CROCE, 1995.



Figura 53. Perfil interpretado que muestra la relación entre el margen pasivo y la cuenca "foredeep". Nótese las discordancias regionales de primer orden (SB-2 y SB-3) que separan los diferentes regimenes tectónicos. Tomado y modificado de DI CROCE, 1995.



Figura 54. Columna estratigráfica y estratigrafía secuencial del pozo "A" que está calibrado el Neógeno superior costa afuera del "foredeep". Nótese la geometría de la discordancia a 5,5 Ma relacionada a lo largo y amplio del cañón erosionado que se desarrolló en está área. Tomado y modificado de DI CROCE, 1995.

La unidad II tiene su mayor ocurrencia costa afuera hacia el sur. Sin embargo, DI CROCE (1995) no identificó en ninguno de los pozos exploratorios analizados de costa afuera esta unidad, de lo cual se pueden inferir dos hipótesis, por una parte se ha erosionado la unidad, o por otro lado, no se llegaron a dar las condiciones para que se depositara.

Dentro del contexto del marco tectónico del "foredeep", DI CROCE (op.cit.) establece que éste se caracteriza en conjunto por dos ciclos transgresivo-regresivo acuñados. Dentro del cual se han definido cuatro unidades principales: (III) Mioceno Inferior; (IV) Mioceno Medio; (V) Mioceno Superior; y (VI) Plioceno-Pleistoceno al Reciente. A continuación se presenta la litología característica de base a tope para cada una de ellas.

La unidad III, de edad Mioceno Temprano tiene como base la discordancia basal del "foredeep" (25,5 Ma) y como tope el limite de secuencia de edad 16,5 Ma. La unidad esta caracterizada por una cuña que se engruesa hacia el norte, y que corresponde a una fase marino profundo, que representa justamente la intercepción del "foredeep".

La información de los pozos analizada por DI CROCE (1995) permitió establecer que la cuenca fue substancialmente profundizada a inicios del Mioceno Temprano que quedó registrado como una importante discordancia que separa los sedimentos neríticos subyacentes de edad Oligoceno (Formación Merecure inferior), de las suprayacentes lutitas
batiales medio a superior y espesas turbiditas de edad Mioceno Temprano (Formación Carapita inferior).

Hacia el norte y noreste, tanto la unidad III como las unidades que posteriormente se depositaron fueron erosionadas profundamente por corrientes submarinas durante el Mioceno Tardío. Esta sección culmina con un limite de secuencia de edad 5,5 Ma. Mientras que hacia el sureste, aún se presentaba el margen pasivo que permitió el desarrollo de un espesor uniforme para la unidad del Mioceno Inferior (aproximadamente 350 pies de espesor).

En este marco tectónico DI CROCE (1995) dividió a la unidad del Mioceno Inferior en dos secuencias depositacionales las cuales consisten de una configuración de "backstepping mound-shaped". A continuación se presenta la descripción para ambas litofacies:

- 1. Al sur-suroeste. Consiste de carbonatos depositados en un ambiente de marino somero con un buzamiento suave que cubren la unidad de edad Oligoceno. Estos carbonatos son principalmente calizas de color blanco a beige, mícriticas y esqueletos coralinos, que contienen macroforaminíferos como por ejemplo "*Miogypsina*"; gastrópodos, briozoarios, equinodermos y algas. El análisis sedimentológico y paleontológico sugiere el desarrollo de un complejo arrecife coralino durante el Mioceno Inferior (DI CROCE, *op.cit.*).
- 2. Al noreste. En dirección hacia la cuenca se depositan principalmente de sedimentos finos (*silty-shale*) de color marrón oliva. Los análisis indican que estos sedimentos fueron acumuladas en un ambiente batial

superior a plataforma externa de edad Mioceno Temprano (DI CROCE, 1995).

Adicionalmente, la base y tope que limitan la unidad del Mioceno Inferior se llego a identificar un tercer límite de secuencia dentro de la unidad de edad 21 Ma.

La unidad IV, de edad Mioceno Temprano-Medio, tiene por limites de secuencia en la base y tope, 16,5 y 10,5 Ma, respectivamente. En los dominios tectónicos del margen pasivo se depositó una sola unidad. Mientras que en el norte, en el "foredeep" es frecuente el adelgazamiento como resultado de la extensión de la erosión profunda durante el Plioceno Temprano. En los pozos exploratorios, esta unidad tiene un espesor de aproximadamente 600 pies, principalmente son lutitas fosilíferas de color gris oliva con algunas capas de areniscas y un incremento del contenido de glauconita hacia la parte inferior. Los análisis sedimentológicos y paleontológicos indican un ambiente de plataforma externa (DI CROCE, 1995).

En la unidad V, Mioceno Tardío, se han identificado cuatro limites de secuencia (10,5; 8,2; 6,3 y 5,5 Ma). Al igual que la unidad II, en el margen pasivo se deposita la unidad I, mientras que hacia el norte, donde se encuentra el "foredeep" se depositaron lutitas de color gris verdoso intercaladas con limolitas y areniscas de grano fino. El ambiente depositacional fue batial de medio a superior (DI CROCE, op.cit.).

En la última unidad VI, Plioceno-Pleistoceno, el análisis realizado al pozo exploratorio "A" muestra un conjunto con tendencia grano creciente y engrosamiento hacia arriba, de un espesor de 23.000 pies aproximadamente.

Las litofacies identificadas en está unidad por DI CROCE (*op.cit.*) se resumen a continuación:

- La porción inferior caracterizada por lutitas de color gris oliva con abundantes foraminíferos intercalada con unas pocas capas delgadas de turbiditas y areniscas de grano fino. Estos sedimentos se depositaron en condiciones marinas de batial medio a superior.
- 2. La porción media consiste de areniscas de grano fino a medio intercaladas con limolitas de color gris y lutitas. El ambiente depositacional reinante fue de plataforma media a externa.
- 3. La porción superior consiste de areniscas de grano fino a grueso con tendencia grano creciente y engrosamiento hacia arriba, frecuentemente microconglomeráticas con abundantes fragmentos de fósiles, madera, chert, pellets y nódulos de pirita.

Adicionalmente, se encuentran intercalas a esta facies capas delgadas de limolitas de color gris y lutitas, de edad Pleistoceno a Reciente, depositadas en condiciones marino somero, que pueden representar un frente deltaico y llanura deltaica, las cuales pudieron ser creadas sobre la plataforma del Orinoco. Esta última unidad representa un conjunto regresivo durante el Plioceno al Reciente.

En las figuras 55 y 56 se resumen las unidades definidas por DI CROCE (1995), y las provincias tectónicas de Venezuela Oriental y Trinidad, respectivamente.



**Figura 55**. Tabla estratigráfica, muestra de forma general la cronoestratigrafía, fases tectónicas y estratigrafía secuencial de la cuenca Oriental de Venezuela. A, B y C son áreas que están ubicadas en la figura 56. Tomado y modificado de DI CROCE, 1995.



Figura 56. Provincias tectónicas de Venezuela Oriental y Trinidad. A, B y C, ubican las unidades cronoestratigráficas resumidas en la figura 55. El área D se refiere al Complejo de Acreción de Barbados. Tomado y modificado de DI CROCE, 1995.

SANCHEZ (2001) interpreta cinco ciclos principales de segundo orden que han sido denominadas como megasecuencias por este autor, estas son:

- Megasecuencia 1. Incluye la sedimentación de pre-rift y rift asociado con la apertura del océano de Tetis.
- Megasecuencia 2. Está asociada con el océano Atlántico, truncado por la discordancia del Cretácico Medio.
- Megasecuencia 3. Está caracterizada por un ciclo mayor transgresivo y una cuña progradacional depositada a finales del Cretácico Tardío-Paleoceno?.
- Megasecuencia 4. Representa el margen pasivo durante el Terciario temprano, definida hacia la base por una discordancia originada por cambios eustáticos, y hacia el tope por la discordancia basal de la sección del "foredeep".
- Megasecuencia 5. Son los depósitos del "foredeep" que representan la llegada de la tectónica del Caribe de edad Terciario tardío en el área.

Para propósitos de la presente integración, el marco tectónico que controló la sedimentación de las unidades previamente descritas se engloba en las megasecuencias 4 y 5 definidas por SANCHEZ (*op.cit.*).

En la megasecuencia 4 el margen pasivo alcanza su máxima subsidencia, llegando a presentarse en el área costa afuera del Delta del Orinoco una caída del nivel del mar de hasta 1.480 pies (PRIETO, 1987).

La megasecuencia 5 está asociada con la etapa de desarrollo regional de la cuenca de "foredeep" controlada por el influjo desde el oeste de la Placa del Caribe. Hacia la base de esta secuencia, sobre la plataforma moderna, areniscas no consolidadas y retrabajadas forman un ambiente de pre-arrecife seguido por la sedimentación de carbonatos durante el Mioceno Temprano. Una sección subyacente de sedimentos marinos profundos (espesor mayor a 1.000 pies) de edad Mioceno Medio, puede marcar el inicio de la subsidencia inducida con la profundización de las aguas a través del área, como respuesta al paso de la Placa del Caribe. Durante el Mioceno Tardío al Plioceno Tardío, se generaron una serie de fallas de crecimiento asociadas al reacomodo del material que incrementó la agradación de los sedimentos (SANCHEZ, 2001).

A partir del Pleistoceno Tardío al Reciente los sedimentos consistieron de depósitos de turbiditas batiales hacia el noreste del Delta del Orinoco, los cuales fueron distribuidos principalmente por las corrientes marinas reinantes para ese momento, y la batimetría del piso oceánico generado por la actividad tectónica. Los cañones submarinos observados hoy en día en las líneas sísmicas son consecuencia de las fallas de corrimiento que alcanzaron el nivel del piso oceánico y los procesos erosiónales submarinos (SANCHEZ, *op.cit.*). Los cañones submarinos presentan una dirección OSO-ENE paralela al buzamiento del talud sobre todo el margen (FAUGERES *et al.*, 1993).

A continuación se presenta una tabla resumen con las secuencias reportadas por DI CROCE (1995) dentro de la cuenca. En ella se refleja la edad, litología y ambiente depositacional de cada secuencia presente.

Secuencias	Edad	Litología	Ambiente
	Plioceno- Pleistoceno	Lutitas de color gris oliva con abundantes foraminíferos intercalada con unas pocas capas delgadas de turbiditas y areniscas de grano fino.	Marino batial medio a superior hasta plataforma media a externa.
Tectono-estratigráfica V	Mioceno Tardío	Lutitas de color gris verdoso intercaladas con limolitas y areniscas de grano fino.	Batial medio a superior.
Tectono-estratigráfica IV	Mioceno Temprano-Medio	Lutitas fosilíferas de color gris oliva con algunas capas de areniscas y un incremento del contenido de glauconita.	Ambiente de plataforma externa.
Tectono-estratigráfica III (Formación Carapita)	Mioceno Temprano	Sedimentos finos (limo- arcillosos), Carbonatos.	Ambiente batial superior a plataforma externa.
Tectono-estratigráfica II (Formación Vidoño/ Formación Caratas)	Eoceno Temprano, Eoceno Medio y Eoceno Tardío	Lutitas glauconitícas intercaladas con capas espesas de sedimentos finos (limo-arcillosos) y areniscas de grano grueso que gradan hacia arriba a calizas glauconitícas retrabajadas.	Ambiente de sedimentación batial.
Tectono-estratigráfica I	Paleoceno Tardío al Eoceno	Calizas de aguas someras con algas, ostrácodos y abundantes foraminíferos planctónicos, sedimentos finos (limo-arcillosos) y lutitas oscuras con abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos.	

Tabla 12. Cuadro resumen de las tectono-secuencias descritas en el Delta delOrinoco.

# **CAPITULO IV**

# 4. Marco Cronoestratigráfico

La historia geológica de las cuencas sedimentarias desarrolladas en el margen norte costa afuera de Venezuela desde el Cretácico hasta el Presente agrupa información desde la estratigrafía vinculada a variaciones laterales y verticales de facies litológicas, ambientes sedimentarios, elementos estructurales, elementos del sistema petrolero, eventos tectónicos, hiatos ya sea por erosión o por no depositación, secuencias depositacionales y la identificación de las superficies de limite de secuencia y de máxima inundación. El enfoque principal de esta tesis es plasmar la información geológica, litológica y estructural en un cuadro cronoestratigráfico (desde la Península de La Guajira hasta el Delta del Orinoco), calibrado con la reinterpretación de la evolución tectónica realizada por STEPHAN *et al.* (1990), con lo cual se logra establecer la relación espacial de las secuencias depositacionales con el tiempo geológico, donde éste último es graficado en la escala vertical y la distancia en la escala horizontal.

Antes de entrar de lleno con la explicación del cuadro cronoestratigráfico es necesario saber que dentro de la geología la rama encargada de relacionar las unidades sedimentarias con el tiempo es definida como cronoestratigrafía, que no es más que ubicar en el tiempo a las unidades conformadas por secuencias de estratos mediante el uso de la bioestratigrafía, metodologías radiométricas u otros métodos de datación.

214

Posteriormente, las diferentes unidades sedimentarias se podrán correlacionar en espacio y tiempo.

En cronoestratigrafía, se utilizan las unidades cronoestratigráficas que se definen como "cuerpos de rocas que se forman durante un intervalo especifico de tiempo", según GUÍA ESTRATIGRÁFICA INTERNACIONAL. Estas unidades se limitan por medio de las superficies isócronas o líneas de tiempo, y el rango esta basado en el tiempo y no en el espesor.

El cuadro cronoestratigráfico (Anexo 1) abarca una extensión lineal total de 2.120 Km costa afuera de Venezuela. En la tabla 2 se presenta de forma detallada la extensión lineal que abarca cada región que se incluye en dicho cuadro.

REGIÓN	DISTANCIA LINEAL (Km)
Península de La Guajira	21,45
Golfo de Venezuela	143
Surco de Urumaco	28,60
Falcón Ensenada de La Vela	300,30
Golfo Triste	150,15
Cuenca de Bonaire	314,60
Cuenca de La Tortuga	135,85
Cuenca Tuy-Cariaco	239,52
Cuenca La Blanquilla	193,05
Cuenca de Carúpano	185,90
Golfo de Paria	128,70
Delta del Orinoco	278,85

Tabla 13. Extensión lineal de las regiones costa afuera de Venezuela.

El margen norte costa afuera de Venezuela está asentado sobre un basamento que responde a diferentes eventos tectónicos que han transcurrido diacrónicamente. Desde la Península de La Guajira hasta aproximadamente el Alto de Paraguaná dentro del norte de Falcón se ha penetrado un basamento correspondiente a un cinturón orogénico de edad Paleozoico. En el Mesozoico se acuñaron las rocas volcánicas provenientes de arcos de islas, las cuales se mezclaron, deformaron y metamorfizaron cabalgando sobre el margen pasivo que estaba establecido para ese momento desde la Ensenada de La Vela hasta la Cuenca de Carúpano.

El desarrollo del margen norte costa afuera de Venezuela durante el Cenozoico transitó bajo el dominio de la actividad tectónica originada por la interacción de las placas de Caribe y América del Sur que se inició por el oeste y con el pasó del tiempo geológico, debido al movimiento relativo entre las dos placas, se ha desarrollado hacia el este. Este proceso geológico controló y sigue controlando el desarrollo de las cuencas sedimentarias que han sido objeto de este estudio.

### 4.1. Discusión del Cuadro Cronoestratigráfico

En el cuadro cronoestratigráfico anexo se muestra en que marco tectónico se desarrolló cada una de las cuencas sedimentarias del margen norte costa afuera de Venezuela, al mismo tiempo, se han identificado los límites de secuencia (*SB*) interpretados a partir de las discordancias presentes. En la tabla 14 se resume la nomenclatura utilizada en el cuadro cronoestratigráfico para los "SB", la fuente bibliográfica y los pozos que sirvieron de referencia para su identificación a lo largo de cada una de las cuencas.



Figura 57. Mapa ubicación del Cuadro Cronoestratigráfico. Las líneas rojas representan las secciones cronoestratigráficas.

Límite de Secuencia	Edad	Significado	Fuente de Referencia
SB P1	5,3	Foredeep (Andes de	
SB M3	9,2	Mérida)	CABRERA (1985)
SB M2	16,4		YSACCIS (1997)
SB M1	23,8	-	
SB PETA	37,0	Margen Pasivo/Activo	
SB PEM1	41,3	(Foredeep del Caribe)	
SB PEM	49,0		(1999)
SB PET1	53,0		(1999)
SB PET	55,5		
SB K2	71,3		FLINCH ET AL.
SB K1	127,0	Margen Pasivo	(1999) Di Croce (1995)

Tabla 14. Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB).

A continuación se presenta de forma individual la discusión del cuadro cronoestratigráfico para cada una de las cuencas sedimentarias del margen norte costa afuera de Venezuela.

# 4.1.1. Península de La Guajira (Surco de La Guajira)

Antes de la separación del continente americano en América del Sur y América del Norte se tenían ambientes continentales (aluviales; llanura costera o eólica) que descansaban sobre un basamento paleozoico, al inicio del "rifting" y durante el desarrollo del Margen Pasivo se establecieron ambientes de plataforma que fueron gradando de interno a externo. La sedimentación de las formaciones durante el "rifting" estuvo controlada por las zonas levantadas y fallas. Durante las variaciones de ambientes sedimentarios en la plataforma se presentaron eventos erosivos o de cese de sedimentación de entre los cuales se puede inferir el SB K2 que marco la culminación de la sedimentación de la Formación La Luna, roca madre por excelencia, dentro de esta área, y el cual se identifica en el cuadro cronoestratigráfico.

El Terciario se inicia con la sedimentación de la Formación Guasare representada por calizas sideríticas de edad Paleoceno y con un espesor de 330 pies (RENZ, 1960).

No se tiene registro entre el Eoceno temprano y medio, sin embargo, el Eoceno Tardío representa una invasión marina que permitió la sedimentación de conglomerados basales de espesor variable, suprayacen calizas de color castaño claro (espesor entre 190 a 330 pies) (RENZ, *op.cit.*).

El Mioceno está caracterizado por la depositación de la Formación Castilletes que es predominantemente calcárea, la cual se sedimentó bajo un ambiente nerítico poco profundo que continuo desde el Oligoceno al Mioceno. Aparentemente el contacto infrayacente está definido por una discordancia. El espesor alcanzado en esta formación es de 2.790 a 2.950 pies (RENZ, 1960).

ROLLINS (1965) menciona la posibilidad de que la Formación Castilletes se depositó hasta el Plioceno. La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en la Península de La Guajira se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 3.

En la tabla 15 se resumen los SB interpretados en esta área.

Límite de Secuencia	Edad
SB P1	5,3
SB M3	9,2
SB M1	23,8
SB PEM1	37,0
SB K2	71,3
SB K1	127,0

Tabla 15. Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) parala Península de La Guajira.

4.1.2. Golfo de Venezuela

El Golfo de Venezuela se ha dividido en dos subcuencas, la occidental y la oriental, que se encuentran separadas por el Risco de Calabozo, cada una de ellas ha tenido una evolución geológica distinta, influenciada por los procesos tectónicos que han afectado la región. Ambas subcuencas descansan sobre el basamento originado del cinturón orogénico de edad Paleozoico.

Durante el desarrollo del Margen Pasivo se depositaron sedimentos en la subcuenca occidental de ambientes no marinos representados por la Formación Río Negro, y ambientes marinos que incluyen al Grupo Cogollo y la Formación La Luna. Los límites de secuencia SB K1 y SB K2 son identificados en esta sección.

A finales del Cretácico Tardío se establece un evento regresivo en ambas subcuencas. Al mismo tiempo que se empieza a desarrollar el Margen Pasivo-Activo con la sedimentación de la Formación Colón en una plataforma de carbonatos pelágicos seguida de la Formación Guasare en una plataforma de carbonatos de aguas someras, lo que indica el retiro de las aguas durante el Paleoceno Tardío en la subcuenca occidental. En la subcuenca oriental sobre las rocas metamórficas aloctónas del Mesozoico cabalgan las Napas de Lara desde el Campaniense (Cretácico Tardío) hasta finales del Eoceno Medio (Bartoniense), la SB PETA marca el evento erosivo de las napas.

En la subcuenca occidental se inicia la sedimentación en el Eoceno Temprano con la Formación Misoa correspondiente a un ambiente de plataforma interna. Sin embargo, desde finales del Eoceno Tardío hasta el inicio del Mioceno Medio hay un hiato por erosión. La sedimentación se registra de nuevo durante el Mioceno Medio en un ambiente de plataforma interna que se interrumpe por un evento erosivo (SB M3). Desde el Mioceno Tardío hasta el Reciente se han depositado arenas interestratificadas en un ambiente de plataforma interna que registran un evento erosivo diacrónico.

En la subcuenca oriental hay un hiato por erosión desde el Eoceno Tardío hasta inicios del Oligoceno Tardío. Durante el Oligoceno Tardío se depositan arenas en un ambiente de plataforma interna que se interrumpe por un evento erosivo. La sedimentación se registra de nuevo a partir del Mioceno Temprano con la profundización de la cuenca caracterizada por areniscas interestratificadas de plataforma (Medio a Externo). Esta sedimentación se ve interrumpida por un SB M2 y se reinicia en el transcurso del Mioceno Medio, pero se vuelve a interrumpir a finales del Mioceno Medio por un SB M3. A inicios del Mioceno Tardío se depositan areniscas interestratificadas correspondientes a ambientes de plataforma interna que continúan hasta el Reciente.

La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en el Golfo de Venezuela se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 4.

En la tabla 16 se resumen los SB interpretados en esta área.

Límite de Secuencia	Edad
<b>SB M3</b>	9,2
SB M2	16,4
SB PETA	37,0
SB K2	71,3
SB K1	127,0

Tabla 16. Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) para

el Golfo de Venezuela.

### 4.1.3. Falcón - Ensenada de La Vela

Esta sección inicia con el Surco de Urumaco hacia el oeste de la cuenca. La evolución tectóno-sedimentaria dentro del surco es muy similar a la de la subcuenca oriental del Golfo de Venezuela, sólo que la sedimentación después de la SB PETA se reinicia antes, en el Oligoceno Temprano con las areniscas interestratificadas de ambientes de plataforma (media a externa) y le siguen carbonatos pelágicos interestratificados en el mismo ambiente hasta finales del Oligoceno Tardío.

La columna sedimentaria de la Ensenada de La Vela descansa sobre las rocas que conforman el cinturón orogénico paleozoico, y las que resultan del cabalgamiento de las Metamórficas Aloctónas del Mesozoico sobre el Margen Pasivo del Cretácico.

A partir del Oligoceno se levanta el Alto de Paraguaná, que deja expuesta a erosión muchas formaciones que se vienen depositando desde el oeste (Surco de Urumaco). Por lo cual, en el Alto de Paraguaná se pueden evidenciar formaciones que se tienen presentes sus equivalentes laterales hacia el este de la cuenca. Los pozos perforados en el Alto de Paraguaná, Cardón-1 y el 23-M1X no llegan a penetrar profundidades mayores a los 7.600 pies. Los pozos 23 M-9 y 23-M7X llegan a 9.992 pies y 13.000 pies, respectivamente, registrando la columna sedimentaria desde finales del Eoceno Tardío hasta el Reciente.

El pozo 23 M-9 permitió la descripción de la columna sedimentaria característica de la cuenca de la Ensenada de La Vela depositada durante el desarrollo del "Foredeep" del Caribe (STEPHAN et al., 1990), la cual se inicia con sedimentos no marinos, conglomerados y arenas, de canales entrecruzados y llanura costera, respectivamente. La cuenca comienza a profundizarse con lo cual se establecen ambientes de Plataforma, primero se deposita la Formación Guarabal pero la sedimentación se ve interrumpida por un SB M1 a comienzos del Mioceno Temprano. Durante el Mioceno Temprano entre SB M1 y SB M2, se depositan carbonatos de aguas someras y por encima de ellos debido a un incremento en el nivel del mar, se encuentran areniscas interestratificadas con carbonatos pelágicos interestratificados correspondientes a ambientes de plataforma (media a externa). Se interrumpe esta sedimentación a finales del Mioceno Temprano y se reestablece en el Mioceno Medio con un cambio en el nivel del mar que permite establecerse un ambiente de plataforma interna donde se deposita la Formación Socorro. En este período también se registra un evento transgresivo que no llega a cubrir toda la cuenca, se interrumpe la sedimentación por un SB M3 a finales del Mioceno Medio. A partir del Mioceno Tardío hasta el Pleistoceno se depositan las formaciones Caujarao y La Vela en un ambiente de Plataforma Interna.

La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en la Ensenada de La Vela se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 5.

En la tabla 17 se resumen los SB interpretados en esta área.

. Límite de Secuencia	Edad
SB M3	9,2
SB M2	16,4
SB M1	23,8
SB PETA	37,0

**Tabla 17.** Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) para la Ensenada de La Vela.

### 4.1.4. Golfo Triste

En base a la evolución tectónica definida por STEPHAN *et al.* (1990) durante el Cretácico se tenía un margen pasivo sobre el cual cabalgaron metamórficas aloctónas del Mesozoico. Durante el Maaestrichtiense se estableció a nivel regional una transgresión, y a partir de este momento hasta el Eoceno Tardío no hay evidencia de sedimentación. Desde el Priaboniense (Eoceno Tardío) hasta el Reciente se han establecido ambientes marinos, de oeste a este han variado de plataforma interna, media y externa, hasta talud.

Se han identificado tres límites de secuencia SB M1, SB M2 y SB M3 durante el desarrollo del margen pasivo-activo, que indican lateralmente (oeste-este) un cambio gradacional de ambientes de plataforma (interna a media-externa) a talud, lo mismo ocurre desde finales del Eoceno hasta el Reciente, donde se puede notar una profundización de la cuenca. Sin embargo, la mayor profundización de la cuenca ocurrió durante el Mioceno Medio, donde el ambiente predominante fue el de talud (lodo/abanicos submarinos) que se ve interrumpido por un SB P1. La sedimentación se reinicia en el Mioceno Tardío presentando una variación lateral de ambientes, de oeste a este, areniscas interestratificadas de plataforma interna, seguidamente limolitas arenosas correspondiente a un ambiente de plataforma (media a externa), y lodo/abanicos submarinos de un ambiente de talud. Estos ambientes indican una profundización de la cuenca de oeste a este que se inició en el Mioceno Tardío hasta el Reciente.

La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en el Golfo Triste se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 6.

En la tabla 18 se resumen los SB interpretados en esta área.

. Límite de Secuencia	Edad
<b>SB P1</b>	5,3
SB M3	9,2
SB M2	16,4
SB M1	23,8

Tabla 18. Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) parael Golfo Triste.

### 4.1.5. Cuenca de Bonaire

La columna sedimentaria de la cuenca de Bonaire descansa sobre las rocas que resultan del cabalgamiento de las metamórficas aloctónas del Mesozoico sobre el Margen Pasivo del Cretácico. Entre el Cretácico Tardío y el Eoceno Tardío se estima que hay un hiato por erosión. A finales del Eoceno Tardío, cuando se establece el "Foredeep" del Caribe, se inicia la sedimentación de abanicos submarinos dentro de un ambiente de talud que sólo se ve interrumpida por dos superficies de erosión, una a finales del Oligoceno Tardío (SB M1) y la otra a principios del Mioceno Medio (SB M2). Dentro del período de sedimentación de finales del Eoceno Tardío y el Oligoceno por extensión de la cuenca de Bonaire se han interpretado la presencia de grábenes y semi-grábenes de los cuales no se puede definir su extensión vertical por falta de información sísmica.

La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en la cuenca de Bonaire se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 7.

En la tabla 19 se resumen los SB interpretados en esta área.

. Límite de Secuencia	Edad
SB M2	16,4
SB M1	23,8

Tabla 19. Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) para

la cuenca de Bonaire.

### 4.1.6. Cuenca La Tortuga

La columna sedimentaria de la cuenca de La Tortuga descansa sobre las rocas que resultan del cabalgamiento de las metamórficas aloctónas del Mesozoico sobre el Margen Pasivo del Cretácico.

Similar a la cuenca de Bonaire se estima que entre el Cretácico Tardío y el Eoceno Tardío hay un hiato por erosión y es a finales del Eoceno Tardío, cuando se establece el "Foredeep" del Caribe, que se inicia la sedimentación de abanicos submarinos dentro de un ambiente de talud que sólo se ve interrumpida por superficies de erosión identificadas en el pozo "D", el cual no sólo corrobora la del Oligoceno Tardío (SB M1) y la del Mioceno Medio (SB M2), sino que también se mencionan dos superficies más, una a principios del Mioceno Tardío (SB M3) y la otra a finales de este mismo período (SB P1).

Con respecto a los ambientes sedimentarios se puede observar que hasta finales del Mioceno Tardío prevalecieron los abanicos submarinos y areniscas turbidíticas correspondientes a ambientes de Talud. En el Plioceno hay un cambio en el nivel del mar y se establecen ambientes de plataforma (media a externa) que son los que se mantienen hasta el Reciente.

La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en la cuenca de La Tortuga se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 9. En la tabla 20 se resumen los SB interpretados en esta área.

. Límite de Secuencia	Edad
<b>SB P1</b>	5,3
SB M3	9,2
SB M2	16,4
SB M1	23,8

Tabla 20. Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) para la

cuenca de La Tortuga.

# 4.1.7. Cuenca Tuy-Cariaco

La columna sedimentaria de la cuenca Tuy-Cariaco descansa sobre las rocas que resultan del cabalgamiento de las metamórficas aloctónas del Mesozoico sobre el Margen Pasivo del Cretácico. Así mismo, hacia el oeste se encuentra el Alto de La Tortuga y hacia el este el Alto de La Blanquilla que restringen la sedimentación dentro de esta cuenca.

Los pozos "E", "F" y "G" que se pueden observar en el cuadro cronoestratigráfico corroboran que ambientes de talud prevalecieron desde finales del Eoceno Tardío hasta el Mioceno Tardío, cuando se establece el "Foredeep" del Caribe, período en el cual se depositan abanicos submarinos y areniscas turbidíticas, cabe destacar que los pozos sólo cruzaron las superficies de erosión SB M2, SB M3 y SB P1. A inicios del Plioceno hay un cambio en el nivel del mar y se establecen ambientes de plataforma (media a externa) que son los que se mantienen hasta el Reciente. La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en la cuenca Tuy-Cariaco se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 8.

En la tabla 21 se resumen los SB interpretados en esta área.

. Límite de Secuencia	Edad
<b>SB P1</b>	5,3
SB M3	9,2
SB M2	16,4

**Tabla 21.** Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) para la cuenca Tuy-Cariaco.

#### 4.1.8. Cuenca La Blanquilla

La columna sedimentaria de la cuenca La Blanquilla descansa sobre las rocas que resultan del cabalgamiento de las metamórficas aloctónas del Mesozoico sobre el Margen Pasivo del Cretácico.

Entre el Cretácico Tardío y el Eoceno Tardío se estima que hay un hiato por erosión. A finales del Eoceno Tardío cuando se establece el "Foredeep" del Caribe se inicia la sedimentación de abanicos submarinos dentro de un ambiente de talud que sólo se ve interrumpida por un evento erosivo que se establece a principios del Mioceno Tardío (SB M3) pero se reactiva la sedimentación durante todo este período. Durante el Plioceno hay un cambio en el nivel del mar y se establecen ambientes de plataforma (media a externa) que se mantienen hasta el Reciente. La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en la cuenca de La Blanquilla se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 9.

En la tabla 22 se resumen los SB interpretados en esta área.

**Tabla 22.** Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) para la cuenca de La Blanquilla.

. Límite de Secuencia	Edad	
SB M3	9,2	

### 4.1.9. Cuenca de Carúpano

En la cuenca de Carúpano, las rocas sedimentarias del Cretácico Superior y Terciario descansan discordantemente sobre el basamento mesozoico ígneo-metamórfico.

Durante el Eoceno se tienen cuñas con sedimentos de ambientes de talud y plataforma (media a externa) aislados. Para finales del Eoceno Tardío, cuando se forma la cuenca de Carúpano se establecen ambientes de talud hasta finales del Mioceno Tardío. Los pozos "H", "I", "J" y "K", penetran la columna sedimentaria de la cuenca de Carúpano, permitiendo identificar los límites de secuencia SB M2, SB M3 y SB P1, además de las formaciones Tres Puntas y Cubagua, para el período del Mioceno Medio a Tardío.

Desde el Plioceno hasta el Reciente el ambiente es de plataforma (media a externa). El pozo "H" cruza una discordancia en este período pero no se conoce su extensión lateral.

La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en la cuenca de Carúpano se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 10.

En la tabla 23 se resumen los SB interpretados en esta área.

. Límite de Secuencia	Edad
SB P1	5,3
SB M3	9,2
SB M2	16,4

**Tabla 23.** Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) para la cuenca de Carúpano.

## 4.1.10. Golfo de Paria

Sobre un marco tectónico de margen pasivo se depositaron durante el Cretácico Inferior las formaciones de base a tope, Formación "Couva" constituida por evaporitas, principalmente anhidritas y yeso, depositadas en un ambiente marino somero; Formación Barranquin/"Cuche", la primera conformada por una intercalación de areniscas, calizas, lutitas negras ricas en foraminíferos y arcillas marrón rojizo, depositadas en un ambiente de prodelta y frente deltaico; la segunda está caracterizada por limos negros, lutitas micáceas con láminas carbonáceas, depositadas en un ambiente de talud a marino profundo; y la Formación Chimana/El Cantil constituida por calizas micríticas y bioclásticas, ocasionalmente areniscas y lutita calcáreas, depositadas en un ambiente de plataforma arrecifal (FLINCH *et al.*, 1999).

En el Cretácico Superior se describe la Formación Guayuta, donde se incluye a Querecual/"Naparima Hill" caracterizada por calizas nodulares y micríticas de color negro a gris, y en ocasiones lodolitas calcáreas de color negro y arcillitas silíceas, depositadas en ambientes marinos profundos; y a San Antonio y San Juan que se depositaron bajo un ambiente de plataforma y costero, respectivamente. La primera está conformada por areniscas cuarzosas masivas de grano fino a medio, de color amarillo; la segunda, la Formación San Antonio está representada por lutitas silíceas y areniscas con niveles de "chert".

Durante el Paleoceno y Eoceno Medio se generan cuñas con sedimentos de ambientes de talud y plataforma interna aislados, respectivamente.

A partir del Oligoceno Temprano hasta el Mioceno Tardío se establece en primera instancia un corrimiento de vergencia al sur y posteriormente una cuenca antepaís.

Desde el Oligoceno hasta finales del Mioceno Medio se evidencia un adelgazamiento de la columna sedimentaria y un cambio del nivel del mar de oeste a este, esto último permite la variación lateral y vertical de los ambientes de sedimentación que van de Talud a Plataforma (Medio a Externo) hasta plataforma interna. El pozo "M" es el único que ha cruza una buena parte de la columna sedimentaria de esta cuenca, y a partir de la información adquirida se han interpretado cuatro límites de secuencia, dos en el Mioceno (SB M2 y SB M3), otra en el Plioceno (SB P1) y la superficie de erosión que esta actualmente.

A partir del Mioceno Tardío hasta el Reciente se estableció un ambiente de plataforma (media a externa) que ha permitido la sedimentación de las formaciones La Pica (Mioceno Tardío) y Las Piedras (Plioceno-Pleistoceno).

En el Pleistoceno se depositaron las formaciones Paria/Mesa (en Venezuela Oriental), "Erin/Morne L'Enter" (en Trinidad), constituidas por lodolitas calcáreas, areniscas y en ocasiones estratos de conglomerados, durante la inversión de la cuenca, que permitió el desarrollo de un ambiente de llanura deltaica, depósitos aluviales y fluviales.

La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en el Golfo de Paria se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 11.

En la tabla 24 se resumen los SB interpretados en esta área.

Tabla 24. Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) para el

. Límite de Secuencia	Edad
SB P1	5,3
<b>SB M3</b>	9,2
SB M2	16,4

Golfo de Paria.

### 4.1.11. Delta del Orinoco

Como continuación de la sedimentación que se inicia en el Golfo de Paria durante el Paleoceno y Oligoceno Temprano, se denotan las cuñas con sedimentos de ambientes de talud y plataforma interna aislados, respectivamente (SB PET y SB PEM1).

Desde finales del Cretácico Tardío hasta el Oligoceno no hay registro de depósitos sedimentarios, que puede explicarse a través de un hiatus por erosión (SB K2).

Hacia el oeste del Delta del Orinoco se tiene la continuación de la columna sedimentaria que se viene depositando en el Golfo de Paria, por lo cual se evidencia el adelgazamiento de la columna y el cambio del nivel del mar de oeste a este, esto último permite la variación lateral y vertical de los ambientes de sedimentación que van de talud a plataforma (media a externa) hasta plataforma interna. Sin embargo, el ambiente preponderante es el de plataforma interna para el Mioceno Temprano y para el Mioceno Medio es el de plataforma (media a externa), estos cambios de ambientes están marcados por los SB M1 y SB M2. Desde finales del Mioceno Medio hasta el Plioceno se establece un hiato por erosión (SB M3), posterior a éste hay un cambio lateral de ambientes por lo cual, se comienzan a depositar de oeste a este sedimentos de ambientes de plataforma (media a externa) a no marinos, respectivamente (SB P1). Los pozos "I" y "J" corroboran estas secuencias sedimentarias.

La litología característica de las unidades litoestratigráficas que se depositaron en el Delta del Orinoco se detallaron en el Capítulo III, y se resumen en la tabla 12.

En la tabla 25 se resumen los SB interpretados en esta área.

Límite de Secuencia	Edad
<b>SB P1</b>	5,3
SB M3	9,2
SB M2	16,4
SB M1	23,8
SB K2	71,3

Tabla 25. Cuadro resumen de los Límites de Secuencia (SB) para elDelta del Orinoco.

# **CAPITULO** V

### 5. Sistemas Petroleros

Se define sistema petrolero al conformado por una roca madre, una roca reservorio, generación y expulsión, sello y/o trampa, y al tiempo. La sincornización "timing" de todos estos elementos permite encontrar acumulaciones de hidrocarburos que en grandes cantidades se les puede considerar comercialmente explotados "yacimiento".

Los elementos que conforman al sistema petrolero son:

*Roca madre* es aquella roca sedimentaria generalmente arcillosa y con materia orgánica, que sometida durante millones de años a condiciones de temperatura, presión, reacciones físico-químicas y bacteriales, puede generar hidrocarburos (ALMARZA, 1998).

**Roca reservorio** es aquella roca que tiene capacidad de contener fluidos. El reservorio o recipiente de petróleo es aquella porción de roca que contiene el yacimiento (ALMARZA, *op. cit.*).

*Generación y expulsión*, la primera es el proceso que incluye factores geoquímicos de la corteza terrestre dentro de los cuales se puede generar petróleo; en una cuenca sedimentaria promedio, la generación comienza a  $65^{\circ}$ C ( $150^{\circ}$ F) y termina a  $150^{\circ}$ C ( $300^{\circ}$ F). Estos límites de temperatura ocurren a profundidades entre 7.000 y 18.000 pies. La expulsión puede o no ocurrir, depende de diversos factores geológicos (ALMARZA, 1998).

Sello y/o trampa es cualquier condición geológica, estructural o sedimentaria, que impide el movimiento del petróleo en el subsuelo y que permite su acumulación (ALMARZA, op. cit.).

Las cuencas sedimentarias desarrolladas costa afuera de Venezuela presentan un marco tectono-estratigráfico que permite inferir la acumulación de hidrocarburos en algunas de estas cuencas (ALMARZA, *op. cit.*).

En los informes publicados relacionados a la exploración petrolera realizada en estas cuencas sedimentarias se ha concluido que las cuencas de mayor prospección petrolera son: Golfo de Venezuela, Ensenada de La Vela, Golfo Triste, cuenca de La Blanquilla, cuenca de Carúpano, Golfo de Paria y Delta de Orinoco (ALMARZA, *op. cit.*).

A continuación se resumen los elementos que identifican el sistema petrolero para cada una de estas cuencas: roca madre, roca reservorio, generación y expulsión, sellos y/o trampas. Así mismo dentro del cuadro cronoestratigráfico se han identificado estos elementos (Anexo I).

## 5.1. GOLFO DE VENEZUELA

Se han perforado pozos exploratorios en el área del Golfo de Venezuela y circunvecinas, que han verificado la existencia de una extensa secuencia de sedimentos desde el Cretácico al Terciario, que incluyen tanto rocas madres como rocas yacimientos, en un marco tectónico altamente fallado y plegado.

Al sur de la falla de Oca se producen hidrocarburos de edad Cretácicos que varían desde pesados y medianos de edad Cretácicos, en Mara Oeste y La Paz, y livianos en Sibucara y La Concepción. En la Ensenada se ha probado condensado y gas libre en Los Lanudos, ambos de edad Eoceno (ALMARZA, 1998).

El Alto de Santa Cruz, identificado por la geofísica, fue investigado con el pozo Santa Cruz-1X (12.939 pies) que fluyó 1,08 MMPCD de gas seco en la sección superior del Grupo Cogollo (ALMARZA, *op. cit.*).

Al sur del estrecho, en la boca del Lago de Maracaibo, los pozos exploratorios más septentrionales del área de Ambrosio, fueron perforados sobre domos estructurales fallados prospectivos, identificados por la interpretación sísmica del levantamiento de 1979. A-160 (16.397 pies) y A-161 (17.244 pies), de objetivo cretácico, encontraron gas y condensado antes de ser abandonados secos (ALMARZA, *op. cit.*). El estilo estructural se continúa al norte del estrecho en El Tablazo, con estructuras compresivas y fallas inversas del sistema Oca-Ancón de Iturre. La bahía fue cubierta con 850 Km de líneas sísmicas en 1984-85, que revelaron la falla de Ancón de Iturre como un ramal hacia el sureste de la falla de Oca y un cierre estructural prospectivo en el centro de la bahía. Se perforó el pozo TAB-1X (11.050 pies) el cual demostró que las calizas del Cretáceo no eran rocas yacimiento (ALMARZA, 1998).

Cerca del Golfo de Coro se estudió el área plegada y fallada del norte central de Falcón con el pozo Mitare-1X (4.555 pies), en 1981. Una cuarcita de gran dureza no permitió llegar a la profundidad programada de 11.020 pies (ALMARZA, *op. cit.*).

La perforación en El Tablazo y en Quisiro-Mayal mostró la continuidad al este del sistema de fallas de Oca, con estructuras asociadas, y la investigación sismográfica del área de Mitare señaló anticlinales fallados prospectivos al sur del Golfete de Coro (ALMARZA, *op. cit.*).

Al extremo septentrional de Paraguaná, el pozo PGN-1 de Punta Gavilán, fue perforado hasta 6.674 pies en 1985 sobre la cumbre de un anticlinal identificado por la sísmica dentro de una región de estructuras y fallas normales al norte del Alto de Paraguaná y al sur de Aruba, sin encontrar hidrocarburos. El pozo original, San Román-1X,

240
se incendió en 1983 cuando encontró gas a los 552 pies (ALMARZA, 1998).

**Roca Madre**: Principalmente la roca madre por excelencia para el occidente de Venezuela fueron las lutitas de la Formación La Luna de edad Cretácico (ALMARZA, 1998).

**Roca Reservorio**: Arenas depositadas en el Terciario o calizas de edad Cretácico (ALMARZA, *op. cit.*).

A partir de los pozos El Callao-1 y Caimán-1, en Paraguaná y Punta de Palmas, y por los pozos PPG-1 y AH-1, de Castillete y Cojoro, se determina la gran extensión de la cuenca sedimentaria del Golfo de Venezuela, donde la correlación entre La Paz-Mara, El Tablazo y Quisiro-El Mayal ha confirmado la interpretación sismoestratigráfica de una espesa secuencia cretácica y terciaria que se extiende uniformemente de un extremo al otro del sur del Golfo, ratificando la existencia de una estratigrafía de excelentes rocas-madre y rocasreservorio (ALMARZA, *op. cit.*).

Sellos: Se estima que los principales sellos deben ser del tipo estructural, fallas y anticlinales fallados; igualmente, hay secuencias de lutitas que son sellantes (ALMARZA, *op. cit.*).

**Generación y Expulsión**: No existe publicación alguna donde se especifique cuando se generó el hidrocarburo presente en el Golfo de Venezuela ni cuando fue su expulsión. Sin embargo, muchos autores relacionan el sistema petrolero de la provincia oeste del Golfo de Venezuela con el de la cuenca del Lago de Maracaibo. Por lo que se puede estimar desde este punto que la generación del hidrocarburo fue en el Cretácico, y a partir del Terciario comienza su expulsión. En la provincia este la historia debe ser relacionada con la evolución de la cuenca de Falcón, de lo que se podría inferir en la generación y expulsión del hidrocarburo desde el Oligoceno-Mioceno Temprano (ALMARZA, 1998).

**Trampas**: Por medio de la información proveniente de los pozos exploratorios y la sísmica se estima que el Golfo de Venezuela reúne las condiciones estructurales y estratigráficas regionales más indicadas para haber desarrollado diversas trampas locales (ALMARZA, *op. cit.*).

## 5.2. ENSENADA DE LA VELA

En base a la información proveniente de los pozos exploratorios perforados en el área de la Ensenada de La Vela se ha llegado a probar la existencia de hidrocarburos en la zona. En la campaña de exploración realizada a partir de 1970 en las afueras de Ensenada de La Vela se adquirieron 4.000 Km de líneas sísmicas y se perforaron 26 pozos que resultaron en el descubrimiento de 200 millones de barriles de petróleo en sitio (ALMARZA, 1998).

**Roca Madre**: VÁSQUEZ (1975) realizó un análisis de materia orgánica, el cual reveló que los residuos presentes en las lutitas sugieren un origen vegetal. Éstas se compararon con las lutitas de la Formación Agua Clara, las cuales presentan escasa materia orgánica del tipo herbáceo y amorfos de color naranja a marrón claro, con un moderado índice de maduración. Las rocas madres que contienen material orgánico marino existen principalmente en las secuencias de edad Oligoceno y Mioceno Temprano, las cuales fueron soterradas profundidades mayores a 10.000 pies que fueron favorables para la maduración de la materia orgánica. Se considera que las formaciones Agua Clara y Socorro contienen intervalos con moderada capacidad generadora, los cuales iniciaron la generación de hidrocarburos, pero sólo en tiempos recientes (CABRERA, 1982).

Se estima que la roca madre productora del hidrocarburo que se encuentra en la Ensenada de La Vela es la Formación Agua Clara, de edad Mioceno, por ser rica en materia orgánica y la historia de soterramiento que sufrió la misma. La gravedad de los crudos es variable, pero básicamente se consideran que son livianos. El gas encontrado está genéticamente asociado con la generación de petróleo y es de origen termal (BOESI, 1985).

**Roca Reservorio**: Calizas del Miembro Cauderalito en la Formación Agua Clara, el basamento ígneo-metamórfico fracturado, y las areniscas de la Formación Socorro, donde se ha probado gas (BOESI, 1985).

**Sellos**: Los sellos potenciales están representados por los grandes espesores de las lutitas de las formaciones Guacharaca y Agua Clara, los cuales son excelentes y efectivos. Es importante recalcar que estas formaciones también son rocas madres (GHOSH *et al.*, 1997).

Generación y Expulsión: En las calizas se probó petróleo de  $32.8^{\circ}$  a  $38.5^{\circ}$  API a tasas de 800 a 1.600 b/d. En el basamento se probó petróleo de  $31,5^{\circ}$  a  $35,1^{\circ}$  API a tazas de 1.900 a 3.900 b/d (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, 1980). Las áreas de generación de los hidrocarburos estuvieron limitadas principalmente por las fosas donde las sendas de migración fueron cortas (BOESI, *op.cit.*).

**Trampas**: El entrampamiento en la Ensenada de La Vela se debe principalmente a cierres de anticlinales y fallamiento en las calizas del Miembro Cauderalito y en un "horst" del basamento fracturado (GONZÁLEZ DE JUANA *et al.*, *op.cit.*).

Se presentan estructuras compresionales del tipo "thin-skinned". Adicionalmente, se han identificado estructuras diapíricas (FINDLAY, 1985). Existen estructuras tensionales de edad Oligoceno-Mioceno y se han perforado estructuras tipo "horts" y "plays" en grábenes (GHOSH *et al.*, 1997).

#### **5.3.** GOLFO TRISTE

En el área del Golfo Triste se perforaron tres pozos exploratorios y se obtuvieron 4.578 Km de sísmica. Los pozos brindaron información geológica importante llegando a 14.900 pies de profundidad, e indicaron la ausencia de reservas con carácter comercial de hidrocarburos en los sectores sur y centro del área. Adicionalmente, aún no se ha investigado el sector norte y el área correspondiente a aguas profundas en el talud continental (ALMARZA, 1998).

Golfo Triste-1X comenzó la prospección del área sur investigando las posibilidades petrolíferas de las formaciones Casupal y Agua Linda, la profundidad alcanzada fue de 8.048 pies (ALMARZA, *op. cit.*).

GT-2X y su reemplazo GT-2AX (7.188 pies), con objetivos el basamento ígneo-metamórfico tectonizado y la Formación Agua Linda, sin hidrocarburos, cerraron la exploración del sector sur (ALMARZA, *op. cit.*).

El pozo Cayo Sal-1X investigó el área central con arenas de San Lorenzo y Guacharaca como objetivos. Fue abandonado en el Eoceno (ALMARZA, *op. cit.*).

# 5.4. CUENCA TUY-CARIACO

Se han realizado análisis del sistema petrolero en los pozos perforados en está área, específicamente por YSACCIS *et al.* (2000) con lo cual se ha llegado a los siguientes puntos:

Roca Madre: Son lutitas de edad Mioceno cuya generación se ha interpretado hacia el sur posiblemente en la fosa de Cariaco (PERÉZ & BERNAL, 2007).

**Roca Reservorio**: Se han identificado dos posibles reservorios uno constituido por areniscas de aguas profundas de edad Mioceno Tardío y el segundo son areniscas de plataforma nerítica de edad Plio-Pleistoceno, ambas relacionadas a la misma roca madre (PERÉZ & BERNAL, 2007).

Sellos: Principalmente a nivel regional se depositaron lutitas en dos eventos transgresivos, las primeras de edad Mioceno Temprano-Mioceno Medio, y las segundas en el Mioceno Tardío. Ambos eventos cubren y aseguran un sello de gran efectividad para las arenas basales infrayacentes.

Generación y Expulsión: Es posible que los hidrocarburos acumulados en esta cuenca se hallan originado en la fosa de Cariaco, posteriormente los fluidos fueron expulsados hacia el norte (PERÉZ & BERNAL, 2007).

**Trampas**: Las principales estructuras donde se han acumulado los fluidos son anticlinales.

#### 5.5. CUENCA LA BLANQUILLA

Se han realizado análisis del sistema petrolero en los pozos perforados en esta área, específicamente por YSACCIS *et al.* (2000) con lo cual se ha llegado a los siguientes puntos:

**Roca Madre**: Hay presencia de rocas madres con una calidad de regular a buena, con materia orgánica mezclada (II y III). Los valores de temperatura máxima de pirólisis (Tmáx) medidos a profundidades entre 13.500-13.700 pies ubican la sección eocena en la ventana de petróleo. La madurez termal actual para el tope del Eoceno señala que en el eje de la cuenca el Oligoceno puede encontrarse en la fase tardía de la generación de petróleo y la sección subyacente en ventana de gas.

PERÉZ & BERNAL (2007) consideran una posible roca madre de edad Eoceno Temprano-Medio. Sin embargo, realizar una correlación entre roca-fluido no es posible ya que la información sugiere que el potencial de la roca de edad Eoceno sólo pudo alcanzar la madurez para generar petróleo liviano, condensado y gas en la parte más profunda de la cuenca, localizada cerca de los altos estructurales donde los fluidos fueron acumulados.

**Roca Reservorio**: Son areniscas de grano fino a grueso, selladas por lutitas homogéneas de aguas profundas (HAAK, 1980; EVANS, 1983). La sección de areniscas más importante estaría ubicada hacia el sur, donde el Mioceno Inferior (facies depositadas en un ambiente costero) se acuña contra la plataforma Margarita-Los Testigos.

Las areniscas de edad Mioceno Medio han sido cuantificadas en el borde sur de la plataforma de Los Testigos, y se ha verificado la presencia de gas que se encuentra contenido por una trampa estratigráfica probada por el pozo Los Testigos 1 (RAMÍREZ DE A. *et al.*, 1992).

Adicionalmente, se encuentra una secuencia pre-Mioceno Temprano con lentes de areniscas intercalados con lutitas de aguas profundas, que aún no han sido evaluadas y que se consideran reservorios potenciales (ALMARZA, 1998).

Sellos: Principalmente a nivel regional se depositaron lutitas en dos eventos transgresivos, las primeras de edad Mioceno Temprano-Mioceno Medio, y las segundas en el Mioceno Tardío. Ambos eventos cubren y aseguran un sello de gran efectividad para las arenas basales infrayacentes. A un nivel más local se considera que en el área de la

Blanquilla Oeste se presentan intercalaciones de areniscas con secuencias lutiticas de espesor considerable relacionadas al ambiente de sedimentación marino profundo. Mientras que hacia la Blanquilla Este los procesos de erosión asociados a la tectónica transpresional del Neógeno pueden haber disminuido la efectividad de los sellos regionales, siendo los más importantes los sellos locales (ALMARZA, 1998).

Generación y Expulsión: Se ha identificado dos pulsos de expulsión. El primero en el Mioceno Temprano y el segundo en el Mioceno Medio. Se estima que en el Mioceno Temprano ocurrió un pulso de expulsión pero el crudo no pudo ser entrampado por deterioro del sello regional. Actualmente el eje de la cuenca es una cocina activa donde las rocas madres identificadas están iniciando la fase de expulsión de gas (ALMARZA, *op. cit.*).

**Trampas**: Se han definido tres tipos de "plays" en la cuenca de La Blanquilla: (1) Anticlinales productos de inversión tectónica, son las más importantes por sus grandes dimensiones. Se iniciaron en el Mioceno Temprano y fueron afectadas por la transpresión neógena sobre el sistema de grabenes del Paleógeno-Mioceno Temprano. Se estima que pueden contener varios niveles de reservorios con sus propios contactos de fluidos y su propia distribución de presión. (2) Anticlinales transpresivos, los cuales se desarrollaron durante el Mioceno Medio a Plioceno Temprano. Se ubican principalmente en la Blanquilla Este. (3) Bloques fallados por transtensión, son estructuras desarrolladas en el Mioceno Medio. Se estima que las acumulaciones de hidrocarburos se encuentran en el lado levantado en reservorios del Mioceno Temprano (ALMARZA, 1998).

## 5.6. CUENCA DE CARÚPANO

La cuenca de Carúpano fue explorada entre 1979 y 1982, donde se grabó 9.000 Km de sísmica y se perforaron 20 pozos exploratorios.

La exploración logró el descubrimiento de importantes yacimientos de gas en la Cuenca de Carúpano (Mejillones, Mejillones Sur, Patao, Patao Sur, Dragón, Los Testigos) y uno de condensado que fue llamado Río Caribe. La campaña exploratoria concluyó su primera etapa con el pozo exploratorio seco Caracolito-1, 65 Km al noroeste de Dragón y el más profundo de la serie (18.614 pies), y Dragón-3, productor, de avanzada (ALMARZA, 1998).

El campo Patao fue descubierto en marzo de 1979 y produjo gas natural a 2.500 metros. Patao-2 (junio de 1979), -3, -4, y Patao Sur-1 confirmaron la extensión del yacimiento. Los pozos Chaconia-1 y -2 encontraron gas en marzo y octubre de 1981, a 2.600 metros de profundidad, hacia el noroeste de la alineación de Patao, en aguas territoriales de Trinidad-Tobago (ALMARZA, *op. cit.*). El pozo Hibiscus-1, (11.700 pies), también en Trinidad, produjo gas seco en la prolongación noroeste de Dragón. Los pozos HHG-1 (12.345) y KKG-1 (8.990) fueron igualmente descubridores de yacimientos gasíferos (ALMARZA, 1998).

En aguas venezolanas, Uquire-1, a 35 Km al norte de Patao y cerca del límite de Venezuela con Granada, probó sin éxito el área más septentrional de la Cuenca de Carúpano. Los Testigos-2 resultó un buen productor de gas en el extremo noroeste del área (ALMARZA, *op. cit.*).

El pozo Río Caribe-1 descubrió en 1981 gas condensado retrógrado a profundidad de 2.400 metros en aguas de 90 metros (ALMARZA, *op. cit.*).

En la campaña exploratoria costa afuera de 1978-1982 se encontraron en la cuenca 13.9 Tcf. de gas, incluyendo 1.2 Tcf. del gas y condensado de Río Caribe (ALMARZA, *op. cit.*).

El pozo Patao-1 descubrió un excelente depósito de gas. El pozo Patao-2 confirmó el yacimiento en junio de 1979 y fue seguido para los pozos Patao-3 y 4 que delinearon un gigantesco depósito gasífero. Patao Sur-1 continuó la extensión hacia el suroeste. Los pozos de mayor potencial son Patao-1 y Patao Sur-2 con aporte superior a los 40 millones de pies cúbicos por día (ALMARZA, *op. cit.*). El pozo Dragón-1 encontró el yacimiento de gas en 1980. Los pozos Dragón-2 y -3 extendieron la acumulación. Chaconia-1 (marzo de 1980) y Chaconia-2, en aguas territoriales de Trinidad-Tobago, se encuentran al noreste de la alineación de Dragón, con 2.600 y 3.600 pies de profundidad en arenas, respectivamente, del Plioceno Superior y del Mioceno (ALMARZA, 1998).

Hibiscus-1, de Trinidad Tobago, al noroeste de Dragón, llegó hasta el Oligoceno (3.900) con yacimientos de gas seco (ALMARZA, *op. cit.*).

Mejillones-1, de Lagoven, produjo 50 millones de pies cúbicos de gas y 120 barriles de condensado en dos zonas probadas (ALMARZA, op. cit.).

El pozo Los Testigos-2 descubrió el gas del extremo occidental de la Cuenca de Carúpano (ALMARZA, *op. cit.*).

Río Caribe-1 probó 2.755 barriles de condensado de 58° API. La extensión del yacimiento fue comprobada con el pozo Río Caribe-2 (ALMARZA, op. cit.).

En el área septentrional de la cuenca, el pozo Uquire-1, 35 km al norte de Dragón y cerca del límite con Granada, fue perforado sin éxito. Caracolito-1, 65 km al noroeste de Dragón, resultó igualmente seco (ALMARZA, *op. cit.*). RAMÍREZ DE A. *et al.* (1992) realizaron un estudio donde se reevaluó el desarrollo neógeno de la parte sur de la cuenca, con énfasis en los intervalos de producción de gas. Entre las incertidumbres en la evaluación de la cuenca están el ambiente de sedimentación de las arenas gasíferas y la continuidad lateral de los yacimientos.

**Roca Madre**: Se ha señalado como roca-madre la gruesa sección lutitica asociada a un ambiente prodeltaico de edad Plioceno, con abundante materia orgánica terrestre, que sería la responsable de la presencia del gas biogénico.

La cuenca de Carúpano recibe a partir del Mioceno Medio una cantidad considerable de sedimentos arcillosos depositados en aguas marinas profundas. Sin embargo, en el Plioceno Temprano ocurrió una regresión marina que desplazó hacia la cuenca la sedimentación nerítica y somera, la cual se restringió a estrechas franjas a lo largo del margen del alto relieve al borde sur de la misma. En el Alto de Patao se exhibió el desarrollo y progradación hacia el norte y oeste de una secuencia arenosa que contiene importantes acumulaciones de gas (RAMÍREZ DE A. *et al.*, 1992).

Se han incluido a las lutitas prodeltaicas de edad Mioceno Temprano de la Formación "Cruse", similares a las identificadas en la Cuenca Columbus de Trinidad que se encuentra hacia el sur (SCHENK, 2000). **Roca Reservorio**: Son depósitos de arenas sedimentados en un ambiente que va de plataforma nerítica a batial de edad Mioceno Tardío-Plioceno. Esto se infiere del modelo geológico, basado en los pozos perforados, el cual define para las arenas gasíferas una sedimentación regional que varía desde turbiditas batiales en Río Caribe y Mejillones hasta depósitos de plataforma en Patao y Dragón (ALMARZA, 1998). Específicamente en el área del Patao, para el período del Mioceno Tardío-Plioceno Temprano se depositan areniscas que luego serían el reservorio del gas biogénico. Este reservorio de areniscas se depositó bajo un ambiente de aguas profundas que predomino en el Mioceno Medio y que continúo hasta el Plioceno Temprano (PEREIRA, 1984).

REGUEIRO & PEÑA (1992) mencionan la existencia de yacimientos de arenas de edad Plioceno depositadas en un ambiente de aguas profundas, saturados de condensado o metano. La profundidad actual promedio de estos es de unos 6.900 pies.

SCHENK (2000) menciona que las rocas reservorios son principalmente areniscas de origen deltaico de edad Plioceno Temprano, también están presentes areniscas turbidíticas de aguas profundas depositadas por el antiguo río Orinoco. El reservorio de Patao también está caracterizado por areniscas turbidíticas.

Generación y Expulsión: A finales del Plioceno Temprano se impuso un cambio en las condiciones de depositación pasando a un ambiente nerítico externo, lo que ocasionó que las areniscas fueran transportadas y depositadas bajo un contexto de ciclos turbidíticos (ej. El campo de Mejillones), y otras en un escenario de plataforma nerítica (ej. Los campos de Patao y Dragón), estas areniscas son reservorios e gas (YSACCIS, 1997).

SCHENK (2000) menciona que la migración de hidrocarburos desde las lutitas de la Formación "Cruse" inferior fue principalmente vertical a lo largo de fallas asociadas con la zona principal de fallas. La sincronización del fallamiento fue en el Plioceno Tardío y Pleistoceno.

Sello: Son principalmente lutitas intraformacionales de la sección deltaica de edad Plioceno (ALMARZA, 1998).

**Trampas**: Son principalmente estructurales, con fallas normales formadas por transtensión asociadas con fallamiento en flor a lo largo de una amplia zona fallada de 150 Km ubicada en el margen meridional de la placa del Caribe. También hay presencia de trampas relacionadas a zonas de fallas originadas en un marco transpresional (ALMARZA, *op. cit.*).

#### 5.7. GOLFO DE PARIA

A partir de la exploración petrolera realizada en el área del Golfo de Paria se ha estimado entre reservas probadas, probables y posibles, 925 millones de barriles de petróleo, proveniente de los estratos de edades que van desde el Cretácico al Mioceno-Plioceno.

En 1955 se encontró producción comercial de petróleo en el Golfo de Paria cuando el pozo High Seas-1 descubrió el campo Soldado en aguas de Trinidad.

En 1969 se encontró gas natural y condensado en Galeota Sureste. Al año siguiente Queen's Beach, productor, fue seguido por Oilbird Pelican y Kiskadee, petrolíferos.

Se abandonaron sin éxito, en 1980, los pozos Morro-1 y Plata-1 al oeste de Posa. En 1981 resultaron secos Serpiente-1 y Gupe-1.

En el esfuerzo exploratorio realizado en el lapso 1978-1989 se encontró petróleo pesado en el Golfo de Paria en trampas contra fallas, que se consideró poco atractivo comercialmente.

Uno de los campos identificados en el área del Golfo de Paria es el campo Corocoro que contiene petróleo y gas, fue comprobado por el pozo exploratorio Corocoro-1X. Los hidrocarburos de Corocoro están atrapados en un anticlinal fallado dentro de las formaciones La Pica y Las Piedras de edad Plioceno. Estas formaciones están conformadas por arenas que se depositaron en un sistema de canales fluvio-mareales correspondientes a una serie de rellenos de valles incisos que se formaron en un marco de deltas de costas como resultado a las fluctuaciones cíclicas del nivel del mar (FOSSUM *et al.*, 2004).

Muchos han sido los pozos que han perforado esta área, y a partir de los análisis realizados en ellos se han llegado a los siguientes aspectos:

**Roca Madre**: La mayor parte de los hidrocarburos en esta área tienen como roca madre lodolitas calcáreas rico en materia orgánica de edad Cretácico Tardío. Presenta materia orgánica de edad Cretácico, de origen tanto continental como marino, el contenido de COT está en el rango de 2 a 12% (PERSAD *et al.*, 1993). Estudios recientes indican que la roca madre no es de origen marino, probablemente lacustrino (?), en un ambiente con elevada salinidad, posiblemente de edad Jurásico. También se consideran como rocas madres a las formaciones "Gautier" y "Naparima Hill", que son lutitas compuestas por materia orgánica como algas.

**Roca Reservorio**: Arenas depositadas en ambientes fluvio-deltaicos. En uno de los campos descubiertos en esta área, el campo Posa, se han identificado horizontes petrolíferos en las arenas de Formación La Pica y en la sección basal de la Formación Las Piedras, ambas de edad Plioceno. De los análisis realizados a la información proveniente de los pozos se sabe que las arenas reservorios son de grano fino con alto porcentaje de arcilla. También muestran baja permeabilidad y una marcada lenticularidad. La gravedad del petróleo varía entre 14 y 21° API (ALMARZA, 1998).

**Generación y Expulsión**: La migración de los hidrocarburos del Mioceno y Plioceno está asociada a fallas normales activas en ese período. Se estima que las primeras expulsiones de hidrocarburos se perdieron por falta de una buena trampa o sello. De igual manera, a partir del Mioceno Medio han sido varios los eventos de expulsión (ALMARZA, *op. cit.*).

Sello: Las lutitas locales son consideradas sellos eficientes (ALMARZA, op. cit.).

**Trampas**: Las acumulaciones de petróleo en el flanco norte del sinclinal de Guanipa son principalmente estratigráficas, con barreras incidentales por fallas (ALMARZA, *op. cit.*).

## 5.8. DELTA DEL ORINOCO

La presencia de filtraciones de petróleo y emanaciones de gas en la región ha sugerido, desde principios de siglo, la posibilidad de

encontrar acumulaciones comerciales de hidrocarburos en el Delta del Orinoco.

GOMEZ (2002) en su trabajo "El análisis del sistema petrolero de la plataforma del Orinoco y el margen Atlántico de Venezuela" tuvo por objeto el entender los efectos físico-químicos y condiciones geológicas sobre la generación de hidrocarburos, expulsión y entrampamiento dentro de los sistemas.

La sincronización de la maduración termal y restricciones sobre la preservación del hidrocarburo, al igual que de la efectividad de la roca fuente dentro del Cretácico Superior son los factores determinantes del sistema petrolero en el área del Delta del Orinoco.

En 1969 se encontró gas natural y condensado en Galeota Sureste. Al año siguiente, Queen's Beach, productor, fue seguido al norte por Oilbird Pelican y Kiskadee, petrolíferos, y por los dos pozos secos RL en el sur.

Se descubrió en 1979 gas biogénico en la plataforma deltana; tres pozos, de los cinco perforados, Loran-1, Coquina-1 y Tajalí-1, encontraron reservas de 5.200 MMMpc de gas y acumulaciones menores de condensado al sureste de Trinidad. Entre algunos campos ya definidos en el Delta del Orinoco que están incluidos en el Proyecto Plataforma Deltana se ha definido el campo Dorado descubierto por el pozo Dorado 1X, en el primer semestre del año 2002, posteriormente se perforó el pozo Dorado 2X. El prospecto Dorado es una estructura anticlinal con cierre en cuatro direcciones, limitada al este y oeste por fallas normales de buzamiento noreste y dirección noroeste-sureste. La columna estratigráfica está compuesta básicamente por la cobertura sedimentaria Plio-Pleistoceno, y se encuentra en contacto con el Cretácico debido al fallamiento lístrico (COBOS *et al.* 2002).

Igualmente, por medio de 28 imágenes de RADARSAT adquiridas dentro del Proyecto Plataforma Deltana se han identificado 46 menes en las áreas cubiertas por las imágenes, y en base a los estudios realizados se ha podido inferir que la generación y migración de los hidrocarburos ha sido desde las zonas deltaicas del Orinoco (ROMERO *et al.* 2002).

Con la perforación de pozos exploratorios se identificó la presencia de gas y condensado, pero aún queda por explorar gran parte de la plataforma.

**Roca Madre**: Las rocas madres son de edad Cretácico depositadas en el marco del margen pasivo. Se podría considerar que hacia el norte del delta del Orinoco se tienen hidrocarburos generados principalmente

por carbonatos, algunas lutitas negras con material orgánico como algas (formaciones "Gautier" y "Naparima Hill"). Hacia la región sur del delta del Orinoco costa afuera dentro del Cretácico se originaron hidrocarburos en carbonatos marinos y ambientes lacustrinos probablemente de edad Jurásico (?).

**Roca Reservorio**: El reservorio se caracteriza por intercalaciones de arenas-lutitas de gran espesor con potencial capacidad de reservoriosello. Las arenas más profundas fueron depositadas en un ambiente nerítico externo, mientras que las más someras corresponden a ambientes marino somero (nerítico interno), posiblemente en un sistema deltaico dominado por olas (COBOS *et al.* 2002).

Se consideran como roca reservorio intervalos cretácicos del Grupo Temblador.

Generación y Expulsión: Debido a la continua deformación originada por la interacción de las placas del Caribe y América del Sur, se fueron creando nuevas cocinas. La efectividad de la expulsión del hidrocarburo desde las rocas madres del Cretácico Superior dentro de las cuencas generativas tuvieron que ocurrir alrededor de 15 Ma a lo largo del margen Atlántico de Venezuela, alrededor de 4 Ma a lo largo del noroeste de la plataforma del Orinoco, y alrededor de 1,5 Ma a lo largo del noreste de la plataforma del Orinoco. Las primeras expulsiones se perdieron debido a la falta de trampas y sellos eficientes. La migración de los fluidos ha sido preferencialmente por las superficies de fallas.

Sello: Las lutitas han sido consideradas unos sellos eficientes.

**Trampas**: Considerables volúmenes migraron hacia el suroeste dentro del continente dentro de posibles trampas estratigráficas en el margen Atlántico de Venezuela.

El sector este del delta, en la frontera con Trinidad, presenta elementos estructurales de entrampamiento.

El análisis sugiere que hasta la más favorable de las suposiciones, indicaría que la máxima cantidad de hidrocarburos disponible para el entrampamiento dentro del prospecto para la plataforma del Orinoco sería alrededor de 37 Tcf. de gas y 52 billones de barriles de petróleo, y dentro del margen Atlántico de Venezuela el prospecto sería de 190 Tcf. de gas y 94 billones de barriles de petróleo.

# CAPITULO VI

#### 6. Conclusiones

Se elaboró el cuadro cronoestratigráfico a escala 1:1.000.000, el cual abarca una extensión lineal total de 2.120 Km costa afuera de Venezuela desde el Cretácico hasta el Presente. Las cuencas sedimentarias incluidas en el cuadro cronoestratigráfico son Península de La Guajira, Golfo de Venezuela, Falcón-Ensenada de La Vela, Golfo Triste, cuenca de Bonaire, cuenca La Tortuga, cuenca Tuy-Cariaco, cuenca La Blanquilla, cuenca de Carúpano, Golfo de Paria y Delta del Orinoco.

A partir del cuadro cronoestratigráfico se puede concluir que las cuencas con mayor información geológica son la Ensenada de La Vela, Golfo Triste, La Tortuga, Tuy-Cariaco, Carúpano, La Blanquilla y Golfo de Paria; la cuenca con mayor escasez es la de Bonaire. Por tal motivo, los datos geológicos de las cuencas con mayor información son más confiables que las que poseen poca data, por ejemplo la información proveniente de pozos y de la sísmica en la Ensenada de La Vela, Golfo Triste, Tuy-Cariaco, Carúpano, Golfo de Paria y Delta del Orinoco permite establecer mejores marcadores estratigráficos que en las otras áreas. Igualmente, el Golfo de Venezuela, la Ensenada de La Vela y Golfo Triste parecen ser las cuencas con una historia geológica más compleja desde un punto de vista estructural y litológico, sin embargo, los mayores espesores se encuentran en las cuencas Tuy-Cariaco, Carúpano y Delta del Orinoco.

Se integró la información geológica publicada que incluyó aspectos litológicos, estructurales y del sistema petrolero desde el Cretácico hasta el Presente, lo que permitió establecer la evolución tectono-estratigráfica de cada una de las cuencas sedimentarias. A continuación se presenta cada una;

RENZ (1960) y PICARD (1976) interpretan que la Península de La Guajira es una cuenca sedimentaria de edad Triásico hasta Reciente que descansa sobre un basamento Paleozoico, el ambiente sedimentario predominante es de Plataforma, el cual ha variado de Interno a Externo. Durante el Triásico-Jurásico y a partir del Oligoceno la sedimentación fue controlada por la tectónica imperante. La litología característica de la cuenca desde el Triásico hasta el Jurásico Superior son siliciclásticos que se depositaron extensamente en la zona del surco. Desde el Cretácico hasta el Reciente las calizas grisáceas son las que caracterizan a la cuenca, alternan con margas y lutitas limosas y esporádicas capas de conglomerados.

GRAF (1969), GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980) y ALMARZA (1998) señalan que el Golfo de Venezuela se caracteriza por el desarrollo de dos subcuencas sedimentarias que están separadas por el Risco de Calabozo, lo que ha permitido que ambas tengan una evolución tectonoestratigráfica diferente partiendo de un basamento Paleozoico en común. En la subcuenca Occidental se inicia la sedimentación con ambientes continentales que gradan a marinos (Plataforma Interna a Externa). Se registran grandes períodos de no depositación o de alta tasa de erosión desde el Eoceno Medio hasta el Mioceno Medio por la falta de registró geológico. La litología característica de esta subcuenca son arenas calcáreas y/o calizas y arcillas limosas. En la subcuenca Oriental la evolución geológica es muy diferente, durante el Cretácico se establece el corrimiento de las Metamórficas Aloctónas del Mesozoico sobre el Margen Pasivo, y posteriormente se adosan las Napas de Lara que se extiende hasta finales del Eoceno Medio. A partir del Oligoceno Tardío se registran sedimentos marinos y eventos erosivos importantes dentro de la subcuenca. La litología característica es arenas calcáreas. Los hidrocarburos que se encuentran en el Golfo de Venezuela fueron generados en el Cretácico por la Formación La Luna, y se depositaron en calizas del Cretácico y arenas del Terciario.

GONZÁLEZ DE JUANA et al. (1980), CABRERA (1985), BOESI & GODDARD (1991), MACELLARI (1995), GHOSH et al. (1997) y PORRAS (2000) mencionan que la Ensenada de La Vela es una cuenca sedimentaria que inicia su evolución tectono-estratigráfica desde el Eoceno Tardío en ambientes continentales, pero a partir del Oligoceno Temprano se establecen ambientes de Plataforma Medio a Externo con una litología característica compuesta de arcillas grisáceas y arenas de grano fino a medio. La tectónica ha controlado la sedimentación en la cuenca que se vio impactada cuando se formó el Alto de Paraguaná separando el Surco de Urumaco y la Ensenada de La Vela, esté evento también permitió una mayor profundización en está última. A partir del Plioceno se depositan en el Alto de Paraguaná ambientes continentales. El hidrocarburo contenido en la Ensenada de La Vela proviene de rocas madres de edad Oligoceno-Mioceno Inferior (Formación Socorro y Agua Clara), y fueron contenidos en las calizas del Miembro Cauderalito, el basamento ígneo-metamórfico fracturado, y areniscas de la Formación Socorro.

GONZÁLEZ DE JUANA *et al.* (1980), MACELLARI (1995), ALMARZA (1998) y PORRAS (2000) mencionan que el Golfo Triste es una cuenca sedimentaria que se formó en el Eoceno Tardío durante el Foredeep del Caribe, permitiendo el establecimiento de ambientes de Plataforma Medio a Externo que han variado a ambientes de Talud, siendo la litología característica lutitas calcáreas. Se ha interpretado que el marco estructural esta asociado a efectos transpresivos contemporáneos de grandes dimensiones. Se han realizado diversas perforaciones para estimar los hidrocarburos presentes en esta cuenca, en especial en las arenas de San Lorenzo y Guacharaca, sin ser concluyentes.

SILVER *et al.* (1975), MUESSIG (1984), BOSCH & RODRÍGUEZ (1993) y PORRAS (2000) se refieren a la cuenca de Bonaire como una cuenca sedimentaria que se formó a partir del Eoceno Tardío donde el ambiente predominante es de Talud. Se ha interpretado que las estructuras observadas en el Golfo Triste tienen su extensión lateral en esta cuenca.

EVANS (1982), FERRER (1984), CASTRO & MEDEROS (1985), PEREIRA (1985), RAMÍREZ DE A. *et al.* (1992), YSACCIS (1997) y CARVAJAL & JAIMES (2003) señalan que las cuencas de La Tortuga, Tuy-Cariaco, La Blanquilla y Carúpano son cuencas sedimentarias extensivas que se originaron a finales el Eoceno Tardío y donde predominaron ambientes de Talud hasta finales del Mioceno Tardío. La litología ha variado en la cuenca Tuy-Cariaco, desde lutitas, areniscas calcáreas a calizas. La roca madre que originó el hidrocarburo contenido en la cuenca Tuy-Cariaco es de edad Mioceno, y fue contenido en las areniscas de edad Mioceno y Plio-Pleistoceno. En las cuencas de La Tortuga y La Blanquilla la litología característica son lutitas con intercalaciones de calizas grises y areniscas de color blanquecino. En la cuenca de La Blanquilla hay

hidrocarburos generados por rocas madres de edad Eoceno Inferior-Medio, que dio origen al petróleo liviano, condensado y gas, y la otra aún sin establecer. Los hidrocarburos fueron contenidos en secuencias pre-Mioceno Temprano y areniscas del Mioceno Medio.

La cuenca de Carúpano muestra una litología característica de lutitas hasta el Mioceno Medio, posteriormente se han sedimentado calizas y areniscas calcáreas, también son relevantes los depósitos sedimentarias acuñados en el Cretácico de esta cuenca. Los hidrocarburos originados son de edad Plioceno, y también de edad Mioceno Inferior. Las acumulaciones de hidrocarburos se tienen en las arenas de edad Mioceno Tardío-Plioceno.

FLINCH (1999) menciona que el Golfo de Paria se originó por la extensión asociada a un sistema de fallas resultantes de la interacción de las placas Caribe y América del Sur. La sedimentación dentro del Golfo de Paria ha sido muy variada, desde el Cretácico se depositaron areniscas, calizas y lutitas negras de ambientes marinos, los cuales fueron progradando en un ambiente de Plataforma. Desde finales del Cretácico hasta el Mioceno Medio se establecieron ambientes de Plataforma y de Talud. La litología son lutitas y areniscas de grano fino a medio. La roca madre de los hidrocarburos contenidos en esta cuenca es de edad Jurásico y fueron contenidos en arenas de edad Plioceno.

DI CROCE (1995) y SÁNCHEZ (2001) señalan que el Delta del Orinoco esta caracterizado por estructuras extensivas, limitadas por fallas lístricas. La sedimentación se inicio en el Cretácico con ambientes continentales que pasaron a ambientes de Plataforma Interna a finales del Cretácico Temprano. Se estableció un gran período de erosión que no permitió conservar el record geológico desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno Temprano, sólo se han llegado a establecer sedimentos del Paleoceno y el Eoceno Medio. La litología característica del Delta del Orinoco son lutitas grisáceas con intercalaciones de areniscas. Los hidrocarburos presentes en esta cuenca provienen de rocas madres del Cretácico, y fueron acumulados en intercalaciones de arenas-lutitas de edad Cretácico del Grupo Temblador.

En conclusión la metodología empleada para la generación del cuadro cronoestratigráfico fue muy buena ya que permitió establecer una base de datos cronológicos la cual muestra la información disponible para cada una de las cuencas sedimentarias, de igual manera la carencia de datos sísmicos y de pozos en muchas de ellas.

# CAPITULO VII

#### 7. Recomendaciones

Se sugiere realizar un estudio más detallado de las cuencas sedimentarias costa afuera de Venezuela, en especial del Golfo de Venezuela, Golfo Triste y la cuenca de Bonaire, de las cuales existe escasa información geológica publicada.

Se estima que para la continuación de este estudio, en mayor detalle, se necesita la perforación de pozos que logren alcanzar el basamento y que cubran toda la columna sedimentaria, para tener un mejor entendimiento de los sedimentos depositados en estas cuencas.

Se manifiesta la preocupación de la poca información para establecer el sistema petrolífero relacionado a las cuencas sedimentarias costa afuera de Venezuela, lo que es fundamental para poder tener un mejor estimado de los yacimientos.

# **REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS**

Abreviatura: UCV-EG = Trabajo Especial de Grado, Departamento de Geología, Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Inédito.

AGUERREVERE S.E. 1972. Expresión topográfica del fondo submarino frente a La Guaira y sus relaciones con algunos terremotos. VI Conferencia Geológica del Caribe-Margarita, Venezuela, p.372.

ALMARZA C. 1998. Campos Petrolíferos de Venezuela. Golfo de Venezuela y Golfo Triste. Código Geológico de Venezuela. PDVSA-Intevep. 1997. Página web: <u>www.pdv.com/lexico/lexico</u>

ARRIECHE M. 2002. Detección Menes en la Fachada Atlántica de Venezuela y modelaje de su ubicación en el fondo marino utilizando imágenes de radar. XI Congreso Venezolano de Geofísica, del 17 al 20 de noviembre, paper.

AUBOUIN J.; J. STEFAN; J. ROUMP & V. RENARD. 1982. Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project, subduction without accretion, Middle America Trench off Guatemala. Nature 297, p.458-460.

AUDEMARD F.E. & J. DE MENA ARENAS. 1985. Falcón Oriental: nueva interpretación estructural. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, p.2317-2329. AUDEMARD FRANCK. 1993. Néotectonique, sismotectonique et aléa sismique du nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón). Tesis de Doctorado, Universidad de Montpellier II, p.369 + Anexos.

& C. GIRALDO. 1997. Desplazamientos destrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela Septentrional. Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geólogos, Tomo I, noviembre, 1997, p.101-108.

AUDEMARD F. A. 1997. Tectónica activa de la región septentrional de la cuenca invertida de Falcón, Venezuela occidental. Mem. VIII Congreso Geológico Venezolano, I: 93-100.

BALL M.M. & C.G.A. HARRISON. 1969. Origin of the Gulf and Caribbean and implications regarding ocean ridge extension, migration and shear. Gulf Coast Assoc. Geol. Socs., Trans., 19: p.287-294.

BELLIZZIA A. & G. DENGO. 1990. The Caribbean mountain system, northern South America. In: G. DENGO & J.E. CASE (Editors), The Caribbean Region. The Geology of North America. H. Geological Society of America, Boulder, CO, p. 167-175.

BELDERSON R.H.; N.H. KENYON; A.H. STRIDE & C.D. PELTON. 1984. A "braided" distributary system on the Orinoco deep-sea fan. Marine Geol., 56, p. 195-206. BIJU-DUVAL B.; B.A. MASCLE; H. ROSALES & G. YOUNG. 1982. Episutural Oligo-Mioceno basins along the North Venezuelan (J.S. Watkins and C.L. Drake). American Association of Petroleum Geologist, Memoir 34, p.347-358.

BLANCO B. & C. GIRALDO. 1992. Síntesis tectono-estratigráfica de la Cuenca Tuy-Cariaco y Plataforma Externa. VI Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, 16 al 20 de agosto, 1992, p.47-54.

BOESI T. 1985. Estudio Geológico Regional de Falcón Occidental. (Resumen): Maraven Report EPC-10063.

& D. GODDARD. 1991. A new Geologic Model Related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón Basin, northewestern Venezuela; in Biddle, K. (ed.) American Association of Petroleum Geologist, Memoir 48, p.303-319.

BONINI W.E.; C. ACKER & G. BUZAN. 1977a. Gravity studies across the western Caribbean Mountains, Venezuela. Memoria, Congreso Latinoamericano de Geología, IV, Caracas, 1977. Ministerio de Minas e Hidrocarburos. Boletín de Geología, Publicación Especial, N° 7, Vol. 4. p.2300-2323.

\_\_\_\_\_; C. PIMSTEIN DE GAETE & V. GRATEROL. 1977b. Mapa de anomalías de Bouguer de la parte norte de Venezuela y áreas vecinas. Ministerio de Energía y Minas, escala 1:1.000.000.

BONINI W. E. 1978. Anomalous crust in the eastern Venezuela Basin and the Bouguer gravity anomaly field of northern Venezuela and the Caribbean borderland. The 8th Caribbean geological conference; Willemstad, Netherlands Antilles, Jul. 4-24, 1977. Geologie en Mijnbouw, 57(2): 151-162.

BOSCH M. & I. RODRÍGUEZ. 1993. North Venezuelan collisional crustal block: The boundary between the Caribbean and South American plates. Journal of South American Earth Sciences, 6, 133-143.

BURKE K.; P.J. FOX & A.M.C. SENGÖR. 1978. Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean: Journal of Geophysical Research, v. 88, 375p.386.

; C. COOPER; J.F. DEWEY; O. MANN & J.L. PINDELL. 1984. Caribbean tectonics and relative plate motions. In: W. BONINI, R.B. HARGRAVES & R. SHAGAM. (Eds.) The Caribbean-South American Plate boundary and Regional Tectonics. Geol.. Soc. Am. Mem, p.162, 31-63.

CABRERA E. 1982. Geología petrolera de la Cuenca de Falcón y su plataforma continental. Informe inédito, Corcoven S.A..

. 1985. Evolución Estructural de Falcón Central. UCV-EG

CARVAJAL M. & A. JAIMES. 2003. Paleogene to Recent tectonic and paleogeographic evolution of the Cariaco Basin, Venezuela. Tesis de Maestría, University of Texas, Austin. Austin, TX, United States, p.94.

CASE J. E. 1974. Major basins along the continental margino f northern South America. In BURK, C.A. & DRAKE, C.L., eds., The geology of continental margins: New York, Springer-Verlag, p.733-742.

\_\_\_\_\_; T.L. HOLCOMBE & R.G. MARTIN. 1984. Map of geologic provinces in the Caribbean region. Geological Society of America. Memoir 162, p. 1-30.

CASTRO M. & A. MEDEROS. 1985. Litoestratigrafía de la Cuenca de Carúpano. VI Congreso Geológico Venezolano. 29 de Septiembre al 6 de Octubre de 1985. Lagoven, S.A. Departamento de Geología. p.202-215.

COBOS C.; T. ROMERO; A. MEDINA; L. PORRAS & D. SALAS. 2002. Caracterización sísmica de los yacimientos de gas del campo Dorado. XI Congreso Venezolano de Geofísica, del 17 al 20 de noviembre, paper.

CORONEL G. 1967. A geological outline of the Gulf of Venezuela. World Petroleum Cong. VII, México, 1967, Mem., 2:799-812.

DÍAZ DE GAMERO M. 1977. Estratigrafía y Micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la Cuenca de Falcón, Venezuela. GEOS, v.22, p.3-60.

DIAZ DE GAMERO M. 1988. El Mioceno Temprano y Medio de Falcón Septentrional (The Early and Middle Miocene of Northern Falcon). GEOS, Nº 29, p.25-35.

DI CROCE J. 1995. Eastern Venezuelan Basin: Sequence Stratigraphy and Structural Evolution. Ph.D. Thesis, Rice University, Houston, Texas, p.225.

; A.W. BALLY & P. VAIL. 1999. Sequence Stratigraphy of the Eastern Venezuelan Basin. Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World, p.419-476.

DONELLY T.W. 1985. Mesozoic and Cenozoic plate evolution of the Caribbean region. In: F.G. STEHLI, S.D. WEBB. (Eds). The Great American Biotic Interchange, p.89-121.

DUNCAN R.A. & R.B. HARGRAVES. 1984. Plate tectonic evolution of the Caribbean region, in BONINI, W.E., HARGRAVES, R.B. & SHAGAM, R., eds., The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics: Geological Society of America Memoir 162, p.81-93.

EDGAR N.T.; J.I. EWING & J. HENNION. 1971. Seismic refraction and reflection in the Caribbean Sea. American Association of Petroleum Geologist Bulletin, Vol. 55, N° 6. p.833-870.

ERCILLA G.; B. ALONSO; J. BARAZA; D. CASAS; F.L. CHIOCCI; F. ESTRADA; M. FARRAN; E. GONTIER; F. PEREZ-BELZUZ; C. PIRMEZ; M. REEDER; J. TORRES & R. URGELES. 1998. New high-resolution acoustic data from braided system of the Orinoco deep-sea fan. Marine Geology, v. 146, p.243-250.

G.; B. ALONSO & J. BARAZA. 2000. High resolution morphocharacteristics of the distal Orinoco Turbidite system. GCSSEPM Foundation 20<sup>th</sup> Annual Research Conference Deep Water Reservoirs of the World. p.374-388.

EVANS A.M. 1982. The stratigraphy of Cuenca Tuy-Cariaco and adjacent basins east central Venezuela offshore. Maraven Informe Técnico, EPEX/14, Gerencia de Exploración, Report N° EPC-7641, p.21.

ERLICH R. N. & S.F. BARRETT. 1990. Cenozoic plate tectonic history of the Northern Venezuela-Trinidad area. Tectonics; 9(1): p.161-184.

EVANS A.M. 1982. The stratigraphy of Cuenca Tuy-Cariaco and adjacent basins east central Venezuela offshore. Maraven Informe Técnico, EPEX/14, Gerencia de Exploración, Report N° EPC-7641, p.21.

EVANS A.M. 1983. The stratigraphy of Cuenca Tuy-Cariaco and adjacent basins east central Venezuela offshore. Report N° EPC-7641, Informe Técnico Maraven, p.21.
FAUGERES J.C.; E. GONTIER; R. GRIBOULARD & L. MASSE. 1993. Quaternary sandy deposits and caninos on the Venezuelan margin and south Barbados Accretionary prism. Marine Geology, v. 110, p.115-142.

FAUGERES J.C.; E. GONTIER; C. BOBIER & R. GRIBOULARD. 1997. Tectonic control on sedimentary processes on the southern termination of the Barbados Prism. Marine Geology, v. 140, p.117-140.

FEO CODECIDO G. 1977. Un esbozo geológico de la Plataforma Continental Margarita-Tobago. Congreso Latinoamericano Geológico II, Caracas, noviembre 1973, Memoria, Bol. Geol. Caracas, Publ. Esp. 7, IV: p.1923-1945.

FINDLAY A.L. 1985. The prospectivity of eastern Falcón. Informe inédito, Corpoven S.A.

FLINCH J.F.; V. RAMBARAN; W. ALI; V. DE LISA; G. HERNÁNDEZ; K. RODRIGUES & R. SAMS. 1999. Structure of the Gulf of Paria Pull-Apart Basin (Eastern Venezuela-Trinidad). Caribbean Basins. Sedimentary Basins of the World. p.477-494.

FOSSUM B.J. & A.W. SHULTZ. 2004. Corocoro Field, Gulf of Paria, Venezuela: Depositional Setting and Geological Modeling. (Resumen). XII Geophysical Congress Symposium. November 14-17, 2004. Caracas, Venezuela. FRISCH W.; M. MESCHEDE & M. SICK. 1992. Origin of the Central American ophiolites: evidence from paleomagnetic results. Geol. Soc.
Am. Bull. 104 (10), p.1301-1314.

GALAVIS J.A. & L.W. LOUDER. 1970. Preliminary studies on geomorphology, geology and geophysics on the continental shelf and slope of Northern South America. 8<sup>th</sup> World Petrol. Cong. Moscow, N° 2, p.107-120.

. 1971. Preliminary studies on geomorphology, geology and geophysics on the continental shelf and slope of northern South America. Eight World Petroleum Congress, Caracas, Venezuela, September 1970, p.26.

GHOSH S.; PESTMAN P.; MELÉNDEZ L.; TRUSKOWSKI I. & ZAMBRANO E. 1997. Evolución tectonoestratigráfica y sistemas petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela Noroccidental. Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, I, 317-329.

GIRALDO C. 1993. New ideas about displacement and history of EL Pilar fault, Eastern Venezuela. AAPG/SVG International Congress and Exhibition. (Poster).

\_\_\_\_\_\_. 1996. Hipótesis acerca del desplazamiento de la falla de El Pilar, Venezuela nororiental. 8º Congreso Venezolano de Geofísica. Maracaibo, p.387-392. GODDARD D. 1996. Seismic stratigraphy and sedimentation of the Cariaco Basin and surrounding continental shelf, northeastern Venezuela. in Trans. Caribbean Geological Conference, 11th, Barbados, July 1986, p.34:1-34:21.

GOMEZ L.M. 2002. Petroleum system analysis of the Orinoco Platform, offshore eastern Venezuela. Tesis de Maestría. University of Houston. Houston, TX, United States, p.172.

GONZÁLEZ DE JUANA C.; J. ITURRALDE & X. PICARD. 1980. Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Caracas, Ediciones Fonives, 2 volumenes, p.1031.

Geodynamic Investigations Venezuela. III Geodynamics Bulletin. Dirección de Geología, Ministerio de Energía y Minas. Caracas, 1981. p.79.

GRAF C. 1969. Estratigrafía cuaternaria del noroeste de Venezuela.
Boletín Informativo, Asociación Venezolana de Geología, Minería y Petróleo.; 12(11): p.393-416.

HAAK R. 1980. Stratigraphic of the wells MTC-1X y MTC-2X (Tuy-Cariaco). Informe Técnico Maraven, Caracas. HACKLEY P.C.; F. URBANI; A.W. KARLSEN & C.P. GARRITY. 2006. *Mapa* geológico de Venezuela a escala 1:750.000. U.S. Geological Survey, Open File Report 2006-1109. <u>http://pubs.usgs.gov/of/2006/1109/</u>

HAQ B.U.; J. HARDENBOL & P.R. VAIL. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, in Sea-level Changes-An Integrated Approach, Spec. Publ. Soc. Econ. Petrol. Mineral., v.42, p.71-108.

HOORN C.; J. GUERRERRO; G. SARMIENTO; M.A. LORENTE. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in miocene northern South America. Geology, 23(3): 237-240, March 1995.

HUNTER V. F. 1974 . *The Mid-Tertiary Stratigraphic Unit of the Southern Caribbean Area*. Contributions to the Geology and Paleobiology of the Caribbean and Adjacent Areas; Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft in Basel, 84 (1): 172-190.

KISER D.; N. ESCALONA; A. PORTILLA; O. MONSALVE; P.E. RAMIREZ & G. COLINA. 1984. *Plataforma continental venezolana, La Vela-Golfo Triste*. Informe no publicado, Petróleos de Venezuela.

KLITGORD K. & H. SCHOUTEN. 1986. Plate kinematics of the central Atlantic. In: B.E. TUCHOLKE & P.R. VOGT. (Eds.). The Western Atlantic Region (The Geology of North America, vol. M). Geol. Soc. Am., Boulder, CO, p.351-378.

LUGO J. & P. MANN. 1995. Jurassic-Eocene Tectonic Evolution of Maracaibo Basin, Venezuela, en A.J. TANKARD, R. SUÁREZ SORUCO Y H.J. WELSINK, AAPG Memoria 62, Petroleum Basins of South America, p.699-725.

MACELLARI C.E. 1995. Cenozoic Sedimentation and Tectonics of the Southwestern Caribbean Pull-Apart Basin, Venezuela and Colombia, en A.J. TANKARD, R. SUÁREZ SORUCO & H.J. WELSINK, AAPG Memoria 62, Petroleum Basins of South America, p.757-780.

MALFAIT B. T. & M.G. DINKELMAN. 1972. Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate. Geol. Soc. Am. Bull., 83 (2): 215-272.

MANN P. & A. ESCALONA. 2005. Regional Offshore Mapping of Structures and Depocenters of Venezuela and Trinidad: Implications for Deepwater Exploration in the Caribbean. AAPG Annual Convention, 2005.

MENDOZA H. 2002. Perspectivas de minerales industriales en la Península de La Guajira. Exploración y Evaluación de Recursos Minerales.p.33. http://productos.ingeominas.gov.co/productos/OFICIAL/georecur/mineria/ escdep/pdf/guajira/memoria.pdf

MESCHEDE M.; W. FRISCH; U.R. HERRMANN & L. RATSCHBACHER. 1997. Stress transmission across an active plate boundary: an example from Southern México. Tectonophysics 266, p.81-100. <u>& W. FRISCH 1998.</u> A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate. Tectonophysics 296 (1998), p.269-291.

MONSALVE O.; P.E. RAMIREZ & G. COLINA. 1984. *Plataforma Continental venezolana*. Síntesis geológico-económico. Cuenca de Cariaco. Petróleos de Venezuela, S.A. Coordinación de Exploración. Grupo Interfilial. Vol. III, reporte interno no publicado, p.48.

MOTICSKA P. 1972. *Geología del Archipiélago de Los Frailes*. Conf. Geol. Caribe VI, Porlamar, Julio 1971, Memoria, C. PETZALL, Editora, Cromotip, Caracas: p.69-73.

MORELOCK J. 1972. Guayana-Orinoco continental shelf sediments. Inst. Oceanográfico, Univ. de Oriente, Bol., 11 (1): 57-61.

MUESSIG K.W. 1984. Structure and Cenozoic tectonics of the Falcón Basin, Venezuela, and adjacent areas. In BONINI, W.E., R.B. HARGRAVES & R. SHAGAM, eds., The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. Geological Society of America. Memoir 162, p.217-230.

OLDOW J.S.; A.W. BALLY & H.G. AVÉ LALLEMANT. 1990. Transpression, orogenic float, and lithospheric balance. Geology, v.18, p.991-994.

OSTOS M. 1990. Evolución tectónica del margen Sur-Central del Caribe basado en datos geoquímicas. GEOS 30, p.1-294.

PARNAUD F.; Y. GOU; J.C. PASCUAL; I. TRUSKOWSKI; O. GALLANGO; H. PASSALACQUA & F. ROURE. 1995. Petroleum Geology of the Central Part of the Eastern Venezuelan Basin. In A.J.

PASSALACQUA H.; F. FERNANDEZ; Y. GOU & F. ROURE. 1995. Crustal architecture and strain partitioning in the eastern Venezuelan ranges. Petroleum Basins of South America (AAPG MEM N° 62), p. 667-679.

PEREIRA J.G. 1984. Marco geológico regional, Cuenca de Carúpano, Norte de Paria. LAGOVEN, S.A. Informe Interno (Inédito).

\_\_\_\_\_; A. BELLIZZIA; M. FURRER; J.L. PERDOMO. 1984. Plataforma Continental Venezolana. Síntesis geológico-económico cuenca de Carúpano. Lagoven S. A., 303 páginas

\_\_\_\_\_. 1985. Evolución tectónica de la Cuenca de Carúpano durante el terciario. VI Congreso Geológico Venezolano. 29 de Septiembre al 6 de Octubre de 1985. Lagoven, S.A. Departamento de Geología. p. 2618-2648.

PERÉZ A.C. & A. BERNAL. 2007. *The Petroleum System in La Blanquilla and Tuy-Cariaco Basins, offshore Venezuela*. Petroleum Geochemistry Case Studies-Oppotunities or Reducing Risk I. AAPG/SEPM, 2007 Annual Convention and Exhibition (April 1-4, 2007). Technical Program.

PERSAD K.M.; S.C. TALUKDAR & W.G. DOW. 1993. Tectonic control in source rock maturation and oil migration in Trinidad and Implications for petroleum exploration. In: J.L. Pindell and R.F. Perkins (Editors), Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region: A Context for Hydrocarbon Exploration. Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation. p. 237-249.

PETER G. 1972. Geologic Structure offshore North-Central Venezuela. VI Conferencia Geológica del Caribe-Margarita, Venezuela. Memorias 1972, p.283-294.

PICARD J. 1976. Geología sedimentaria de la Laguna de Cocinetas,
Península de la Goajira, Estado Zulia. Ministerio de Minas e
Hidrocarburos. Dirección de Geología. División de Geología Marina. p.
48.

PINDELL J.L. & J.F. DEWEY. 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. Tectonics, 1(2): p.179-211.

\_\_\_\_\_. 1985. Alleghenian reconstruction ant the subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas and proto-Caribbean Sea. Tectonics, v.4, p.1-39. PINDELL J.; S. CANDE; W. PITMAN III; D. ROWLEY; J. DEWEY; J. LABRECQUE & W. HAXBY. 1988. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution. Tectonophysics; 155:121-138.

<u>& S.F. BARRETT. 1990.</u> In G. DENGO & J. E. CASE (Eds.), Caribbean plate tectonic history (Vol. H). The Caribbean region, The geology of North America.

\_\_\_\_\_\_. 1994. Evolution of the Gulf of México and the Caribbean. In: S.K. Donovan & T.A. Jackson. (Eds.). Caribbean Geology: An Introduction, U.W.I. Publ. Ass. Kingston. p.13-39.

, R. HIGGS & J.F. DEWEY. 1998. Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the northern margin of South America, en Paleogeographic Evolution and Non-glacial Eustasy, Northern South America, SEPM Special Publication N° 58, p.45-83.

PRIETO R. 1987. Seismic stratigraphy and depositional systems of the Orinoco platform area, Northeastern Venezuela. The University of Texas at Austin, PhD. Dissertation, p. 143.

PORRAS L. R. 2000. Evolución tectónica y estilos estructurales de la región costa afuera de las cuencas de Falcón y Bonaire. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas, Venezuela. Septiembre 10-13, 2000, p.279-292.

RAMÍREZ DE A. R.; F. RIART & I. VAN DER MOLEN. 1992. Geología regional y análisis sismoestratigráfico de las areniscas gasíferas en la parte sur de la cuenca de Carúpano, Costa Afuera oriental de Venezuela.
VI Congreso Venezolano de Geofísica. Caracas, 16 al 20 de agosto, 1992.
p. 91-97.

REGUEIRO J. & A. PEÑA. 1992. Gas vs. Condensado: Características sísmicas de yacimientos de gas en areniscas de edad Plioceno, norte de Paria.

RENZ O. 1960. Geología de la parte sureste de la península de la Guajira (República de Colombia). Memoria. III Congreso geológico venezolano.
Tomo I. Boletín de Geología. Pub. Especial N° 3. p. 317-347. Caracas.

RENZ O. 1977. The lithologic units of the Cretaceous in western Venezuela. Cong. Geol. Venez. V, Caracas, Noviembre 1977, Memoria, A. Espejo et al., Editores, Min. Energía y Minas. Soc. Venez. Geol.., I: 45-58.

ROBERTSON P. & K. BURKE. 1989. Evolution of southern Caribbean plate boundary, vicinity of Trinidad and Tobago. AAPG, v. 73, p.490-509.

RODRÍGUEZ W. B.; C. GIRALDO & N. CHIGNE. 2000. Contribución de Geología de superficie del área de Capiricual en la caracterización de los reservorios del norte de Anzoátegui, cuenca Oriental. VII Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas, Caracas, Venezuela. Septiembre 10-13, 2000, p.755-766.

ROLLINS J.F. 1965. Stratigraphic and structure of the Goajira península, Northwestern Venezuela and Northeastern Colombia. University of Nebraska Studies, New series: 30, p. 102.

ROMERO T.; P. LEÓN; L. PORRAS; A. MEDINA & A. AZAVACHE. 2002. Uso de TimeSlices, Cubo de Coherencia y Amplitudes en la Interpretación Estructural del área de la Plataforma Deltana, Costa Afuera de Venezuela. XI Congreso Venezolano de Geofísica, del 17 al 20 de noviembre, paper.

ROSS M. & C. SCOTESE. 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. Tectonophysics 155, p.139-168.

RUSSOMMANO F.; E. QUIJALA; D.F. WARNER & L.D. DAILEY. 1977. Evaluación geológica-geofísica del área costa afuera del Delta Amacuro para prospección de hidrocarburos. Informe inédito, Gerencia de Exploraciones. Corp. Venez. Petról, S. A., Maracaibo.

RUTTEN, L. 1939. On the Geology of Margarita, Cubagua and Coche (Venezuela). Konink. Akad. Van Wetenschappen te Amsterdam, 43 (7):828-841. SANTAMARÍA F. & C. SCHUBERT. 1974. Geochemistry and geochronology of the Southern Caribbean-Northern Venezuela plate boundary. Geol. Soc. Am. Bull., 85 (7): 1085-1098. En castellano (1975): Asoc. Ven. Geol., Min. y Petr., Bol. Inform., 18 (1):1-38.

SANCHEZ M. 2001. Sequence stratigraphy and structural framework of the southeast Caribbean Margin: offshore Orinoco Delta, Venezuela. Magister of Science, Thesis. The University of Texas at Austin, August, 2001, p.98.

SCHUBERT C. & P. MOTICSKA. 1972. Geological reconnaissance of the Venezuelan islands in the Caribbean Sea between Los Roques and Los Testigos. VI Conferencia Geológica del Caribe-Margarita, Venezuela. Memorias 1972. p.81-82.

\_\_\_\_\_\_. 1973. Reconocimiento geológico de las islas venezolanas en el Mar Caribe, entre Los Roques y Los Testigos (Dependencias Federales). Acta Cient. Venezol., 24:19-31.

SCHENK, C. J. 2000. Petroleum systems and assessment of oil and gas resources of basins in South America. 31st International Geological Congress. Rio de Janeiro-Brasil, August 6-17-2000.

SCHUBERT C. 1984. Basin formation along Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela. Journal of Geophysical Research; 89:5711-5718.

SELLIER DE CIVRIEUX J. M. 1952. Estudio de la microfauna de la sección tipo del Miembro Socuy de la Formación Colón, Distrito Mara, Estado Zulia. Bol. Geol., Caracas, 2 (5):231-310.

\_\_\_\_\_\_. 1977. Indicios de subsidencia neotectónica post-glacial en el Mar Caribe frente a Venezuela = Indications of post-glacial neotectonic subsidence in the Caribbean Sea off Venezuela. Memoria; Segundo congreso latinoamericano de geología; Tomo III = Proceedings; Second Latin American Geological Congress; Volume III; Boletín de Geología Publicación Especial, 7, Tomo 3, p. 1965-1980.

SILVER E.A.; J.E. CASE & H.J. MACGILLAVRY. 1975. Geophysical study of the Venezuelan Borderland. Geological Society of America Bulletin, Vol. 86, N° 2, p.213-226.

STEPHAN J.F.; B. MERCIER DE LEPINAY; E. CALAIS; M. TARDY; C. BECK; J-C. CARFANTAN; J-M. OLIVET; J-M. VILA; P. BOUYSSE; A. MAUFFRET;
J. BOURGOIS; J-M. THERY; J. TOURNON; R. BLANCHET & J. DERCOURT.
1990. Paleogeodynamic maps of the Caribbean: 14 steps from Lias to Present. Bulletin Societé Géologique de France, 6(6):915-919.

SUMMA L.L.; E.D. GOODMAN; M. RICHARDSON; I.O. NORTON & A.R. GREEN. 2003. Hydrocarbon systems of Northeastern Venezuela: plate through molecular scale-analysis of the genesis and evolution of the Eastern Venezuela Basin. Marine and Petroleum Geology 20 (2003) p.323-349.

SYKES L.; W. MCCANN & A. KAFKA. 1982. Motion of Caribbean Plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. Journal of Geophysical Research; 87 (B13):10656-10676.

TALUKDAR S. 1983. Petrologycal Study of volcanic and sedimentary rocks from offshore well of the north of Paria area. Informe inédito INTEVEP, S.A..

& D. LOUREIRO. 1981. Geología de una zona ubicada en el segmento norcentral de la Cordillera de La Costa, Venezuela: Metamorfismo y Deformación. Evolución del margen septentrional de Suramérica en el marco de la Tectónica de Placas. Geos, 27: 15-76, abril 1982, Escuela de Geología y Minas, U.C.V., Caracas, p. 15-76.

& E. BOLIVAR. 1982. Petroleum Geology of Tuy-Cariaco Basin, eastern Venezuela continental shelf: a preliminary appraisal. Informe Técnico Intevep, Los Teques, Venezuela, p.78.

TAMAKI, K. 2000. Nuvel 1-A calculation results. Ocean Research Institute, University of Tokio. <u>HTTP://MANBOW.ORI.U-TOKIO.AC.JP/TAMAKI-BIN/POST-</u> <u>NUVELLA</u>

TANKARD R.; S. SUÁREZ & H.J. WELSINK. Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62, p.741-756. TARDÁGUILA G., P. 2002. Integración de la Geología de la zona de Choroní-Puerto Maya y Maracay, Estados Aragua y Carabobo. UCV-EG. p.161.

THOMAS D. J. 1972. *El Eoceno de la península de La Goajira*. Cong. Geol. Venez. IV, Caracas, Noviembre 1969, Memoria, Bol. Geol. Caracas, Publ. Esp. 5, II: 951-962.

URBINA C. & P. LOAIZA. 1988. Interpretación sismoestratigráfica de la Ensenada de Barcelona, Cuenca Tuy-Cariaco. IV Congreso venezolano de Geofísica. Caracas, p.135-150.

VAN DER HILST R. 1990. Tomography with P, PP, and pP delay-time data and the three-dimensional mantle structure below the Caribbean region. Tesis de Doctorado, Universidad de Utrecht, Holanda.

VÁSQUEZ E. 1975. Results of the exploratory program in La Vela bay, offshore Venezuela. World Petroleum Cong. IX, Tokyo, Mayo 1975, Panel discussion 8: New oil and gas-bearing areas outside the Far East.

<u>& L. F. MASROUA. 1976. Notas sobre la exploración en la</u> Ensenada de La Vela, Estado Falcón. Abstracts, Congreso Latinoamericano de Geología, II, Caracas, Venezuela. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín de Geología, Publicación Especial, N° 7, Vol. 2, p.217-218.

WHEELER C. B. 1963. Estratigrafía del Oligoceno y Mioceno inferior de Falcón occidental y nororiental. III Congreso Geológico Venezolano, Caracas, p.407-465.

WILSON J.T. 1965. Submarine fracture zones, aseismic ridges, and the international council of scientific unions line; proposed western margin of the East Pacific Ridge. Nature 207, p. 907-911.

YSACCIS R. 1997. Tectonic Evolution of the Northeastern Venezuela Offshore. PhD. Dissertation Thesis, Rice University, Houston, Texas, U.S.A., p.285.

; E. CABRERA & H. DEL CASTILLO. 2000. El Sistema petrolífero de la Cuenca de La Blanquilla, Costa Afuera, Venezuela. VII Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas.

ZAMBRANO E.; E. VÁSQUEZ; B. DUVAL; M. LATREILLE & B. COFFINIERES. 1971. Síntesis paleogeográfica y petrolera del occidente de Venezuela. IV Congreso Geológico Venezolano, Boletín de Geología, Publicación Especial. 5, I: 483-545.

## **REFERENCIAS ELECTRÓNICAS**

La página del Código Geológico de Venezuela. <u>www.pdv.com/lexico/</u>

La página de USC Sequence Stratigraphy Web. <u>http://strata.geol.sc.edu/</u>

La página de INGEOMIN. <u>http://www.ingeomin.gov.ve/</u>

La página del Instituto Geográfico de Venezuela "Simón Bolívar". http://www.igvsb.gov.ve/

La página de "Earthquake Hazards Program", USGS. <u>http://neic.usgs.gov/</u>

Mapa de batimetría de Venezuela y el Mar Caribe modificado de: http://ibis.grdl.noaa.gov/cgi-bin/bathy/bathD.pl

Mapa de América del Sur, tomado de:

http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/images/predict/globes/00n090w.jpg

Proyectos de la Universidad de Texas, Departamento de Geofísica: http://www.ig.utexas.edu/research/projects/venmar/index.htm

Tomado de: <u>http://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr-00-0018/ofr-00-0018.pdf</u>





## CUADRO CRONOESTRATIGRÁFICO

<u>LEYENDA</u> ELEMENTOS DEL SISTEMA PETROLERO TALUD Medio a Externo Areniscas Turbidíticas Lutitas interestratificadas Metamórficas Aloctónas del Mesozoico SR ROCA MADRE Cinturon Orogénico Paleozoico (S) SELLO Margen Pasivo Lutitas (Barra de Plataforma Sr POTENCIAL ROCA MADRE Limolitas Arenosas (Plataforma Distal) S POTENCIAL SELLO Lodo Napa de Lara (Amb RESERVORIO GAS Y/O PETRÓLEO Falla Inversa Volcánicas Lutitas Pelágicas Orgánicas Abanicos submarinos Falla Normal POTENCIAL RESERVORIO Carbonatos Pelágicos interestratificados. Lutitas orgánicas "SB" Límite de Secuencia ---- "mfs" Fuente: HAQ B.U., J. HARDENBOL & P.R. VAIL. (1988)

CUADRO CRONOESTRATIGRÁFICO REALIZADO A PARTIR DE INFORMACIÓN GEOLÓGICA PUBLICADA DE TRABAJOS ESPECIALES DE GRADO DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA, ESCUELA DE GEOLOGÍA, MINAS Y GEOFÍSICA, FACULTAD DE INGENIERÍA, UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA.

Coordinado por: Dr. Juan Di Croce

Realizado por: Ing. Patricia Tardáguila, 2008

PF: 13000 PROFUNDIDAD FINAL DEL POZO

P.L.A PENINSULA DE LA GUAJIRA

Fuente: RENZ (1960) PICARD (1976)

NO DISPONIBLE (Profundidad total del pozo)

Escala Horizontal 1:2.000.000

MAPA UBICACIÓN DEL CUADRO CRONOESTRATIGRÁFICO

