

**UNIVERSIDAD DE ORIENTE
NÚCLEO BOLÍVAR
ESCUELA DE CIENCIAS DE LA TIERRA
DEPARTAMENTO DE GEOTECNIA**



**PROPUESTA DE UN MARCO PALINOESTRATIGRÁFICO DE
LA SECCIÓN PERFORADA POR EL POZO DR-1, CUENCA
CARÚPANO, MAR CARIBE SURORIENTAL, VENEZUELA**

**TRABAJO FINAL DE
GRADO PRESENTADO
POR LA BACHILLER
BRAVO L. YUTZANI F.
PARA OPTAR AL TÍTULO
DE INGENIERO
GEÓLOGO**

CIUDAD BOLÍVAR, FEBRERO DE 2011

HOJA DE APROBACIÓN

Este trabajo de grado, intitulado **“PROPUESTA DE UN MARCO PALINOESTRATIGRÁFICO DE LA SECCIÓN PERFORADA POR EL POZO DR-1, CUENCA CARÚPANO, MAR CARIBE SURORIENTAL, VENEZUELA”**, presentado por la bachiller Bravo López Yutzani Fabiola, ha sido aprobado de acuerdo a los reglamentos de la Universidad de Oriente, por el jurado integrado por los profesores:

Nombres:

Firmas:

Profesora Iris Marcano

(Asesor)

Profesor. Enrique Acosta

Jefe del Departamento de Geotécnia

Ciudad Bolívar, Febrero de 2011

DEDICATORIA

Mi tesis la dedico con todo mi amor y cariño:

A Dios por ser el impulsor de todas mis metas.

A mis Padres, Cipriano Bravo y Yesenia López porque a ustedes debo lo que soy y lo que seré.

A mis Hermanos Samir, Marlon y Marcielis, que mi triunfo sea el suyo, que esta meta que hoy se concreta en mi vida pueda motivarlos para que luchen por lograr las suyas.

A Nidia por formar parte importante en mi vida.

A Aníbal Melchor, por convertirte en la persona especial que eres en mi vida y porque esta meta alcanzada es de los dos.

A mi prima Alberkis, por estar siempre que te necesito.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por su infinito amor, por darme la fortaleza necesaria para culminar esta etapa de mi vida.

A mis Padres, Cipriano y Yesenia, por estar siempre que los necesito y por todo su amor. A mi madrina Nidia, por todo el apoyo que siempre he encontrado, por todo, Gracias.

A la familia Melchor Yaguare por brindarme su apoyo, en especial a Aníbal Melchor (hijo) por todo el amor, la comprensión, enseñanzas y lecciones de vida que me regalas día a día.

A mis amigos Rosangel, Dairis, Gleubis, Ma. Rebeca y Jesús David por todos los momentos compartidos y porque sé que siempre contaré con ustedes.

A la Universidad de Oriente Núcleo Bolívar por formarme como profesional y darme las herramientas necesarias para emprender un camino laboral.

A mi tutora académica Iris Marcano por su colaboración y aceptar guiarme en esta investigación. A mi tutor industrial Luís Mata-García por toda la paciencia y tiempo dedicado en la elaboración de este proyecto, por brindarme su amistad y por mostrarme todo lo bonito que es la Palinología.

A todo el personal que labora en el Laboratorio Geológico El Chaure, en especial a Raúl Bermúdez, Jacmira Rosa, Keyla Carmona, María Espín, Olga Rodríguez, Dennis Sánchez, Marinel Quijada, por su colaboración prestada a lo largo de todo el proyecto.

RESUMEN

El pozo exploratorio DR-1 (Campo Dragón), se encuentra al norte de la Península de Paria. Geológicamente, se ubica en la Cuenca Carúpano, sobre el Alto estructural de Patao. Esta investigación tiene como objetivo principal proponer un marco palinoestratigráfico de la sección perforada por dicho pozo, para contribuir a dilucidar la cronoestratigrafía del área y así disminuir la incertidumbre en perforaciones futuras. Para ejecutar este trabajo se realizaron varias actividades, comenzando con una recopilación y revisión bibliográfica que se basó en informes bioestratigráficos y publicaciones sobre palinomorfos. Luego se procedió a la selección de muestras, tomadas desde 1600' hasta 12330' de profundidad, para un total de 51 muestras de canal secas, las cuales fueron preparadas en el Laboratorio de Palinología de la Gerencia de Exploración de PDVSA. Posteriormente se realizó la identificación taxonómica y cuantificación de las morfoespecies presentes, empleando catálogos y publicaciones que permitieron definir correctamente cada palinomorfo para luego interpretar el paleoambiente de sedimentación y la cronoestratigrafía. Aplicando esquemas de zonación se logró determinar los rangos estratigráficos de aquellos fósiles guías o marcadores para así establecer toda la cronoestratigrafía de la sección. Por último, a través del programa *StrataBugs*, se generó la carta de distribución palinológica y se correlacionó palinoestratigráficamente con pozos cercanos al de estudio. Entre los resultados se logró determinar edades que van desde Pleistoceno (1600'-3700'), Plioceno temprano (3700'-6460'), Plioceno tardío (6460'-8320'), Mioceno tardío a medio (8320'-11450') y Mioceno sin diferenciar (11450'-12330'), correspondiendo a las zonas 31, 30, 28-29, 26-29 respectivamente, de Muller *et ál.*, (1987). Así mismo se demostró la utilidad de la biozona de abundancia de *Grimsdalea magnaclavata* en la determinación del Plioceno tardío. El bioevento estratigráfico citado puede ser extendido a los pozos a ser perforados en la Cuenca Carúpano. La interpretación paleoambiental se basó en el modelo propuesto por Lorente (1986) correspondiente a un ambiente marino que de acuerdo a la composición del conjunto de palinomorfos se definió como perteneciente al submodelo fluvio-marino, el cual muestra buenos conjuntos mezclados de morfoespecies tanto continentales como marinos. Cabe destacar que este ambiente comienza en el límite externo de la vegetación de manglar hasta aproximadamente 50 km. costa afuera. Una vez realizada la correlación palinoestratigráfica entre los pozos DR-4, DR-1, DR-7 y DR-3 se consiguió similitudes entre los espesores de los intervalos depositados durante el Pleistoceno, Plioceno temprano y Plioceno tardío, alrededor de 3180', 3490' y 1980', respectivamente. Lo anteriormente expuesto corrobora la importancia y utilidad de la herramienta palinológica en la resolución de problemas cronoestratigráficos y paleoambientales en la industria petrolera.

CONTENIDO

HOJA DE APROBACIÓN	ii
DEDICATORIA	iii
AGRADECIMIENTOS	iv
RESUMEN	v
CONTENIDO	vi
LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABLAS	¡Error! Marcador no definido.
LISTA DE ANEXOS	¡Error! Marcador no definido.
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I	2
SITUACIÓN A INVESTIGAR	2
1.1 Situación objeto de estudio.....	2
1.2 Objetivos de la investigación.....	3
1.2.1 Objetivo general.....	3
1.2.2 Objetivos específicos.....	3
1.3 Justificación de la investigación.....	4
1.4 Limitaciones de la investigación.....	5
CAPÍTULO II	6
GENERALIDADES	6
2.1 Ubicación geográfica del área.....	6
2.2 Marco estratigráfico regional de la Cuenca Carúpano.....	7
2.3 Litoestratigrafía de la Cuenca Carúpano, (Castro y Mederos 1985).....	8
2.3.1 Complejo Bocas.....	8
2.3.1.1 Descripción litológica.....	8
2.3.1.2 Edad.....	9
2.3.2 Complejo Mejillones.....	9

2.3.2.1 Descripción Litológica	9
2.3.2.2 Edad	10
2.3.3 Complejo Los Testigos	10
2.3.3.1 Descripción litológica	10
2.3.3.2 Edad	10
2.3.4 Formación Tigrillo	11
2.3.4.1 Descripción Litológica	11
2.3.4.2 Edad	11
2.3.5 Formación Caracolito.....	11
2.3.5.1 Descripción Litológica	11
2.3.5.2 Edad	12
2.3.6 Formación Tres Puntas.....	12
2.3.6.1 Descripción litológica	12
2.3.6.2 Espesor	12
2.3.6.3 Extensión geográfica.....	12
2.3.6.4 Contactos.....	13
2.3.6.5 Fósiles	13
2.3.6.6 Edad	13
2.3.6.7 Correlación.....	13
2.3.6.8 Paleoambientes.....	14
2.3.7 Formación Cubagua	14
2.3.7.1 Descripción litológica	14
2.3.7.2 Espesor	15
2.3.7.3 Contactos.....	15
2.3.7.4 Fósiles	15
2.3.7.5 Edad	16
2.3.7.6 Correlación.....	17
2.3.7.7 Paleoambientes.....	17
2.3.8 Formación Cumaná	17

2.3.8.1 Descripción litológica	17
2.3.8.2 Espesor	18
2.3.8.3 Extensión geográfica.....	18
2.3.8.4 Contactos.....	18
2.3.8.5 Fósiles	19
2.3.8.6 Edad	19
2.3.8.7 Correlación.....	19
2.3.8.8 Paleoambientes.....	20
2.4 Marco estratigráfico local	20
2.4.1 Unidad I (1555'-1680').....	20
2.4.2 Unidad II (1680'-5200').....	20
2.4.3 Unidad III (5200' - 7500')	21
2.4.4 Unidad IV (7500'-8060')	21
2.5 Geología estructural regional.....	22
2.6 Estratigrafía Generalizada del Alto de Patao	24
CAPÍTULO III	26
MARCO TEÓRICO	26
3.1 Antecedentes	26
3.2 Bases Teóricas.....	29
3.2.1 Rocas Sedimentarias	29
3.2.2 Tipos de Rocas Sedimentarias	29
3.2.3 Ambientes Sedimentarios.....	30
3.2.3.1 Ambientes continentales	30
3.2.3.2 Ambientes marinos	30
3.2.3.3 Ambientes de transición.....	30
3.2.4 Algunos principios fundamentales de estratigrafía, (Tarbuck y Lutgens, 2005).	31
3.2.4.1 Ley de superposición.....	31
3.2.4.2 Principio de la horizontalidad original	31

3.2.4.3 Principio de sucesión de fósiles	32
3.2.4 Bioestratigrafía.....	32
3.2.5 Unidad Bioestratigráfica	32
3.2.6 Clases de Unidades Bioestratigráficas	32
3.2.6.1 Hemerozona	32
3.2.6.2 Biozona de intervalo	33
3.2.6.3 Biozona de linaje.....	33
3.2.6.4 Biozona de conjunto.....	33
3.2.6.5 Biozona de abundancia	33
3.2.7 Polen y esporas.....	35
3.2.7.1 Morfología general.....	35
3.2.8 Zonaciones Palinológicas.....	43
3.2.9 Dinoflagelados	46
3.2.9.1 Morfología de los dinoflagelados	47
3.2.10 Moldes de microforaminíferos.....	48
3.2.11 Esporas de hongos, Elsik, (1993).....	49
3.2.12 Modelos Tropicales de ambientes sedimentarios clásticos.....	51
3.2.12.1 Modelos generales.....	51
3.2.12.2 Sistema fluvial.....	51
3.2.12.3 Complejo deltaico	52
3.2.12.4 Ambiente marino.....	53
3.2.13 Reseña histórica de los estudios palinológicos en Venezuela (Mata-García, 2004)	54
3.3 Definición de Términos Básicos	56
3.3.1 Bioevento	56
3.3.2 Biozona	56
3.3.3 Facies	56
3.3.4 Fósil.....	57
3.3.5 Hipoestratotipo.....	57

3.3.6 Holoestratotipo.....	57
3.3.7 Microfósil.....	58
3.3.8 Micropaleontología.....	58
3.3.9 Palinología.....	58
3.3.10 Taxón.....	59
3.3.11 Taxa.....	59
3.3.12 Taxa fósil.....	59
3.3.13 Taxonomía.....	59
3.3.14 Unidad cronoestratigráfica.....	60
CAPÍTULO IV.....	61
MARCO METODOLÓGICO.....	61
4.1 Nivel de la investigación.....	61
4.2 Diseño de la Investigación.....	61
4.3 Flujograma de la metodología.....	62
4.4 Descripción del flujograma.....	63
4.4.1 Recopilación y Revisión Bibliográfica.....	63
4.4.2 Selección y preparación de las muestras a analizar.....	63
4.4.2.1 Disgregación con ácidos.....	63
4.4.2.2 Tamizado.....	64
4.4.2.3 Centrifugado.....	65
4.4.2.4 Decantado.....	66
4.4.2.5 Separación de la materia orgánica.....	67
4.4.2.6 Centrifugado.....	67
4.4.2.7 Tamizado.....	68
4.4.2.8 Montaje de la lámina.....	68
4.4.3 Identificación y cuantificación de palinomorfos.....	69
4.4.4 Toma de fotografías a los palinomorfos.....	72
4.4.5 Carga de datos con el programa <i>StrataBugs</i>	72
4.4.6 Determinación de las Zonas Palinológicas.....	72

4.4.7 Definición de la cronoestratigrafía.....	73
4.4.8 Determinación del paleoambiente de sedimentación.....	73
4.4.9 Elaboración de la carta de distribución palinológica	73
4.4.10 Correlación palinoestratigráfica con pozos cercanos	74
CAPÍTULO V	75
ANÁLISIS DE RESULTADOS OBTENIDOS	75
5.1 Taxa identificados	75
5.2 Zonas palinológicas.....	76
5.2 Cronoestratigrafía.....	76
5.3.1 Pleistoceno, intervalo 1600'-3700'	76
5.3.2 Plioceno.....	77
5.3.2.1 Plioceno tardío	77
5.3.2.2 Plioceno temprano.....	78
5.3.3 Mioceno tardío a medio	79
5.3.4 Mioceno sin diferenciar.....	80
5.3 Paleoambientes de sedimentación.....	80
5.3.1 Paleo-Orinoco como una fuente de sedimentos	82
5.4 Correlación palinoestratigráfica en el Campo Dragón.....	90
CONCLUSIONES	91
RECOMENDACIONES	93
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	94

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 Ubicación Geográfica. (Tomado y modificado de E y P Costa Afuera. Gerencia de Desarrollo de Yacimientos. Carúpano, 2010).....	6
Figura 2.2 Columna estratigráfica de la Cuenca Carúpano. (CIEN, 2010)	8
Figura 2.3 Columna litoestratigráfica perforada del pozo DR-5 (Álvarez <i>et ál.</i> , 2010).	22
Figura 2.4 Rasgos estructurales de la Cuenca Carúpano. Tomada y modificada de Carnevali J., 2000; en Zambrano (2010).....	23
Figura 2.5 Geometría del estilo estructural (fallas en echelon de rumbo noroeste-sureste) al sur del Campo Dragón (Simón <i>et ál.</i> , 2009).	24
Figura 2.6 Cobertura sedimentaria generalizada en la Cuenca de Carúpano (Tomado de CVP, Costa Afuera, (2007) en: Simón, <i>et ál.</i> , (2009).	25
Figura 3.1 Clases de Unidades Bioestratigráficas, Barragán <i>et ál.</i> , (2010).....	34
Figura 3.2 Biozonas de Conjunto y de Abundancia (Barragán <i>et ál.</i> , 2010).....	35
Figura 3.3 Granos de Polen. (Oeggerli, 2010)	36
Figura 3.4 Morfología general de las esporas. (Tschudy & Scott, 1969).	37
Figura 3.5 Capas de la Esporodermis. (Sáenz de Rivas, 1976).....	38
Figura 3.6 Polen tectado imperforado y perforado. E= Estructura, T=Escultura (Sáenz de Rivas, 1976)	40
Figura 3.7 Polen semitectado e intacto. E= Escultura, T= Estructura (Sáenz de Rivas, 1976)	40
Figura 3.8 Clases de Elementos esculturales. A= espínula, B= espina, C= báculo, D= verruga, E= gema, F= pínula, G= clava, H= gránulo. (Sáenz de Rivas, 1976).....	41
Figura 3.9 Escultura verrucada. <i>Verrucatotriletes</i> sp. @ 5740'-5770'	41
Figura 3.10 Escultura echinada (espina). <i>Fenestrites longispinosus</i> @ 8230'-8260'	42
Figura 3.11 Escultura baculada. <i>Spinizonocolpites baculatus</i> @ 2980'-3010'	42
Figura 3.12 Zonación Palinológica del Norte de Sudamérica (Muller <i>et ál.</i> , 1987)..	44
Figura 3.13 Zonación Palinológica para el Terciario Superior de Venezuela (Lorente, 1986)	45
Figura 3.14 Molde de microforaminífero @11470'-11500'	49
Figura 3.15 Espora de Hongo (<i>Mediaverrunites</i> sp) @5230'-5260'	50
Figura 4.1 Flujograma de la metodología.	62
Figura 4.2 Peso de los 6 gr de material	64
Figura 4.3 Agregación de los ácidos	64
Figura 4.4 Tamizado	65
Figura 4.5 Centrifugado	66
Figura 4.6 Decantado	66
Figura 4.7 Separación de la Materia Orgánica.....	67
Figura 4.8 Envasado del material retenido en la malla.	68
Figura 4.9 Montaje de la lámina.	69

Figura 4.10 Microscopio Nikon.....	70
Figura 4.11 Rangos estratigráficos. (Pocknall, 1996 en Wood, 2000).	71
Figura 4.12 Panel de Control del programa <i>StrataBugs</i>	74
Figura 5.1 <i>Alnipollenites verus</i> @ 2980'-3010'.	77
Figura 5.2 <i>Grimsdalea magnaclavata</i> @ 4600'-4630'	78
Figura 5.3 <i>Psilatricolporites caribbiensis</i> @ 1600'-1630'	78
Figura 5.4 <i>Quilonia</i> sp. @ 8290'-8320'	79
Figura 5.5 Paleoambiente de sedimentación. Lorente (1986) en Rull (1998).	81
Figura 5.6 Distribución de abundancia de palinomorfos terrestres y marinos.....	84
Figura 5.7 Paleodrenaje del Orinoco (líneas discontinuas) durante el Paleógeno-Neógeno. Díaz de Gamero (1996); Rod (1981) en Mata-García <i>et ál.</i> , (2010 b).	89
Figura 5.8 Posibles fuentes de sedimentación (por comparación de análogos modernos). (Imagen tomada de Méndez, 2000).....	89

LISTA DE TABLAS

Tabla 4.1 Profundidades de la muestras preparadas	70
Tabla 5.1 Cuadro resumen de los resultados obtenidos	75
Tabla 5.2. Comparación de la Biota actual del Delta del Orinoco con los palinomorfos del DR-3 y DR-4. (Fuente: Mata-Garcia <i>et ál.</i> , 2010 b).	88

INTRODUCCIÓN

La bioestratigrafía aplicada a la industria petrolera se divide en tres disciplinas principales que son: Foraminíferos, Nanoplancton calcáreo y Palinología, enfocadas en la datación y determinación de paleoambientes de sedimentación.

La palinología se ha convertido en Venezuela, desde 1947, en una herramienta indispensable en la exploración, y producción de yacimientos de hidrocarburos, específicamente en la determinación de topes formacionales, así como también en la caracterización del crudo.

El objetivo de este trabajo de investigación es determinar la bioestratigrafía y paleoambiente de sedimentación de la sección perforada por el pozo DR-1, basándose en el análisis palinológico de las muestras de canal, con el fin de contribuir a dilucidar el marco cronológico del Campo Dragón para así disminuir la incertidumbre en perforaciones futuras.

El estudio está conformado por la identificación taxonómica de los palinomorfos, la determinación de las zonas palinológicas y a su vez la bioestratigrafía, y por último la determinación del paleoambiente basado en la relación de los conjuntos fósiles.

El presente trabajo está estructurado de la siguiente manera: Capítulo 1 la situación a investigar, capítulo 2 las generalidades del área de estudio, capítulo 3 el marco teórico donde se muestran las principales definiciones, capítulo 4 la metodología llevada a cabo y el capítulo 5 la interpretación de los resultados obtenidos y por último, las conclusiones y recomendaciones más significativas.

CAPÍTULO I

SITUACIÓN A INVESTIGAR

1.1 Situación objeto de estudio

Al hablar de las explotaciones petroleras en Venezuela se debe destacar que es conveniente realizar previamente un estudio palinoestratigráfico del área con la finalidad de establecer un marco de trabajo que apoye todas las actividades, tanto de exploración como de producción. En este sentido, Delgado *et ál.*, (2008) en: Informe Sedimentológico y Bioestratigráfico del Campo Dragón, Costa Afuera, Venezuela Oriental, indicaron lo siguiente:

“Se realizó el estudio sedimentológico y bioestratigráfico parcial (foraminíferos y nanoplancton calcáreo) a muestras de canal y núcleo provenientes de los pozos DRAGÓN-3 (DR-3), DRAGÓN-2 (DR-2) Y DRAGÓN-1 (DR-1), y la reinterpretación bioestratigráfica (foraminíferos) de los pozos Mejillones-1, Patao-1, Patao-2, Patao-3, Patao-4, y Patao Sur-1; con la finalidad de establecer un marco litoestratigráfico, cronoestratigráfico y paleoambiental, que apoye las actividades exploratorias y de producción a efectuarse en el área del Golfo de Paria Norte. La sección estratigráfica penetrada por el pozo DR-3 pudo ser subdividida en seis (6) unidades litogenéticas informales, las cuales fueron denominadas de tope a base, como: Pt-1, Pt-2, Pt-3, Pt-4, Pt/Pl y Pl. En los pozos DR-1 y DR-2, además de las unidades antes mencionadas, se identificó una unidad de edad Mioceno (unidad M) y el basamento ígneo-metamórfico. El basamento, en el pozo DR-2, consiste de rocas volcánicas, metavolcanicas, metasedimentarias y algunas calizas micríticas. Tanto los indicadores faunísticos como el análisis de facies sugieren que estos depósitos se habrían acumulado en un medio de plataforma somera bastante tranquilo, localizado por debajo del tren de olas de tormenta (“offshore”). La presencia de niveles de

areniscas masivas en el intervalo correspondiente a la Unidad Pl, se vincularía posiblemente a lóbulos hiperpícnicos de plataforma, asociados a facies de lutitas de prodelta.”

De acuerdo a lo anterior se pudo determinar la edad de un intervalo en el pozo DR-1, ubicado entre los 10450’ y los 11140’ de profundidad correspondiente al Mioceno debido a la presencia de elementos de nanoflora calcárea como lo son *Discoaster neohamatus* y *Discoaster aff. intercalcris*.

Estudios sedimentológicos y bioestratigráficos de otros pozos del Campo Dragón indican que existen evidencias de material terrígeno fluvio-deltaico por lo que se infiere que una fuente de sedimentos lo constituyó el Proto-Orinoco. Por otro lado es necesario definir la cronoestratigrafía de dicho campo para así establecer un marco cronológico donde se apoyen las actividades de exploración y producción de hidrocarburos. Por lo expuesto, surgió la motivación de realizar el presente estudio con el propósito de establecer el marco paleopalinológico y cronoestratigráfico del pozo DR-1 de la Cuenca Carúpano de la República Bolivariana de Venezuela.

1.2 Objetivos de la investigación

1.2.1 Objetivo general

Generar un marco palinoestratigráfico de la sección perforada en el pozo DR-1, Cuenca Carúpano, Mar Caribe suroriental, Venezuela.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Identificar palinomorfos presentes en las muestras de canal.

2. Cuantificar palinomorfos presentes para obtener la abundancia de morfoespecies.
3. Cargar información en la base de datos del programa *StrataBugs*.
4. Determinar zonas palinológicas.
5. Definir la cronoestratigrafía de la sección perforada por el pozo.
6. Identificar paleoambientes de sedimentación.
7. Generar la carta de distribución palinológica.
8. Correlacionar palinoestratigráficamente con pozos cercanos.

1.3 Justificación de la investigación

El estudio planteado presenta un alto grado de relevancia, por ser Venezuela un país de grandes reservas de hidrocarburos, lo cual puede posibilitar a maximizar los recursos tanto materiales como humanos para una explotación eficiente de los mismos. Por otra parte, legalmente corresponde al Estado, a través de PDVSA, todo lo concerniente a la industria petrolera, desde la exploración hasta su venta a los clientes nacionales e internacionales. Además, el estudio planteado, puede contribuir a definir geológicamente la zona donde se encuentra inmerso el pozo en cuestión, lo que equivale a establecer el marco cronoestratigráfico del área para así disminuir el grado de incertidumbre en perforaciones futuras.

En el aspecto personal, la realización del proyecto ha permitido poner en práctica la diversidad de conocimientos adquiridos durante las actividades académicas previas a la selección y planteamiento del proyecto, que se asume planteará soluciones a las problemáticas que existen en dicha zona, al confirmar un perfil geológico del mismo.

Cabe destacar que este proyecto de investigación será una contribución a la Universidad de Oriente, Núcleo Bolívar, puesto que servirá como referencia bibliográfica para estudios posteriores.

1.4 Limitaciones de la investigación

Como limitante para este estudio se considera que es el poco acceso o disponibilidad de licencia del software especializado *StrataBugs* para procesar los datos obtenidos.

Por otro lado, la posibilidad de encontrar fósiles producto de derrumbes de niveles superiores (más jóvenes dentro de estratos más antiguos) o retrabajados (aquellos más antiguos dentro de estratos más jóvenes), pueden dificultar la interpretación de edades y también de paleoambientes.

CAPÍTULO II

GENERALIDADES

2.1 Ubicación geográfica del área

El Campo Dragón se encuentra ubicado en la Cuenca de Carúpano, al Noreste de la Península de Paria (Estado Sucre), Mar Caribe Suroriental. El pozo objeto de estudio (DR-1) está situado en la parte Norte del Campo Dragón, a +/- 290 m del pozo DR-4A; las coordenadas U.T.M. son N: 1227496,72 m. y E: 6332176,00 m. (figura 2.1).

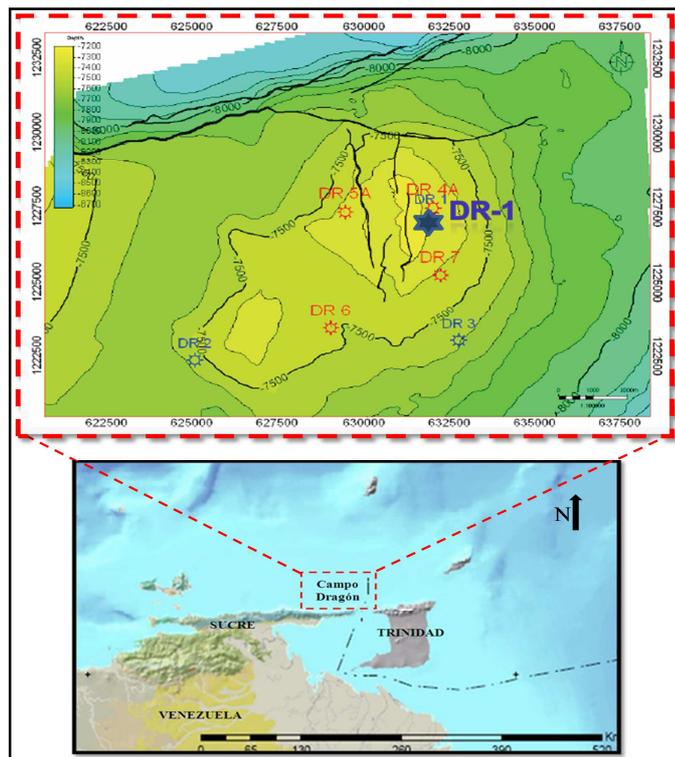


Figura 2.1 Ubicación Geográfica. (Tomado y modificado de E y P Costa Afuera. Gerencia de Desarrollo de Yacimientos. Carúpano, 2010).

2.2 Marco estratigráfico regional de la Cuenca Carúpano

La cobertura sedimentaria de la Cuenca de Carúpano es de edad Eoceno al Reciente, aunque en algunos casos se han reportado sedimentos del Cretácico temprano y tardío en los altos de Bocas y Patao, respectivamente (Furrer, 1984, en: PECA, 2000, citado en Mata-García *et ál.*, 2010 b). En términos generales, al Norte de los Altos de Patao y San Juan de las Galdonas, las unidades del Paleógeno descansan discordantes sobre un basamento ígneometamórfico del Mesozoico, mientras que sobre los altos y hacia el Sur el basamento subyace a rocas del Mioceno (PECA, 2000, en Mata-García *et ál.*, 2010 b). Desde el punto de vista geotectónico, la configuración estratigráfica de las cuencas y subcuencas sedimentarias desarrolladas en la porción sureste de la Placa del Caribe están sujetas a mucha incertidumbre, debido a la existencia de pocos pozos en el área y a la escasez de trabajos recientes de investigación. Mederos y Castro (1985) con base en análisis de muestras de canal, núcleos convencionales, núcleos de pared, análisis petrográficos y datos sísmicos 2D, permitieron establecer 8 unidades litoestratigráficas formales para la Cuenca de Carúpano que van desde el período Jurásico hasta el Pleistoceno, siendo estas las siguientes: **Formación Cumaná** (Plioceno superior a Pleistoceno), **Formación Cubagua** (Mioceno al Plioceno superior), **Formación Tres Puntas** (Mioceno inferior a Mioceno medio), **Formación Caracolito** (Oligoceno), **Complejo Los Testigos** (tope del Eoceno superior-Oligoceno inferior), **Formación Tigrillo** (Eoceno inferior a Eoceno medio), **Complejo Mejillones** (Cretácico inferior a superior), **Complejo Bocas** (Jurásico a Cretácico inferior); (Soporte Técnico para Propuesta de Perforación Localización DPSSD 3, Campo Dragón, 2008, citado en Mata-García *et ál.*, 2010 b).

La Figura 2.2 permite visualizar la columna estratigráfica generalizada de la Cuenca de Carúpano, y su equivalencia con las unidades litoestratigráficas de la Cuenca Oriental de Venezuela y de Trinidad.

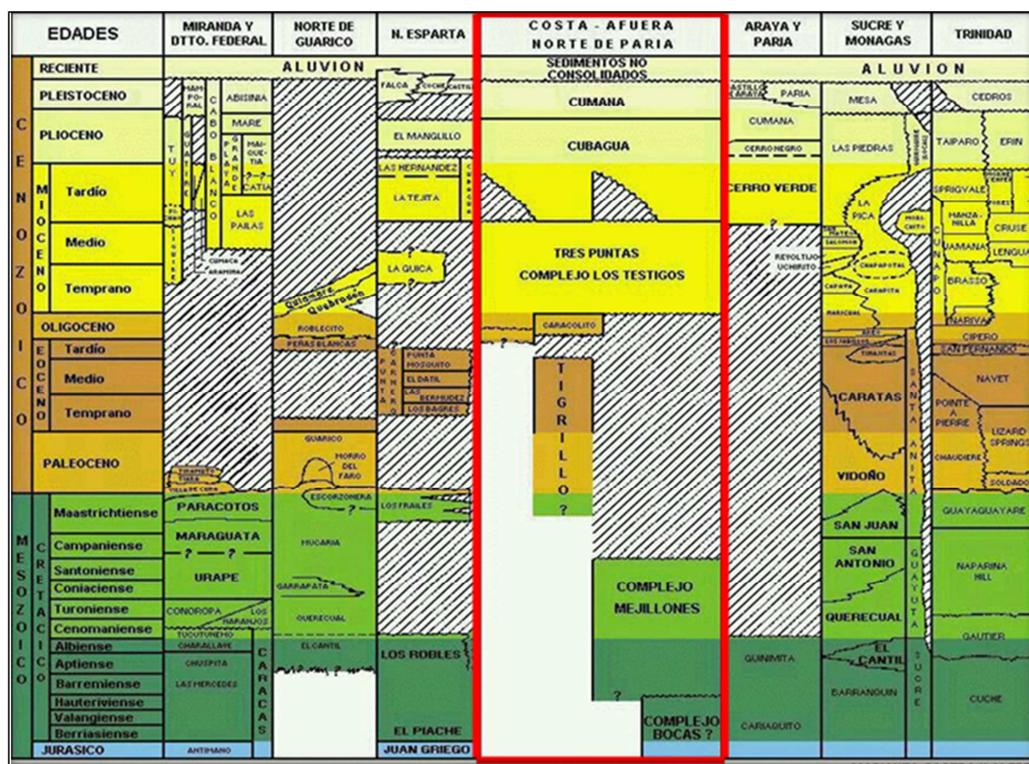


Figura 2.2 Columna estratigráfica de la Cuenca Carúpano. (CIEN, 2010)

2.3 Litoestratigrafía de la Cuenca Carúpano, (Castro y Mederos 1985).

2.3.1 Complejo Bocas

2.3.1.1 Descripción litológica

La litología de este complejo consiste de metabasaltos que han sufrido un metamorfismo de bajo grado indicado por la recristalización de las plagioclasas a cristales de albita que aún muestran vestigios de los cristales originales. No se encontraron indicios de minerales máficos; si ellos estuvieron presentes, fueron completamente alterados y recristalizados. La matriz está completamente recristalizada, aunque es posible identificar en la misma, indicios de una textura

intersectal y la estructura de flujo hialopilitica es todavía reconocible por el arreglo y proporción de los fenocristales de plagioclasa recristalizada. La matriz se compone de los siguientes minerales metamórficos: albita, clorita, zoicita, clino-zoicita, epidoto, sericita, actinolita, prehnita (?), pumpellita (?), lawsonita (?), óxidos de hierro y esfena.

2.3.1.2 Edad

Cretácico Inferior a posible Jurásico.

2.3.2 Complejo Mejillones

2.3.2.1 Descripción Litológica

La secuencia litológica está formada por sedimentos lutíticos, calcáreos y arenáceos además de clásticos de diversa granulometría de origen ígneo, todos interestratificados con mantos de lavas. También se encuentran calizas masivas de color gris, en parte meteorizadas, fosilíferas, areniscas generalmente calcáreas, chert marrón y lutitas de color crema y otras de color oscuro más silíceas y arcillosas que representan un ambiente más euxínico.

Los fragmentos de rocas ígneas están representados por basaltos porfiríticos, masivos, con fenocristales de plagioclasas y piroxenos. La matriz es bastante fina. No hay efectos de metamorfismo regional y la alteración secundaria se debe a procesos hidrotermales submarinos. También están presentes brechas volcánicas, diabasas de grano fino, tufas, lapilli y cenizas volcánicas.

2.3.2.2 Edad

Cretácico Inferior a Superior.

2.3.3 Complejo Los Testigos

2.3.3.1 Descripción litológica

Esta unidad litoestratigráfica está formada de rocas volcánicas de tipo fragmental; el tamaño de los fragmentos de las rocas volcánicas, esencialmente angulares, está entre lapílico y bombas. Los estudios petrográficos, se realizaron a base de secciones finas de los fragmentos mayores (bombas) y por lo tanto no representa la composición de la secuencia estudiada. Las rocas volcánicas son porfídicas, con abundancia de fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y pseudomorfos de olivino constituidos por palagonita; la plagioclasa es labradorita; cuando está zonada puede llegar a andesina. La alteración hidrotermal es poca y la palagonita se presenta en pequeñas proporciones como alteración del olivino, vidrio, y rellenando amígdalas. Las amígdalas de vidrio son escasas; estas rocas no presentan evidencias de haber sufrido ningún tipo de metamorfismo regional, (Talukdar, 1983 en Castro y Mederos, 1985).

2.3.3.2 Edad

La edad isotópica determinada por el método K/Ar en roca total es variable entre $39,6 \pm 2$ m.a. y $35,5 \pm 1.8$ m.a. (tope del Eoceno Superior, base del Oligoceno Inferior).

2.3.4 Formación Tigrillo

2.3.4.1 Descripción Litológica

La litología de esta formación consiste de areniscas de color blanquecino, de grano fino y medio, subangular, baja esfericidad, mal escogimiento, en algunos casos se observa glauconita; arenisca de color grisáceo, de grano fino a medio, subangular, baja esfericidad, mal escogimiento, calcárea, con algo de micas; lutita de color gris verdoso, masiva y laminar; limolita de color gris, masiva y laminar, algo calcárea; caliza de color gris, masiva con algas y foraminíferos grandes que aparece a 10.540 pies en el pozo Tigrillo-1 y en el pozo Caracolito-1 hacia 14.000 pies, aparece una caliza rosada masiva, con fragmentos de fósiles.

2.3.4.2 Edad

Eoceno Inferior a Eoceno Medio.

2.3.5 Formación Caracolito

2.3.5.1 Descripción Litológica

La litología de esta formación consiste en lutitas y limolitas verde marrones a gris, masivas y laminares, algo calcáreas, glauconíticas, lutitas de color gris, micáceas, en algunos niveles se hacen muy limolíticas. Areniscas color verdoso, de grano medio, subredondeado, baja esfericidad, mal escogimiento, algo calcáreas. También hay presente material volcánico, y metamórfico, cuarzo, calcita, mica blanca, óxidos de hierro y restos de materia orgánica.

2.3.5.2 Edad

Oligoceno.

2.3.6 Formación Tres Puntas

2.3.6.1 Descripción litológica

Esta Formación está constituida principalmente por lutita gris verdoso, masivas y laminares con frecuencia glauconítica, con nódulos de pirita, óxido de hierro y lignito, con intercalaciones de limolitas de color gris, laminares, interestratificadas con areniscas de color gris de grano fino a medio, subredondeado, moderada esfericidad, buen escogimiento, algo calcáreas. También hay dentro de la lutita intercalaciones de calizas grises glauconíticas y calcarenitas glauconíticas y areniscas de color blanquecino, de grano fino, redondeado, esfericidad media, buen escogimiento, micácea y de cemento calcáreo. A la profundidad de 6.280 pies se encuentra la primera aparición de material piroclástico e ígneo así como esquistos verdes.

2.3.6.2 Espesor

En la sección tipo tenemos el espesor máximo de esta formación que alcanzó los 5.910 pies, 1.802,5 metros, el espesor mínimo está en el pozo Testigos-2 con 240 pies, 73 metros.

2.3.6.3 Extensión geográfica

La unidad se encuentra en todos los pozos perforados hasta ahora por Lagoven, S.A. en el área Costa Afuera al norte de la Península de Paria comprendidos entre las

latitudes N: 11° 28' 26" y N: 10° 48' 35,7" y las longitudes O: 62° 48' 17" y O: 61° 47' 0.9" con la excepción del pozo Dragón-3 que no fue penetrada por la mecha.

2.3.6.4 Contactos

La unidad infrayace a la Formación Cubagua en contacto aparentemente concordante en algunos pozos del área; en otros pozos es discordante por la ausencia del Mioceno Superior. El contacto inferior es concordante en la localidad tipo donde hay sedimentos Paleogenos y discordante sobre el Cretácico cuando no los hay.

2.3.6.5 Fósiles

Abundantes foraminíferos planctónicos, entre ellos: *Orbulina universa*, *Globorotalia siakensis*, *Globorotalia menardii*, *Globorotalia fohsi fohsi*, *Globorotalia peripheroronda*, *Globorotalia scitula*, *Globorotalia praemenardii*, *Catapsydrax stainforthi*, *Catapsydrax dissimilis*. También hay micromoluscos y radiolarios.

2.3.6.6 Edad

Mioceno Inferior a Mioceno Medio.

2.3.6.7 Correlación

La unidad correlaciona cronológicamente con la Formación Carapita en Venezuela Oriental y las formaciones Brasso, Cipero y Nariva en Trinidad.

2.3.6.8 Paleoambientes

La parte superior de la formación se sedimentó en una profundidad nerítico interior a medio, encontrándose en un prodelta o parte distal del abanico marino profundo. La parte inferior es de mayor profundidad, entre 500 a 1.000 metros de profundidad, ambiente batial. En esta última parte de la Formación hay evidencias de turbiditas como lo demuestran la presencia de calizas con grandes foraminíferos y areniscas de ambiente más someros en estas profundidades batiales.

2.3.7 Formación Cubagua

2.3.7.1 Descripción litológica

La parte superior de esta unidad está constituida litológicamente por bancos de moluscos y briozoarios, calizas arrecifales sacaroideas, areniscas cuarzosas grises, de grano fino, subredondeado, de esfericidad media, areniscas calcáreas, calizas micríticas grises, calcarenitas, 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. Hacia la parte inferior la formación cambia a sedimentos de aguas más profundas con una litología consistente de lutitas grises, con glauconita y abundantes nódulos de pirita acompañadas de limolitas grises y se presentan algunos intervalos arenosos interdigitados con los clásticos más finos, posiblemente llevadas allí por corrientes de turbidez. Ocasionalmente aparecen en los clásticos más gruesos componentes metamórficos y volcánicos.

2.3.7.2 Espesor

En la sección tipo afloran unos 70 metros de espesor. En el hipostatotipo la formación tiene 6.775 pies, 2.066 metros, siendo este el espesor máximo conocido hasta 1985 (Castro y Mederos, 1985).

2.3.7.3 Contactos

La unidad infrayace a la Formación Cumaná en contacto aparentemente concordante y suprayace a la Formación Tres Puntas en contacto aparentemente concordante en algunos pozos; en otros hay contacto discordante por la no presencia del Mioceno Superior.

2.3.7.4 Fósiles

Abundantes foraminíferos; como planctónicos se encuentran *Globorotalia margaritae*, *Globorotalia plesiotumida*, *Sphaeroidinellopsis paenedehiscens*, *Globorotalia juanai*, *Globorotalia acostaensis*, *Globorotalia merotumida*; como foraminíferos bentónicos calcáreos se encuentran *Ammonia beccarii*, *Amphistegina lessonii*, *Hanzawaia* sp., *Elphidium* sp., *Bolivina imporcata*, etc.; como foraminíferos bentónicos arenáceos *Cyclammina cancellata*, *Cyclammina* sp.

Según Castro y Mederos (1985) en la base de la Formación, se encuentran *Coccolithus miopelagicus*; *Reticulofenestra pseudoumbilica*; *Amaurolithus delicathus*; *Amaurolithus* sp., muy recristalizado; *Discoaster neorectus*; *Discoaster surculus*; *Discoaster pentaradiatus*; *Discoaster calcaris*; *Discoaster brouweri*; *Discoaster variabilis*; *Discoaster hamatus*; lo que ubica estas muestras en el límite entre las zonas NN10 y NN11 de Martini, 1971 en Castro y Mederos, 1985, Mioceno tardío.

Subiendo en la sección la nanoflora está constituida por *Ceratholithus* sp., muy recristalizado; *Thoracosphaera* cf. *heimii*, dinoflagelado calcáreo; *Calcidiscus macintyreii*; *Calcidiscus leptoporus*; *Sphenolithus abies*; *Sphenolithus neoabies*; *Discoaster neorectus*; *Sphenolithus* cf. *verensis*; *Pontosphaera multipora*; *Helicosphaera carteri carteri*; *Sphenolithus* sp.; *Coccolithus pliipelagicus*; *Helicosphaera carteri*; *Helicosphaera sellii*; *Coccolithus pelagicus*; *Amaurolithus* sp., muy recristalizado; *Reticulofenestra pseudoumbilica*; *Reticulofenestra* spp.; diatomeas.

Hacia la parte superior la nanoflora calcárea está constituida por *Ceratholithus* sp., muy recristalizado; *Thoracosphaera saxea*, dinoflagelado calcáreo; *Calcidiscus macintyreii*; *Calcidiscus leptoporus*; *Discoaster* sp.; *Discoaster pentaradiatus*; *Discoaster brouweri*; *Discoaster triradiatus*; *Discoaster variabilis*; *Helicosphaera carteri carteri*; *Helicosphaera* aff. *sellii*; *Coccolithus pelagicus*; *Coccolithus pliipelagicus*; *Reticulofenestra* cf. *pseudoumbilica*; *Reticulofenestra minutula*; *Reticulofenestra* spp.; se observaron escasos ejemplares de *Watznaueria barnesae* y *Micula staurophora*, rotos y mal preservados, producto de retrabajo del Cretácico.

2.3.7.5 Edad

Mioceno tardío a Plioceno tardío.

Según Castro y Mederos (1985) la Formación Cubagua, tiene una edad comprendida entre el Mioceno Tardío y el Plioceno, desde la Zona NN10, Zona de *Discoaster calcaris* hasta la Zona NN17, Zona de *Discoaster pentaradiatus*, de Martini, 1971.

El nanoplancton calcáreo ubica las muestras de la base en el límite entre las zonas NN10 y NN11 de Martini, 1971, Mioceno Tardío. Esto calibra con el límite

entre las zonas N16 y N17, zonas de *Globorotalia acostaensis* y *Globorotalia humerosa* de Bolli y Saunders, 1985. La parte superior se ubica en el límite entre las zonas NN16 y NN17, es decir, entre las zonas de *Discoaster surculus* y *Discoaster pentaradiatus* de Martini, 1971 en Castro y Mederos, 1985. Tiene una edad Plioceno Tardío que calibra con foraminíferos con las zonas de *Globorotalia miocenica* y la base de *Globorotalia tosaensis tosaensis*, (Bolli y Saunders, 1985 en Castro y Mederos, 1985).

2.3.7.6 Correlación

Bermúdez (1966) en Castro y Mederos (1985), correlacionó la parte superior de la formación con las formaciones Guatire, Tuy, Cumaca y Aramina de Venezuela norcentral y la parte inferior de las formaciones Las Pailas y Carenero. En la isla de Trinidad, correlaciona cronológicamente con la Formación Springvale y la parte superior de la Formación Manzanilla.

2.3.7.7 Paleoambientes

La parte superior de la formación se sedimentó en aguas tropicales someras de mar abierto y de detrás de arrecifes y bancos de moluscos y briozoarios. El ambiente de sedimentación es nerítico interior a medio de plataforma abierta y el cual va pasando transicionalmente hasta batial.

2.3.8 Formación Cumaná

2.3.8.1 Descripción litológica

Los sedimentos están constituidos en su mayoría por bancos de moluscos y briozoarios; restos de corales; calizas micríticas, fragmentadas; calizas orgánicas de

colores claros; calizas oolíticas; lodolitas (mudstones), de color gris claro intercaladas con arcillas de color gris claro a gris azulado, con abundantes fragmentos de equinodermos, pelecípodos y otros moluscos; calcarenitas fosilíferas; areniscas calcáreas; areniscas cuarzosas, grisáceas, de grano fino a muy fino, subredondeadas a subangulares, con esfericidad media, muy calcáreas, probablemente periarrecifales; también limolitas color oliva. Además se consiguen como materiales accesorios nódulos de pirita, lignito, glauconita, chert, granos de cuarzo y micas claras. Hay también en parte rocas volcánicas y basálticas transportadas.

2.3.8.2 Espesor

En el hipoestratotipo, el espesor de la formación Cumaná es de 2.248 pies, 686 metros, siendo éste el espesor máximo en toda el área perforada hasta 1985. En la localidad tipo tiene 600 metros.

2.3.8.3 Extensión geográfica

Fuera de la localidad tipo, la unidad aflora en la península de Araya, la isla de Cubagua (bahía de Charagato en el extremo norte y El Brasil, extremo sur de la isla) y en la isla de La Tortuga.

2.3.8.4 Contactos

La Formación Cumaná, en los cerros de Caigüire, suprayace con discontinuidad a la Formación Caigüire (Ascanio, 1969 en Castro y Mederos, 1985), anteriormente asignada a la Formación Cumaná. En la península de Araya, conocida actualmente como Formación Barrigón, suprayace discordantemente a la Formación Cubagua. En la isla de la Tortuga, es denominada Formación Cerro Gato, y se desconoce la base de la unidad.

2.3.8.5 Fósiles

Entre los macrofósiles tenemos varias especies de moluscos, corales, briozoarios y equinodermos. Abundan los foraminíferos planctónicos: *Globorotalia truncatulinoidea*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globorotalia fimbriata*, *Globorotalia hirsuta*, *Pulleniatina obliquiloculata*, etc. Los foraminíferos bentónicos calcáreos están representados por *Amphistegina lessonii*, *Buliminella* sp., *Nonionella* sp., *Bolivina* sp., *Hanzawaia* sp. etc. Los bentónicos porcelanáceos tienen a *Quinqueloculina* sp. como representante y entre los foraminíferos bentónicos arenáceos presentes tenemos a *Archaias* sp., *Textulariella* sp., *Liebusella* sp.

2.3.8.6 Edad

La Formación Cumaná pertenece al mismo ciclo sedimentario de línea de costa y plataforma somera que desarrolló las formaciones Playa Grande, Mara y Abisinia en el litoral central, así como las formaciones Cerro Gato y Barrigón, por lo tanto se le asigna una edad Pleistoceno temprano hasta la parte media del Pleistoceno medio.

2.3.8.7 Correlación

La Formación Cumaná se correlaciona con las formaciones Playa Grande (Pleistoceno Temprano e inicios del Pleistoceno Medio), Mare y Abisinia (Pleistoceno Medio), con la Formación Cerro Gato (Pleistoceno temprano), Formación Barrigón (Pleistoceno temprano y Pleistoceno medio), parte inferior y media de la Formación Macanao (Pleistoceno medio). En la isla de Trinidad se correlaciona cronoestratigráficamente con la Formación Talparo.

2.3.8.8 Paleoambientes

Esta unidad se sedimentó en aguas someras, tranquilas, tropicales, de plataforma ancha, con poca inclinación, con arrecifes que muchas veces se encuentran protegidos por bancos de moluscos y corales; en otros casos se presentan ambientes de detrás de arrecifes y otros lugares protegidos cercanos a la costa.

2.4 Marco estratigráfico local

Según Álvarez *et ál.*, (2010), las características litológicas de las muestras de canal secas de la columna perforada por el pozo DR-5 (perforado en 2010), ubicado a 2,5 km del pozo en estudio (DR-1), de acuerdo al orden de perforación (tope a base) permitieron identificar y dividir cuatro unidades litoestratigráficas informales: Unidad I (1555'-1680'), Unidad II (1680'- 5200'), Unidad III (5200'-7500') y la Unidad IV (7500'-8060'). (Figura 2.3).

2.4.1 Unidad I (1555'-1680')

Básicamente, esta unidad se caracteriza por la abundancia de granos de cuarzo libres (55%), de color cristalino/anaranjado/rojizo (óxido de hierro), calizas (25%), fragmentos (10%): esqueletales (bivalvos y gasterópodos), algas y corales; alternando con 10% arcillas calcáreas, limolitas y en menor proporción arenisca de grano muy fino.

2.4.2 Unidad II (1680'-5200')

Esta unidad presenta un predominio de intercalaciones de arcilla y calizas; en menor proporción granos libres de cuarzo. De base a tope esta unidad puede dividirse en ocho intervalos (5200' – 4900', 4230'-4070', 3480'-3200', 2790'-2430' y 2020'-1840') donde predomina el carácter carbonático (calizas y fragmentos esqueletales,

79%) y cuatro intervalos (4900'-4230', 4070'-3480', 3200'- 2820' y 2430'-2020') con mas de 85% de arcillas. Las calizas se caracterizan por presentar abundantes bioclastos; se observan dispersos fragmentos esqueléticos (bivalvos y gasterópodos), algunos foraminíferos y pellets de glauconita, indicando una gran actividad bentónica y planctónica. Las arcillas son de color gris, en parte arenosa; algunas calcáreas, con pellets fecales y conchas. Las restantes litologías en orden de importancia son granos de cuarzo cristalino, lutitas, limolitas y areniscas de grano muy fino. El carácter glauconítico es muy marcado en esta unidad disminuyendo hacia la base.

2.4.3 Unidad III (5200' - 7500')

Es una unidad conformada por una secuencia monótona de arcillas, algunas glauconíticas, con niveles muy delgados de limolitas, calizas, fragmentos esqueléticos, restos de conchas y corales. Las arcillas presentan características comparables con la unidad III. La proporción de fragmentos esqueléticos, glauconitas y calizas es menos abundantes en toda la unidad.

2.4.4 Unidad IV (7500'-8060')

De base a tope esta unidad presenta un predominio de intercalaciones de areniscas y lutitas, en menor proporción limolitas. La base del intervalo comienza con una secuencia de lutitas y limolitas con escasos lentes de areniscas. La arenisca presenta una tendencia general (registro Gamma Ray) de engrosamiento hacia el tope. La arenisca es de color gris claro/cuarzo cristalino, de grano muy fino a fino, en parte muy fino a limolítico, subangular a subredondeado, bien escogido, matriz arcillosa, moderadamente consolidada y en parte calcárea. Las lutitas son de color gris oscuro a medio, algunas carbonosas, moderadamente duras y ocasionalmente calcáreas. Limolita, de color gris a gris oscuro y moderadamente duras. Ocasionalmente se observan fragmentos esqueléticos y calizas

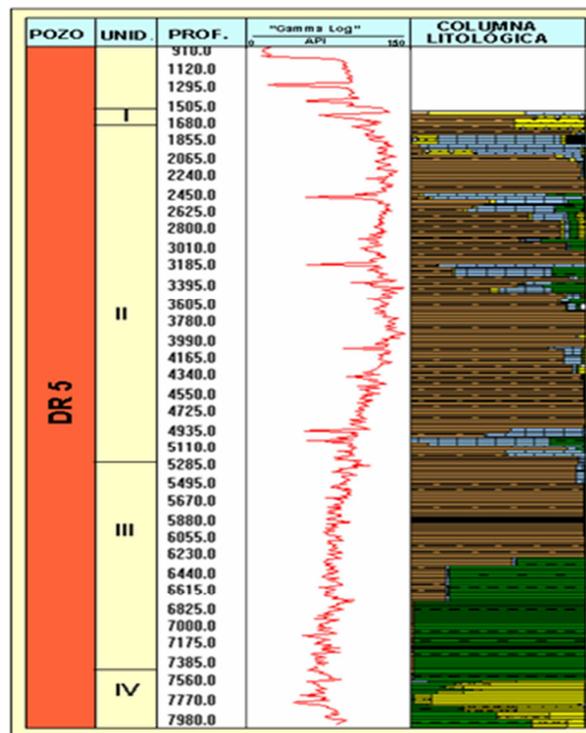


Figura 2.3 Columna litoestratigráfica perforada del pozo DR-5 (Álvarez *et ál.*, 2010).

2.5 Geología estructural regional

En la Figura 2.4, se puede observar la configuración de los elementos estructurales del Norte de Paría, donde se identifican varios pilares tectónicos de edad cretácica denominados como el Alto de Margarita-Los Testigos y el Alto de Patao. Aunque el primer alto estructural es de mayor magnitud, el Alto de Patao es de mayor importancia debido a su asociación con grandes yacimientos gasíferos. Este Alto, está delimitado por fallas de rumbo Este-Oeste hacia sus zonas septentrional y meridional con extensión lateral de 40 kilómetros el cual se interrumpe por fallas secundarias en la misma dirección o perpendiculares a las anteriores (Simón *et ál.*, 2009).

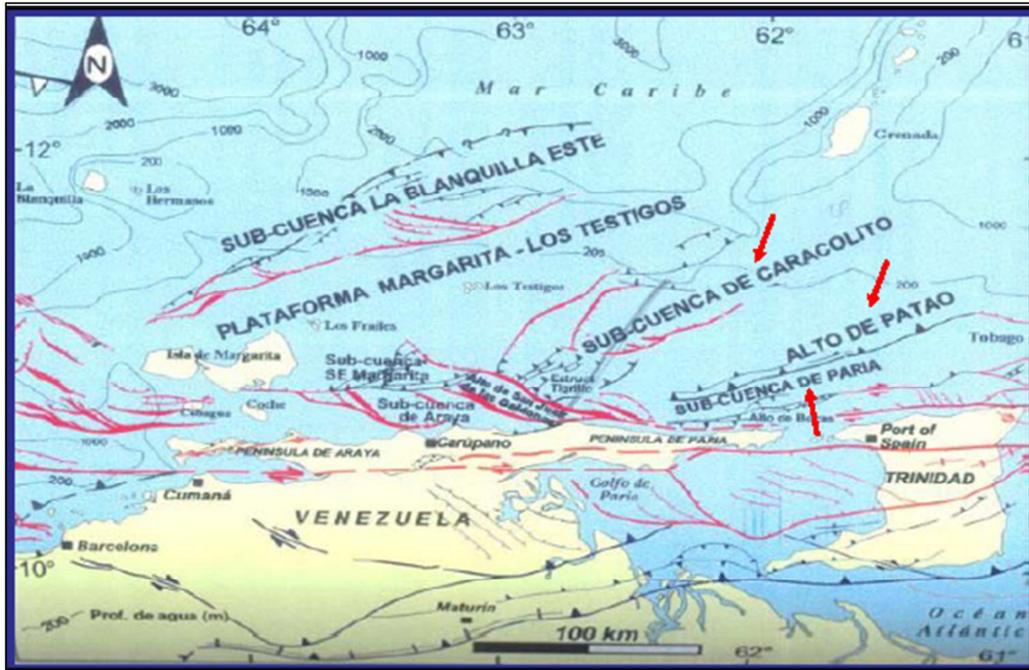


Figura 2.4 Rasgos estructurales de la Cuenca Carúpano. Tomada y modificada de Carnevali J., 2000; en Zambrano (2010).

Los Campos gasíferos de Dragón, Patao y Mejillones se encuentran alineados con el Alto de Patao, donde los yacimientos (ubicados a profundidades que varían entre -7250 y -7950 pbnm) presentan carácter estructural dómico de buzamiento suave (1 a 4 grados) separados por sillas estructurales. Este estilo estructural, tiene incidencia en el tipo de entrapamiento de las acumulaciones de gas (Simón *et ál.*, 2009).

Al Sur del Campo Dragón, se identifican fallas en echelon (escalonadas) con rumbo noroeste-sureste de bajo desplazamiento (10 – 100 pies) y buzamiento hacia el Sur. En esta área del campo, se presenta la mayor de las compartimentalizaciones, reduciendo las dimensiones de los prospectos. Esta geometría del estilo estructural, es consistente con movimientos destraes o rumbo deslizantes en dirección este – oeste,

acompañado por esfuerzos de extensión en dirección suroeste–noreste (Figura 2.5) (Simón *et ál.*, 2009).

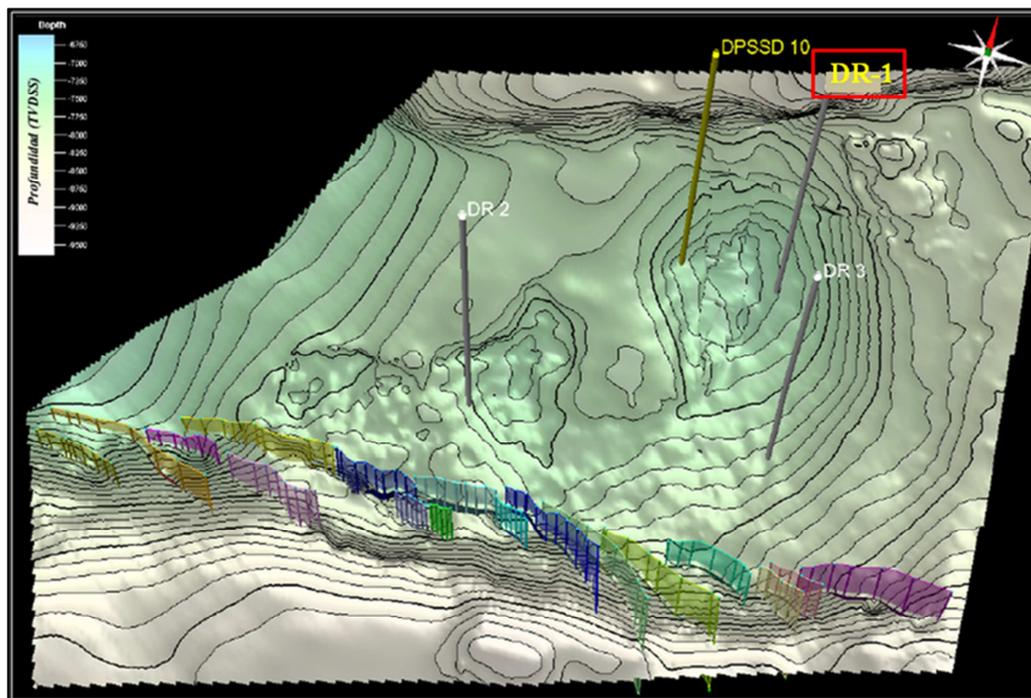


Figura 2.5 Geometría del estilo estructural (fallas en echelon de rumbo noroeste-sureste) al sur del Campo Dragón (Simón *et ál.*, 2009).

2.6 Estratigrafía Generalizada del Alto de Patao

De acuerdo a Sucre Gas S.A (1994), citado en Simón *et ál.*, (2009), en el Alto de Patao la depositación está registrada desde el Mioceno temprano, activada por un proceso transgresivo, estando estos sedimentos en una evidente relación de discordancia con las rocas cretácicas del basamento. Los aportes clásticos asociados a dicha progradación de depósitos continentales, vinculados probablemente a la caída del nivel base de los sistemas fluviales y a la paleotopografía Pliocena de la zona, permitió la formación de planicies costeras en la porción central y este del Alto de

Patao, y la depositación de los principales reservorios de Mariscal Sucre. Posteriormente, entre el Plioceno temprano y tardío ocurrió una transgresión marina y se depositaron importantes espesores de lutitas que actúan como sello (Figura 2.6).

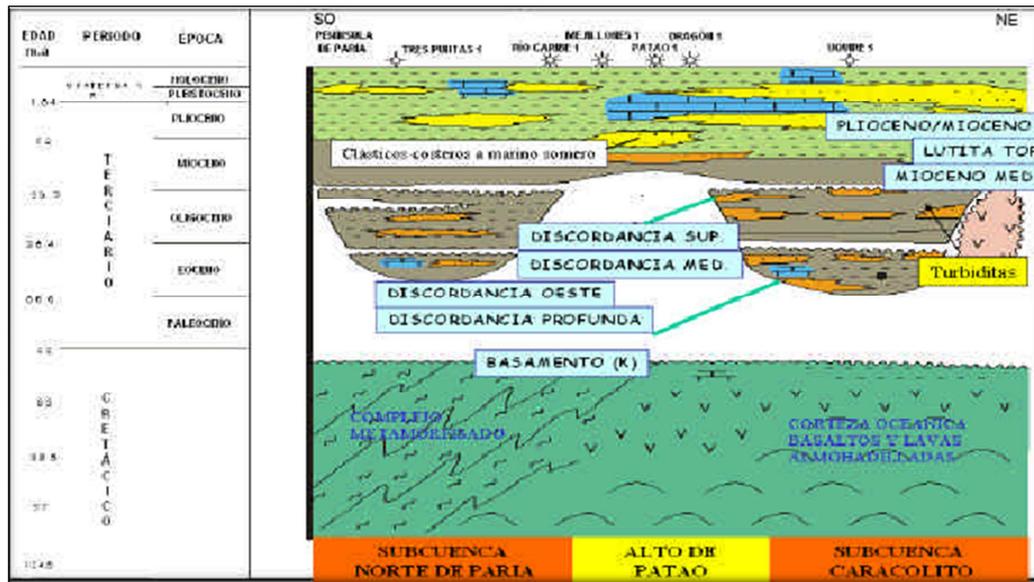


Figura 2.6 Cobertura sedimentaria generalizada en la Cuenca de Carúpano (Tomado de CVP, Costa Afuera, (2007) en: Simón, *et ál.*, (2009).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3.1 Antecedentes

Los estudios previos que servirán de base para la realización de este proyecto son:

1. Castro y Mederos (1985) describieron las unidades litoestratigráficas encontradas como resultado del estudio de muestras y registros de 20 pozos perforados por Lagoven, S.A., en la Cuenca Carúpano, ubicada al este de la Isla de Margarita, en Venezuela nororiental. Las unidades estudiadas comprenden cinco formaciones y tres complejos. Las formaciones se denominan: Tigrillo, Caracolito, Tres Puntas, Cubagua y Cumaná. La Formación Tigrillo, de edad Eoceno, está compuesta de areniscas, limolitas, calizas y material metamórfico e ígneo en cantidades menores; Caracolito del Oligoceno, constituida por lutitas, limolitas, areniscas y material volcánico y metamórfico. La Formación Tres Puntas del Mioceno Inferior a Medio, está constituida por lutitas, limolitas y pocas calizas; Cubagua de edad Mioceno Superior a Plioceno Superior con lutitas y limolitas en la parte inferior y la Formación Cumaná, del Plioceno Superior a Pleistoceno, está caracterizada por calizas con restos de moluscos, briozoarios y corales. Los complejos se han designado como: Bocas, Mejillones y Testigos. Bocas de edad Cretácico Inferior a posible Jurásico, está constituido por metabasaltos y rocas metamórficas; Mejillones del Cretáceo Inferior a Superior presenta lutitas calcáreas y arenáceas, clásticos de origen ígneo, interestratificados con mantos de lavas, calizas y fragmentos de rocas ígneas y Testigos del Eoceno Superior a Oligoceno Inferior basal, está formado por fragmentos de rocas volcánicas que muestran evidencias de alteración hidrotermal.

2. Delgado *et ál.*, (2008) realizaron el estudio sedimentológico y bioestratigráfico parcial de los pozos DR-3, DR-2 y DR-1, y la reinterpretación bioestratigráfica de los pozos Mejillones-1, Patao-1, Patao-2, Patao-3, Patao-4 y Patao Sur-1; con la finalidad de establecer un marco litoestratigráfico, cronoestratigráfico y paleoambiental, que apoye las actividades exploratorias y de producción. La sección estratigráfica en el pozo DR-3 se subdividió en seis unidades informales: Pt-1, Pt-2, Pt-3, Pt-4, Pt/Pl y Pl. En los pozos DR-1 y DR-2 se identificó, además, una unidad de edad Mioceno (unidad M) y el basamento ígneo-metamórfico. Los indicadores faunísticos y el análisis de facies sugieren que estos depósitos se acumularon en una plataforma somera, por debajo del tren de olas de tormenta. La presencia de areniscas masivas en la unidad Pl, se vincularía a lóbulos hiperpícnicos de plataforma, asociados a un prodelta. El análisis petrográfico mostró las siguientes microfacies: biomicritas sueltas, micritas, micritas arenosas, areniscas micríticas y micritas limosas; y un basamento formado por rocas metavolcánicas y metasedimentarias. La porosidad, en carbonatos de mezcla, es principalmente móldica, por disolución de fósiles. Los procesos diagenéticos corresponden a una diagénesis temprana en dominio de aguas meteóricas. El intervalo atravesado por el pozo DR-3 se acumuló durante el Plioceno-Pleistoceno. La base del Pleistoceno inferior fue propuesta a 7030' (*Globorotalia truncatulinoides truncatulinoides*, ~1.77 m.a.). El contacto Pleistoceno-Mioceno tardío en los pozos DR-1 y DR-2 fue establecido por la primera y última aparición de *Globorotalia margaritae margaritae* (~3.56 m.a.--6.0 m.a.). La nanoflora calcárea en el intervalo 9490'-10575' del pozo DR-2 es de edad Mioceno tardío (Zona NN11), y a partir de 10540' se definió la Zona NN11a. Al intervalo analizado en el pozo DR-1 (10450'-11140) se le designa una edad Mioceno medio (Zona NN6 hasta 11080' y a partir de allí NN5).

3. Mata-García (2009) realizó un análisis paleopalinológico de 104 muestras (canal y núcleo) de dos pozos identificados como C y D en la Cuenca Carúpano (Mar Caribe, Venezuela nororiental), reveló una sección depositada durante el Pleistoceno,

determinada por el esporomorfo indicador *Alnipollenites verus* (Potonie) Potonie con espesores de 2850 pies (868,68 m) (profundidad 1150-4000 pies) en el pozo C y 2180 pies (664.66 m) en el D (1780-3960 pies), suprayaciendo a sedimentos del Plioceno hasta los 8440 pies (2572,51 m) y 8030 pies (2447,54 m) de profundidad, respectivamente. Esta última edad fue verificada por la ocurrencia regular y/o patrones de abundancia de *Grimsdalea magnaclavata* Germeraad, Hopping & Muller, *Pachydermites diderixi* Germeraad, Hopping & Muller, *Psilatricolporites caribbiensis* Muller, De Di Giacomo & van Erve, *Maravenites polyoratus* Muller, De Di Giacomo & van Erve, *Psilaperiporites minimus* Regal, Uesugui & Santos, *Echitricolporites* spp., *Kuylisporites waterbolki* Potonié y *Stephanocolpites evansii* Muller, De Di Giacomo & van Erve. La presencia de elementos terrígenos de ecosistemas boscosos húmedos (hongos, cutículas, pteridofitas), aunado a presencia regular de aquellos de biotopos marinos o salobres (mangles, moldes de microforaminíferos, *Paleocirrenalia* spp. y dinoquistes heterotróficos como *Selenopemphix nephroides* (Benedek) Benedek & Sargeant), se explica por el transporte directo y depositación de los sedimentos clásticos de flujos riverinos (Proto-Orinoco), sobre la plataforma continental

4. Mata-García *et ál.*, (2010 a) realizaron un estudio sedimentológico y bioestratigráfico a las muestras del núcleo recuperado del pozo DR-4 (ST2) determinando que la sedimentación de la sección analizada (Formación Cubagua) entre 7470'' y 7628'6'' ocurrió dentro de un rango de edad Plioceno temprano a Pleistoceno. Por otro lado, este nivel suprayace a otro determinado como depositado durante el Plioceno temprano (7628'6''-7792'7'') por la presencia del nanomarcador *Sphenolithus abies*. El análisis petrográfico de los litotipos obtenidos de las muestras de núcleos del pozo DR-4, indica un predominio de microfácies de carbonatos de mezcla, identificándose las microfácies de micrita arenosa y arenisca micritica en las profundidades de 7722'4'' y 7481'9'', respectivamente.

5. Mata-García (2010 b) analizó 34 muestras de canal del pozo MTC-1X ubicado en el denominado “Alto de la Tortuga” en la cuenca Tuy-Cariaco, específicamente en las coordenadas geográficas: LAT.: 10° 54’ 25,6’’ LONG.: 64° 56’ 45,7’’ y UTM 20, E: 287.297,98 y N: 1206.406,00. Logró determinar las siguientes edades: Pleistoceno (1500’-4160’), Plioceno tardío (4360’-7980’) y Mioceno tardío a Plioceno temprano (8120’-10440’). Observó combinación de elementos terrígenos (fluviales) con marinos.

3.2 Bases Teóricas

3.2.1 Rocas Sedimentarias

Los productos de la meteorización mecánica y química constituyen la materia prima para las rocas sedimentarias. La palabra “sedimentaria” indica la naturaleza de esas rocas, pues deriva de la palabra latina *sedimentum*, que hace referencia al material sólido que se deposita a partir de un fluido (agua o aire). (Tarbuck y Lutgens, 2005).

3.2.2 Tipos de Rocas Sedimentarias

El sedimento tiene dos orígenes principales. En primer lugar, el sedimento puede ser una acumulación de material que se origina y es transportado en forma de clastos sólidos derivados de la meteorización mecánica y química. Los depósitos de este tipo se denominan *detríticos* y las rocas sedimentarias que forman, **rocas sedimentarias detríticas**. La segunda fuente principal de sedimento es el material soluble producido en gran cantidad mediante meteorización química. Cuando estas sustancias disueltas son precipitadas mediante procesos orgánicos o inorgánicos, el

material se conoce como sedimento químico y las rocas formadas a partir de él se denominan **rocas sedimentarias químicas** (Tarbuck y Lutgens, 2005).

3.2.3 Ambientes Sedimentarios, (Tarbuck y Lutgens, 2005).

3.2.3.1 Ambientes continentales

Los ambientes continentales están dominados por la erosión y la deposición asociadas a corrientes. En algunas regiones frías, las masas de hielo glacial en movimiento sustituyen el agua corriente como proceso dominante. En algunas regiones áridas (así como en algunos puntos litorales) el viento asume mayor importancia. Es evidente que la naturaleza de los sedimentos depositados en los ambientes continentales recibe una fuerte influencia del clima.

3.2.3.2 Ambientes marinos

Los ambientes depositacionales marinos se dividen en función de su profundidad. El ambiente *marino somero* alcanza profundidades de unos 200 metros y se extiende desde la orilla hasta la superficie externa de la plataforma continental. El ambiente *marino profundo* se encuentra mar adentro, a profundidades superiores a los 200 metros más allá de la plataforma continental.

3.2.3.3 Ambientes de transición

La línea de costa es la zona de transición entre los ambientes marino y continental. Aquí se encuentran los depósitos conocidos de arena y grava denominados *playas*. Las *llanuras mareales* cubiertas de barro son cubiertas alternativamente por capas poco profundas de agua y luego son expuestas al aire conforme las mareas suben y bajan. A lo largo y cerca de la costa, el trabajo de las

olas y las corrientes distribuye la arena, creando *flechas litorales*, *cordones litorales* e *islas barrera*. Los cordones litorales y los arrecifes crean *albuferas*. Las aguas más tranquilas de estas áreas protegidas son otro lugar de sedimentación en la zona de transición.

Los *deltas* se cuentan entre los depósitos más importantes asociados a los ambientes de transición. Las acumulaciones complejas de sedimentos se forman hacia el mar cuando los ríos experimentan una pérdida abrupta de velocidad y depositan su carga de derrubios detríticos.

3.2.4 Algunos principios fundamentales de estratigrafía, (Tarbuck y Lutgens, 2005).

3.2.4.1 Ley de superposición

Propuesta por Nicolaus Steno en 1669, establece que una secuencia no deformada de rocas sedimentarias, cada estrato es más antiguo que el que tiene por encima y más joven que el que tiene por debajo.

3.2.4.2 Principio de la horizontalidad original

Establecido por Steno, significa que las capas de sedimento se depositan en general en una posición horizontal. Por tanto, cuando observamos estratos rocosos que son planos, deducimos que no han experimentado perturbación y que mantienen todavía su horizontalidad original.

3.2.4.3 Principio de sucesión de fósiles

Observado por William Smith, este principio establece que los organismos fósiles se sucedieron unos a otros en un orden definido y determinable y, por consiguiente, cualquier período puede reconocerse por su contenido fósil.

3.2.4 Bioestratigrafía

Es la rama de la Estratigrafía que trata el estudio de la distribución de los fósiles en el registro estratigráfico y rige la clasificación de los cuerpos de roca o material rocoso en unidades bioestratigráficas con base en su contenido fósil (Barragán *et ál.*, 2010).

3.2.5 Unidad Bioestratigráfica

Es un cuerpo de roca que se define o se caracteriza por su contenido fósil (Barragán *et ál.*, 2010)

3.2.6 Clases de Unidades Bioestratigráficas, (Barragán *et ál.*, 2010).

La unidad básica de la clasificación bioestratigráfica es la *biozona*. Se reconocen cinco clases específicas de biozonas: hemerizona, biozona de intervalo, biozona de linaje, biozona de conjunto y biozona de abundancia.

3.2.6.1 Hemerizona

Es un cuerpo que representa el alcance del registro estratigráfico y geográfico conocido de cualquier elemento o elementos de un taxón fósil individual o los de varios taxa, presentes en el registro litológico. Existen dos tipos de hemerizonas:

hemerazona de taxón (Figura 3.1 A), es un cuerpo de roca que representa el alcance del registro estratigráfico y geográfico conocido de un taxón individual, y hemerazona concurrente (Figura 3.1 B), es un cuerpo de roca que incluye las partes concurrentes, coincidentes o traslapantes de los registros de dos taxa específicos.

3.2.6.2 Biozona de intervalo

Es un cuerpo de roca contenido entre dos superficies bioestratigráficas específicas (biohorizontes del ISSC, 1994, p. 56). Los rasgos a partir de los cuales estos biohorizontes comúnmente se definen incluyen los registros estratigráficos más bajos (Figura 3.1 C), los registros más altos (Figura 3.1 D), registros estratigráficos distintivos, o cambios en los caracteres de taxa individuales.

3.2.6.3 Biozona de linaje

Una biozona de linaje (figura 3.1 E) es un cuerpo de roca que contiene especies representativas de un segmento específico de un linaje evolutivo.

3.2.6.4 Biozona de conjunto

Una biozona de conjunto (Figura 3.2 A) es un cuerpo de roca caracterizado por una asociación singular de tres o más taxa, cuyo conjunto le aporta un carácter bioestratigráfico distinto al de estratos adyacentes.

3.2.6.5 Biozona de abundancia

Una biozona de abundancia (Figura 3.2 B) es un cuerpo de roca en el cual la abundancia de un taxón particular o de un grupo específico de taxa es sensiblemente mayor que en partes adyacentes de la sección. Las biozonas de abundancia pueden ser

de utilidad local o limitada debido a que las abundancias de los taxa en el registro geológico están ampliamente controladas por factores paleoecológicos, taxonómicos y diagenéticos. La única manera inequívoca de identificar una zona de abundancia particular es seguirla lateralmente.

En palinoestratigrafía, una zona acme es aquella que tiene valor para propósitos de correlación basada en dominancia porcentual de un taxón o de un grupo de taxa estrechamente relacionados (Traverse, 2007).

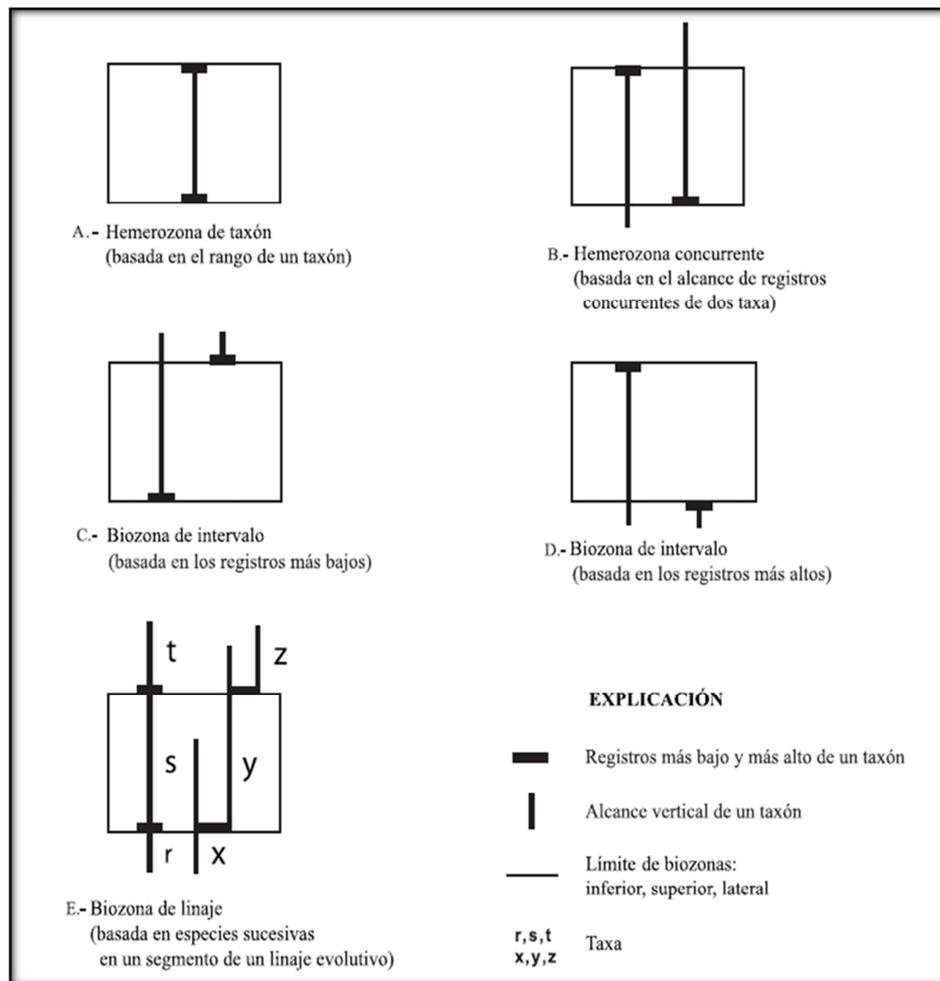


Figura 3.1 Clases de Unidades Bioestratigráficas, Barragán et ál., (2010).

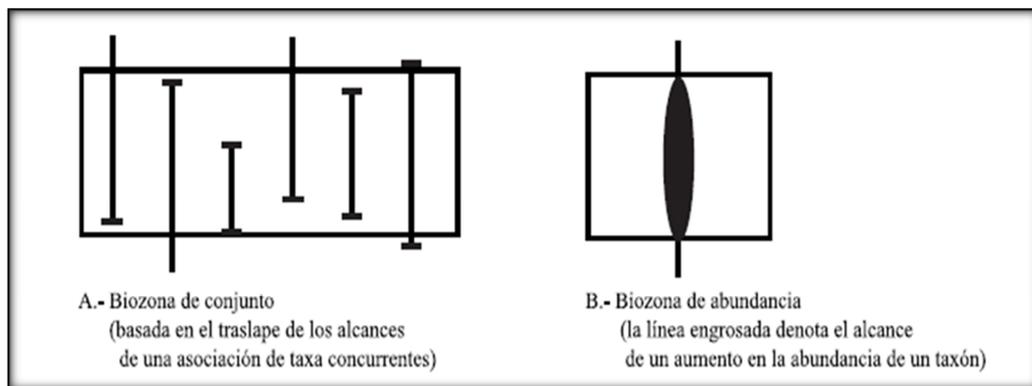


Figura 3.2 Biozonas de Conjunto y de Abundancia (Barragán et ál., 2010).

3.2.7 Polen y esporas

El polen es una estructura exclusiva de las plantas gimnospermas y angiospermas formada por el gametofito (fase haploide del ciclo vital) rodeado de una pared de esporopolenina, (Figura 3.3). La espora es una estructura de las plantas inferiores formada por una o pocas células, rodeadas de una pared resistente, que sirven para la propagación y dispersión de nuevos ejemplares, (Jarzen y Nichols, 1996; Playford y Dettmann, 1996; en Molina, 2004).

3.2.7.1 Morfología general

Los granos de polen y esporas tienen una forma básica esférica con una pared ligeramente ornamentada. Pueden estar aplastados (arrugados) por la diagénesis. A esta morfología básica se añaden estructuras, como pueden ser sacos aéreos o pequeñas fibras que favorecen la dispersión en el aire. La laesura es la abertura a través de la cual salen las células o los tubos polínicos del polen cuando se produce la germinación (Canudo, 2004 en Molina, 2004).



Figura 3.3 Granos de Polen. (Oeggerli, 2010)

❖ **Tamaño y medidas:** los granos de polen y esporas tienen dos planos de simetría: el mayor o ecuatorial y el perpendicular o polar (Figura 3.4). La realidad es que la mayor parte de los granos de polen y esporas fósiles están aplastados y las medidas sólo pueden realizarse en un solo plano. Cuando el aplastamiento impide definir bien los planos de simetría se puede medir la longitud del eje paralelo a la laesura o al sulco y la longitud perpendicular máxima.

Las isósporas, microsporas y granos de polen (en conjunto se denominan miósporas) suelen tener un tamaño de 5 a 200 μm . Las megásporas suelen ser de más de 200 μm . El tamaño suele ser similar en el mismo taxón, pero hay que tener en cuenta que el proceso de maceración o la cantidad de agua retenida en el fósil puede hacer variar el tamaño.

❖ **Composición de la pared:** la pared de las esporas y de los granos de polen sirve para proteger a las células o al gametofito de la falta de humedad y del ataque

microbiano, pero debe estar preparada para una rápida germinación. Por tanto es una estructura altamente especializada y, como tal, de gran importancia en la sistemática. En los granos de polen suele haber significativas diferencias morfológicas entre el relieve de la superficie y la estructura interna. Tienen dos capas bien diferenciadas que rodean al contenido protoplasmático situado en el interior (Figura 3.5), una externa denominada exina y una interna, la intina (en el polen) o endóspera (en las esporas). Además en las esporas puede haber una tercera membrana externa llamada periespora.

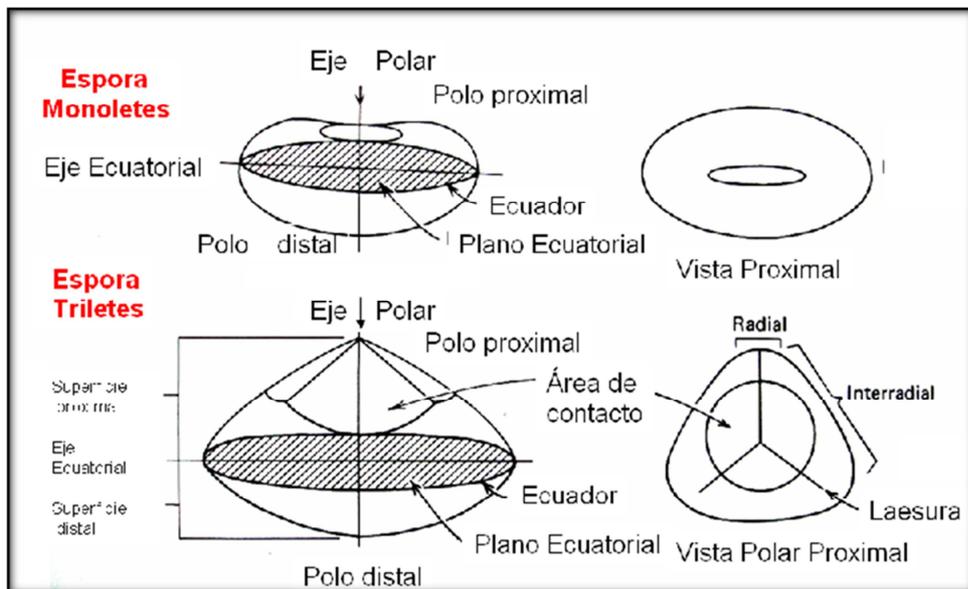


Figura 3.4 Morfología general de las esporas. (Tschudy & Scott, 1969).

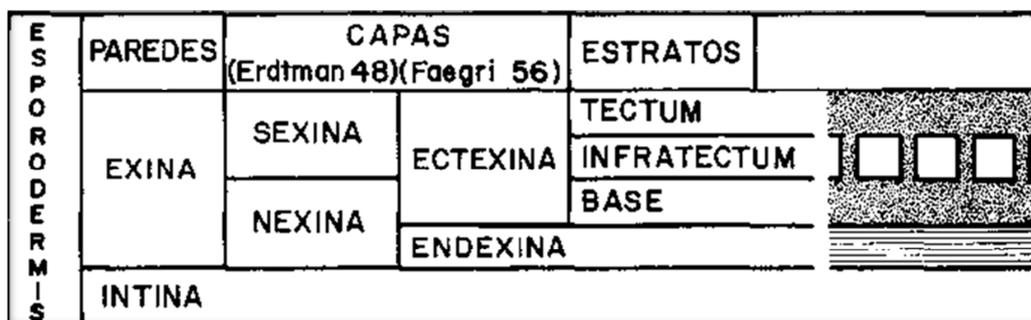


Figura 3.5 Capas de la Esporodermis. (Sáenz de Rivas, 1976)

La intina suele presentar una típica composición de celulosa. Es la capa que se expande para formar rápidamente el tubo de polen. La exina es una capa poco común en la naturaleza, pero frecuentemente en el polen y las esporas, por tener una composición formada en parte por esporopolenina es la única que fosiliza. A partir de la estructura de la exina se pueden definir dos grupos principales:

Atectados: son granos con una exina más bien homogénea o estratificada. Pueden estar separados con sacos aéreos, como en *Pinus*. Las esporas atectadas son típicas de plantas vasculares con esporas libres y los granos de polen atectados se dan en muchas gimnospermas y en algunas angiospermas primitivas.

Tectados: tienen dos capas, una interna sin ornamentación llamada nexina o endexina, y otra externa con ornamentación llamada sexina o ectexina. La ectexina puede estar formada por una estructura compleja variable; de esta forma, muchos granos de polen de las gimnospermas tienen una ectexina alveolar formada por una red de oquedades de manera más o menos irregular. Por otra parte la mayoría de los granos de polen de las angiospermas tienen una ectexina formada por una lámina basal sustentada por unas columnas, cuyos extremos unidos forman el tecto.

La endexina, que es la capa más interna de la exina, es continua y homogénea, con la única excepción de los engrosamientos que presenta alrededor de las aberturas y de los poros que la horadan. Ultimamente, microfotografías electrónicas parecen mostrar una cierta estratificación interna (Lugardon & Thomas, 1975; en Sáenz de Rivas, 1976).

La ectexina es la capa de la exina más externa, que por tanto rodea la endexina. Contrariamente a la estructura tangencial, lisa y homogénea de la endexina, la ectexina presenta generalmente una disposición radial de sus elementos. La ectexina consta a su vez, en el caso más completo, de tres estratos: téctum, infratéctum (báculos) y base. El téctum (llamado también tegillum) constituye el estrato más externo del grano de polen y puede formar un todo continuo consolidado cubierto o no por los elementos esculturales. En otros casos, por el contrario, puede presentar cavidades o báculos intratectales más o menos ramificados. Los báculos o columelas (infratéctum) son pequeñas columnas debajo del téctum, el cual podría interpretarse como un techo formado por la soldadura de las cabezas (*capitae*) de dichos báculos (VASANTHI, 1975; en Sáenz de Rivas, 1976).

❖ Estructura y Escultura: Estos dos términos han sido utilizados, a veces confusamente, para describir la ectexina. Para Potonie (1934), en Sáenz de Rivas (1976) en la exina habría que considerar la estructura y el relieve. La estructura (=textura) comprendería todos los caracteres debidos a la forma y colocación de los elementos de exina a nivel y debajo del téctum, así como de los elementos individuales en los granos carentes del téctum o intectados. El relieve o escultura solo comprendería los caracteres externos supratectales sin referencia a su constitución interna. Según Praglowski (1975), en Sáenz de Rivas (1976), la escultura de la exina es cualquier elemento de exina supratectal (relieve), continuo o discontinuo, isodiamétrico o no, existente en los granos de polen, bien sean tectados o semitectados. Generalmente la escultura no tiene concordancia geométrica con los

báculos infratectales y puede faltar en muchos granos de polen. La estructura de la exina, siempre presente en todos los granos de polen, consiste en la parte correspondiente al téctum, a los báculos y a la base. Contrariamente a lo que sucede con la escultura, suele haber una correspondencia geométrica entre dichas partes de la exina (Figura 3.6).

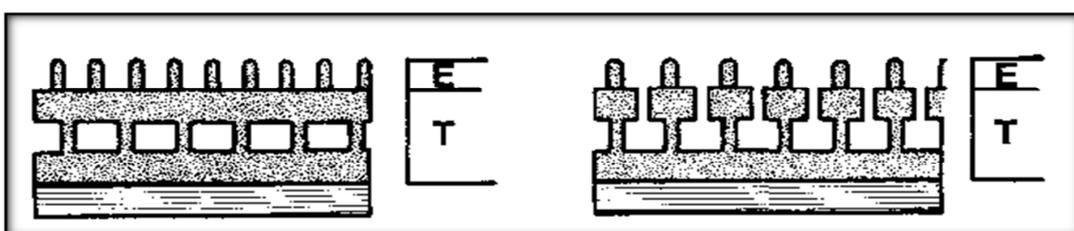


Figura 3.6 Polen tectado imperforado y perforado. E= Estructura, T=Escultura (Sáenz de Rivas, 1976)

Los elementos esculturales sobre la superficie de los granos semitectados o intactados son simultáneamente su escultura y su estructura. Otras veces el relieve del grano se debe más a la estructura en sí (Figura 3.7).

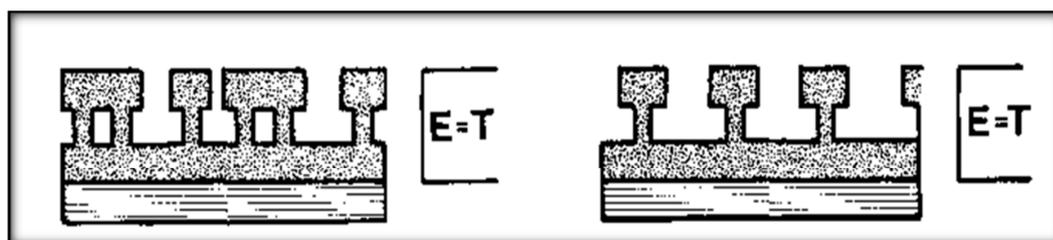


Figura 3.7 Polen semitectado e intactado. E= Escultura, T= Estructura (Sáenz de Rivas, 1976)

La escultura, ornamentación o relieve del grano de polen, suele estar formada por los llamados elementos esculturales, que ofrecen una variada morfología y que se disponen a su vez sobre la superficie del grano de maneras distintas (Figura 3.8).

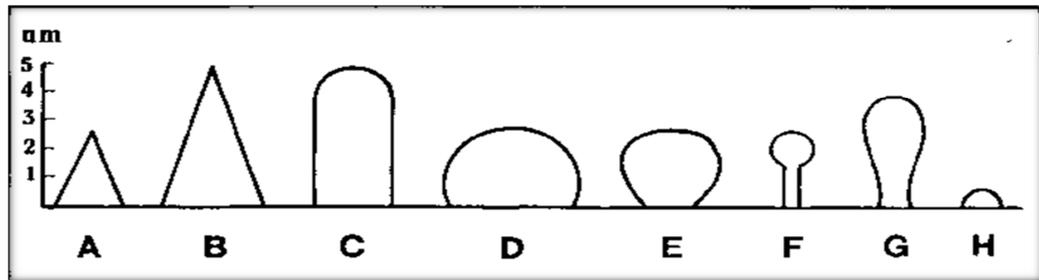


Figura 3.8 Clases de Elementos esculturales. A= espínula, B= espina, C= báculo, D= verruga, E= gema, F= pínula, G= clava, H= gránulo. (Sáenz de Rivas, 1976).

En las siguientes figuras (3.9; 3.10 y 3.11) se muestran algunos tipos de esculturas presentes en los palinomorfos.



Figura 3.9 Escultura verrucada. *Verrucatotriletes* sp. @ 5740'-5770'

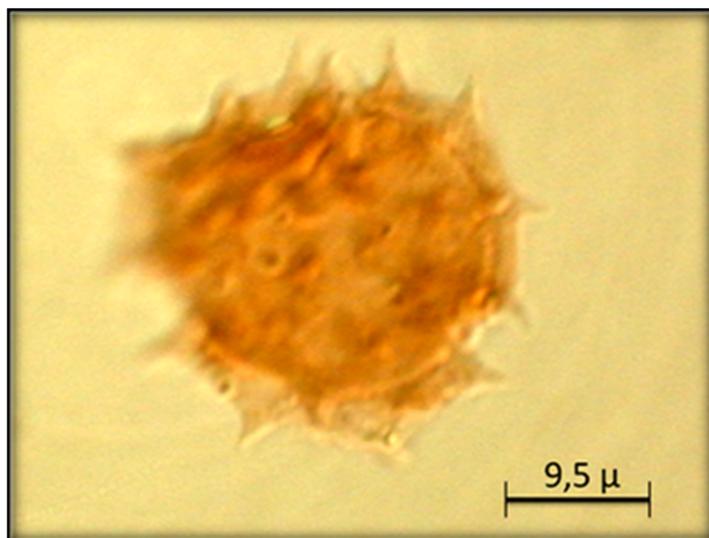


Figura 3.10 Escultura echinada (espina). *Fenestrites longispinosus* @ 8230'-8260'



Figura 3.11 Escultura baculada. *Spinizonocolpites baculatus* @ 2980'-3010'

3.2.8 Zonaciones Palinológicas

La zonación palinológica comúnmente utilizada en Venezuela es la establecida por Muller *et ál.*, (1987), (Figura 3.12) donde realiza una distribución de esporomorfos desde el Cretácico hasta el reciente en el norte de Sudamérica (Colombia, Venezuela, Trinidad, Guyana, Surinam y Brasil). Esta zonación esta subdividida en diez superzonas (seis del Cretácico y cuatro del Terciario), y 31 zonas (13 del Cretácico y 18 del Terciario).

Lorente (1986) definió las zonaciones palinológicas para el Terciario superior de tres cuencas sedimentarias de Venezuela (Oriental, Falcón y Maracaibo) en dos niveles diferentes: a) nivel regional: una zonación generalizada para las tres cuencas basada en marcadores palinológicos que muestran rangos similares para las tres cuencas mencionadas (Figura 3.13); b) nivel intra-cuenca: zonaciones locales para cada cuenca, que pueden tener subdivisiones, basadas en cambios cualitativos y cuantitativos en los conjuntos florales que permiten definir subzonas de limitada extensión geográfica.

Zonación de Esporomorfos / Cretácico al Cuaternario del Norte de Suramérica				
Fuente: Muller J.; de di Giacomo, E. & van Erve, A.W. 1987. <i>A palynological zonation for the Cretaceous, Tertiary, and Quaternary of northern South America</i> . <i>American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series 19: 7-76.</i> Rediseño: Luis Mata García (2004)				
EDAD (APROXIMADA)	ZONACIÓN			
	super- zonas	ZONAS		
CUATERNARIO		<i>Alnipollenites verus</i>	31	
PLIOCENO	X	<i>Echitricolporites mcneillyi</i>	30	
MIOCENO TARDÍO		<i>Echitricolporites spinosus</i>	29	
MIOCENO MEDIO		<i>Crassoretitriletes vanraadshooveni</i>	28	
MIOCENO TEMPRANO	IX	<i>E. maristellae - Psiladiporites minimus</i>	27	
OLIGOCENO		<i>V. rotundiporus - E. barbeitoensis</i>	26	
EOCENO TARDÍO		<i>Magnastriatites - Cicatricosisporites dorogensis</i>	25	
TERTIARIO		<i>Echiperiporites estelae</i>	24	
		<i>Janmulleripollis pentaradiatus</i>	23	
	EOCENO MEDIO	VIII	<i>Bombacidites foveoreticulatus</i>	22
		<i>Retitricolporites quianensis</i>	21	
		<i>Bombacidites soleaformis</i>	20	
		<i>Retitricolpites magnus</i>	19	
		<i>Echitricolporites tranquiliformis forma A</i>	18	
EOCENO TEMPRANO		<i>Rugutricolporites felix</i>	17	
PALEOCENO		<i>Foveotricolpites perforatus</i>	16	
		<i>Gemmastephanocolpites gemmatus</i>	15	
		<i>Spinizonocolpites baculatus</i>	14	
		<i>Proteacidites dehaani</i>	13	
CRETÁCICO	MAASTRICHTIENSE	VI	<i>Crassitricolporites subprolatus</i>	12
	MAASTRICHT/CAMPANIENSE		<i>Auriculiidites reticularis</i>	11
	SANTONIENSE / CONIACIENSE	V	<i>Drosendites senonicus</i>	10
	TURONIENSE		"ZONA INTERVALO"	9
	CENOMANIENSE	IV	<i>Tricrites africaensis</i>	8
	CENOMANIENSE / ALBIENSE		<i>E. protensus / E. verrucatus - Afropollis</i>	7
	ALBIENSE	III	<i>Elateropollenites jardinei</i>	6
	ALBIENSE / APTIENSE		<i>"Tricolpites" - exesipollenites tumulus</i>	5
	APTIENSE	II	<i>"Inaperturopollenites" crisopolensis - Afropollis</i>	4
	BARREMIENSE		<i>Aequitradites spinulosus - E. tumulus</i>	3
BARREMIENSE / NEOCOMIENSE		<i>Densosporites perinatus</i>	2	
		<i>Alisporites - Dicheiopollis etruscus</i>	1	

Figura 3.12 Zonación Palinológica del Norte de Sudamérica (Muller *et ál.*, 1987)

ZONACIÓN PALINOLÓGICA GENERAL PARA EL Terciario Superior de Venezuela			MORFOESPECIES
EDAD (APROX.)	ZONAS	SUBZONAS	
PLEISTOCENO	ALNIPOLLENITES		
		<i>Alnipollenites / Grimsdalea</i>	
PLIOCENO	FENESTRITES LONGISPINOSUS	<i>Echitricolporites / Alnipollenites</i>	
		<i>Psilatricolporites caribbiensis</i>	
MIOCENO	TARDÍO	<i>Stephanocolpites evansii</i>	
		ASTERACEAE	
		<i>Fenestrites</i>	
	MEDIO	GRIMSDALEA	
		CRASSORETIRILETES	
		PSILADIPORITES	
	TEMPRANO	VERRUTRICOLPORITES	
INTERZONA CICATRICOSISPORITES VERRUTRICOLPORITES			
OLIGOCENO	MAGNASTRITITES - CICATRICOSPORITES DOROGENSIS		

Figura 3.13 Zonación Palinológica para el Terciario Superior de Venezuela (Lorente, 1986)

Para la zonación del Terciario de Venezuela, Lorente (1986) se basó en trabajos previos de palinólogos que habían trabajado para la Compañía Shell de Venezuela como J. Muller, J. H. Germeraad, B. van Raadshooven, E. de Di Giacomo, L. Nijssen y R. de Haan, entre otros, cuyos resultados y propuestas se mantuvieron confidenciales hasta finales de la década de los 80 del siglo XX.

En el caso particular, de la cuenca Oriental, Lorente (1986) propone nueve zonas palinológicas, basadas en el análisis de la distribución de cien morfoespecies en 12 pozos; mientras que para la cuenca de Falcón se basó en la distribución de 110 morfoespecies en 11 pozos para proponer 12 zonas palinológicas, igualmente para la cuenca de Maracaibo propuso 11 zonas basadas en el análisis de distribución estratigráfica de 109 morfoespecies de 8 pozos y dos secciones de superficie. Para la zonación general de Venezuela reconoce la zona de rango de taxón *Alnipollenites*, definida por la presencia del maracador zonal *Alnipollenites verus*. Dentro de esta zona reconoce una subzona restringida a la cuenca de Falcón denominada subzona de rango concurrente de *Grimsdalea-Alnipollenites*, caracterizada a su vez por la presencia conjunta de *Alnipollenites verus* y *Grimsdalea magnaclavata*, cuyo tope está definido por la última aparición de este último taxon. La edad aproximada para la zona de *Alnipollenites* es Pleistoceno, siendo la subzona citada equivalente a Pleistoceno temprano. Lorente (1986) no estableció correlación de las zonas del Pleistoceno con aquellas de nanoplancton y foraminíferos planctónicos, sin embargo se conoce que la especie de foraminíferos indicadora del Pleistoceno es *Globorotalia truncatulinoides* (Berggren *et ál.*, 1995) presente en varios pozos del campo Dragón (Delgado *et ál.*, 2008; Mata-García *et ál.*, 2010 b).

3.2.9 Dinoflagelados, (Alegret, 2004 en Molina, 2004)

Son microorganismos unicelulares biflagelados, cuyo tamaño oscila entre 50 y 2000 μm . Su distribución y modo de vida son muy amplios, y abarcan desde medios marinos hasta aguas dulces, desde organismos planctónicos hasta simbioses, parásitos, y aquellos que habitan en arenas marinas. Aunque dominan los dinoflagelados solitarios, algunos de ellos forman colonias o se agrupan en cadenas. La mayoría de los dinoflagelados son autótrofos y realizan la fotosíntesis, por lo que tradicionalmente en la literatura se ha hecho referencia a ellos como fitoplancton; otros son simbioses y se encuentran tanto en las células de invertebrados marinos

(por ejemplo, corales o esponjas), como organismos procariotas como los foraminíferos. Los dinoflagelados autótrofos constituyen una porción significativa de los productores primarios en mares y lagos.

3.2.9.1 Morfología de los dinoflagelados

Los dinoflagelados presentan una morfología asimétrica, con el cuerpo desnudo o cubierto por una pared de celulosa delgada o gruesa dividida en placas, que le confieren un aspecto poliédrico espinoso. Los dinoflagelados de cuerpo desnudo se conocen como dinoflagelados atecados, mientras que los dinoflagelados acorazados o tecados presentan placas de naturaleza celulósica en su pared celular, que se unen formando una estructura llamada teca. Así, la pared de la célula puede estar dividida en placas gruesas de celulosa limitadas por suturas y que se numeran para su estudio, dado que al unirse forman estructuras o tecas características de las distintas especies.

A pesar de que los dinoflagelados presentan una gran variedad morfológica, existe un esquema común, al menos durante uno de sus estadios vitales. La anatomía más generalizada consiste en un flagelo transversal (generalmente en forma de arruga denominada cíngulo) que rodea al cuerpo, y un flagelo longitudinal, orientado perpendicularmente al transversal. El cíngulo separa la región superior, o epitoma, de la región inferior, o hiposoma. De manera análoga, en la teca se diferencian la epiteca y la hipoteca, ambas separadas por el cíngulo. Los flagelos confieren al organismo un movimiento espiral distintivo en la natación, en función del cual se definen la región anterior (la dirección de la natación) y la región posterior (opuesta a la anterior). Ambos flagelos están insertados en el poro flagelar, situado en la pared de la célula, en la superficie ventral de la misma.

Alrededor de la epiteca se disponen series de placas apicales (en la región anterior) y precingulares (próximas al cíngulo). En el cíngulo se sitúan las series de

placas singulares y en la hipoteca se diferencian las placas postcingulares, próximas al cingulo, y las placas antapicales, en la región posterior. Los dinoflagelados tecados, además de diferenciarse de los atecados por la presencia de placas, también lo hacen porque generalmente la epiteca e hipoteca presentan unas prolongaciones denominadas cuernos.

Algunas especies de dinoflagelados forman quistes de polímeros orgánicos, lo que les permite fosilizar. La pared del quiste está constituida por dos capas, una externa o perifragma, y una interna o endofragma.

3.2.10 Moldes de microforaminíferos

Los moldes de los microforaminíferos son palinomorfos quitinosos. La quitina está estrechamente relacionada a la celulosa, (Traverse, 2007).

La quitina y la esporopolenina se comportan de forma muy similar en los sedimentos y en los procesos de laboratorio. Otros palinomorfos quitinosos incluyen ciertas esporas, el micelio de ciertos hongos, además de escolecodontes y órganos de artrópodos (escamas de alas de insecto), (Traverse, 2007).

En términos generales el estudio de los moldes de foraminíferos en los análisis palinológicos puede ser de utilidad cuando se realizan las interpretaciones paleoambientales, estos datos son de especial interés cuando se trata de ambientes transicionales ya que permitiría deducir la sucesión de los distintos ambientes depositacionales a lo largo de las secuencias estratigráficas, (Arenillas *et ál.*, 2000).



Figura 3.14 Molde de microforaminifero @11470'-11500'

3.2.11 Esporas de hongos, (Elsik, 1993)

Los hongos o palinomorfos fúngicos son las partes preservadas de los hongos, cuerpos fructíferos y otras partes microscópicas que se encuentran dispersas en el registro sedimentario.

Las esporas fósiles de los hongos tienen rasgos distintivos, principalmente los septos y el color, el cual es tendiente a marrón (Figura 3.15). Generalmente las esporas o las paredes de las hifas no presentan estructuras a nivel del microscópio óptico. Hay excepciones, el pigmento melanina no está presente en todos los materiales fúngicos, tampoco la presencia de un pigmento marrón, es un indicador exclusivo de un origen fúngico.

El tamaño de un palinomorfo fúngico oscila desde 2 μm hasta casi 100 μm en la mayoría de los residuos palinológicos muy pocas esporas fúngicas son encontradas con dimensiones menores a 5 μm.



Figura 3.15 Espora de Hongo (*Mediaverrunites* sp) @5230'-5260'

La diagénesis o los efectos de procesamiento en el laboratorio deben ser tomadas en cuenta si se producen grandes cambios en el tamaño a través de un intervalo estratigráfico.

En síntesis dos rasgos morfológicos principales de las esporas fúngicas son: las aperturas y los septos. Las aperturas pueden ser más evidentes de acuerdo a la fosilización y al proceso de laboratorio, mientras que algunos tipos de septos se pierden.

Las capas de la pared de las esporas, el engrosamiento diferencial, la pigmentación y la escultura son características de importancia en la taxonomía de los palinomorfos fúngicos.

La escultura es de particular importancia en la determinación taxonómica de algunos morfógenos tales como *Fusiformisporites* y *Striadiporites*.

3.2.12 Modelos Tropicales de ambientes sedimentarios clásticos, Lorente (1986).

Los modelos generales son:

1. Sistema fluvial.
2. Complejo deltaico.
3. Ambiente marino.

3.2.12.1 Modelos generales

En palinología los conjuntos son principalmente alóctonos, la mayoría de los componentes son transportados hasta áreas muy distintas, pero otros son los restos de la biota viviendo en la columna de agua y/o en el sustrato del área de depositación.

3.2.12.2 Sistema fluvial

Está dividido en amplias unidades geomorfológicas y geográficas donde la influencia fluvial es dominante.

1. Llanura aluvial.
2. Llanura costera.
3. Llanura costera inferior.
4. Fluviomarino.

❖ Llanura aluvial: este ambiente tiene condiciones ampliamente variables para la preservación del polen y las esporas, la exposición de los sedimentos en la mayoría de las áreas puede destruir los esporomorfos depositados. Sin embargo, se pueden

preservar conjuntos en lagos, estanques, canales abandonados, áreas pantanosas, entre otros.

❖ Llanura costera: es definido como la tierra costera que en mayor o menor grado está bajo influencia mareal. Su límite “superior” es el límite de la influencia mareal, su límite inferior es el área en el cual los procesos marinos y terrestres están en directa confluencia. Todos los conjuntos están dominados por los restos fúngicos. El microplankton marino está ausente, pero algunos restos de microforaminíferos salobres pueden encontrarse.

❖ Llanura costera inferior: este es el dominio de los estuarios de ríos, las islas barreras y los sistemas de llanuras ribereñas. Ningún conjunto de palinomorfo se supone que se ha preservado en las islas de barreras, en las crestas de playa y en cualquier área expuesta a oxidación. Por otro lado conjuntos ricos pueden estar preservados en estuarios, marismas salobres y en lagunas.

❖ Fluvio-marino: este ambiente está caracterizado por un conjunto de esporomorfos relativamente ricos y bien mezclados. *Rhizophora* está presente junto con polen de Gramineae, *Avicennia*, Asteraceae, Chenopodiaceae, Bombacaceae y Palmas. Los dinoquistes están presentes, pero los moldes de microforaminíferos son más abundantes. Cerca de la boca de los ríos y en áreas cercanas a la costa hay un aparente enriquecimiento en restos cuticulares y epidérmicos.

3.2.12.3 Complejo deltaico

Este modelo está subdividido en dos submodelos.

1. Delta superior.
2. Delta inferior.

❖ Delta superior: no tiene influencia mareal, las variaciones en el nivel de agua son estacionarios, los conjuntos palinológicos contienen altas concentraciones de restos fúngicos y muy bajas cantidades de microplancton y microforaminíferos pueden estar presentes pero mayormente retrabajados.

❖ Delta inferior: corresponde al delta central e inferior, en la mayoría de los artículos tienen que ver con ambientes recientes, Lorente (1986) lo considera como una unidad debido a que el área entera está bajo influencia mareal aunque esto es más fuerte en el denominado Dominio de bosque de manglar. La razón para unir estas dos áreas ambientales en este artículo es la dificultad para diferenciarlas entre los conjuntos de fósiles palinológicos.

3.2.12.4 Ambiente marino

Este modelo está subdividido en dos submodelos principales:

1. Fluviomarino.
2. Marino normal.

❖ Fluviomarino: Este ambiente comienza en el límite externo de la vegetación del pantano de manglar y se extiende hasta 50 km costa afuera. Esta distancia puede variar en función del tamaño del delta, las corrientes marinas y el tipo de plataforma.

Las características generales de las asociaciones palinológicas en el subambiente fluviomarino son:

1. Conjunto de esporomorfos cuando comparados con la asociación típica deltaica son más ricas en el número de especies, usualmente más de 30, pero más pobre en el número total de especímenes.

2. Los radios de polen de palma decrecen con la distancia de la costa como las Gramineas y el polen de Asteraceae.

3. El polen y las esporas de algunas especies transportadas sobre grandes distancias pueden estar presentes dentro de ellas (*Hemitelia* y *Podocarpus*) aunque en muy bajas concentraciones.

4. Hay un decrecimiento de las concentraciones de restos fúngicos y hay un incremento en microforaminíferos y microplancton, este incremento es más fuerte alrededor de 35 km de la línea de costa.

5. La materia orgánica está dominada por los tipos terrestres.

❖ Normal marino: El microplancton es dominante, los restos fúngicos están en muy bajas concentraciones. La asociación de polen son más pobres con la distancia de la costa y un fuerte escogimiento influye la composición de los conjuntos, el polen de *Rhizophora* está usualmente presente y la preservación de los esporomorfos puede ser pobre.

3.2.13 Reseña histórica de los estudios palinológicos en Venezuela (Mata-García, 2004)

Desde 1930 ha sido suficientemente conocido que las rocas sedimentarias pueden contener polen, esporas y otros microfósiles cuya historia fue previamente documentada por Wilson (1946, y la literatura allí citada). Los estudios paleopalínológicos en Venezuela comenzaron en 1947 cuando el Royal Dutch/Shell Group instaló el primer grupo de investigadores en la ciudad de Maracaibo. Para los años 60 del último siglo la mayoría de las compañías importantes de petróleo habían establecido laboratorios de palinología.

Uno de los pioneros en Venezuela y en el mundo en la paleopalinología aplicada a la industria del petróleo fue el botánico Robert Haydn Tschudy (1908-1986) quien trabajó para la Creole Petroleum Company en Caracas donde condujo un laboratorio y desarrolló técnicas en el estudio de palinomorfos en las rocas del Cretácico y del Terciario perforados por pozos principalmente en el oriente de Venezuela.

El botánico holandés Jan Muller (1922-1983) fue uno de los investigadores más importantes en la palinología y sus aplicaciones en Venezuela y en el mundo. Fue empleado por Shell Oil Company como palinólogo en los primeros años de la década de los 40, en el último siglo y comenzó trabajando en Venezuela. Aportó importantes contribuciones a la paleopalinología del país incluyendo sus mejores obras “Palinología del reciente delta del Orinoco y sedimentos de plataforma” publicado en 1959 y “Registros fósiles de polen de angiosperma existentes” de 1981. Otros investigadores que han estudiado los palinomorfos en Venezuela son: Antón van Erve (contribuciones importantes a la palinología del Cretaceo y Jurásico), R. Pooley, F. Staplin, C. Weaver, L. Stover, D. Diederix, O. Kuyl, H. Waterbolk, B. van Raadshoven, J. Penny, Z. de Monroy, C. de Guerra, J. Vásquez, J. Helenes (contribuciones importantes a la estratigrafía secuencial y a la bioestratigrafía), D. Somoza, I. Paredes de Ramos, O. Colmenares, L. Terán, E. Sinanoglu, A. Mederos, D. Cabrera, S. L. Gaponoff, E. González Guzmán, E. B. de Di Giacomo, A. Fasola, M. Velásquez, M. A. Lorente, C. Contreras, M. Hidalgo, R. Ramírez. Todos ellos han escrito reportes, informes no publicados y/o Tesis PhD con muy importante información palinológica acerca de las rocas sedimentarias de Venezuela empleando acritarcos, dinoquistes, esporas y polen.

Obviamente, los estudios palinológicos venezolanos suceden paralelamente al desarrollo de la industria petrolera en el país mostrando su importancia resolviendo problemas cronoestratigráficos y ayudando en correlaciones principalmente en

sedimentos cenozoicos al occidente de Venezuela donde los acritarcos han demostrado ser una herramienta estratigráfica importante en la correlación entre áreas donde los pozos han perforado rocas jurásicas. Más o menos 2000 pozos venezolanos han sido estudiado palinologicamente desde 1947. Quizás en el futuro será necesario un estudio sistemático del polen y las esporas de sedimentos paleozoicos con el fin de facilitar la perforación y prospección de petróleo en el país.

3.3 Definición de Términos Básicos

3.3.1 Bioevento

Conjunto de elementos fosilíferos que caracterizan un intervalo estratigráfico (Código Internacional de Nomenclatura Botánica, 2006).

3.3.2 Biozona

Unidad básica de la clasificación bioestratigráfica, definida o caracterizada por su contenido fósil (Código Internacional de Nomenclatura Botánica, 2006).

3.3.3 Facies

Aspecto, naturaleza o carácter distintivo de los estratos o de ciertos constituyentes, que generalmente refleja sus condiciones ambientales de formación, (Montero, 1997) en PDVSA-Intevep, 1997).

3.3.4 Fósil

Resto orgánico que se ha conservado en los estratos que forman la corteza terrestre, previo a un proceso de mineralización y transformación química, que se denomina fosilización. Aparte de los fósiles propiamente dichos, en que la transformación se ha verificado molécula a molécula, hay que considerar los moldes o vaciados, que han perdido todo rastro de la estructura originaria, conservando sólo su forma exterior o interior, y las impresiones dejadas por un organismo sobre una roca en consolidación, que nos permite conocer en parte las características externas del mismo. Se aplica a todo aquello que se ha conservado en las rocas sedimentarias, o que ha perdurado conservando sus características peculiares, desde otras épocas geológicas. Se aplica también este calificativo a objetos inanimados, como una playa, una duna, etc., (PDVSA-Intevep, 1997).

3.3.5 Hipoestratotipo

Estratotipo subordinado al holoestratotipo, que se establece por medio de un estratotipo determinado, para extender a otras áreas geográficas o a otras facies el conocimiento de una unidad o límite estratigráfico, (Montero, 1997 en PDVSA-Intevep, 1997).

3.3.6 Holoestratotipo

Estratotipo original situado dentro del área tipo, designado por el autor de una unidad o límite estratigráfico al establecer dicha unidad o límite, (Montero, 1997 en PDVSA-Intevep, 1997).

3.3.7 Microfósil

Fósil que sólo puede ser examinado con la ayuda de instrumentos ópticos. Según se trate de microfósiles animales o vegetales, se habla de generalmente de microfauna e.g., foraminíferos, ostrácodos, o de microflora, esporas, polen. Generalmente los microfósiles se estudian una vez separados del sedimento por lavado o bien a partir de secciones finas de rocas, (PDVSA-Intevp, 1997).

3.3.8 Micropaleontología

Es la disciplina que estudia la vida del pasado y la evolución de la biosfera a partir de los fósiles de pequeño tamaño, para lo cual se emplean técnicas de muestreo, preparación y observación con el microscópio (Molina, 2004).

3.3.9 Palinología

Es la disciplina que estudia los granos de polen y las esporas actuales. Tiene una gran aplicación en Biología y Medicina. La Paleopalinología es una subdisciplina de la Micropaleontología que estudia los microfósiles orgánicos (palinomorfos) que se encuentran en las preparaciones de rocas sedimentarias del pasado. Bajo el término de palinomorfos se encuentran, además de los granos de polen y las esporas, acritarcos, dinoflagelados, quitinozoos, algas microscópicas e incluso microforaminíferos de pared orgánica. La Paleopalinología tiene un gran número de aplicaciones en la Geología del carbón y del petróleo (Hopping, 1967 en Molina, 2004), así como en Arqueología y Paleoclimatología. Sin embargo, las más interesantes desde el punto de vista micropaleontológico son las aplicaciones bioestratigráficas y paleoecológicas. Su amplia disseminación en sedimentos continentales y marinos costeros permite la correlación entre ambos dominios. Asimismo, la diversidad y abundancia del polen y esporas posibilitan la

reconstrucción de la vegetación y del clima (Salgado-Labouriau, 1984; en Molina, 2004).

3.3.10 Taxón

Es un grupo de organismos emparentados, que en una clasificación dada, han sido agrupados, asignándole al grupo un nombre en latín, una descripción, y un “tipo”, (Código Internacional de Nomenclatura Botánica, 2006).

3.3.11 Taxa

Plural de taxón (Código Internacional de Nomenclatura Botánica, 2006).

3.3.12 Taxa fósil

Es un morfotaxón definido como un taxón fósil el cual para propósitos nomenclaturales comprende solo una parte de un estadio vital o un estadio preservacional representado por el correspondiente tipo nomenclatural (Código Internacional de Nomenclatura Botánica, 2006).

3.3.13 Taxonomía

Ciencia de la clasificación, especialmente de los seres vivos o fósiles. En este sentido restringido, la palabra sistemática es un sinónimo, pero se aplica sin embargo, y más especialmente, al empleo de la clasificación, PDVSA-Intevep (1997).

3.3.14 Unidad cronoestratigráfica

Una unidad cronoestratigráfica es un cuerpo de roca establecido para servir como referente material para todas las rocas formadas durante el mismo lapso de tiempo, (Barragán *et ál.*, 2010).

CAPÍTULO IV

MARCO METODOLÓGICO

4.1 Nivel de la investigación

La investigación asumida es descriptiva; de acuerdo a Méndez (1995):

Los estudios descriptivos acuden a técnicas específicas en la recolección de la información, como la observación, las entrevistas y los cuestionarios. También pueden realizarse los informes y documentos elaborados por otros investigadores. La mayoría de las veces se utiliza el muestreo para la recolección de información. Y la información obtenida es sometida a un proceso de codificación, tabulación y análisis estadístico, (p. 137)

De acuerdo a lo expresado por el autor, en este tipo de estudio los datos se obtienen directamente de la realidad observada sin manipular las variables, utilizando procesos de muestreo para disminuir los costos de la investigación.

4.2 Diseño de la Investigación

La investigación de campo consiste en la recolección de datos directamente de la realidad donde ocurren los hechos, sin manipular o controlar variable alguna; el proyecto sigue este tipo de diseño ya que en las muestras de canal se identificarán palinormos sin cambiar su taxonomía ni su abundancia.

4.3 Flujograma de la metodología (Figura 4.1):

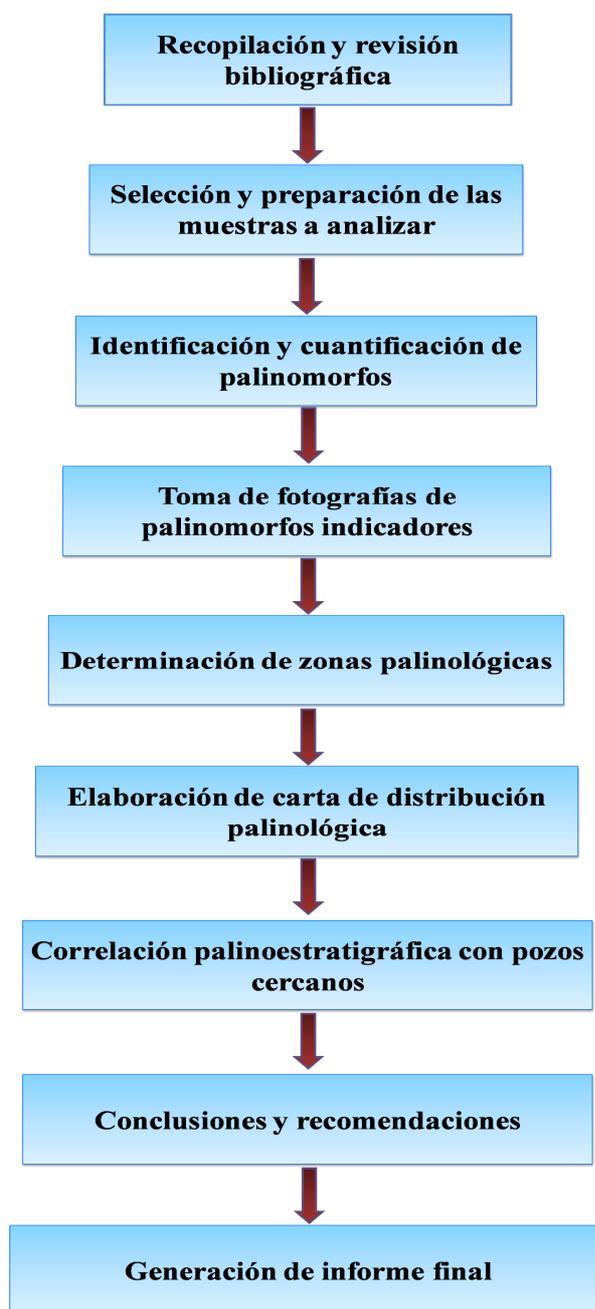


Figura 4.1 Flujograma de la metodología.

4.4 Descripción del flujograma

4.4.1 Recopilación y Revisión Bibliográfica

Para iniciar el desarrollo de este estudio fue necesaria la recopilación de la información del pozo, así como lo son los registros disponibles e informes técnicos, y revisión bibliográfica referente a análisis palinológicos, desde la identificación de palinomorfos hasta la interpretación de paleoambientes.

4.4.2 Selección y preparación de las muestras a analizar

La selección de las muestras a analizar se realizó en el registro Gamma Ray del pozo debido a que es el único a disposición de este estudio. Fue necesario tener presente que las dimensiones de los palinomorfos oscilan entre 5 y 500 μm , por lo tanto, para su sedimentación, es indispensable un muy bajo nivel de energía; es por ello que los estratos seleccionados para este estudio fueron los de menor tamaño de grano, así como lo son las arcillas y algunos limos.

La preparación de las muestras se realizó en el laboratorio de palinología, el procedimiento fue el siguiente (Bravo, 2010):

4.4.2.1 Disgregación con ácidos

Inicialmente se procedió a pesar aproximadamente 6 gr de material (Figura 4.2) y agregarlo en un beaker para la disgregación. Los ácidos utilizados fueron ácido clorhídrico (HCl) a una concentración de 25% y ácido fluorhídrico (HF) a una concentración de 48% para eliminar el contenido de carbonato y sílice, respectivamente. Se le añadió 25 ml de cada ácido (Figura 4.3) y se dejó reaccionar

durante un período de 16 horas. Posteriormente se agregó agua al beaker para diluir estos ácidos.

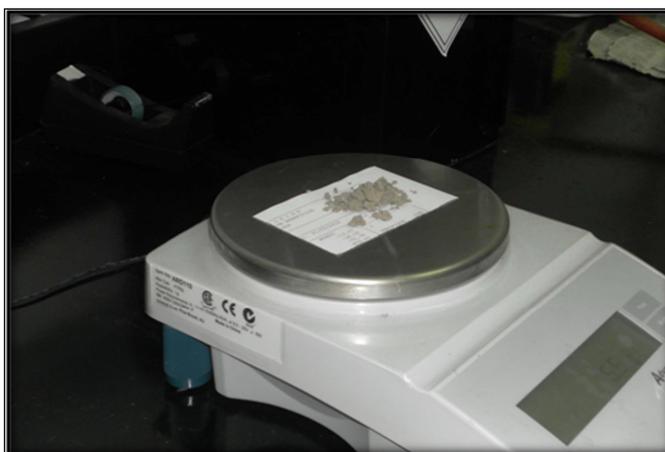


Figura 4.2 Peso de los 6 gr de material



Figura 4.3 Agregación de los ácidos

4.4.2.2 Tamizado

El contenido del beaker fue vertido en el tamiz N° 120 que separa los granos gruesos, que fueron desechados, y sobre la malla de 10 micras donde quedó retenida

toda la materia orgánica presente (Figura 4.4). Una vez limpia la muestra se introdujo en un tubo de ensayo de 100 ml de capacidad y se le agregó agua destilada hasta la línea de aforo.

4.4.2.3 Centrifugado

El tubo de ensayo se colocó en la centrifugadora a una velocidad de 25000 rpm durante 6 min para la sedimentación de la muestra en el fondo del mismo (figura 4.5).



Figura 4.4 Tamizado



Figura 4.5 Centrifugado

4.4.2.4 Decantado

El proceso de decantado fue realizado manualmente de manera que se desechó el agua destilada y se mantuvo en el fondo del tubo de ensayo todo el material (Figura 4.6).



Figura 4.6 Decantado

4.4.2.5 Separación de la materia orgánica

Para separar la materia orgánica de la muestra, se añadió Bromuro de Zinc (ZnBr_2) al tubo de ensayo; la solución contenida en éste fue agregada a un tubo de ensayo de 20 ml de capacidad y se procuró no dejar residuos en el tubo anterior.

4.4.2.6 Centrifugado

El tubo de ensayo de 20 ml de capacidad fue centrifugado a una velocidad de 25000 rpm durante 6 min. Toda la materia orgánica quedó suspendida en el ZnBr_2 mientras que el material restante se sedimentó en el fondo del tubo (Figura 4 7).



Figura 4.7 Separación de la Materia Orgánica

4.4.2.7 Tamizado

La materia orgánica suspendida en el ZnBr_2 fue vertida en un tamiz N° 450 y sobre la malla de 10 micras, luego se agregó agua destilada para limpiar los restos de bromuro de zinc. El material retenido en la malla se envasó en un vial (Figura 4.8) rotulado con el nombre del pozo y la profundidad de la muestra.



Figura 4.8 Envasado del material retenido en la malla.

4.4.2.8 Montaje de la lámina

Con una micropipeta se recogió material del vial y se colocó en un portaobjeto (Figura 4.9), éste fue llevado a la plancha de calentamiento para secar el agua destilada y luego se agregó pegamento especial transparente (adhesivo óptico Norland 60). Posteriormente el portaobjeto se introdujo en la lámpara de luz ultravioleta durante un período de 50 min para secar la pega. Finalmente se limpió los sobrantes con un escalpelo.



Figura 4.9 Montaje de la lámina.

Se prepararon 51 muestras de canal secas, desde la profundidad de 1600' hasta 12330'. Las profundidades de cada una de estas muestras se indican en la tabla 4.1.

4.4.3 Identificación y cuantificación de palinomorfos

Las láminas palinológicas fueron analizadas con un microscopio óptico marca Nikon (Figura 4.10). Se realizó recorridos paralelos a lo largo de toda la lámina. Se identificó cada palinomorfo tomando en cuenta sus dimensiones, color, escultura, apertura y estructura.

Tabla 4.1 Profundidades de la muestras preparadas

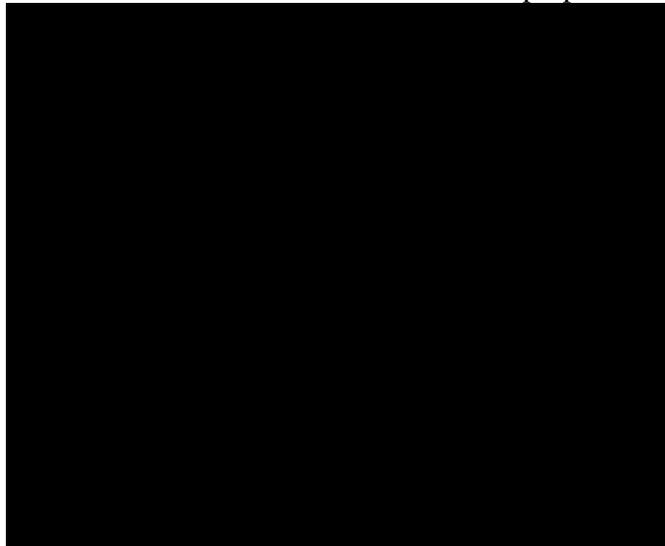


Figura 4.10 Microscopio Nikon.

4.4.4 Toma de fotografías a los palinomorfos

Para demostrar la validez de los resultados identificados se procedió a tomar fotografías de aquellos palinomorfos mejor preservados, empleando una cámara fotográfica adaptada al microscopio óptico.

4.4.5 Carga de datos con el programa *StrataBugs*

Una vez identificados los palinomorfos se procedió a cargarlos con el programa *StrataBugs*, colocando el género, la morfoespecie y la cantidad de cada uno de ellos. Posteriormente se creó un gráfico donde se mostró las profundidades, las muestras analizadas, el registro Gamma Ray y la distribución de los palinomorfos encontrados (primera y última aparición).

4.4.6 Determinación de las Zonas Palinológicas

La zonación palinológica empleada en este estudio fue la propuesta por Muller *et ál.* (1987), sin embargo también se consultó la Zonación de Lorente (1986) para lograr definir los rangos estratigráficos de cada fósil encontrado, ya que se observaron algunas discrepancias entre ambos autores; es importante destacar que ninguno de ellos estudiaron pozos costa afuera.

Las zonaciones y rangos estratigráficos empleados para detallar la cronoestratigrafía fueron las propuestas por Muller *et ál.* (1987) en forma general y por Lorente (1986) en forma particular. Igualmente se consultaron otras empleadas para depósitos del Plioceno y Pleistoceno de la Cuenca Columbus de Trinidad (Pocknall *et ál.*, 1996 y Wood, 2000), con criterios cualitativos y/o cuantitativos. En el caso particular de los palinomorfos fúngicos se consultó la obra de Kalgutkar & Jansonius, 2000.

4.4.7 Definición de la cronoestratigrafía

Para lograr definir la cronoestratigrafía se realizaron determinaciones cuantitativas y cualitativas de los diferentes palinomorfos, y se comparó con lo establecido por Muller *et ál.*, (1987), Lorente (1986) y estudios realizados en la Cuenca Columbus de Trinidad, Wood, 2000 y Pocknall *et ál.*, 1996.

4.4.8 Determinación del paleoambiente de sedimentación

Lorente (1986) definió varios ambientes sedimentarios clásticos, tomando este estudio como base, se logró identificar el paleoambiente de sedimentación analizando la relación entre los conjuntos de palinomorfos encontrados. Para ello fue necesario conocer los análogos modernos de las principales morfoespecies.

4.4.9 Elaboración de la carta de distribución palinológica

La carta de distribución paleoflorística fue generada en el programa *StrataBugs*, en la aplicación Charts (Figura 4.12), donde se introdujo las profundidades, las muestras analizadas, el registro Gamma Ray, la litoestratigrafía, la cronoestratigrafía, la distribución de los palinomorfos, la abundancia y diversidad de las morfoespecies y el paleoambiente de sedimentación. Esta carta fue exportada al programa PowerPoint donde se personalizó.

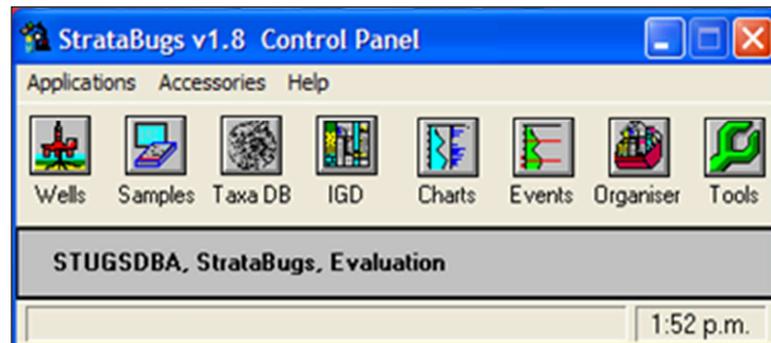


Figura 4.12 Panel de Control del programa *StrataBugs*.

4.4.10 Correlación palinoestratigráfica con pozos cercanos

Una vez definidos los intervalos cronoestratigráficos del pozo en estudio se procedió a correlacionarlo palinoestratigráficamente con los pozos cercanos. Dicha correlación se hizo de Norte a Sur en el Campo debido a que en ese sentido se incluye mayor número de pozos (DR-4, DR-1, DR-7 y DR-3). El datum utilizado fue la primera aparición (en sentido evolutivo) del esporomorfo *Alnipollenites verus*, lo que corresponde al contacto Plioceno-Pleistoceno.

CAPÍTULO V

ANÁLISIS DE RESULTADOS OBTENIDOS

Tabla 5.1 Cuadro resumen de los resultados obtenidos

Profundidades (Pies)	Gamma Ray 0 150	Litoestratigrafía (Formación)	Cronoestratigrafía	Zonas Palinológicas				Edades Ma.		
				Muller <i>et ál.</i> (1987)		Lorente (1986)		DR-1 Este estudio (2011)	Ogg <i>et ál.</i> (2008)	Berggren <i>et ál.</i> (1995)
				Superzona	Zona	Zona	Subzona			
2300		Cumaná	Pleistoceno	X	31	<i>Alnipollenites</i>	<i>Alnipollenites</i> / <i>Grimsdalea</i>	1.81	1.79	
3700'										
Cubagua		Plioceno tardío	30		<i>Fenestrites longispinosus</i>	ACME <i>Grimsdalea magnaculata</i>	3.6	3.56		
		6460'								
		Plioceno temprano								
8220'										
Mioceno tardío a medio	28-29		<i>Psitricolporites caribbiensis</i>	23.03	16.00					
11450'										
Tres Puntas	Mioceno SD	X-XI	26-29							

Escala Vertical= 1:20000 Leyenda: Ma= Millones de años; SD= Sin Diferencia; — Confiable — — Probable - - - Posible

5.1 Taxa identificados

En el pozo DR-1 se logró identificar taxonómicamente 59 morfoespecies de palinomorfos. Incluyendo 5 morfoespecies de helechos, 6 de hongos y 1 morfoespecie de dinoquistes. Estos taxa están discriminados por categoría y distribución estratigráfica, en el Anexo 1.

Se observó prevalencia de los taxa provenientes de plantas superiores (47 morfoespecies), seguido por las esporas de hongos y helechos.

5.2 Zonas palinológicas

Se logró identificar las zonas palinológicas 31, 30, 29-28 y 27-26 de Muller *et al.*, (1987), basada en esporomorfos diagnósticos, equivalentes a Pleistoceno (1600-3700'), Plioceno (3700-8320'), Mioceno medio a tardío (8320-11450') y Mioceno sin diferenciar (11450-12330'). Se logró diferenciar el Plioceno tardío del Plioceno temprano, empleando el criterio utilizado en la Cuenca Columbus de Trinidad (Pocknall, 2000 en Wood, 2000), basado en la abundancia (ACME) de *Grimsdalea magnaclavata*. Bioevento que ha sido reportado previamente para los pozos cercanos DR-3 y DR-4 (Mata-García, 2010 b), y DR-7 (Mata Garcia, 2010). Este hallazgo sugiere que este evento bioestratigráfico puede ser extrapolado a los sedimentos de esta edad en los pozos perforados en la Cuenca de Carúpano. Un gráfico ilustrativo de las tendencias de abundancia de los tres pozos citados comparados con el pozo objeto de este estudio, muestra la utilidad y validez de este criterio estratigráfico para diferenciar los pisos dentro del Plioceno en el área (Anexo 2).

5.2 Cronoestratigrafía

5.3.1 Pleistoceno, intervalo 1600'-3700'

Esta edad fue establecida con base en la presencia del marcador zonal *Alnipollenites verus* (Figura 5.1) a las profundidades de 1600'–1630', 2980'–3010', 3340'–3370', 3400'–3430' y 3670'–3700', asociado con las morfoespecies *Psilatricolporites caribbiensis*, *Kuylisporites waterbolki* y *Pachydermites diderixi*. La zona correspondiente a este intervalo es la 31 de Muller *et al.*, (1987), cuya base está determinada por la primera aparición estratigráfica de *Alnipollenites verus* y demarca el contacto Plioceno/Pleistoceno.

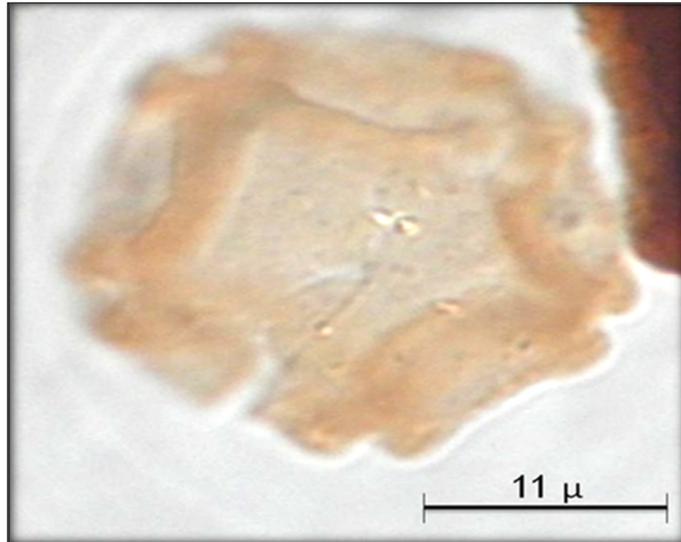


Figura 5.1 *Alnipollenites verus* @ 2980'-3010'.

5.3.2 Plioceno

5.3.2.1 Plioceno tardío

Intervalo 3100'-6460'. Por el bioevento de abundancia (ACME) de *Grimsdalea magnaclavata*, (Figura 5.2) se atribuyó una edad aproximada de Plioceno tardío a este intervalo de sección.

El criterio palinoestratigráfico empleado para la determinación de esta edad es el mismo que ha sido usado con éxito en la Cuenca Columbus de Trinidad (Pocknall, 2000 en Woods, 2000), y que puede ser extrapolado a la Cuenca Carúpano.

Otras evidencias para asignar esta edad a este intervalo son: 1) Presencia regular de *Pachydermites diderixi*, 2) ausencia de indicadores del Pleistoceno, 3) presencia de *Stephanocolpites evansii* y *Psilatricolporites caribbiensis*.

5.3.2.2 Plioceno temprano

Intervalo 6460'-8320'. Este intervalo se interpreta como depositado en el Plioceno temprano basado en: 1) disminución de *Grimsdalea magnaclavata*, 2) presencia de *Psilatricolporites caribbiensis* (Figura 5.3) y *Stephanocolpites evansii*, 4) posición estratigráfica, al infrayacer a un intervalo interpretado como depositado durante el Plioceno tardío.



Figura 5.2 *Grimsdalea magnaclavata* @ 4600'-4630'



Figura 5.3 *Psilatricolporites caribbiensis* @ 1600'-1630'

5.3.3 Mioceno tardío a medio:

Intervalo 8320'-11450'. El criterio empleado para sugerir esta edad para el intervalo señalado, está basado en: 1) Ausencia de *Psilatricolporites caribbiensis*; 2) última aparición (en el sentido de la perforación) de *Pachydermites diderixii*; 3) presencia de *Quilonia* sp. a 8290'-8320' (figura 5.4) ; 4) Presencia de *Crassoretitriletes vanraadshooveni* en la muestra 11444-11450'. Es necesario destacar que esta última morfoespecie, es considerada por Germeraad *et ál.*, (1968) y Muller *et ál.*, (1987) como indicadora del Mioceno medio, sin embargo Lorente (1986) amplía su ámbito estratigráfico hasta el Pleistoceno en Falcón, y al Plioceno en las cuencas Maracaibo y Oriental.

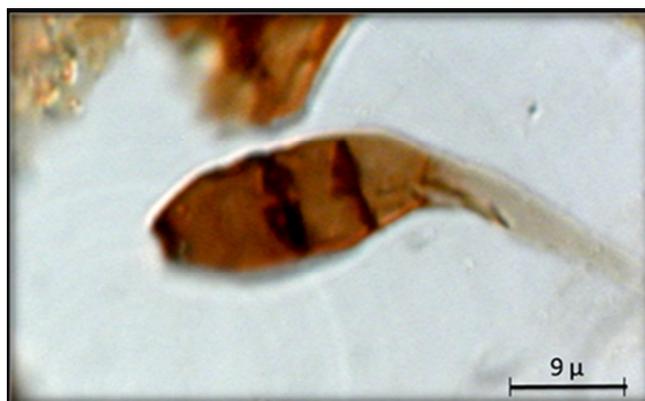


Figura 5.4 *Quilonia* sp. @ 8290'-8320'

La edad propuesta para esta sección perforada en el DR-1, se correlaciona con un estudio reciente de nanoplancton calcáreo (Anexo 4) realizado a 6 muestras de la sección más profunda del mismo pozo (Rodríguez, 2008), donde se determinó una edad Mioceno medio en el intervalo 10450'-11140', correspondiente a las zonas de nanoplancton NN6 hasta 11080' y a partir de allí NN5 por la primera aparición del *Sphenolithus heteromorphus*, nanofósil indicador de esa zona.

5.3.4 Mioceno sin diferenciar:

Intervalo 11450'-12320'. En este intervalo no se observaron marcadores específicos. Sin embargo se determino esta edad debido a la presencia de *Kuylisporites waterbolki*. Dicha morfoespecie tiene un rango que va desde el Mioceno temprano al reciente según la zonación propuesta por Lorente (1986) para la cuenca de Falcón y Oriental de Venezuela.

5.3 Paleoambientes de sedimentación

Se interpreta un ambiente fluvio-marino (en términos generales) enmarcado dentro del dominio marino planteado por Lorente (1986) para toda la sección estudiada del DR-1 (Figura 5.5), debido a la presencia regular y continua tanto de palinomorfos netamente marinos y/o salobres (quistes de dinoflagelados, como *Selenopemphix nephroides*, y moldes de microforaminíferos), aunados a aquellos pertenecientes a biotopos con alta salinidad como los correspondientes al paleoecosistema manglar (*Palaeocirrenalia* spp., *Deltoidospora adriennis*, *Zonocostites ramonae*, *Verrutricolporites rotundiporus*), mezclados con asociaciones típicas de bosques lluviosos como helechos (*Kuylisporites waterbolki*, *Magnastriatites grandiosus*), plantas superiores (*Bombacacidites* spp., *Jandufouria seamrogiformis*). Incluyendo palinomorfos típicos de pantanos o ambientes dulceacuícolas, como el análogo de la “palma moriche” (*Mauritiidites franciscoi*) y másulas de helechos como *Azolla* spp. con sus gloquídios característicos, presentes en toda la sección estudiada. En la figura 5.6 se muestra la distribución de los palinomorfos anteriormente nombrados.

La materia orgánica observada fue estructurada, de tipo epidérmico y cuticular, condición que apoya el paleoambiente sugerido. Sin embargo, en los pozos cercanos

DR-3 y DR-4, y según estudios bioestratigráficos integrados previos de muestras de canal (Mata García *et ál.*, 2010 b) y núcleo del pozo DR-4 (Mata-García *et ál.*, 2010 a), desde el punto de vista paleobatimétrico, los foraminíferos bénticos indican una paleobatimetría que oscila entre nerítico medio y nerítico externo en los pozos citados.

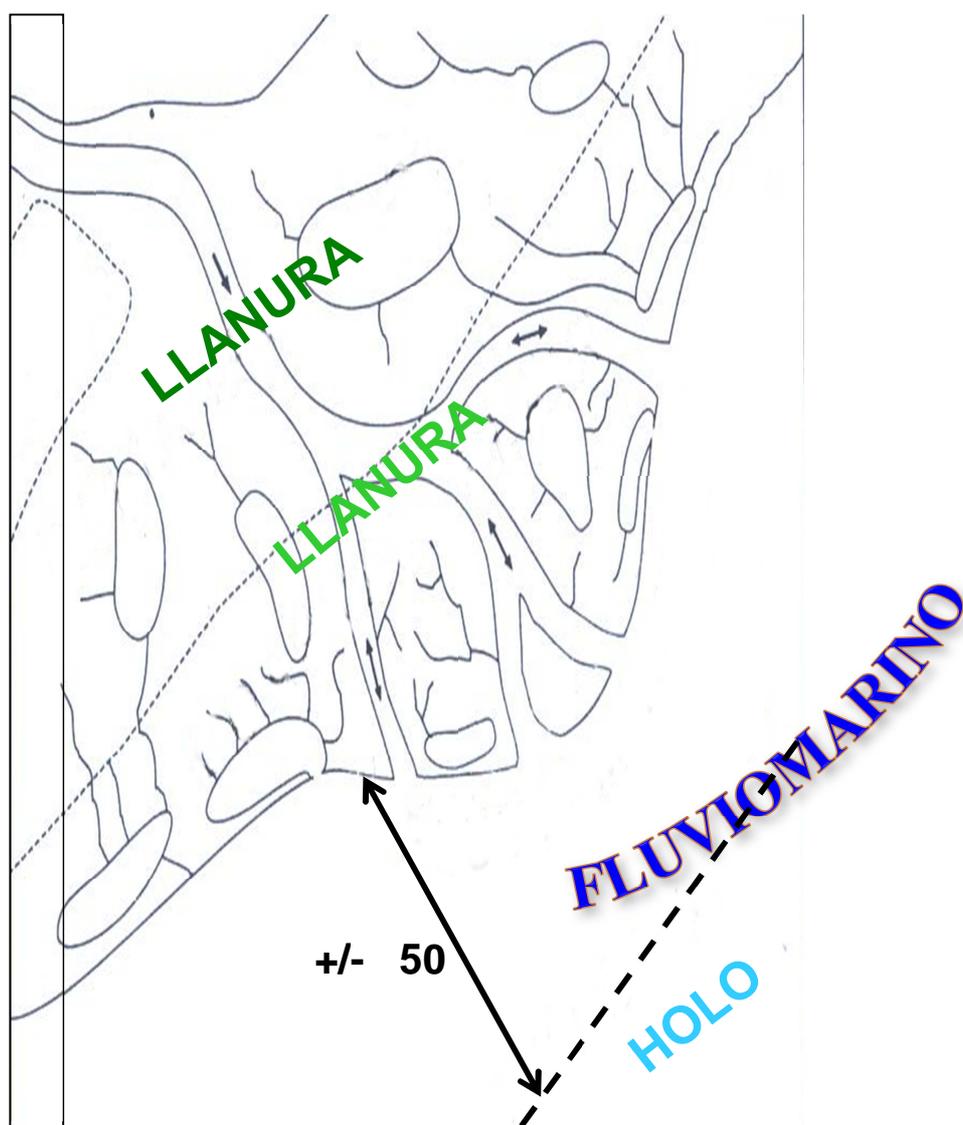


Figura 5.5 Paleoambiente de sedimentación. Lorente (1986) en Rull (1998).

5.3.1 Paleo-Orinoco como una fuente de sedimentos

La presencia de elementos terrígenos pertenecientes a ecosistemas boscosos húmedos (hongos, cutículas, pteridofitas, *Janduffouria seamrogiformis*), aunado a presencia regular de aquellos de biotopos marinos o salobres (mangles, moldes de microforaminíferos, *Palaeocirrenalia* spp. y dinoquistes heterotróficos como *Selenopemphix nephroides*) observados en el presente estudio del DR-1 (figura 5.6), en paleobatimetría que, basada en foraminíferos de los pozos cercanos DR-3 y DR-4, oscila entre Nerítico medio a externo, puede ser explicada por el transporte directo y depositación de los sedimentos clásticos, provenientes de flujos riverinos (Proto-Orinoco?), sobre la plataforma continental tal como ha sido sugerido por Mata-García (2009) basándose en evidencias de los dos pozos cercanos (DR-3 y DR-4) y en el estudio previo de Delgado *et ál.*, (2008) para el DR-3 en la Unidad PT-1 (1527'-2540'), evidenciado por “fragmentos de material esquelético suelto, así como material arenoso de grano grueso a conglomerático” (frecuente hacia el tope de esta unidad en el DR-3), los cuales podrían asociarse a “caídas eustáticas del nivel del mar durante el Pleistoceno o al aporte de clásticos vinculados a una descarga fluvial de carácter episódico” (Delgado *et ál.*, 2008).

Asimismo, no es descartable que los elementos terrígenos hayan sido transportados desde profundidades más someras por corrientes marinas (¿paleocorriente de Guayana?) y olas de tormenta. En ese orden de ideas, para la unidad PL-4 (7500- 8035') del pozo cercano DR-4 desde el punto de vista paleoambiental, los foraminíferos béticos indican una paleobatimetría que oscila entre nerítico medio y nerítico externo (Mata-García *et ál.*, 2010 b), sin embargo se observaron esporomorfos de ecosistemas boscosos y elementos terrígenos en esta unidad; este hecho aunado a la presencia de niveles de areniscas de grano muy fino a limolítico, podría vincular esta unidad litogénica en el citado pozo a “lóbulos

hiperpícnicos de plataforma, asociados a facies de lutitas de prodelta” tal como fue sugerido por Delgado *et ál.*, (2008) para la unidad PL equivalente en el DR-3.

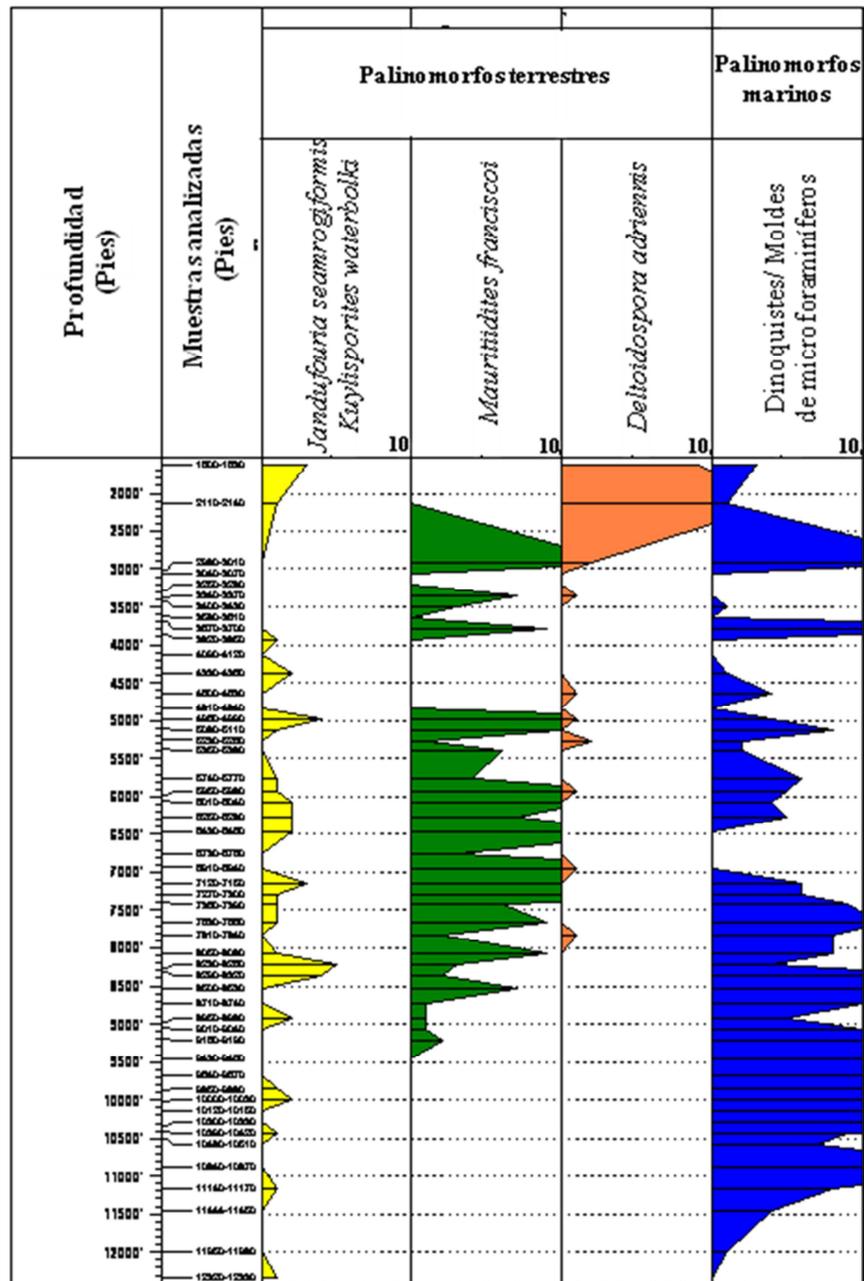


Figura 5.6 Distribución de abundancia de polinomorfos terrestres y marinos.

Así, los palinomorfos encontrados en este pozo DR-1 y en los cercanos DR-3, DR-4 (Mata-García, 2009), DR-5 y DR-7 (Mata García, 2010), son consistentes con la flora y vegetación actual del delta del Río Orinoco (Muller, 1959; White *et ál.*, 2002; Echezuría *et ál.*, 2002; Hofmann, 2002), lo cual permite inferir que una fuente de sedimentos en el área fue el Paleo-Orinoco en concordancia con lo expuesto por Díaz de Gamero (1996), Rod (1981), Pocknall *et ál.*, (1996) y Wood (2000), que también muestra coherencia con lo expresado para el Campo Pedernales de Venezuela (Jones *et ál.*, 1999) y para Trinidad (Lamy, 1985). En ese orden de ideas, en la Tabla 5.2 se muestra una comparación de la biota actual del Delta del Río Orinoco con sus análogos encontrados en el DR-3 y DR-4.

El mecanismo de transporte y depositación de los palinomorfos muestra coherencia con lo planteado por Díaz de Gamero (1996) y Rod (1981) en relación al modelo del paleodrenaje del Orinoco durante el Neógeno y Paleógeno (Figura 5.7), y también con lo observado en estudios previos para el Pleistoceno del cercano río Amazonas (Hoorn, 1997) y en la Cuenca Columbus de Trinidad (Wood 2000). Sin embargo, no se descarta la influencia de otros mecanismos de aportes de sedimentos como La Corriente geostrófica de Guayana (o su análogo), el río Amazonas (o su predecesor) y/o el Prisma de Acreción de Barbados (Figura 5.8), así como otras fuentes de sedimentos clásticos durante el Plioceno, como aquellas provenientes del Sistema Montañoso del Caribe, como lo han expuesto Vincent (2010) y Hudson (2009) basado en componentes mineralógicos característicos de rocas metamórficas y otros factores oceanográficos. Reciente literatura especializada sustenta las posibilidades anteriormente expuestas:

1. Pocknall *et ál.*, (1996) indicaron que las rápidas tasas de sedimentación en respuesta a la progradación del Delta del Río Orinoco desde el Mioceno tardío produjo condiciones acuáticas con alta turbidez que eran desfavorable para los

organismos marinos planctónicos haciendo difícil el uso de ellos para las biocronologías convencionales e internacionalmente conocidas.

2. Fukuoka (1971) basado en observaciones oceanográficas en el Océano Atlántico cerca de las Guayanas reporta un meandro en la corriente de Guayana al Norte de Surinam, la cual puede ser explicada por la deflexión de la corriente basada en efectos topográficos y señala que esta corriente fluye en sentido Nor-Oeste.

3. Hu *et ál.*, (2004) evaluaron la evolución temporal de los patrones espaciales de las masas de aguas coloreadas asociadas con las descargas de los ríos Orinoco y Amazonas, empleando observaciones concurrentes in situ y satelitales. Las aguas superficiales flotan hasta 2000 km de distancia desde las bocas de los ríos mencionados. La profundidad promedio de la pluma del Amazona fue de 20 a 30 metros y el volumen total de agua dulce contenida en la pluma fue consistente con la tasa de descarga.

4. Faugeres *et ál.*, (1997) demostraron que el sedimento superficial más abundante en el área del prisma de acreción de Barbados proviene desde el continente Suramericano y de partículas hemipelágicas, estos sedimentos son transportados en grandes cantidades a través de cañones que ejemplifican la tendencia tectónica regional. Un segundo tipo de sedimentos encontrado en el prisma de acreción consiste en material diapírico arcilloso que se origina de estratos del Mioceno, este material es producto de extrusiones a la superficie de volcanes de lodo, domos de lodos y levantamientos diapíricos. Un último tipo de sedimentos consiste en costras diagenéticas formadas a lo largo de fallas en el suelo marino donde los fluidos son expedidos desde el prisma. Estos autores observaron corrientes cercanas al prisma entre 1600-1800 metros de profundidad con velocidades cercanas a 50 cm/s. También señalaron que la tectónica

contribuye a la erosión de la cubierta sedimentaria del prisma al crear escarpe de fallas inestables. Los procesos de erosión resultan en transporte activo de sedimentos hasta las cuencas adyacentes.

5. Carvajal *et ál.*, (2009) realizaron una revisión del suministro de sedimentos como el principal conductor del crecimiento del margen de la plataforma continental en varios deltas alrededor del mundo incluyendo el Orinoco, en este estudio para la cercana cuenca Columbus la tasa de progradación fue de 16 Km. por cada millón de años desde el Pleistoceno hasta el reciente mientras que para la plataforma deltana en el Pleistoceno la tasa fue de 38 Km. por cada millón de años. Una alta fracción de estos sedimentos pudiesen ser almacenados y transportados por olas someras. Los autores sugieren que el Orinoco desarrolló abanicos a pesar de ocurrir dentro de condiciones de altas subsidencia.

6. Baltzer *et ál.*, (2004) estudiaron el intercambio de material entre la plataforma continental y las costas dominadas por manglares entre el Amazonas y las Guyanas concluyendo que éste está expuesto a significativa energía eólica y mareal, y que esta costa de 1600 Km. entre la boca del río Orinoco y el Amazonas está compuesta casi exclusivamente de depósitos de lodo, incluyendo bancos de lodo móviles de 10 a 40 Km. de longitud. La frecuente resuspensión creada por las condiciones energéticas que resultan en extremas tasas de progradación de la línea de costa que son de igual manera rápidamente movilizadas por las olas. La resuspensión produce a su vez suspensiones de lodo en la zona submareal las cuales son luego transportadas hiperpicnicamente a lo largo de la zona intermareal.

7. Müller-Karger *et ál.*, (1995) basados en imágenes satelitales observaron dos plumas mayores de agua incolora en el Atlántico occidental-tropical. Ambas plumas se forman desde agosto hasta noviembre cada año, con más de 100 Km. de

ancho y extendiéndose más de 1000 Km. dentro del océano Atlántico. Una pluma se origina en la boca del río Amazona cerca del Ecuador y la otra en el río Orinoco cercana a los 90° Norte. La pluma del Amazonas fluye alrededor de la Corriente del Norte de Brasil y es transportada hacia el oriente en la contracorriente ecuatorial Norte mientras que la pluma del Orinoco fluye en el Mar Caribe en sentido Noroeste, alcanzando Puerto Rico alrededor de octubre.

8. Warne *et ál.*, (2002) en su estudio sobre los controles regionales de la geomorfología, hidrología y ecosistemas en el delta del Orinoco encontraron que el río Amazonas es una fuente de sedimentos depositados a lo largo de la costa del Orinoco y sumaron que el sedimento y las aguas del Amazonas se transporta hasta la zona litoral suramericana y demostraron el influjo de grandes volúmenes de sedimento en la costa del Orinoco. Los autores estimaron que aproximadamente el 2% de los sedimentos del Orinoco-Amazonas pasa a través de Boca de Dragón y es depositado sobre la plataforma continental y el talud superior del norte de la Península de Paria. En este trabajo se cita a Bowles y Fleischer (1985) quienes reportaron que los sedimentos del Orinoco pueden depositarse hacia el norte tan lejos como la cuenca Caribe Central.

Tabla 5.2. Comparación de la Biota actual del Delta del Orinoco con los palinomorfos del DR-3 y DR-4. (Fuente: Mata-García *et ál.*, 2010 b).

Palinomorfo (fósil)	Especie Actual	Familia (grupo) Actual	Origen (Delta)	Fuente(s)
<i>Alnipollenites verus</i>	<i>Alnus acuminata</i>	Betulaceae	alóctono	Germeraad et al.(1968); Muller (1959)
<i>Podocarpidites spp.</i>	<i>Podocarpus spp.</i>	Podocarpaceae	alóctono	Germeraad et al.(op. cit.); Muller (op. cit.)
<i>Perisyncolporites pokorny</i>	Malpighiaceae	Malpighiaceae	autóctono	Germeraad et al.(1968); Hofmann (2002)
<i>Verrucatosporites usmensis</i>	<i>Stenochlaena palustris</i>	Blechnaceae	autóctono	Germeraad et al.(op. cit.)
<i>Verrucosporites rotundiporus</i>	<i>Crenea maritima</i>	Lythraceae	autóctono	Germeraad et al.(op. cit.); Hofmann (op. cit.)
<i>Zonocostites ramonae</i>	<i>Rhizophora sp.</i>	Rhizophoraceae	autóctono	Germeraad et al.(op. cit.); Hofmann (op. cit.)
<i>Pachydermites dideriki</i>	<i>Symphonia globulifera</i>	Clusiaceae	autóctono	Germeraad et al.(op. cit.); Hofmann (op. cit.)
<i>Mauritiidites franciscoi</i>	<i>Mauritia flexuosa</i>	Arecaceae	autóctono	Germeraad et al.(op. cit.); Hofmann (op. cit.)
<i>Jandufouria seamrogiformis</i>	<i>Catostemma spp.</i>	Bombacaceae	alóctono	Germeraad et al. (op. cit.); Sanoja (2004)
<i>Grimsdalea magnaclavata</i>	¿?	¿Arecaceae?	¿?	Germeraad et al.(op. cit.)
<i>Monoporites annulatus</i>	Poaceae	Poaceae	autóctono	Germeraad et al.(op. cit.); Hofmann (op. cit.)
<i>Fenestrites spp.</i>	Asteraceae	Asteraceae	autóctono	Germeraad et al.(op. cit.); Hofmann (op. cit.)
<i>Echitricolporites spp.</i>	Asteraceae	Asteraceae	autóctono	Germeraad et al.(op. cit.); Hofmann (op. cit.)
<i>Palaeocirrenalia spp.</i>	<i>Cirrenalia spp.</i>	Fungi	autóctono	Zhao & Liu (2004); Mata-García (2004)
<i>Psilaperiporites minimus</i>	Chenopodiaceae	Chenopodiaceae	autóctono	Germeraad et al.(op. cit.); Regali et al. (1974)
<i>Deltoidospora adriennis</i>	<i>Acrostichum aureum</i>	Acrostichaceae	autóctono	Hofmann (op. cit.)
<i>Selenopemphix nephroides</i>	<i>Protoperidinium subinerve</i>	Dinoflagelado	autóctono	Diaz-Ramos (2000)



Figura 5.7 Paleodrenaje del Orinoco (líneas discontinuas) durante el Paleógeno-Neógeno. Díaz de Gamero (1996); Rod (1981) en Mata-García *et ál.*, (2010 b).

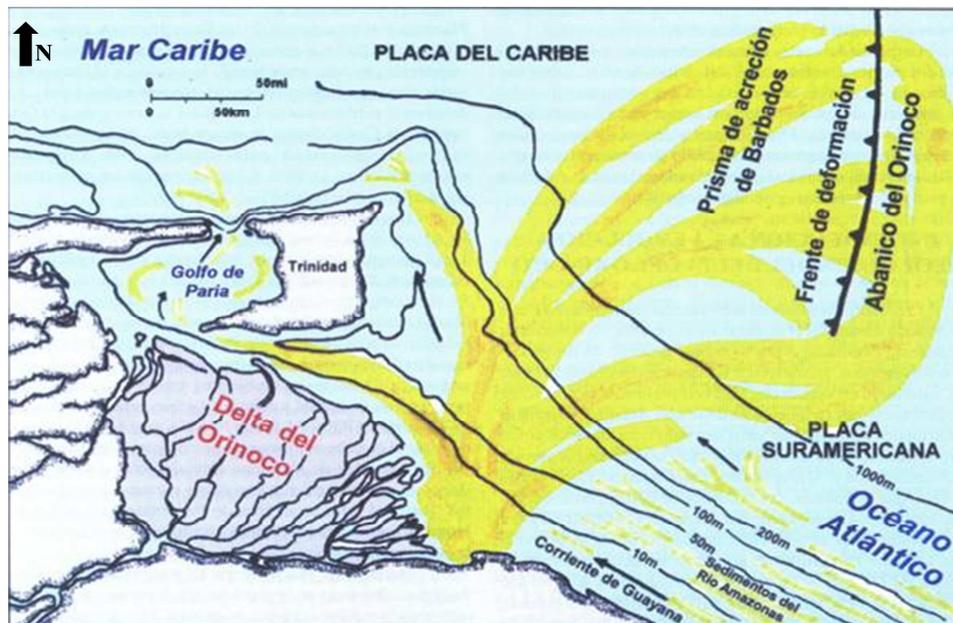


Figura 5.8 Posibles fuentes de sedimentación (por comparación de análogos modernos). (Imagen tomada de Méndez, 2000).

5.4 Correlación palinoestratigráfica en el Campo Dragón

En estudios previos (Mata-García, 2009; Mata-García *et ál.* 2010 b) realizado a los pozos DR-3 y DR-4, se demostró con el análisis paleopalinológico de 48 muestras de canal y 7 de núcleo del DR-3 en el intervalo 1150-8440 pies y de 49 muestras de canal del DR-4A (1550-8030 pies) la determinación cronoestratigráfica de una sección depositada durante el Pleistoceno, determinada por la presencia del esporomorfo indicador *Alnipollenites verus*, con espesores de 2730' (1270'-4000') en el pozo DR-3 y 2410' en el DR-4 (1550'-3960'), suprayaciendo a sedimentos del Plioceno hasta los 8440' y 8030' de profundidad para los dos pozos, respectivamente, edad verificada por la ocurrencia regular y/o patrones de abundancia de esporomorfos como *Grimsdalea magnaclavata*, *Pachydermites diderixi*, *Psilatricolporites caribbiensis*, *Maravenites polyoratus*, *Psilaperiporites minimus*, *Echitricolporites* spp. y *Stephanocolpites evansii*.

Estos espesores y profundidades de los pozos DR-3 y DR-4 muestran coherencia con lo encontrado en el presente estudio paleopalinológico del DR-1, donde la sección determinada como depositada durante el Pleistoceno tiene un espesor de 2100 pies. Para ilustrar esta tendencia en el anexo 3 se muestra la correlación palinoestratigráfica del pozo objeto de este estudio con los pozos cercanos DR-3, DR-4, y DR-7. Tomando como datum, la primera aparición en sentido estratigráfico de *Alnipollenites verus*, es decir la base de la zona 31.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

1. El análisis palinológico de las muestras de canal procedentes del pozo DR-1 abarcó 10730 pies de la columna perforada, comprendidos entre 1600' y 12330'. El marco cronoestratigráfico producto del análisis de los palinomorfos indica una secuencia continua de edad Pleistoceno (1600'-3700'), Plioceno tardío (3700'-6460'), Plioceno temprano (6460' a 8320'), Mioceno medio a tardío (8320'-11450') y un último intervalo hasta los 12330 pies de profundidad (dos muestras) donde sólo se observaron especies con amplio rango dentro de la columna estratigráfica (Mioceno temprano al Reciente), por lo cual se le atribuyó una edad Mioceno sin diferenciar.

1. Se observó prevalencia de los taxa provenientes de plantas superiores (47 morfoespecies), seguido por las esporas de hongos y helechos.

2. Se logró determinar las zonas 31 y 30 correspondientes a Pleistoceno (1600'-3700') y Plioceno (3700'-8320'), respectivamente. El Plioceno pudo ser diferenciado en Plioceno tardío (3700'-6460') y Plioceno temprano (6460'-8320'), fundamentado en asociaciones características y/o diagnósticas, y patrones de abundancia de *Grimsdalea magnaclavata*, mostrando coherencia con lo observado y publicado para sedimentos de igual edad en áreas Costa Afuera de Trinidad, Brasil y Delta del Orinoco.

3. Este estudio palinoestratigráfico permitió lograr determinaciones cronoestratigráficas que sugieren que los sedimentos perforados en el DR-1 corresponderían a las siguientes unidades litoestratigráficas: Formación Cumaná del

4. Pleistoceno (1600-3700 pies), Formación Cubagua de edad Plioceno y Mioceno tardío (3700'-11450'), y ¿Formación Tres Puntas? de edad Mioceno medio a temprano (¿11450-12330').

5. Al igual que otros pozos cercanos como el DR-3 y DR-4, el análisis palinológico realizado al DR-1 mostró similitudes con la flora y vegetación actual del delta del Río Orinoco, lo cual permite inferir que una fuente de sedimentos en el área fue el Paleo-Orinoco, mostrando relación con lo expresado para el Campo Pedernales de Venezuela y la Cuenca Columbus de Trinidad. Sin embargo, no es descartable la influencia de otros mecanismos de aportes de sedimentos como la Corriente geostrófica de Guayana (o su análogo), el Amazonas (o su predecesor) y/o el Prisma de Acreción de Barbados.

6. Se comprobó la utilidad del patrón de abundancia de *Grimsdalea magnaclavata* como criterio bioestratigráfico válido para la determinación del Plioceno tardío en la Cuenca Carúpano.

7. En términos generales, se interpreta un ambiente fluvio-marino dentro del dominio marino planteado por Lorente (1986) para toda la sección perforada, debido a la presencia conjunta, regular y continua de elementos terrígenos pertenecientes a ecosistemas boscosos húmedos, aunado a presencia regular de aquellos de biotopos marinos o salobres. Sin embargo, basado en estudios bioestratigráficos (foraminíferos) de los pozos cercanos DR-3 y DR-4, la paleobatimetría del área oscila entre Nerítico medio a externo.

Recomendaciones

- ❖ Complementar este estudio con las disciplinas nanoplancton calcáreo y foraminíferos para corroborar las edades y paleoambientes determinados.

- ❖ Se sugiere emplear el bioevento de abundancia (ACME) de *Grimsdalea magnaclavata* para la Cuenca Carúpano.

- ❖ Para futuros estudios palinológicos se recomienda utilizar muestras de núcleo, cuando esto sea posible.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Álvarez, Y., Jouval, J., González, I., Rodríguez, O., Mata-García, L., Quiroz, P., Zorrilla, O. & Mahmoudi, M. (2010) **ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y BIOESTRATIGRÁFICO POZO DR-5, CAMPO DRAGÓN, NORTE DE PARIA, VENEZUELA**. Informe Técnico. PDVSA Exploración.

Arenillas, I., Alegret, L., Arz, A. & Molina, E. (2000) **EL USO DIDÁCTICO DE LOS FORAMINÍFEROS EN LA ENSEÑANZA DE CIENCIAS DE LA TIERRA: SU DISTRIBUCIÓN PALEOCEANOGRÁFICAS EN EL TRÁNSITO CRETÁCICO-TERCIARIO**. I.S.S.N.: 1132-9157.

Baltzer, F., Allison, M. & Fromard, F. (2004) **MATERIAL EXCHANGE BETWEEN THE CONTINENTAL SHELF AND MANGROVE-FRINGED COAST WINT SPECIAL REFERENCE TO THE AMAZON-GUIANAS COAST**. Marine Geology 208 115-126.

Barragán, R., Campos-Madrigal, E., Ferrusquía-Villafranca, I., López-Palomino, I. & Tolson, G. (Trads.) (2010) **CÓDIGO ESTRATIGRÁFICO NORTEAMERICANO**. Versión en Español. Universidad Nacional Autónoma de México. Pp 28-29.

Berggren, W., Kent, D. V., Swisher, C. C., Aubry, M. P. & Hardenbol, J. (1995). **GEOCHRONOLOGY, TIME SCALES AND GLOBAL STRATIGRAPHIC CORRELATION**. Society for Sedimentary Geology. Spec. Publ.,54, pp129-212.

Bravo, Y. (2010) **INFORME DE PASANTÍAS**. UDO. P 28.

Carvajal, C., Steel, R. & Petter, A. (2009) **SEDIMENT SUPPLY: THE MAIN DRIVER OF SHELF-MARGIN GROWTH**. Earth-Science Reviews 96: 221-248.

Castro, M. & Mederos, A. (1984) **ESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE CARÚPANO (CUATERNARIO, NEÓGENO, PALEÓGENO, CRETÁCICO Y JURÁSICO)**. Informe Interno, Departamento de Geología, Grupo de Estudios Regionales. Lagoven, 52 p.

Castro, M. & Mederos, A. (1985) **LITOESTRATIGRAFÍA DE LA CUENCA DE CARÚPANO**. Memorias VI Congreso Geológico Venezolano. Tomo 1: pp 201-225.

CIEN (2010) **CÓDIGO ESTRATIGRÁFICO DE LAS CUENCAS PETROLERAS DE VENEZUELA**. 24 Noviembre 2010. Versión Digital. <http://www.pdvsa.com/lexico/lexicoh.htm>

Codigo Internacional de Nomenclatura Botánica. Viena (2006). Versión electrónica del texto original inglés. <http://ibot.sav.sk/icbn/nain.html>

Delgado, M., Espín, M., Peña, Y., Zavala, C., Padrón, V., Sánchez, D. & Rodríguez, O. (2008) **INFORME SEDIMENTOLÓGICO Y BIOESTRATIGRÁFICO, CAMPO DRAGÓN, COSTA AFUERA, VENEZUELA ORIENTAL**. PDVSA, Exploración Oriente, Informe interno.

Diaz De Gamero, M. (1996) **THE CHANGING COURSE OF THE ORINOCO RIVER DURING THE NEOGENE: A REVIEW**. *Palaeo*, 123: 385-402.

Diaz-Ramos, J. (2000) **ÍNDICE DE LA MICROFLORA MARINA DE VENEZUELA: DIATOMEAS, DINOFLAGELADOS, COCOLITOFÓRIDOS**. *Rev. Biol. Trop.*, 48 (4):897-918.

E y P Costa Afuera (2010) **UBICACIÓN GEOGRÁFICA DE LOS POZOS EM EL CAMPO DRAGÓN**. Comunicación personal.

Echezuría, H.; Córdova, J.; González, V., Méndez, J. & Yanes, C. (2002) **ASSESSMENT OF ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE ORINOCO RIVER DELTA**. *Reg. Environ. Change*, 3: 20-35.

Elsik, W. 1993. **THE MORPHOLOGY, TAXONOMY, CLASSIFICATION AND GEOLOGIC OCURRENTE OF FANGAL PALYNOMORPHS**. A short course. 23-24 October 1993. AASP.

Faugeres, J., Gonthiera, E., Griboularda, R. & Masea, L. (1997) **QUATERNARY SANDY DEPOSITS AND CANYONS ON THE VENEZUELAN MARGIN AND SOUTH BARBADOS ACCRETIONARY PRISM**. *Marine Geology*, 110: 115-142.

Fukuoka, J. (1971) **THE MEANDERING OF THE OCEAN CURRENT EAST OF GUIANA**. *Bol. Inst. Ocean. UDO*, 10(1): 25-28.

Germeraad, J. H., Hopping, C. A. & Muller, J. (1968) **PALYNOLOGY OF TERTIARY SEDIMENTS FROM TROPICAL AREAS**. Review of Palaeobotany & Palynology, 6: 189-348.

Hofmann, Ch. Ch. (2002) **POLLEN DISTRIBUTION IN SUB-RECENT SEDIMENTARY ENVIRONMENTS OF THE ORINOCO DELTA (VENEZUELA) – AN ACTUO-PALAEOBOTANICAL STUDY**. Rev. Paleobot. Palynol. 119: 191-217.

Hoorn, C. (1997) **PALYNOLOGY OF THE PLEISTOCENE GLACIAL/INTERGLACIAL CYCLES OF THE AMAZON FAN (HOLES 940A, 944A, AND 946A)**. In: Flood, R.; Piper, D.; Klaus, A. & Peterson, L. (Eds.) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 155: 397- 409.

Hu, C., Montgomery, E., Schmitt, R. & Muller-Karger, F. (2004) **THE DISPERSAL OF THE AMAZON AND ORINOCO RIVER WATER IN THE TROPICAL AND CARIBBEAN SEA: OBSERVATION FROM SPACE AND S-PALACE FLOATS**. Deep-Sea Research II, 51: 1151-1171.

Hudson, D. (2009) **RECENT SEDIMENTATION PATTERNS IN TRINIDAD AND TOBAGO**. GSTT. 7 de Enero de 2011. Documento web: www.gstt.org.

Jones, R., Jones, N., King, A. & Shaw, D. (1999) **RESERVOIR BIOSTRATIGRAPHY IN THE PEDERNALES FIELD, VENEZUELA**. In: Jones, R. & Simmons, M. (eds.) Biostratigraphy in Production and Development Geology, Geological Society, London, Special Publications, 152, 243-257.

Kalgutkar, R. M. & Jansonius, J. (2000) **SYNOPSIS OF FOSSILS FUNGAL SPORES, MYCELIA AND FRUCTIFICATIONS**. AASP Contributions Series, 39: 1-421.

Lamy, A. (1985) **PLIO-PLEISTOCENE PALYNOLOGY AND VISUAL KEROGEN STUDIES, TRINIDAD, W.I., WITH EMPHASIS ON THE COLUMBUS BASIN**. Transactions of the First Geological Conference of the G.S.T.T., 114-127.

Lorente, M. (1986) **PALYNOLOGY AND PALYNOFACIES OF THE UPPER TERTIARY OF VENEZUELA**. J. Cramer. Pp 221.

Mata-García, L. 2004. **PALEOBOTANY AND PALINOLOGY IN VENEZUELA AN ANNOTATED BIBLIOGRAPHY**. Barcelona. Venezuela. Pp. 5-8

Mata-García, L. (2009) **EVIDENCIAS PALINOLÓGICAS DEL PALEO-ORINOCO EN EL PLIO-PLEISTOCENO DE LA CUENCA DE CARÚPANO (MAR CARIBE, VENEZUELA)**. Resúmenes del XIV Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Mar del Plata, Argentina. p. 18.

Mata-García, L. (2010 a) **PALINOLOGÍA DE LOS POZOS DR-5 Y DR-7**. Datos no publicados.

Mata-García, L., (2010 b) **POZO MTC-1X. REPORTE PRELIMINAR DE PALINOLOGÍA (INTERVALO 1500'-10760')**. Informe Técnico 017430. PDVSA Exploración.

Mata-García, L., Espín, M., Gonzalez, I., Rodriguez, O., Quiroz, P., Zorrilla, O. & Jouval, J. (2010 a) **POZO DR-4: ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO-BIOESTRATIGRÁFICO. MUESTRAS DE NÚCLEO ST-2. CAMPO DRAGÓN, COSTA AFUERA, VENEZUELA.** Informe Interno PDVSA 017520.

Mata-García, L., Gonzalez, I., Rodriguez, O., Carvajal, J., Esparragoza, J., Hernandez, A., Quiroz, P., Zorrilla, O., Sanchez, D. & Jouval, J. (2010 b) **ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y BIOESTRATIGRÁFICO POZO DR-4A (LOCALIZACIÓN DPSSD 4) CAMPO DRAGÓN, CARIBE ORIENTAL, VENEZUELA.** Informe Interno PDVSA 017509.

Méndez, C. (1995) **METODOLOGÍA.** Bogotá: Mc Pgraw Hill.

Méndez, J. (2000) **DELTA DEL ORINOCO (GEOLOGÍA).** Ingeomin-Venezuela. Pub. Especial 13. 126 p.

Molina, E. (2004) **MICROPALAEONTOLOGÍA.** Prensa Universitaria de Zaragoza. Pp 689.

Montero, T. (1997) **GLOSARIO ESTRATIGRÁFICO.** Centro de Información Técnica PDVSA-Intevp. Versión digital. 20 de Noviembre de 2010. <http://www.pdvsa.com/lexico/utilid/glosario/glosario.htm>

Muller, J. (1959) **PALYNOLOGY OF RECENT ORINOCO DELTA AND SHELF SEDIMENTS.** Micropaleontology, 5:1-32.

Muller, J., De Di Giacomo, E. & Van Erve, A. W. (1987) **A PALYNOLOGICAL ZONATION FOR THE CRETACEOUS, TERTIARY,**

AND QUATERNARY OF NORTHERN SOUTH AMERICA. AASP Contributions Series, 19: 7-76.

Müller-Karger, F., Richardson, P. & Mcgillicuddy, D. (1995) **ON THE OFFSHORE DISPERSAL OF THE AMAZON'S PLUME IN THE NORTH ATLANTIC: COMMENTS ON THE PAPER BY A. LONGHURST, "SEASONAL COOLING AND BLOOMING IN TROPICAL OCEANS"**. Deep-Sea Research, I(42): 2127-2137.

Oeggerli, M. (2010) **MICROGRAFÍA DEL POLEN DEL TREBOL BLANCO.** En Villaseñor, F. (2010) Arte microscópico. Ventana al Microcosmos. Muy Interesante. XXVII, 08. Pp 70.

Ogg, J., Ogg, G., & Gradstein (2008) **THE CONCISE GEOLOGIC TIME SCALE.** Cambridge University press. P 176.

PDVSA-Intevep (1997) **GLOSARIO DE FÓSILES.** Museo Geológico Virtual de Venezuela. 27 de Noviembre de 2010.
<http://www.pdvsa.com/lexico/museo/fosiles/glosario.htm>

Pocknall, D., Wood, L., Geen, A., Harry, B. & Hedlund, R. (1996) **INTEGRATED PALEONTOLOGICAL STUDIES OF PLIOCENE TO PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE ORINOCO DELTA, EASTERN VENEZUELA AND TRINIDAD.** Abstracts Ninth International Palynological Congress, Houston, Texas. pp. 126.

Regali, M., Uesugui, N. & Santos, A. (1974) **PALINOLOGIA DOS SEDIMENTOS MESO-CENOZOICOS DO BRASIL.** Boletim Técnico Petrobras, 17: 177-190.

Rod, E. (1981) **NOTES ON THE SHIFTING COURSE ON THE ANCIENT RÍO ORINOCO FROM LATE CRETACEOUS TO OLIGOCENE TIME.** Geos, 26:54-56.

Rodríguez, O. (2008) **NANNOPLANCTON CALCÁREO DEL POZO DR-1.** En Delgado, M., Espín, M., Peña, Y., Zavala, C., Padrón, V., Sánchez, D. & Rodríguez, O. (2008) Informe Sedimentológico Y Bioestratigráfico, Campo Dragón, Costa Afuera, Venezuela Oriental. PDVSA, Exploración Oriente, Informe interno.

Rull V. (1998) **MODERN AND QUATERNARY PALINOLOGICAL STUDIES IN THE CARIBBEAN AND ATLANTIC COASTS OF NORTHERN SOUTH AMERICA: A PALEOECOLOGICALLY-ORIRNTRD.** Review. Bol., Soc. Venezolana de Geól., Vol. 23, N° 2,5-24

Sáenz De Rivas, C. (1976) **SOBRE LA NOMENCLATURA PALINOLÓGICA: LA ESPORODERMIS.** Anal. Inst. Bot. Cavanilles 33: 159-177

Simón, E., Blanco, L., Rodríguez, D., Lunar, N., Gómez, G., Maestracci, L., Zambrano, G., Salazar, L. & Hurtado, M. (2009) **PROGNOSIS PARA LA PROPUESTA DE PERFORACIÓN LOCALIZACIÓN DPSSD 10, CAMPO DRAGÓN.** Informe Técnico. PDVSA Exploración y Producción Costa Afuera.

Tarbuck, E., & Lutgens, F. (2005) **CIENCIAS DE LA TIERRA. UNA INTRODUCCIÓN A LA GEOLOGÍA FÍSICA.** Octava Edición. Pearson. Prentice Hall.

Traverse, A. (2007) **PALEOPALINOLOGY**. Second Edition. Topics in Geobiology, 28.

Tschudy, R. & Scott, R. (1969) **ASPECTS OF PALYNOLOGY**. John Wiley & Sons, Inc. pp 19-29

Vincent, H. (2010) **WAS IT REALLY THE ORINOCO?** marzo 2010. Documento web: <http://www.gstt.org/events/2009%20-%202010/was%20it%20the%20orinoco.htm>.

Warne, A., Meade, R., White, W., Guevara, E., Gibeaut, J., Smyth, R., Aslan, A. & Tremblay, T. (2002) **REGIONAL CONTROLS ON GEOMORPHOLOGY, HIDROLOGY, AND ECOSYSTEM INTEGRITY IN THE ORINOCO DELTA, VENEZUELA**. *Geomorphology*, 44: 273-307.

Wetzel, A. (1993) **THE TRANSFER OF RIVER LOAD TO DEEP-SEA FANS: A QUANTITATIVE APPROACH**. *AAPG Bull.* 77(10): 1679-1692.

White, W., Warne, A., Guevara, E., Aslan, A., Tremblay, T. & Raney, A. (2002) **GEO-ENVIRONMENTS OF THE NORTHWEST ORINOCO DELTA, VENEZUELA**. *Interciencia*, 27(10).

Wood, L. (2000) **CHRONOSTRATIGRAPHY AND TECTONOSTRATIGRAPHY OF THE COLUMBUS BASIN, EASTERN OFFSHORE TRINIDAD**. *AAPG Bull.*, 84(12): 1905-1928.

Zambrano, M. (2010) **CARACTERIZACIÓN SEDIMENTOLÓGICA DEL NÚCLEO DEL POZO PA-4, CAMPO PATAO, ÁREA NORTE DE PARIA**. UDO. Pp 14.

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 1/5

Título	PROPUESTA DE UN MARCO PALINOESTRATIGRÁFICO DE LA SECCIÓN PERFORADA POR EL POZO DR-1, CUENCA CARÚPANO, MAR CARIBE SURORIENTAL, VENEZUELA.
Subtítulo	

Autor(es)

Apellidos y Nombres	Código CVLAC / e-mail	
	Bravo L., Yutzani F.	CVLAC
e-mail		ysheccidb@hotmail.com
e-mail		
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	
	CVLAC	
	e-mail	
	e-mail	

Palabras o frases claves:

Palinología
Bioestratigrafía
Palinomorfos
Palinoestratigrafía
Cronoestratigrafía

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 3/5

Contribuidores:

Apellidos y Nombres	ROL / Código CVLAC / e-mail	
Iris Marcano	ROL	C <input type="checkbox"/> A <input type="checkbox"/> T <input checked="" type="checkbox"/> J <input type="checkbox"/> A <input type="checkbox"/> S <input type="checkbox"/> U <input type="checkbox"/> U <input type="checkbox"/>
	CVLAC	5.990.907
	e-mail	<u>irismar_1958@hotmail.com</u>
	e-mail	
Luís Mata García	ROL	C <input type="checkbox"/> A <input type="checkbox"/> T <input checked="" type="checkbox"/> J <input type="checkbox"/> A <input type="checkbox"/> S <input type="checkbox"/> U <input type="checkbox"/> U <input type="checkbox"/>
	CVLAC	9.305.467
	e-mail	<u>bioestratigrafo@gmail.com</u>
	e-mail	
Lino Castillo	ROL	C <input type="checkbox"/> A <input type="checkbox"/> T <input type="checkbox"/> J <input checked="" type="checkbox"/> A <input type="checkbox"/> S <input type="checkbox"/> U <input type="checkbox"/> U <input type="checkbox"/>
	CVLAC	12.602.226
	e-mail	<u>lino.castillo@gmail.com</u>
	e-mail	
Yockling Lima	ROL	C <input type="checkbox"/> A <input type="checkbox"/> T <input type="checkbox"/> J <input checked="" type="checkbox"/> A <input type="checkbox"/> S <input type="checkbox"/> U <input type="checkbox"/> U <input type="checkbox"/>
	CVLAC	8.860.462
	e-mail	<u>yocklinglima@hotmail.com</u>
	e-mail	

Fecha de discusión y aprobación:

Año Mes Día

2011	03	21
------	----	----

Lenguaje: spa

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 4/5

Archivo(s):

Nombre de archivo	Tipo MIME
Tesis-Propuesta de un marco palinoestratigrafico.doc	Application/msword

Caracteres permitidos en los nombres de los archivos: **A B C D E F G H I J K L M N O P Q R S T U V W X Y Z a b c d e f g h i j k l m n o p q r s t u v w x y z 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 _ - .**

Alcance:

Espacial : P.D.V.S.A (Opcional)

Temporal: 6 meses (Opcional)

Título o Grado asociado con el trabajo: Ingeniero Geólogo

Nivel Asociado con el Trabajo Pregrado

Área de Estudio: Departamento de Geotecnia

Institución(es) que garantiza(n) el Título o grado: Universidad de Oriente

Derechos:

**De acuerdo al artículo 44 del reglamento de trabajos de grado
“Los Trabajos de grado son exclusiva propiedad de la
Universidad de Oriente y solo podrán ser utilizadas a otros
fines con el consentimiento del consejo de núcleo respectivo,
quien lo participara al Consejo Universitario”**



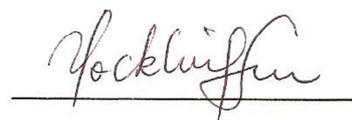
AUTOR



TUTOR



JURADO 1



JURADO 2

POR LA SUBCOMISIÓN DE TESIS:

