

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN CUBAGUA EN LA ZONA
NOROCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA DE ARAYA.**

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo
Por el Br.
Fernandes Arruebarrena Johann Federico

Caracas, Noviembre de 2004

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN CUBAGUA EN LA ZONA
NOROCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA DE ARAYA.**

Tutor Académico: Prof. Victor Padrón

Trabajo Especial de Grado
Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela para
optar al título de Ingeniero Geólogo
Por el Br.
Fernandes Arruebarrena Johann Federico

Caracas, Noviembre de 2004

Caracas, Noviembre de 2004

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geológica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Johann Fernandes

“Estratigrafía de la Formación Cubagua en la zona noroccidental de la península de Araya”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geólogo, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO

Prof. Rafael Falcón
Jurado

Prof. Ricardo Alezones
Jurado

Prof. Victor Padrón
Tutor

AGRADECIMIENTOS

A la ilustre Universidad Central de Venezuela por ser la casa que me hizo vencer las sombras.

A mi tutor, Prof. Victor Padrón por haberse desempeñado como guía de manera voluntaria para el desenvolvimiento de este trabajo de grado.

A PDVSA, por toda la colaboración técnica brindada que ayudó a culminar mis objetivos propuestos.

Al Vicerrectorado Académico de la UCV, por la ayuda económica prestada para cumplir con mi requisito de grado.

Al laboratorio de Geoquímica Orgánica de la facultad de Ciencias de la UCV, por el aporte de los equipos para el análisis de COT y Carbono carbonático.

A mi madre y hermanos (Joao y Vanessa), por ser las más bellas personas que llenan mi vida y apoyan en el cumplimiento de mis metas.

A mi padre en donde quiera que estés, este es un logro que lleva tu nombre...

A Andreina, por enseñarme que la vida como un existir no tiene sentido si no estás. Gracias por todo tu apoyo y ser mi compañera de vida.

A todos mis compañeros y amigos que hicieron aportes de manera muy desinteresada y son de igual manera autores de este trabajo: Abdel, Alfredo, Tatiana, Roigar, Alicia, Francisco, Seymour, Vanessa, Milly, Fátima y a todos con quien de alguna manera compartí momentos memorables.

A Ricardo Alezones, por ser más que el jefe de campo corto, por ser una persona con quien siempre conté para mi desenvolvimiento como profesional.

A todos los estudiantes con quien alguna vez compartí como compañero o preparador, los salones de la magna escuela de Geología, Minas y Geofísica de la UCV. Gracias.

Fernandes A., Johann F.

**ESTRATIGRAFÍA DE LA FORMACIÓN CUBAGUA EN LA REGIÓN
NOROCCIDENTAL DE LA PENÍNSULA DE ARAYA.**

**Tutor Académico: Victor Padrón. Tesis. Caracas, UCV. Facultad de
Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. Departamento de Geología.
2004. 131p.**

Palabras Claves: Formación Cubagua, Península Araya, Foraminíferos, Biofacies, Paleoecología.

Resumen: La Formación Cubagua, representa una de las unidades litoestratigráficas más representativas del Neógeno, ubicada al noreste de Venezuela.

Este estudio se realizó en las secciones cerro El Macho y cerro Guaranache en la península de Araya. El objetivo de este trabajo consistió en la definición de la estratigrafía a partir del estudio sedimentológico y bioestratigráfico, para así definir las condiciones paleoambientales que se desarrollaron en esa época.

Los afloramientos estudiados están representados por dos secciones estratigráficas. Ambos se conforman por una sección basal de arcilitas con un contenido alto de vetas de yeso, seguido de una transición granulométrica hacia areniscas de grano muy fino. Suprayacente a esta serie de rocas, se observa una secuencia carbonática representada por areniscas micríticas intercaladas con micritas arenosas hasta culminar en un intervalo conformado por calizas arenosas de aloquímicos.

Un total de 59 muestras blandas recogidas por un muestreo cada 3 m se prepararon a partir del proceso de lavado. Estas fueron identificadas y analizadas faunal y morfológicamente. Además, se realizó el estudio petrográfico de un total de 10 muestras duras pertenecientes a las dos secciones estudiadas.

Dentro del estudio paleoecológico, se determinaron un total de ocho morfogrupos partir de la forma de la concha de la fauna observada: plano-convexo “plano-convex” y biumbilicado redondeado “round biumbilicate”, adaptado a ambientes de alta oxigenación y energía de profundidades plataformales. morfogrupo biconvexo “biconvex”, relacionado a substratos blandos y diversas profundidades. cilíndrico

“cylindrical”, adaptado a condiciones de baja energía y oxigenación. esférico/Ovoidal “Spherical/ovoid” y miliolina “milioline”, poseen un dominio variable que oscila entre ambientes disóxicos a óxicos relacionado con el talud continental hasta la plataforma. Cónico “Tapered” y Cónico-aplanado “Flattened-tapered”, asociado a condiciones de baja oxigenación y energía.

A partir del análisis litológico, se definieron tres unidades estratigráficas: arcilita (UEI), arcilíta-arenisca (UII) y arenisca carbonática y caliza (UEIII).

Se definieron tres microfacies restringidas a la UEIII: arenisca micrítica (M1), caliza arenosa de aloquímicos (M2) y micrita arenosa (M3). Dicho análisis definió en un ambiente diagenético que oscila entre marino freático de baja energía, freático meteórico hasta vadoso. Estos se asocian a un modelo ambiental, generado por dos procesos de mezcla simultáneos correspondientes a una mezcla puntual e “in situ”.

A partir del análisis de conglomerados (análisis Q), se observaron tres conjuntos morfológicos. biofacies (I), determinado por el dominio de los morfogrupos cilíndrico y miliolina, junto a la asociación *Cyclammina cancellata*, *Chillostomela ovoidea*, *Sphaeroidina bulloides* y *Rectuvigerina lamellata*. biofacies (IIa), correspondiente a la mayor abundancia del grupo esférico/ovoidal y a la asociación *Globocassidulina subglobosa*, *Bulimina marginata* y *Plectofrondicularia floridana*. biofacies (IIb), el cual responde a la abundancia de los morfogrupos plano-convexo y biumbilicado redondeado y al conjunto *Hanzawaia concentrica*, *Amphistegina lesonii*, *Elphidium poeyanum* y *Buliminella elegantísima*,

La secuencia perteneciente a la Formación Cubagua se inicia en el Mioceno Tardío (Zona de *Gr. acostaensis*) con una depositación inicial en ambientes batial superior definido por una quietud tectónica, en un medio subóxico y de temperaturas oscilantes de 5°C en promedio. Posteriormente una somerización de ambientes perteneciente a la plataforma externa con rangos de temperaturas entre 15 y 22°C para culminar la depositación en el Pleistoceno Temprano (Zona de *Gr. tosaensis tosaensis*) con ambientes de plataforma interna a arrecifales, donde las temperaturas oscilaban entre los 25 y 31°C.

INDICE

I	INTRODUCCIÓN	1
	1.1 Objetivos	1
	1.1.1 Objetivos generales	1
	1.1.2 Objetivos específicos	1
	1.2 Ubicación del área de Estudio	2
	1.3 Metodología	3
	1.3.1 Fase pre-campo	3
	1.3.2 Fase de campo	3
	1.3.3 Fase de Laboratorio	4
	1.3.3.1 Preparación de muestras blandas	5
	1.3.3.2 Preparación de muestras duras	9
	1.3.4 Fase de oficina	10
	1.3.4.1 Procesamiento e interpretación de los análisis faunales	10
	1.3.4.2 Definición, análisis e interpretación de facies	10
	1.3.4.3 Evolución Paleoambiental	10
II	MARCO TEÓRICO	11
	2.1 Análisis Cluster	11
	2.2 Orden Foraminifera	12
	2.2.1 Morfología de la concha	12
	2.2.2 Definición de microhábitats de Foraminíferos	14
	2.2.3 Factores que controlan los microhábitats	15
	2.3 Trabajos previos	16
III	GEOLOGÍA REGIONAL	20

3.1 Marco Tectónico Regional	20
3.1.1 Geodinámica del Caribe	20
3.1.2 Evolución estructural de la península de Araya	29
3.1.2.1 Elementos estructurales	29
3.1.2.2 Evolución tectónica y composición del basamento metamórfico	31
3.1.2.3 Evolución tectónica y estratigrafía de la secuencia sedimentaria	35
IV ESTRATIGRAFÍA LOCAL	45
4.1 Introducción	45
4.2 Litoestratigrafía local de la Formación Cubagua	45
4.2.1 Sección Estratigráfica Cerro El Macho	56
4.2.2 Sección Estratigráfica Cerro Guaranache	49
4.3 Unidades Estratigráficas	52
4.3.1 Unidad de arcilita (UEI)	52
4.3.2 Unidad de arcilita-arenisca (UEII)	53
4.3.3 Unidad de arenisca calcárea y caliza (UEIII)	54
4.4 Análisis de microfacies	57
4.4.1 Introducción	57
4.4.2 Arenisca micrítica (M1)	58
4.4.3 Caliza de aloquímicos arenosa (M2)	60
4.4.4 Micrita arenosa (M3)	61
4.4.5 Marco diagenético ambiental	62
4.4.6 Modelo ambiental de mezcla	64
4.5 Marco estructural local	66
4.5.1 Elementos estructurales	66

V	PALEOECOLOGÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA	68
	5.1 Introducción	68
	5.2 Clasificación de morfogrupos	68
	5.2.1 Generalidades	68
	5.3 Distribución de morfogrupos	72
	5.3.1 Morfogrupos epifaunales	72
	5.3.1.1 Morfogrupos epifaunales	72
	5.3.1.2 Morfogrupos infaunales	73
	5.3.2 Sección Cerro Guaranache	75
	5.3.2.1 Morfogrupos epifaunales	75
	5.3.2.2 Morfogrupos infaunales	77
	5.4 Definición de biofacies	78
	5.4.1 Nomenclatura de biofacies	79
	5.4.2 Sección Cerro El Macho	79
	5.4.2.1 Biofacies Iem	79
	5.4.2.2 Biofacies Iema	80
	5.4.2.3 Biofacies Iemb	82
	5.4.3 Sección Cerro Guaranache	83
	5.4.3.1 Biofacies Icg	84
	5.4.3.2 Biofacies II cga	85
	5.4.3.3 Biofacies II cgb	86
	5.5 Paleoecología y estrategias de vida	88
	5.5.1 Análisis de Morfogrupos	91
	5.5.1.1 Morfogrupos epifaunales	92
	5.5.1.1.1 Morfogrupo Plano-convexo	92
	5.5.1.1.2 Morfogrupo Biconvexo	93
	5.5.1.1.3 Morfogrupo Miliolina	95

5.5.1.2	Morfogrupos infaunales	96
5.5.1.2.1	Morfogrupos Cilíndrico	96
5.5.1.2.2	Morfogrupos Biumbilicado redondeado	97
5.5.1.2.3	Morfogrupos Esférico/Ovoidal ...	97
5.5.1.2.4	Morfogrupos Cónico	98
5.5.1.2.5	Morfogrupos Cónico-aplanado ...	102
5.6	Estimación paleobatimétrica	103
5.7	Edad	108
VI	EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL	113
6.1	Introducción	113
6.2	Evolución paleoambiental de la Formación Cubagua	113
VII	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	119
VIII	BIBLIOGRAFÍA	122
IX	ANEXOS	132

INDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1. Ubicación del área de estudio. Tomado de http://portalwiedzy.onet.pl .	2
Fig. 1.2 Ubicación del área de las dos secciones estudiadas. Tomado y modificado de (http://www.pdvsa.com/lexico/excursio/exc-72h.htm).	2
Fig. 1.3. Lupa marca Zeiss usado para la pesca e identificación de especies	5
Fig. 1.4. Plantillas usadas para la recolección de organismos	6
Fig. 1.5. Instrumentos usados para la ingestión de HCL	8
Fig. 1.6. Analizador columbimétrico de carbono marca <i>UIC Coulometrics</i> .	9
Fig. 1.7 Microscopio petrográfico marca Zeiss.	9
Fig. 2.1. Representaciones gráficas del proceso aglomerativo jerárquico.	11
Fig. 3.1. Evolución geodinámica de la placa del Caribe. 1, Cetácico Tardío; 2, Paleoceno; 3, Eoceno; 4, Oligoceno; 5, Mioceno; 6, Mioceno Tardío-Reciente. (tomado y modificado de Lugo & Mann, 1995).	22
Fig. 3.2. Sistemas de fallas y cuencas principales para el Eoceno Temprano (tomado y modificado de Ysaccis, 1997).	23
Fig. 3.3. Sistemas de fallas y cuencas principales para el Eoceno Tardío - Oligoceno Temprano (tomado y modificado de Ysaccis, 1997).	24
Fig. 3.4. Sistemas de fallas y cuencas principales para el Mioceno Tardío (tomado y modificado de Ysaccis, 1997).	27
Fig. 3.6. Principales cuencas en la zona costafuera de Venezuela (tomado y modificado de Ysaccis, 1997)	28
Fig.3.7. Mapa geológico de la península de Araya: Verde: rocas metamórficas sin diferencia, Amarillo: Sedimentarias Terciarias y Blanco: Aluvión (tomado y modificado de Giraldo & Beltran, 1988).	30
Fig. 3.8. Mapa geológico de la zona noreste de Venezuela (tomado y modificado de Avé Lallemant, 1990).	32
Fig.3.9. Reconstrucción cronológica de una sección N-S al sureste de la subcuenca Margarita (tomado y modificado de Ysaccis, 1997).	42

Fig. 3.10. Fallamiento observado a lo largo de la península. (izquierda) evidencia del fallamiento este-oeste y (derecha) evidencia del fallamiento nor-noreste sur-suroeste.	43
Fig.3.11. Cuadro de correlación geocronológica de las penínsulas Araya-Paria (tomado y modificado de CIEN, 2004).	44
Fig. 4.1 Coloraciones presentes en las arcilitas, sección Cerro El Macho	46
Fig. 4.2. Vetas de yeso presentes en las arcilitas, sección Cerro El Macho.	46
Fig. 4.3. Coloraciones rojizas producto de meteorización química presentes en las areniscas de grano fino verdosas, sección cerro El Macho.	46
Fig. 4.4. Horizontes nodulares presentes en la secuencia limolítica verdosa.	46
Fig. 4.5. Sección arcillo-arenosa, sección cerro EL Macho.	47
Fig. 4.6. Presencia de restos de icnofósiles (<i>Gyrolithes</i> isp.) y macrofósiles presentes en la secuencia alternante. Sección cerro El Macho.	47
Fig. 4.7. Presencia de bioturbación sobre la secuencia calcárea. Sección cerro El Macho.	48
Fig. 4.8. Efectos de meteorización tipo “hard pan” sobre estratos calcáreos al tope sección El Macho.	48
Fig. 4.9. Intervalo arcilítico donde se aprecia las coloraciones grisáceo-amarillentas.	49
Fig. 4.10. Sección Cerro Guaranache.	50
Fig. 4.11. Capa de coquina con matriz arenosa. Sección Cerro Guaranache.	50
Fig. 4.12. Columnas estratigráficas de las secciones cerro El Macho y cerro Guaranache.	51
Fig. 4.13. Representación gráfica de las unidades estratigráficas que dominan en la Formación Cubagua en las secciones Cerro El Macho y Cerro Guaranache	52
Fig. 4.14. (izquierda) Vista desde el tope del cerro El Macho, con un patrón de las vetas de yeso que identifican la Unidad Arcilítica. (derecha) presencia del intervalo arcilítico basal en la sección cerro El Macho.	53

Fig. 4.15.(izquierda) Vista de la sección cerro El Macho, donde se aprecia el patrón gradacional que caracteriza a esta unidad. (derecha) Sección cerro El Macho, donde se observa notablemente el tope de la Unidad II.	54
Fig. 4.16. Vista sección cerro El Macho, en el intervalo de calizas fosilífera	55
Fig. 4.17. Representación de la secuencia de la unidad III en la sección cerro El Macho, donde mejor se encuentra representado	55
Fig. 4.18. Areniscas calcáreas de grano fino, muy friables pertenecientes a la Unidad III en la sección cerro Guaranache	55
Fig. 4.19. Columnas de las secciones cerro El Macho y cerro Guaranache, donde se diferencian las distintas unidades informales definidas.	56
Fig. 4.20. Triangulo de clasificación de rocas carbonáticas de mezcla, (tomado y modificado de Mount, 1985)	57
Fig. 4.21. Representación gráfica de Microfacies de la UEIII. M1 : arenisca micrítica, M2 : caliza arenosa de aloquímicos, M3 : micrita arenosa	58
Fig. 4.22. Presencia de una matriz micrítica, con abundante fauna de foraminíferos y una predominancia de cuarzos metamórficos monocristalinos con un escogimiento muy pobre y un grado de redondez subangular. Ocular 12,5x, objetivo 4/0,25, nícoles cruzados, muestras EM- 049 (izquierda) y EM-055 (derecha).	59
Fig. 4.23. Neomorfismo de inversión homoaxial producto del reemplazo del mineral aragonito presenta en la microfacies M1. Ocular 12,5x, objetivo 4/0,25, nícoles cruzados, muestras EM- 052 (izquierda) y EM-060 (derecha).	59
Fig. 4.24. Presencia de abundantes algas rojas (<i>Litophyllum</i>) (1) y bioturbaciones de organismos (2), ambos micritizados y observados a lo largo de toda la microfacies M2. Ocular 12,5x, objetivo 10/0,25, nícoles cruzados, muestras EM- 049 (izquierda) y EM-060 (derecha).	60
Fig. 4.25. Porosidad Mórdica en el tope de la Microfacies M2, indicando un ambiente característico de la zona Vadosa. Ocular 12,5x, objetivo 10/0,25, nícoles cruzados, muestras EM- 049 (izquierda) y EM-060 (derecha).	61

Fig. 4.26. Cementación del tipo radiaxial. Ocular 12,5x, objetivo 10/0,25, .Nícoles cruzados y muestra EM- 049 (izquierda) y isópaco. Nícoles paralelos y EM-060 (derecha).	61
Fig. 4.27. Distribución de las distintas microfacies a lo largo de la secuencia perteneciente al Miembro Cerro Negro.	62
Fig. 4.28. Sección idealizada donde se muestra la posible distribución de áreas de precipitación y disolución. (Tomado y modificado de Longman, 1983).	64
Fig. 4.29. Modelo de mezcla asociado al origen de los carbonatos de mezcla de la UEIII de la Formación Cubagua. Tomado y modificado de Mount (1984).	66
Fig 4.30. Elementos estructurales presentes en el área de estudio. (arriba) Falla observada entre las dos secciones estudiadas. (abajo) Relieve de cresta. Vista cerro Guaranache.	67
Fig. 5.1. (izquierda). Morfología biconvexa ejemplificado por (1) <i>Lenticulina iota</i> y (2) <i>Elphidium poeyanum</i> .. (derecha). Morfología miliolina, ejemplificada por las especies (1) <i>Pyrgo</i> sp. y (2) <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i> . Cortesía de Perez y Lucena.	72
Fig. 5.2. (izquierda). Morfología biumbilicada redondeada, ejemplificado por (1) <i>Saracenaria latifrons</i> y (2) <i>Nonion</i> sp.. (derecha). Morfología planoconvexa, ejemplificada por las especies (1) <i>Gyroidina altispira</i> , (2) <i>Planulina ariminensis</i> y (3) <i>Hanzawaia concentrica</i> . Cortesía de Perez y Lucena.	73
Fig. 5.3. Abundancia de morfogrupos epifaunales en la sección cerro El Macho.	74
Fig. 5.4 . (izquierda). Morfología cilíndrica, ejemplificado por (1) <i>Rectuvigerina lamellata</i> y (2) <i>Nodosaria</i> sp.. (derecha). Morfología Cónica, representada por (1) <i>Uvigerina peregrina</i> , (2) <i>Fursenkoina pontoni</i> , (3) <i>Bulimina marginata</i> . Cortesía de Perez y Lucena.	74

Fig. 5.5. (izquierda). Morfología esférica, ejemplificado por (1) <i>Lagena</i> sp. y (2) <i>Sphaeroidina bulloides</i> . (derecha). Morfología Cónica, representada por (1) <i>Bolivina imporcata</i> , (2) <i>Brizalina subaenariensis</i> , (3) <i>Plectofrondicularia floridana</i> . Cortesía de Perez y Lucena.	75
Fig. 5.6. Abundancia de morfogrupos epifaunales en la sección cerro Guaranache.	75
Fig. 5.7. Distribución de morfogrupos infaunales sección cerro El Macho.	76
Fig. 5.8. Distribución de morfogrupos infaunales sección cerro Guaranache.	78
Fig. 5.9. Análisis Q de jerarquía divisiva, obtenida en sección cerro El Macho, donde son representadas las distintas biofacies	80
Fig. 5.10. Morfotipos y taxas características y dominantes en la biofacies Iem, representado por la zona coloreada rojiza	81
Fig. 5.11. Morfotipos y taxas características y dominantes en la biofacies IIma, representado por la zona coloreada verdosa.	82
Fig. 5.12. Morfotipos y taxas características y dominantes en la biofacies IImb, representado por la zona coloreada azulada.	83
Fig. 5.13. Análisis Q de jerarquía divisiva, obtenida en sección cerro Guaranache, donde son representadas las distintas biofacies	84
Fig. 5.14. Morfotipos y taxas características y dominantes en la biofacies Icg, representado por la zona coloreada rojiza.	85
Fig. 5.15. Morfotipos y taxas características y dominantes en la biofacies Iicga, representado por la zona coloreada verdoso.	87
Fig. 5.16. Morfotipos y taxas características y dominantes en la biofacies Iicgb, representado por la zona coloreada azulada.	88
Fig. 5.17. Gráfica C.O.T. vs. organismos infaunales y epifaunales, donde se observa mayor abundancia con el aumento de C.O.T. para el primero, a diferencia del segundo, el cual presenta una relación inversa.	92
Fig. 5.18. Gráficas morfogrupos biconvex y plano-convex vs. fracción terrígena, pertenecientes a la secciones cerro El Macho y cerro Guaranache.	95

Fig. 5.19. Abundancia de los morfogrupos cilíndrico y esférico/ovoidal en la sección cerro El Macho y cerro Guaranache y su relación inversa en base al contenido de carbono orgánico total. La zona coloreada indica la presencia de un nivel de moldes.	98
Fig. 5.20. Relación entre la fracción terrígena y el porcentaje de abundancia de los morfogrupos cilíndrico, biumbilicado redondeado y esférico/ovoidal en la sección cerro El Macho, donde en la primera y tercera se aprecia una relación inversa, mientras que para la segunda, se exhibe una proporcionalidad en los datos.	99
Fig. 5.21. Relación entre las condiciones de oxigenación de los organismos en base a la profundidad del sustrato. (Tomado y modificado de Kaiho, 1991).	100
Fig. 5.22. Diagrama ternario de estructura de la pared y subórdenes (Murray, 1991), donde se define una predominancia para las dos secciones en ambos miembros del suborden Rotaliina, índice de ambientes marinos.	104
Fig. 5.23. Diagrama ternario, donde se muestran la distribución generalizada de ambientes carbonáticos en términos de morfotipos béticos y a la presencia de conchas pláncnicas, donde se observa una clara tendencia de ambientes plataformales. (Hallock y Glen, 1986 en Murray, 1991).	105
Fig. 5.24. Gráficas de C.O.T., CaCO_3 , y fracción terrígena, mostrando la distribución de biofacies a lo largo de la secuencia.	106
Fig. 5.25. Perfil paleoambiental representativo de las distintas biofacies presentes a lo largo de la secuencia de la Formación Cubagua del Mioceno Tardío-Pleistoceno Temprano.	109
Fig. 6.1. Curva de condiciones ambientales durante la depositación de la Formación Cubagua. (Tomado de Haq. <i>et al.</i> , 1986).	115
Fig. 6.2. Correlación de las dos secciones estudiadas, mostrando la geometría de la zona de la cuenca.	118

INDICE DE CUADROS

Tabla 3.1. Cuadro de regímenes estructurales en el área de Cariaco (tomado y modificado de Ysaccis, 1997)	36
Tabla 5.1. Distribución de las distintas especies pertenecientes a la sección cerro El Macho, en los distintos morfotipos.	71
Tabla 5.3. Distribución de las distintas especies pertenecientes a la sección cerro Guaranache, en los distintos morfotipos.	71

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Determinación de la evolución paleoambiental de la Formación Cubagua en la península de Araya, a través del análisis de condiciones paleoecológicas de foraminíferos.

1.1.2 Objetivos específicos

- Levantamiento de columna estratigráfica de los cerros El Macho, Guaranache.
- Definición de Unidades Estratigráficas en las secciones Cerro El Macho y Cerro Guaranache.
- Análisis petrográfico y definición de microfacies de las rocas duras recolectadas en las secciones Cerro El Macho y Cerro Guaranache.
- Análisis micropaleontológico de foraminíferos.
 - Conteo Modal de 300 individuos
 - Relación pláncnicos/bénticos
 - Distribución y análisis de morfotipos de foraminíferos para la determinación de condiciones paleoecológicas.
 - Identificación de foraminíferos pláncnicos para relación de edades (Carta Faunal).
 - Asociaciones faunales características de cada una de las biofacies estudiadas y las condiciones de los microhábitats característicos en cada uno de ellas.

1.2 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada en el sector nororiental de Venezuela (Fig. 1.1), específicamente al norte del estado Sucre, al noreste de la población de Araya, dentro de las coordenadas $10^{\circ} 38' - 10^{\circ} 34' \text{ Norte}$ y $64^{\circ} 14' - 64^{\circ} 12' \text{ Oeste}$ (Fig. 1.2).



Fig. 1.1. Ubicación del área de estudio. Tomado de <http://portalwiedzy.onet.pl>.

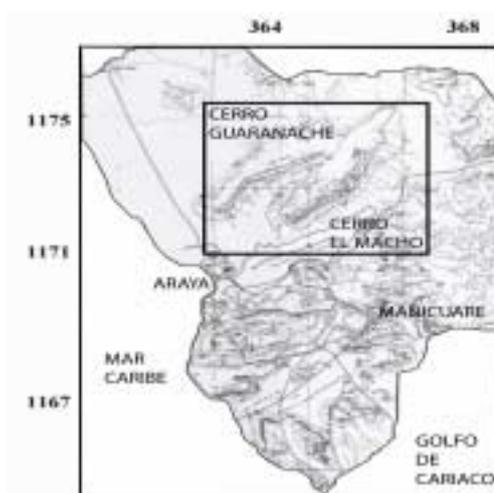


Fig. 1.2. Ubicación del área de las dos secciones estudiadas. Tomado y modificado de (<http://www.pdvsa.com/lexico/excursio/exc-72h.htm>)

1.3 Metodología

La ejecución del presente trabajo se realizó en cuatro etapas principales, las cuales se describen a continuación:

1.3.1 Fase pre-campo

Realizada entre los meses de Mayo y Junio de 2004, y la cual consistió:

- Revisión bibliográfica de trabajos previos realizados en la zona. Esta etapa se desarrolló en la biblioteca de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la U.C.V., biblioteca del I.V.I.C. y P.D.V.S.A. Intevep.
- Revisión e interpretación de las fotografías aéreas del Instituto Geográfico de Venezuela Simón Bolívar, misión 0402118 a escala 1:35.000, para reconocimiento de la zona y vías de acceso a la misma.
- Revisión de las siguientes hojas cartográficas a escala 1:25.000 del I.G.V.S.B, pertenecientes al año 1966; 7347-I-NO (Guaranache) y 7347-IV-NE. (Punta de Araya).
- Revisión del mapa de geología de superficie de Vignali (1965).

1.3.2 Fase de campo

Esta etapa se realizó durante la tercera semana de Mayo de 2004 y la cual comprendió:

- Reconocimiento de las vías de acceso a las secciones.
- Recolección de muestras:

Ubicación de los afloramientos: En esta etapa se realizó como trabajo inicial el reconocimiento general del área de estudio, para la ubicación y descripción general de las secciones estratigráficas de los cerros El Macho y Guaranache. Para esto, se utilizaron los mapas referenciales de Vignali, (1965) y Padrón *et al.* (1992).

Descripción de Afloramientos : En cada sección estratigráfica se realizaron mediciones de rumbo y buzamiento de planos, espesores de capas, describiéndose para cada una de ellas características texturales, color, geometría, variación lateral, contactos, estructuras sedimentarias, macrofósiles, icnofósiles, así como cualquier otra característica que sirviera para una mejor descripción de la sección. Se levantó una poligonal en forma simultánea con la recolección de las muestras, para ello se utilizó una cinta métrica de 50 metros de longitud y una brújula Brunton.

Recolección y Nomenclatura de Muestras: Para la recolección de muestras, se tomó el criterio de muestreo cada 3 m. en espesor verdadero. En base a estos criterios se tomaron un total de 70 muestras aproximadamente.

En relación a la nomenclatura de las muestras previamente recolectadas, se dividieron estas en dos grupos: las muestras del Cerro El Macho, se les asignó las siglas EM, mientras que a las muestras del Cerro Guaranache, se les estableció las siglas CG.

Posterior al primer conjunto de siglas, seguido a estas letras se colocó una numeración de tres dígitos (Ej.: EM-001), los cuales corresponden al número de muestra correspondiente.

1.3.3 Fase de Laboratorio:

En esta etapa se realizaron varios tipos de análisis con la finalidad de caracterizar las muestras recolectadas de acuerdo a su contenido fósil, identificación de especies, relación pláncnicos – bénticos y estudio de patrones de morfotipos para las muestras blandas y propiedades texturales, composicionales, litológicas y efectos diagenéticos para las muestras duras. Esto se realizó con el objetivo de definir las principales facies y asociaciones de estas.

Esta fase consistió de dos etapas:

1- Preparación de muestras blandas

Análisis bioestratigráfico

Análisis de Contenido de Carbonato y Carbono Orgánico Total

2- Preparación de muestras duras

Análisis petrográficos

1.3.3.1 Preparación de muestras blandas:

Lavado de Lutitas: El lavado de lutitas se realizó a través de la preparación de 500 gr de cada una de las 59 muestras entre arcillosas y areniscas friables tomadas en campo, las cuales se dejaron aproximadamente una semana junto con una solución desfloculante. Luego de dejar las muestras en reposo, se realizó el proceso de lavado, a través del tamizado de dichas muestras, utilizando un tamiz 200, para la posterior colocación de estas bajo un flujo de agua el tiempo suficiente, hasta que toda la fracción arcillosa desaparezca.

Posteriormente se coloca la fracción mencionada en un envase para luego ser calentada en una estufa hasta extraer toda la humedad contenida en la muestra. Finalmente, dicha muestra se extrae de la estufa y se vierte en un envase previamente rotulado.

“Picking”’: Consiste en la revisión de las muestras previamente lavadas, en el caso de este informe se utilizó una lupa marca Zeiss (Fig. 1.3) .Posteriormente se realiza el montaje de la fauna de foraminíferos encontrados hasta realizar el conteo modal por muestra de 300 individuos. Dicho montaje es realizado sobre una plantilla diseñada.



Fig. 1.3 Lupa marca Zeiss usado para la pesca e identificación de especies

Análisis Bioestratigráfico:

Consiste en la identificación y posterior estudio de los taxas identificados en las plantillas previamente montadas (Fig. 1.4), para luego realizar el estudio de estimación de ambientes y edad. En este análisis se incluye la determinación de biofacies a través del análisis multivariante.

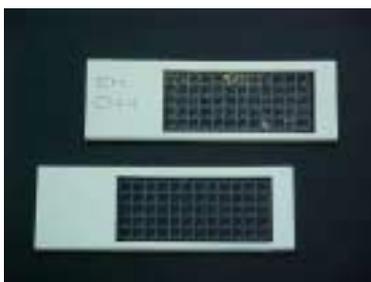


Fig. 1.4 Plantillas usadas para la recolección de organismos

Análisis de Contenido de Carbonato y Carbono Orgánico Total:

Tratamiento Físico: La primera fase de la etapa de laboratorio fue el tratamiento físico de las muestras, esta comprendió los siguientes pasos:

Secado: en el ambiente de laboratorio, a la sombra, en un medio ambiente fresco, durante 24 horas, lo cual es suficiente para que se equilibre con la humedad y temperatura del ambiente de trabajo, seguidamente fueron almacenadas en viales debidamente rotulados.

Pulverizado: para ello se utilizó alrededor de 40 gr. de fragmentos de muestra fresca para posteriormente pulverizarlas en un mortero de Agatha, obteniéndose un pulverizado equivalente a aproximadamente 100 mallas o menor.

Ingestión de HCL: Luego del pulverizado de las muestras, se utilizó una fracción de esta para el procedimiento de la ingestión de ácido. Para ello, se pesa aproximadamente 5 gr. de muestra, se coloca en un recipiente junto con aproximadamente 35 ml. de HCL al 10% antes calculados en base al peso de cada muestra. Posteriormente se coloca en una estufa durante 10 minutos donde es purgado todo el carbonato existente, pasando a ser Dióxido de Carbono (CO₂).

Cuando culmina el ataque de HCL, se coloca la solución sobre un filtro donde fluyen todos los solventes liberados y se retiene la muestra libre de carbonatos (CO_3^{2-}). El filtro con la muestra libre de carbonato se coloca en reposo durante 24 horas hasta que se libere toda la humedad, para luego colocarlo nuevamente en un vial previamente rotulado (Fig. 1.5).

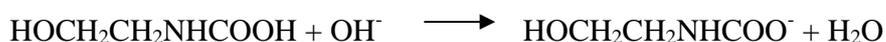
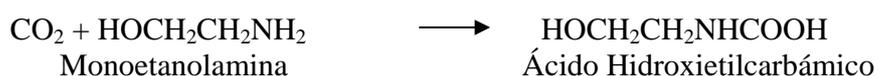
Contenido de Carbono Orgánico Total:

En este análisis se pesan alrededor de 20 mg de muestra en un pequeño vial de porcelana el cual se coloca en un extremo de un tubo de cuarzo. Dicho tubo se coloca dentro de otro tubo compuesto de sílice y de mayor tamaño que atraviesa una estufa a una temperatura de 950 °C, de manera de hacer entrar en combustión la muestra y que todo el carbono presente pase a CO_2 . A través de una serie de filtros, se retienen todos los gases anexos que son liberados a partir de dicha combustión, para que únicamente el CO_2 liberado junto con O_2 lleguen hasta un analizador *UIC Coulometrics* (Fig. 1.6). Este equipo se basa en la técnica de titulación coulombimétrica. En esta, el carbono presente en la muestra se transporta a un módulo central de detección y cuantificación. El CO_2 se libera en una solución del cátodo de una celda fotovoltaica, que contiene una amina (Monoetanolamina); esta pasa a su forma ácida cambiando el pH de la solución y a su vez el color del indicador de dicha solución. Este indicador produce una señal que libera una cierta cantidad de electrones que reducen el ácido conjugado de la amina, regenerándola por completo. De esta manera, los electrones empleados para revertir la reacción son el medio titulante que permite cuantificar la cantidad de CO_2 producido.



Fig 1.5 Instrumentos usados para la ingestión de HCL

A continuación, se presentan las reacciones que ocurren en la celda de titulación:



En base a la premisa de que la ingestión previa de HCL elimina todo el carbono carbonático de la muestra, permaneciendo solo el Carbono Orgánico, la relación de los microgramos de Carbono y el peso inicial, permite obtener el % COT de la muestra.

Contenido de Carbono Carbonático:

La muestra pulverizada restante se utiliza para hallar el Carbono Total, y a partir de la diferencia del % de COT y el cálculo de esta, se obtiene el porcentaje de Carbono Inorgánico presente. Para ello se realizó el mismo procedimiento anteriormente descrito, con muestras sin un tratamiento previo de HCL.



Fig. 1.6 Analizador coulombimétrico de carbono marca *UIC Coulometrics*.

1.3.3.2 Preparación de muestras duras:

Análisis petrográfico: El estudio petrográfico se realizó utilizando un microscopio de luz polarizada modelo Zeiss MC100 (Fig. 1.7), mediante el cual se analizaron 10 muestras, donde se estudió: el tamaño de grano, escogimiento, redondez, contactos, orientación de granos, porosidad, madurez textural, composición general (siliciclásticos, ortoquímicos o aloquímicos), procesos diagenéticos presentes (procesos orgánicos, cementación, neomorfismo, reemplazamiento, compactación, presión-solución).

Además.

- Según el tamaño de grano, la clasificación de UDDEN (1914) – WENTWORTH (1922).
- Clasificación para rocas de mezclas de MOUNT, (1985).



Fig. 1.7 Microscopio petrográfico marca Zeiss

1.3.4 Fase de Oficina:

En esta última etapa se realizó la integración e interpretación de los datos obtenidos a partir de la geología de superficie junto a los estudios de la fase de laboratorio. En esta, se realizaron los siguientes pasos.

- Procesamiento e interpretación de los análisis faunales.
- Definición, análisis e interpretación de facies.
- Elaboración de la carta faunal.
- Evolución Paleoambiental.

1.3.4.1 Procesamiento e interpretación de los análisis faunales

Esta etapa se basa en la identificación de la fauna recogida a lo largo de las 59 muestras blandas tomadas, y a través del análisis estadístico de los datos morfológicos obtenidos a partir de las muestras pertenecientes a las dos secciones estudiadas. Una vez realizados los análisis estadísticos, se procedió a interpretar los mismos. Estadísticamente los datos fueron analizados con el programa MVSP. Con este *software* fue posible realizar los diagramas de árbol o dendogramas de los datos obtenidos.

1.3.4.2 Definición, análisis e interpretación de facies

Durante esta etapa se definieron biofacies, unidades estratigráficas y microfacies características de las dos secciones pertenecientes al área de estudio en base a la morfología, litología y conjuntos faunales.

1.3.4.3 Evolución Paleoambiental

Una vez ya definidas y analizadas las secciones de estudio, se realizó la asociación de las mismas para la posterior interpretación de ambientes de depositación de manera cronológica, integrando aquí todos los factores observados en las secciones estudiadas.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 Análisis Cluster

El objetivo del análisis cluster es la comparación de objetos basándose en el valor teórico. Este análisis se caracteriza como descriptivo, atórico y no inferencial. El análisis cluster no tiene bases estadísticas sobre las cuales deducir inferencias para una población a partir de una muestra. Por consiguiente, la solución cluster es dependiente de las variables utilizadas como base para las medidas de similitud. La adición o destrucción de variables puede tener un impacto substancial sobre la solución resultante (Hair *et al.*, 1999).

En la parte inferior del gráfico se disponen los n elementos iniciales.

Las uniones entre elementos se indican por tres líneas rectas (Fig. 2.1). Dos dirigidas a los elementos que se unen, y que son perpendiculares al eje de los elementos, y una paralela a este eje, que se sitúa al nivel en que se unen.

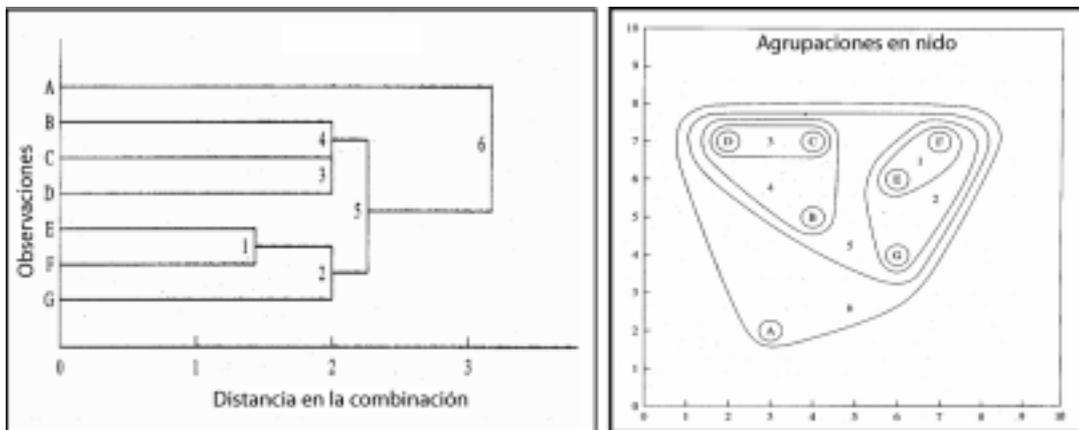


Fig # 2.1 Representaciones gráficas del proceso aglomerativo jerárquico

El proceso se repite hasta que todos los elementos están conectados por líneas rectas. Si se corta el dendograma a un nivel de distancia dado, se obtendrá una

clasificación del número de grupos existentes a ese nivel y los elementos que los forman.

Dada una matriz de distancias o similitudes se desea clasificar los elementos en una jerarquía. Los algoritmos existentes funcionan de manera que los elementos son sucesivamente asignados a los grupos. Los algoritmos son de dos tipos:

De aglomeración: Parten de los elementos individuales y los van agregando en grupos. Estos son los más utilizados y requieren menos tiempo de cálculo

De división: Parten del conjunto de elementos y lo van dividiendo sucesivamente hasta llegar a los elementos individuales.

2.2 Orden Foraminifera

Los foraminíferos son un orden perteneciente al reino protista, Phylum Sarcodina y Clase Rizopoda. Son organismos unicelulares con un protoplasma el cual se divide en una capa exterior clara (ectoplasma) y una capa interior oscura y coloreada (endoplasma). El ectoplasma rodea la concha y da origen a unos pseudópodos que pueden ser firmes o ramosos. Estos, sirven para atrapar nutrientes, expeler restos, anclajes etc. El endoplasma está dentro de la concha y contiene un núcleo y vacuolas. Se han encontrado células de algas simbiotes en el endoplasma de especies de aguas someras (Padrón, inédito).

Su alimentación incluye bacterias, diatomeas y otros protistas, además de pequeños crustáceos, moluscos, nemátodos y larvas de otros invertebrados.

2.2.1 Morfología de la concha

Una característica importante para la clasificación taxonómica de una especie de orden foraminífera es la composición de la concha, y para esta existen tres tipos de pared:

- **Orgánicas:** Las conchas orgánicas pertenecen al suborden Allogromiina, el cual es delgada, no rígida, de material proteínico o

pseudoquitinoso denominado tectina. Esta no se preserva en el registro fósil.

- Aglutinadas: Están dominadas por el suborden Textulariina. En estas la materia orgánica y la mineral están juntas por un cemento orgánico, calcáreo o de óxidos de hierro. Los granos son comúnmente seleccionados por tamaño, textura o composición.
- Calcáreas: Estas son las más abundantes y pertenece a tres subórdenes, cada una con diferente estructura de pared: Miliolina, Fusulinina y Rotaliina. Las conchas aporcelanadas de los primeros, están compuestas por agujas de calcita con un alto contenido en Mg, con arreglo aleatorio a lo largo de toda la concha, pero la superficie exterior posee una disposición en forma vertical u horizontal. Las conchas del orden Fusulinina están conformados por diminutos gránulos de calcita, los cuales pueden estar arreglados al azar o perpendicularmente a la superficie de la concha, mientras que la concha del suborden Rotaliina posee conchas hialinas, conformadas por cristales de calcita cuyos ejes c pueden estar perpendiculares a la superficie de la concha (radiales) o de manera oblicua o aleatoria a la superficie de la concha (granulares). La generación de cámaras en los foraminíferos puede ser individual (unilocular) o de dos o más cámaras (multilocular).

Los diferentes modos resaltantes de enrollamiento en los foraminíferos multiloculares se considera por Lipps (1975) en Haynes (1981) como relacionado a diferentes estrategias de alimentación. Esto se debe a hábitos de alimentación que afectan el desenvolvimiento de los pseudópodos y puedan dictar la estructura de la concha. Lipps distinguió 4 grupos principales:

Alimentadores de suspensión. Tubulares, erectos, comúnmente formas branqueadas encajados al piso oceánico o embebido al substrato, desprendiendo sus

pseudópodos en la columna de agua. Son comunes en condiciones tranquilas como en las llanuras abisales.

Rebuscadores de detritos. Formas activas lenticulares en substratos suaves o en hierbas, con formas alongadas pasivamente, los cuales se alimentan cerca de la interfase agua/sedimento.

Herbívoros. Formas aplanadas que horadan sobre algas o varios substratos, con pseudópodos despleándose en todas direcciones.

Carnívoros. Formas activas o pasivas con diversas morfologías, los cuales extienden sus pseudópodos en sedimentos para buscar comida. (Buchanan y Hedley, 1960).

Los organismos tubulares ocurren en océanos profundos en ooze suaves, mientras que los géneros lenticulares, son adaptados a una alimentación detrítica. Este modo de enrollamiento es consistente con una vida activa como navegante en hierbas o en substratos suaves. La quilla periférica comúnmente desarrollada en formas lenticulares, puede ayudar a estabilizar la concha en substratos suaves.

Generos elongados, el cual Lipps supone como adaptado a depósitos pasivos donde se alimenta cerca de la interfase agua/sedimento. Los enrollamientos alongados y quinqueloculinos asociados a una estrategia de alimentación infaunal, permiten un movimiento bajo la superficie (Haynes, 1981).

2.2.2 Definición de microhábitat de foraminíferos.

Un atributo de estos organismos, es la consideración de la distribución vertical, para así evaluar las distintas categorías de microhábitat. (Jorisen *et al.*, 1995).

La principal distinción entre las características de microhábitat es entre organismos epifaunales e infaunales. El término epifaunal se reserva para organismos que viven en el tope del sedimento. Usualmente esto puede ser designado si la especie vive en los primeros 0,5cm. de sedimento (Buzas *et al.*, 1993 en Jorisen *et al.*, op cit.). Para esto, tendría un mejor significado el término infaunal profundo y somero.

Solo aquellas taxas que fueron descritas como poseedores de un microhábitat elevado (Lutze & Thiel, 1987) deben ser considerados como taxas reales epifaunales.

Sin embargo, el término infaunal se usa para describir especies que muestran un máximo de profundidad, por lo tanto, el término infaunal se usa para toda taxa que no muestra una clara preferencia por la posición de vida cercana a la superficie del sedimento.

2.2.3 Factores que controlan los microhábitat

Diversos factores fueron propuestos para explicar los microhábitat de foraminíferos bénticos, la más importante (Jorisen *et al.*, 1995) es la disponibilidad de comida, concentración de oxígeno, estabilidad del ecosistema, bioturbación, competencia y depredación.

Estos factores están cercanamente interrelacionados. Los factores controlantes en el substrato son: el flujo orgánico y el transporte de matriz orgánica desde la superficie hasta el fondo del océano. Por otro lado, el flujo provee de comida al ecosistema béntico, pero la remineralización de la matriz orgánica del piso oceánico consume oxígeno, reduce las concentraciones del fondo y del agua poral. La disponibilidad de comida, el cual puede ser considerado como una función del flujo de la matriz orgánica:

Una fuerte correlación entre el flujo orgánico y la densidad de foraminíferos fue sugerido por Altenbach & Sarthein (1989) en Jorisen *et al.* (1995), donde se observan algunas especies de foraminíferos con preferencia por partículas muy frescas de comida metabolizada, mientras otros toleran una matriz orgánica más refractaria. La matriz orgánica se concentra en la superficie del sedimento, mientras que profundo en los sedimentos, la matriz orgánica se incrementa refractariamente. Por esta razón, diferencias interespecíficas en la distribución vertical pueden reflejar diferencias en el comportamiento de los nutrientes.

Una entrada de comida (depósitos de fitodetrito) puede también afectar las características de microhábitats (corrientes de surgencia), desde las ventajas de un grupo de taxa epifaunal oportunística, el cual se beneficia de la alta abundancia y alta calidad de comida por una multiplicación rápida, y de esta manera causa una fauna con una fuerte dominancia de epifauna (Gooday, 1993 en Jorisen *et al.*, 1995)).

La bioturbación macrofaunal puede influenciar en las características de microhábitat, a través del transporte de comida y oxígeno hacia las capas más profundas. Por consiguiente, micro ambientes bien oxigenados con matriz orgánica metabolizada pueden ser creados en zonas anóxicas (Meyers et al., 1998 en Jorisen *et al.*, op cit.).

La influencia de otros parámetros biológicos, como la competencia y la depredación, son difíciles de inferir.

2.3 Trabajos previos

El estudio de las condiciones paleoecológicas durante la depositación de la Formación Cubagua ha sido estudiada por una serie de autores, por lo que a continuación se citan los principales trabajos realizados, haciéndose una breve síntesis de cada uno de ellos:

Dalton (1912): es uno de los primeros personajes en referenciar las rocas sedimentarias pertenecientes a Margarita, Cubagua y en lo que respecta a la localidad de Araya.

Senn (1940): en su cuadro de correlación coloca las capas de la Formación Cubagua estratigráficamente por encima de la Formación Santa Inés y las correlaciona con dudas con la Formación Ojo de Agua, con las lutitas de la Fm. Agua Salada en falcón Oriental, con la Fm. La Vela y con los conglomerados de Coro de Falcón Central. Además correlaciona esta, con las formaciones Talparo y Springvale de Trinidad Central.

Gonzalez De Juana (1947): utiliza el nombre de Formación Cubagua pero sin definirla. Establece esta formación en contacto discordante con el basamento metamórfico perteneciente a la Formación Manicuaire de edad mesozoica.

Kugler (1957): realiza una descripción de los primeros 70 m. de la Formación Cubagua en su localidad tipo. A partir de un informe privado, T.F. GRIMDALE (1941) proporciona una descripción litológica de la Fm. Cubagua basado en el pozo Cubagua N° 1 (cit. por P.J. Bermudez, 1966).

Bermudez y Fuenmayor (1964): en su trabajo “Consideraciones sobre los Sedimentos del Mioceno Medio al Reciente de las Costas Central y Oriental de Venezuela”, realiza una zonación bioestratigráfica en base al estudio de los foraminíferos pláncnicos.

Vignali (1965): divide a la Formación Cubagua en un Miembro inferior de composición arenosa llamado Cerro Verde, y un Miembro superior de composición margosa llamada Cerro Negro. Este asigna a dicha Formación una edad dentro del Mioceno Superior, además de definir a la Formación Barrigón (Edad Plioceno) en contacto discordante con la Formación Cubagua.

Bolli y Bermudez (1965) estudian la bioestratigrafía del Mioceno medio al Plioceno de la Formación Cubagua, basados en muestras del pozo Cubagua 1 de la isla Cubagua. Estos establecieron las siguientes zonas: *Gr. acostaensis*, *Gr. Dutertrei* / *Gs. obliquus extremus*, *Gr. margaritae* y *Gq. altispira altispira* / *Gr. crassaformis*.

Bermudez y Fueymayor (1966) realizan un estudio de Foraminíferos Bénticos en los pozos 1 y 2 de la isla de Cubagua, incluyendo información de algunas secciones superficiales de Araya, Cubagua y Margarita.

Bolli (1966) restringe las zonas estudiadas a la zona de *Gq. altispira altispira* y ubica la zona de *Gr. margaritae* en el Mioceno inferior.

Bolli y Bermudez (1969) en este trabajo se considera la zonación bioestratigráfica en base al estudio de los foraminíferos planctónicos de las formaciones del Terciario superior y Cuaternario que afloran a lo largo de la costa de Venezuela central

Sellier de Criveux y Bermudez (1972) definen un total de 4 superficies en el golfo de Santa Fé en Venezuela Oriental, a partir de la identificación de géneros y familias de individuos recientes

Burke (1981) plantea y explica los factores que influyen a microhábitats recientes a partir del estudio de foraminíferos bénticos en la plataforma de Ontong

Java. En el se establecen las asociaciones características en condiciones de oxigenación

Severin (1983) A través del análisis de morfotipos y estudio de variables canónicas, definió 3 biofacies basadas en variables de forma y enrollamiento de la concha.

Kitazato (1984) establece microhábitats recientes de foraminíferos béticos y los asocia como aplicables a estudios de conjuntos fósiles. En el plantea la formación de una capa flocculante y otra por debajo llamada capa histórica, donde observa migración de ciertos taxas debido a las condiciones favorecientes del medio.

Bernhard (1986) a partir de estudios de morfotipos define asociaciones y abundancia de estos, tomando en cuenta las condiciones de oxigenación o porcentaje de carbono orgánico del substrato.

Corliss y Chen (1988) a partir del estudio de la morfología de foraminíferos en el mar de Noruega, define patrones morfológicos asociados a profundidades y define el flujo orgánico como el factor paleoecológico predominante que lo controla.

Corliss y Fois (1991) define en su estudio del Golfo de México, niveles de profundidad a través del estudio de morfotipos y la asociación del contenido orgánico total como proporcional a la abundancia de especies infaunales, el cual son observados hasta los 1300 m. de profundidad.

Kahio (1991) establece morfologías de foraminíferos en base a las oxigenación del medio, definiendo la predominancia de formas cilíndricas para condiciones disóxicas, mientras que formas biconvexas y plano-convexas son típicas de condiciones oxigenadas.

Padron (1992): Estudia las secuencias Neógenas en el nororiente de Venezuela, donde a partir de un análisis sedimentológico y bioestratigráfico, define una evolución paleoambiental y redefine, a partir de la fauna, la edad de las unidades que afloran en la región.

Jorissen, Stigter y Windmark (1995) definen un simple modelo conceptual para explicar las condiciones ecológicas y los factores que controlan dicha interacción y a que profundidades predomina.

Browning, Millar y Olsson (1997) a partir de su estudio en la plataforma costera de New Jersey, definen un total de 7 biofacies basado en asociaciones taxonómicas, y su subsecuente modelo ambiental para el Eoceno.

Zapata (1998): Realiza un estudio petrográfico de las distintas secuencias de las formaciones Cubagua, Coche y La Tortuga y define siete (7) facies carbonáticas a partir de dichos análisis.

Wilson (2003) Establece a partir de asociaciones faunales la paleobatimetría de la Fm. Brasso en la isla de Trinidad estimaciones tomadas a partir de la abundancia de formas pláncicas

Mendes, Gonzalez, Dias, Loba y Martins (2004) explican los factores que influyen la distribución de foraminíferos béticos en la plataforma de Gardiana en Portugal, donde reportan la presencia de conjuntos anóxicos y profundos en plataforma y lo define como producido por corrientes de surgencia.

CAPÍTULO III

GEOLOGÍA REGIONAL

3.1 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

3.1.1 Geodinámica del Caribe

El origen y la tectónica del noreste de Sudamérica y de las cuencas costafuera, está controlada por la evolución de la placa del Caribe, la cual se considera alóctona (Speed, 1985; Pindell & Barret, 1990; Erlich & Barret, 1990; Pindell & Kennan, 2001).

Avé Lallemant (1990, en Ysaccis, 1997), propone que en la zona este de Venezuela, el límite Caribe - Sudamérica consiste en cuatro terrenos tectonoestratigráficos: 1) el arco de islas volcánico de las antillas Neerlandesas, 2) el terreno Margarita, un complejo de subducción o terreno “Forearc” caracterizado por rocas metamórficas con alta relación P/T, 3) el cinturón de la Cordillera de la Costa, el cual consiste en rocas metamórficas de intermedia a baja relación P/T, cuyo protolito proviene del margen continental pasivo, y 4) y los pliegues de la Serranía del Interior (Fig. 3.1).

Ysaccis & Audemard (2000) y Avé Lallemant, (1990) plantean que la zona límite entre las placas Caribe - Sudamérica al este de Venezuela, está definida por una región transicional de ancho considerable (350 km aproximadamente), constituida por corteza oceánica y continental, limitados por fallas extensionales y transformantes. Para esto, los autores mencionados plantearon el modelo llamado “Orógeno en Flotación” (Orogenic Float), definido por Oldow *et al.* (1989) en Avé Lallemant, (1990), para explicar la deformación por compresión, transpresión, transtensión y balance litosférico en un marco tectónico regional de subducción oblicua. En la región este de Venezuela, el sistema planteado estaría comprendido entre el cinturón plegado de la Blanquilla al norte y la Serranía del Interior al sur.

La evolución geológica de la región del Caribe comienza a partir del Jurásico con la etapa de rifting, en la cual se inicia el rompimiento continental entre

Sudamérica y el bloque de Yucatán, generando la subsidencia del margen norte de la primera y el desarrollo de un margen de extensión pasivo que originó a Proto-Caribe (Pindell *et al.*, 1988 y Stephan *et al.*, 1990).

Para el **Jurásico Tardío – Cretácico Temprano (140 M.a.)**, al oeste de Sudamérica, Pindell & Barret (1990) y Erlich & Barret, (1990) sugieren un arco de islas ancestral de las Antillas Mayores ubicado al este del Pacífico, donde se inició un margen divergente entre dicha península y Sudamérica por la continua separación entre el Norte y Sudamérica (Pindell *et al.*, 1988).

Para el **Barremiense – Aptiense (125 M.a.)** ocurre un cambio en la dirección de migración de noreste a sureste del arco volcánico de las Antillas Mayores, desarrollándose un límite convergente al oeste de Sudamérica (Ostos, 1990). Se propone para este tiempo, la formación del Grupo Villa de Cura, el cual representa una pieza del arco de Aves que fue obductado en el noroeste de Sudamérica (representado por la Cordillera de la Costa y parte del “Bloque Margarita”).

Hasta el **Cretácico Medio - Tardío (95 M.a.)**, al noreste de Sudamérica se desarrolló una gran cuenca extensional de margen pasivo (Ostos, op cit.), hasta que el centro de expansión del proto-caribe comenzó a extinguirse y dicha placa alcanzó su máximo tamaño (Pindell *et al.*, 1988). Hacia el **Campaniense (84 M.a.)**, al oeste, el extremo sur del arco de islas colisionó con el extremo noroeste de Sudamérica (Stephan *et al.*, 1990; Ostos, 1990), y posteriormente se desarrollaron límites transformantes al norte y sur de la placa Caribe. Mientras tanto, esta continuó su deriva hacia el noreste. Para finales del Cretácico, el “Forebulge” de la placa Proto-Caribe, que para este tiempo se hallaba subductando bajo la placa Sudamericana, se encontraba en las actuales costas orientales venezolanas, creando una zona positiva que limitó la sedimentación posterior de las formaciones del Terciario (Pindell & Kennan, 2001).

Durante el **Paleoceno (56 - 70 M.a.)** (Ostos, 1990; Erlich & Barret, 1990), proponen un cambio en el desplazamiento relativo del Caribe, producto de una colisión oblicua y desplazamiento del “Bloque Margarita” (constituido por la actuales penínsulas de Paria y Araya, Cordillera de la Costa e islas del este del Caribe) sobre

Sudamérica. Los altos de La Blanquilla, Aves, Margarita, Los Testigos y Antillas Neerlandesas están emergidos y continúan así durante todo el Paleógeno, representando fuentes de aporte de sedimentos para las cuencas extensionales adyacentes.

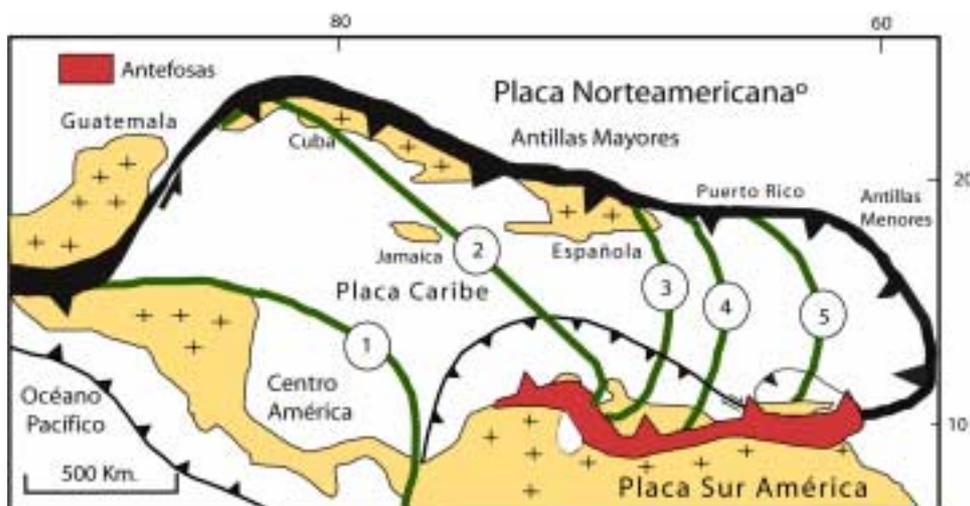


Fig. 3.1. Evolución geodinámica de la placa del Caribe. 1, Cetácico Tardío; 2, Paleoceno; 3, Eoceno; 4, Oligoceno; 5, Mioceno; 6, Mioceno Tardío-Reciente. (tomado y modificado de Lugo & Mann, 1995)

A partir del **Eoceno Temprano (58 M.a.)**, la separación entre Norte y Sudamérica quedó extinta (Pindell *et al.*, 1988) y como consecuencia de la colisión y migración de la placa Caribe, el oeste de Venezuela pasa a ser un margen activo donde se producen diversos efectos geológicos. Stephan *et al.*, (1990) y Pindell y Barret (1990), proponen para esta época el desarrollo de una cuenca “pull-apart” identificada como la fosa de Cayman, siendo esta, la responsable de los desplazamientos de fallas transcurrentes y el cambio a un desplazamiento en dirección sureste del Caribe. Al mismo tiempo, comienza la etapa “rift” intraplaca descrita por Ysaccis (1997), (Fig. 3.2) en un dominio retroarco, donde según Ostos, (1990) comienzan a generarse las cuencas intracaribe (episuturales) al norte de Venezuela, entre las cuales están Golfo Triste y Granada.

Producto de la colisión entre las placas Sudamérica y Caribe, comienza la transpresión en el occidente de Venezuela y se genera una rotación en sentido horario

de los bloques transpresionales en la zona límite este y sur de la placa Caribe y norte de Sudamérica, relacionado con el fallamiento en sentido dextral de Oca-San Sebastián-El Pilar entre ambas placas (Pindell *et al.*, 1988; Ostos, 1990).

En el **Eoceno Tardío (40 M.a.)** continua el emplazamiento de los terrenos transpresionales a lo largo del margen norte de Sudamérica (Pindell *et al.*, 1988; Pindell & Barret, 1990; Ostos, 1990 y Stephan *et al.*, 1990). El margen pasivo formado durante el Cretácico se transforma en un frente de corrimientos y cuencas antepaís asociadas, causando la migración del “Foredeep” y desarrollo diacrónico en sentido oeste-este de depósitos tipo “flysh” adyacentes al margen (formaciones Matatere y Guárico).

Ysaccis (1997) define para este momento el inicio de un régimen de Rifting a lo largo del todo el noreste de Venezuela, el cual culmina en el Mioceno Temprano. La fase de “rift” en el área de de Cariaco ocurrió durante el Eoceno – Mioceno Temprano (Fig. 3.3).



Fig. 3.2. Sistemas de fallas y cuencas principales para el Eoceno Temprano (tomado y modificado de Ysaccis, 1997).

Durante el **Eoceno Tardío – Oligoceno Temprano (35 M.a.)** Se genera un patrón regresivo a lo largo del margen norte de Sudamérica. La trinchera del Caribe y prisma de acreción han empezado a emplazarse sobre la zona de la Serranía del Interior, acrecionando las penínsulas de Araya y Paria y el “Northern Range” (Trinidad) (Pindell & Kennan, 2001).

El primer indicador de colisión en esta zona, es la discordancia del Eoceno Tardío en la plataforma del este de Venezuela, que probablemente representa el paso del “bulge” debido a la carga de la litósfera por la colisión del arco (Speed, 1985 y Pindell & Kennan, 2001).

La falla de Margarita divide la cuenca La Blanquilla, comienza a observarse la paleofosa Cariaco y se acentúan los rasgos estructurales de extensión paleógena dentro de la placa Caribe (Ysaccis, 1997).

Stephan *et al.* (1990) caracteriza el comienzo del Oligoceno, como un período de quietud tectónica alrededor del Caribe o una disminución en el movimiento de la región caribeña. Esta quietud corresponde a la interrupción temporal del volcanismo relacionado a la subducción de la corteza Atlántica bajo las Antillas Menores.

Ysaccis (1997), establece para entre el Oligoceno y Mioceno Temprano un régimen de Inversión, el cual en la cuenca de Carúpano (Subcuenca Caracolito y alto de Patao) se caracteriza por la inversión de estructuras extensionales tempranas; la inversión tectónica de esta cuenca, se debe a fuerzas compresionales relacionadas a la convergencia oblicua ONO- ESE entre el Caribe y la placa Sudamericana.



Fig. 3.3. Sistemas de fallas y cuencas principales para el Eoceno Tardío - Oligoceno Temprano (tomado y modificado de Ysaccis, 1997).

Para el **Oligoceno Tardío (30 M.a.)** el frente de deformación del Caribe alcanza la zona de la actual península Araya y Paria y posteriormente a la isla

Trinidad. El fallamiento destral a lo largo del borde norte de Sudamérica (Boconó – San Sebastián – El Pilar) genera las cuencas “pull-apart” de Falcón, Bonaire y la Baja Guajira al noreste de Venezuela (Ostos, 1990).

Para el **Mioceno Temprano (24 M.a.)**, el interior de la placa Caribe se encontraba dominado por una fase transpresiva, donde ocurre la inversión de estructuras extensionales preexistentes, tales como fallas normales en la cuenca La Blanquilla y Caracolito (Ysaccis, 1997).

Pindell & Kennan (2001), plantean para este tiempo, un cambio en el azimuth de la región del Caribe, lo cual produjo el mayor cambio en el estilo tectónico del desarrollo en el sureste de la región del Caribe.

Mioceno Temprano – Medio? (17 M.a.) ocurre en la región sur de la cuenca Tuy-Cariaco, el emplazamiento de bloques ígneo-metamórficos de la cuenca antepaís, lo cual puede ser contemporáneo con el inicio del “foredeep” de Maturín y la deformación de la Serranía del Interior (Chevalier *et al.*, 1995 en Ysaccis, 1997).

Durante el Mioceno medio, en la zona más al sur de Cariaco, se emplaza el terreno ígneo-metamórfico en el tope del “Foreland”. Esto puede ser contemporáneo con el principio del llamado “Foredeep” de Maturín (Mioceno Temprano) y con la deformación de la Serranía del Interior (Mioceno Medio) (Chevalier *et al.*, 1995 en Ysaccis, 1997).

Ysaccis (1997), propone la deformación del Mioceno como el tiempo donde ocurrieron los rasgos compresionales característicos de la zona de Cariaco.

Al norte, las cuencas Tuy-Cariaco, La Blanquilla y áreas circundantes son sometidas a un marco transpresivo durante el Mioceno temprano – Medio, el cual genera un plegamiento de los depósitos sedimentarios previos y emplazamiento de secuencias eocenas y cretácicas sobre la isla de Margarita, lo cual, según Speed (1985) y Pindell & Barret (1990), ocurre a comienzos del Neógeno y finaliza antes de la sedimentación de la Formación Cubagua.

Durante el **Mioceno Medio - Tardío (11 M.a.)** el “Forebulge” del Caribe ha migrado lo suficiente al sur, y una porción del prisma de acresión emplazada para el

Oligoceno, culminando la deformación de la Serranía del interior. Mucho del orógeno de la Serranía estuvo expuesto para ese momento (Pindell & Kennan, 2001).

El origen de las fallas de Urica, San Francisco y Los Bajos, engloba traslación post-Oligocena del “Bloque Margarita”, causada posiblemente por la migración de esfuerzos a lo largo del límite de placas como ramales producto del cambio de esfuerzos en la zona de fallas de El Pilar. En este mismo tiempo se asume la formación de la cuenca de Paria (Erlich & Barret, 1990).

Patrones estructurales sugieren un cambio en las condiciones dinámicas de una transpresión orientada ONO-ESE durante el Mioceno Medio a una componente distal prevaleciente con orientación este-oeste desde el Mioceno Tardío. Producto de esto, Ysaccis (1997) caracteriza para el Mioceno medio una fase de relleno caracterizado por un período de quietud tectónica, el cual en muchos lugares condujo a las casi uniformidad del espesor de los estratos. Gran parte del área fue cubierta con sedimentos depositados en un ambiente batial. Data batimétrica de los pozos perforados en la cuenca de Carúpano, indican una profundidad máxima de aguas en este tiempo (Ysaccis, 1997).

Un aumento en el nivel del mar en el orden de 100 m. podría estar relacionado con esta profundización, el cual es consistente con el levantamiento mundial registrado para finales del Mioceno temprano - Mioceno medio (Haq *et al.*, 1986), pero no puede adecuarse a explicar la repentina profundización de la cuenca a profundidades batiales.

Del **Mioceno Tardío al Reciente**, el cinturón de deformación al sur del Caribe continúa activo, evidenciado por la deformación de sedimentos neógenos y por la actividad de las fallas de Boconó, Santa Marta y San Sebastián. De igual manera, se encuentran completamente formados la Serranía del Interior, sistema de Cordillera de la Costa, península Araya-Paria y las cuencas costafuera de Venezuela.

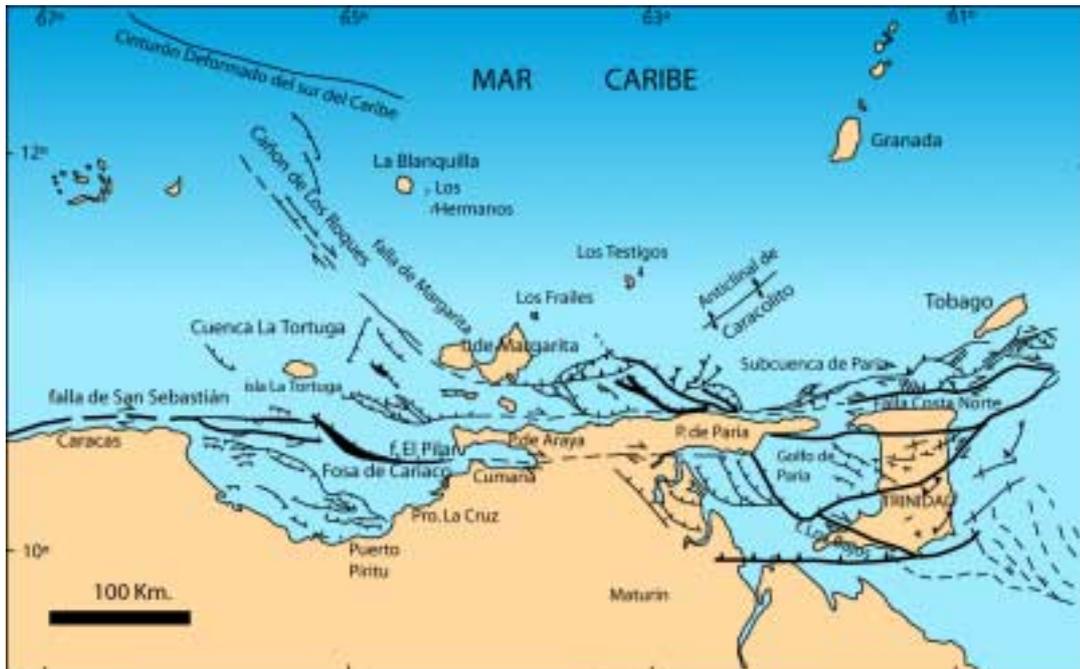


Fig. 3.4. Sistemas de fallas y cuencas principales para el Mioceno Tardío (tomado y modificado de Ysacis, 1997).

En la cuenca Tuy-Cariaco, el sistema de fallas de Coche – La Tortuga es transtensivo (con el flanco norte deprimido); presenta (Fig. 3.4) una orientación noroeste-sureste en la parte oeste y este-oeste hacia la parte este. Este sistema, en conjunto con la falla de Margarita, genera hacia el norte de la cuenca Tuy – Cariaco una fase de régimen transtensivo, que para el Plio-Pleistoceno limitan la subcuenca “Pull-Apart” Tuy-Cariaco Norte (Ysacis, 1997)

Del Mioceno Tardío al Reciente, la región caribeña está controlada por fallas con tendencias este-oeste de tipo transcurrente dextral, caracterizada por distensión-partición (strain-partitioning). Este régimen presenta un dominio transpresional al norte de las costas venezolanas.

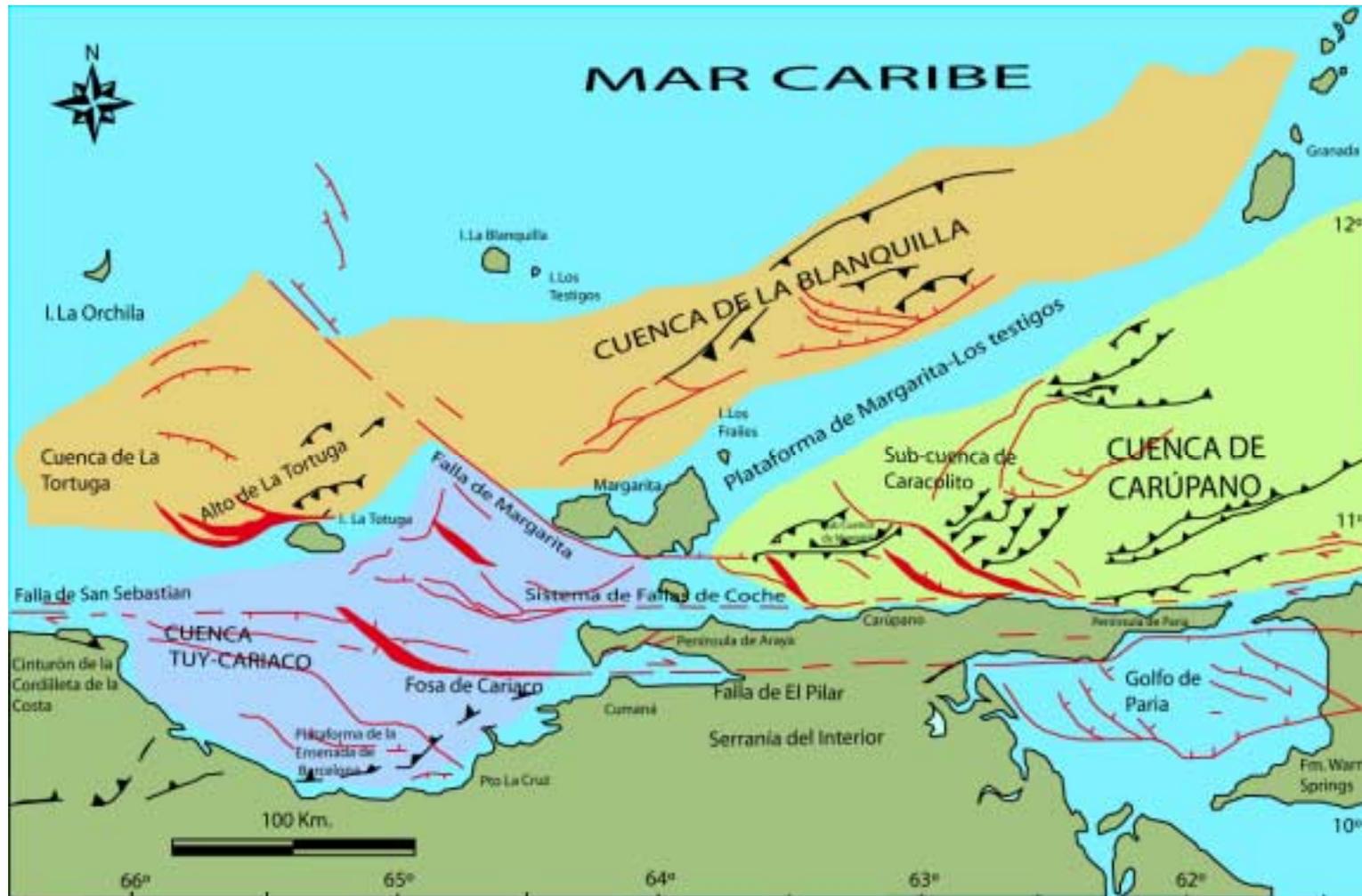


Fig. 3.6. Principales cuencas en la zona costafuera de Venezuela (tomado y modificado de Ysaccis, 1997)

3.1.2 Evolución estructural de la Península de Araya

El origen de la península de Araya ha sido planteado por diversos autores (Schubert, 1969; Speed, 1985; Erlich & Barret, 1990 y Avé Lallemant, 1990), quienes mantienen la idea que las rocas ígneo-metamórficas que componen la península, son de edad Mesozoica y su metamorfismo es producto del movimiento de la placa Caribe hacia el este. Sobre esta zona han ocurrido una variedad de procesos que han determinado la configuración geológica actual de la península de Araya.

3.1.2.1 Elementos estructurales

Schubert (1969), Vignali (1965) y Giraldo y Beltran (1988), reconocen en la península de Araya un fallamiento en dirección ENE-OSO, el cual afecta el basamento metamórfico y la cobertera sedimentaria. De norte a sur las principales fallas cuaternarias que afectan las rocas sedimentarias de Araya son (fig. 3.7): la falla de El Rincón (NE-SO) “probablemente sinistral”, la falla de Guaranache (NE-SO), “sinistral, aunque Macsotay (1977) la define como un graben”, la falla de Tacarigua (ENE-OSO) “probablemente sinistral” y la falla de Laguna Grande (ENE-OSO) “sinistral”.

Las rocas sedimentarias que afloran en la parte occidental de la península de Araya tienen como característica fundamental un buzamiento sumamente bajo del orden de los 5° - 12°, algunas veces completamente horizontal. Dichos buzamientos son producto de una deformación tectónica que afecta la secuencia sedimentaria en Araya, caracterizada por una serie de pliegues suaves de orientación variable entre N40°E y N80°E. (Vignali, 1965).

Por otra parte, Giraldo y Beltran (op cit.) proponen que los estratos ya mencionados se encuentran basculados dando la impresión de un sistema de anticlinales y sinclinales en la secuencia sedimentaria de Araya producto de una importante deformación tectónica de edad Plio-Pleistocena, la cual se caracteriza principalmente por un fallamiento transcurrente de dirección NE-SO a ENE-OSO.

Macsoy (1973) define sobre la península de Araya, un bloque de rocas metamórficas mesozoicas cubiertas localmente por sedimentos plegados del Mioceno superior a Pleistoceno llamado “Horst de Araya”.

En lo que respecta a las rocas de la Formación Manicuare, presentan una foliación y con una orientación promedio de N73°O 26°N. En la parte sur de la península se observan pliegues disarmónicos en los esquistos, al igual que numerosos ejemplos de pequeños corrimientos hacia el sureste en los pliegues más cerrados. (Schubert, 1972)

Las rocas de la Formación Laguna Chica que se extienden al sureste desde Punta Salazar hasta El Maguey muestran foliaciones con un promedio de orientación de N40°E 55°N. Los pliegues poco numerosos, se encuentran intensamente deformados siendo aproximadamente isoclinales y con vergencia sureste.



Fig.3.7. Mapa geológico de la península de Araya: Verde: rocas metamórficas sin diferencia, Amarillo Sedimentarias Terciarias y Blanco: Aluvión

Las rocas conformadas por los afloramientos de la Formación Carúpano, presentan principalmente esquistos con planos de foliación, cuya orientación

promedio es N50°E 50°N. La secuencia se encuentra intensamente plegada. Los cuales son aproximadamente isoclinales, con vergencia sureste y noroeste. La existencia y localización de los ejes indica la existencia de un anticlinoide regional que abarca la sierra central de la península. (Schubert, 1972).

La zona de afloramiento de la Formación Tunapui, representa una foliación orientada aproximadamente N12°E, 25°N. Con respecto a los pliegues, éstos poseen un rumbo noreste y sus planos axiales buzan hacia el noroeste.

3.1.2.2 Evolución tectónica y composición del basamento metamórfico

El origen de la península de Araya y su núcleo ígneo-metamórfico que representa actualmente el basamento está ligado al movimiento relativo de la placa Caribe hacia el este, el cual ha sido discutido por diversos autores (Pindell *et al.*, 1988; Erlich & Barret, 1990 y Pindell & Barret, 1990; Avé Lallemant, 1990) quienes postulan una evolución geodinámica compleja desde el Mesozoico al Reciente.

En la Cordillera de la Costa de Venezuela, los sedimentos del Grupo Caracas fueron subsecuentemente levantados por la falla de San Sebastián, entre otras. (Schubert, 1969 y Ostos, 1990), y separan a Villa de Cura de la corteza Caribe y otros cuerpos oceánicos a lo largo de la costa.

Schubert (1972) señala que la Cordillera de Araya-Paria estuvo originalmente (durante el Cretácico) al norte de la Cordillera de la Costa, y alcanzó su posición actual mediante movimientos transcurrentes dextrales a lo largo de la falla de El Pilar. Esto implica que las rocas provenientes de la cordillera Araya-Paria son equivalentes a las del Grupo Caracas (fig. 3.8). Dichas rocas representan un ciclo sedimentario iniciado en el Jurásico-Cretácico Inferior con sedimentos terrígenos probablemente derivados del escudo de Guayana, cuyo límite estaba más al norte que en el presente. El metamorfismo de estas rocas probablemente comenzó en el Cretácico superior, posiblemente asociado a un gradiente geotermal anómalo y más elevado (Oxburgh, 1966 en Schubert, 1969). Posteriormente se produjo el levantamiento de la región y corrimiento hacia el sur, evidenciado por el transporte tectónico norte-noroeste dominante en Araya.

Speed (1985), señala que a partir de los estudios gravimétricos, podría interpretarse un bloque con semejanzas litológicas desde la península de Araya a la isla de Tobago, llamado “terreno Araya- Tobago”, propuesto como perteneciente a la zona de “forearc” con vergencia SSE perteneciente a las antillas menores, que fue emplazado sobre el continente desde mediados del Terciario hasta el Reciente.

El metamorfismo se debe al calentamiento del basamento, por el emplazamiento en la cuenca “Forearc” durante la colisión y acresión con el continente. Su protolito se deriva de sedimentos (Mesozoicos-Cenozoicos) provenientes de la cuenca atlántica que afronta el norte de Sudamérica (alto continental, talud y plataforma externa).

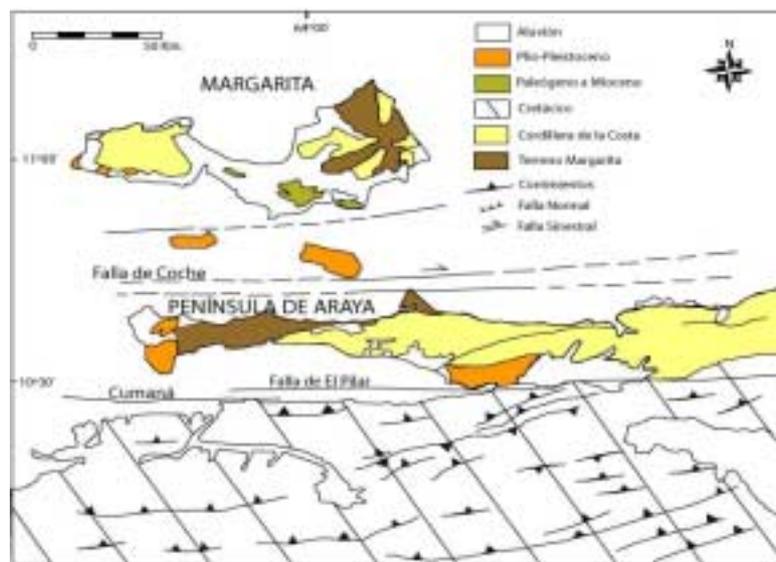


Fig. 3.8. Mapa geológico de la zona noreste de Venezuela (tomado y modificado de Avé Lallemand, 1990)

Según Erlich & Barret (1990), el origen de la península de Araya se encuentra estrechamente relacionado con la Cordillera de la Costa, evidenciado por las semejanzas en las rocas metamórficas, metasedimentarias y metavolcánicas de ambas regiones, definiendo un bloque que engloba diversas zonas (Tobago, Margarita, Araya-Paria y el “Northern Range” de Trinidad) conocido como “Terreno Margarita”.

Dicho terreno fue emplazado en el Paleoceno, a partir de un cambio relativo del movimiento de la región caribeña (causado posiblemente por la fosa de Cayman) sobre la región nor-central de Venezuela, originando así la Cordillera de la Costa.

El desplazamiento dextral continuo de la placa Caribe, causó el posterior fracturamiento y traslación de parte del bloque Margarita durante el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano. Una segunda convergencia de este bloque, nuevamente sobre el margen noreste de Sudamérica (Erlich & Barret, 1990; Pindell & Barret, 1990), causó compresión y transpresión de este bloque, posiblemente originando el plegamiento de la Serranía del Interior y llevando a sus actuales posiciones a las penínsulas de Araya- Paria, Margarita y el “Northern Range” de Trinidad.

Avé Lallemant (1990), a partir de la identificación de cinco generaciones de pliegues, describió la evolución de la península de Araya, la cual se inicia hace 80 Ma. con un aumento en la oblicuidad causando el estiramiento del arco volcánico que provenía del noroeste. Dicho arco se encontraba conformado por el alto de Aves y las Antillas Neerlandesas, originándose a partir de este régimen las primeras tres generaciones de pliegues de manera *synmetamórfica* y progresiva. Posteriormente, entre 50 y 65 Ma., el alto de Aves colisionó con la plataforma de Bahamas y la placa Caribe empezó a desplazarse hacia el este con respecto a Sudamérica. Los terrenos de Margarita y Cordillera de la Costa son emplazados sobre la placa Sudamericana, los cuales son ubicados bajo un régimen transpresivo. En este régimen la cuarta generación de pliegues fue originada. Esta generación precede al origen de la secuencia Pliocena depositada en la península.

La composición del basamento está basada inicialmente por la Formación Manicuare, la cual se extiende en forma de una faja de aproximadamente 3 a 5 Km. de ancho, en dirección este-noreste, entre las poblaciones de Araya y Chacopata, y desde la costa norte de la península de Araya, hasta Manicuare en la costa sur, parcialmente limitada por la falla de Salazar. El metamorfismo en la Formación de Manicuare consiste en esquistos cuarzo-micáceos (70%), frecuentemente granatíferos (almandino) y/o epidóticos, con abundantes intercalaciones de cuarcitas (29%) y

algunas bandas de esquistos anfibólicos (tremolita-actinolita), mármol y gneis. La edad de esta formación es desconocida (Avé Lallemand, 1990).

El único contacto con otra unidad metamórfica es con la Formación Laguna Chica, el cual es de falla. El contacto con la secuencia sedimentaria de la Formación Cubagua en la parte occidental de la península de Araya, es discordante (Vignali, 1965).

La Formación Laguna Chica se extiende en forma de una franja angosta de 1 a 3 km. de ancho en dirección este-noreste entre Punta Salazar (costa suroccidental) y El Maguey (al este de Chacopata, costa norte), península de Araya. Dicha unidad consiste de cuarcita, esquistos cloríticos, esquistos anfibólicos y sepiñinita. Vierbuchen (1984) lo propone como Cretácico inferior (Barremiense), edad basada en similitudes litológicas con rocas datadas al este de la península.

Los contactos con otras unidades metamórficas de la península de Araya son de falla. La Falla de Salazar separa la Formación Laguna Chica, de la Formación Manicuare, y la falla de Laguna Grande de la Formación Carúpano. Estas rocas sugieren que originalmente fueron parte de una secuencia de lutitas con algunas intercalaciones de arenisca de grano fino y margas. Esto podría representar un ambiente marino de aguas profundas, con algunos aportes de arena. El metamorfismo pertenece a la facies del esquisto verde (CIEN, 2004).

La Formación Carúpano aflora al oeste de Carúpano desde donde disminuye progresivamente hacia el este; entre San Juan de las Galdonas y San Juan de Unare. Dicha unidad según el CIEN (2004), consiste de filitas calcáreas, mármol gris oscuro, esquistos micáceos calcáreos y microconglomerados, filitas calcáreas y grafitosas, lentes de calizas delgadas y grafitosas. Vierbuchen (1984) lo propuso como una variación lateral equivalente Albiense/Aptiense de la Formación Tunapui.

El contacto entre los complejos Carúpano y Laguna Chica es de falla, y se extiende desde punta Salazar hasta Guayacán. El contacto con la Formación Tunapui en la península de Araya es poco visible. El grado metamórfico de esta unidad es menor (facies de los esquistos verdes), excepto por el esquisto glaucofanítico reportado por Bellizia (1986).

La Formación Tunapui se define en la zona expuesta en la quebrada Tunapui según Seijas (1972) en CIEN (2004). Según Avé Lallemant (1990), como una secuencia de esquistos cuarzo-micáceos, micáceo-calcáreo-grafitosos, filitas, metaconglomerados, cuarcitas y calizas cristalinas. Las condiciones sedimentarias que dieron lugar a las rocas de este complejo fueron variables, lo cual induce a postular una cuenca con movimientos oscilatorios frecuentes (Seijas, 1972 en el CIEN 2004).

3.1. 2.3 Evolución tectónica y estratigrafía de la secuencia sedimentaria

Para el Mioceno Temprano – medio a lo largo del noreste de Venezuela ocurrió una fase de inversión (tabla 3.1) que generó el levantamiento previo de distintas estructuras, para luego alzar la península de Araya previamente emplazada. Schubert (1972), deduce que por lo menos existen dos tipos de deformación en las rocas que componen dicha península: uno más antiguo, caracterizándose por fallamiento en dirección norte-noreste a sur-sureste y otro más joven, representado por fallas longitudinales de rumbo este-noreste con movimientos verticales y transcurrentes. Esto se evidencia a partir del estudio de fotografía aérea y de geología de campo.

Este fallamiento más antiguo cuyo rumbo aproximado es NE-SO, se propone como una representación a menor escala del régimen imperante para esta época, donde ocurrió el levantamiento del bloque metamórfico (Schubert, 1972).

Avé Lallemant (1990) en su trabajo reconoció una cuarta generación de pliegues D2 claramente postmetamórfica con una vergencia sureste y buzamientos del plano axial con tendencia noroeste. El evento D2 según este autor precede la depositación de las rocas Pliocenas en la península de Araya. Dicho plegamiento ocurrió posiblemente debido al emplazamiento, contemporáneo al origen de la Serranía del Interior Oriental, donde se observa una concordancia cronológica con el levantamiento de la península.

Tabla 3.1. Cuadro de regímenes estructurales en el área de Cariaco (tomado y modificado de Ysaccis, 1997)

Geocronología		ENSENADA DE BARCELONA		FALLA EL PILAR	FOSA DE CARIACO	NORTE DE LA SUBCUENCA TUY-CARIACO		CUENCA LA BLANQUILLA
Edad	M.A	S	N			TCF	MF	
RECIENTE/PLBST	1,6	↑ LEVANTAMIENTO	TRANS-RENSIÓN	DESPLAZAMIENTO TRANSC. DEXTRAL	INVERSIÓN	TRANS- TENSION	↑	ARCO TRANS- PRESIONAL(?)
PLIOCENO	5,3							
MIOCENO MED-TARD	11,2	↑ LEVANTAMIENTO	TRANS- RENSIÓN	DESPLAZAMIENTO TRANSC. DEXTRAL	TRANS- TENSION MAYOR	SUBSIDENCIA	↑	INVERSIÓN
	16,6							
MIOCENO TEMPRANO	23,7			?	TRANS- TENSION MENOR	TRANS- TENSION MENOR		RIFTING

Para el Mioceno Tardío (Fig. 3.11), los mares transgresivos avanzaron lentamente hacia el este (zona *Gr. acostaensis* y *Gr. humerosa*), donde la sedimentación del Miembro Cerro Verde tenía lugar a una profundidad batial a nerítico medio (Padrón, 1992). Con la invasión de las aguas quedaron islotes expuestos donde no se observa sedimentación marina, como es el caso del cerro Las Cabras (composición metamórfica).

Gonzalez de Juana *et al.* (1980) puntualizan a la Formación Cubagua en la península de Araya como suprayacente de una sección conglomerática de 12 m. de espesor, en posición de discordancia angular sobre las rocas metamórficas. Padrón (1992) a diferencia, define estos conglomerados como suprayacentes a esta Formación relacionando este nivel con la Formación Coche.

Ysaccis (1997), plantea que para este momento existía un período de quietud tectónica a lo largo del noreste de Venezuela, el cual en muchos lugares condujo a las casi uniformidad del espesor de los estratos. Donde comienza la depositación de la Formación Cubagua.

El miembro inferior consiste en una depositación inicial en un ambiente marino de profundidades batiales, específicamente de aguas tropicales someras de

mar abierto, detrás de arrecifes CIEN (2004). Gonzalez de Juana *et al.* (1980) lo asocian a facies costero-litorales en el borde de la cuenca.

La litología característica del Miembro Cerro Verde, cuyo espesor aproximado es de 150m, consiste de lutitas grises con glauconita y abundantes nódulos de pirita acompañadas de limolitas grises con algunos intervalos arenosos interdigitados con clásticos más finos posiblemente transportados por corrientes de turbidez. Ocasionalmente aparecen en los clásticos más gruesos, componentes metamórficos y volcánicos (CIEN, 2004). Bermúdez (1966) define el miembro inferior de esta formación, como característico de areniscas de grano grueso a fino, color grisáceo pardo moteado en gris y amarillo, fácilmente deleznable. Hacia el oeste las capas se van haciendo de grano progresivamente más fino hasta las cercanías del castillo de Araya donde afloran lutitas margosas amarillentas.

Para el Plioceno Temprano, se observa una regresión reflejada por la estratigrafía de la Formación Cubagua, manifestada por una somerización de ambientes dentro de dicha unidad, observándose un cambio de arcilitas hacia la base (Miembro Cerro Verde).

El régimen estructural que controla la península de Araya para el Plioceno está dado por un régimen de inversión evidenciado en la cuenca Tuy-Cariaco (fig. 3.9). Este, junto al sistema de fallas de Coche – LaTortuga, (Ysaccis, 1997 y Pindell y Kennan, 2001) presenta un dominio transpresional al norte de las costas venezolanas, debidas al desencadenamiento Plioceno de la transpresión producto de la reducción (casi culminación?) del desplazamiento transcurrente de esta falla. Dicho fallamiento se postula como el causante de la generación del fallamiento este-oeste mencionado a lo largo de la zona occidental de la península de Araya.

Esta zona de falla constituye una zona transcurrente activa, con aproximadamente 10 km de desplazamiento en los últimos 1,6 M.a. del desplazamiento este-oeste entre la placa Caribe y Sudamérica (Algar y Pindell, 1993 en Pindell y Kennan, 2001). Éstas, según Schubert (1972), pertenecen al mismo sistema de fallas orientadas este-oeste de la falla de El Pilar y la falla al norte de la península.

Vignali (1965), define el Miembro Cerro Negro en contacto transicional con el Miembro Cerro Verde, caracterizado por un espesor de 33 m de limos arcillosos y arcillitas no calcáreas con espesores entre 4 y 6 m, con bases arenosas y abundante yeso secundario

El miembro superior de la Formación Cubagua se compone por aproximadamente 50 m de espesor, caracterizado 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, calizas bioclásticas interestratificadas con lutitas gris oliva masivas y laminares con glauconita, arcillas y limolitas grises. Como material accesorio hay cuarzo, lignito y pirita. El ambiente de sedimentación de esta unidad es nerítico interior a medio de plataforma abierta (CIEN, 2004). Bermúdez (1966) ubica este miembro en el cerro del mismo nombre, compuesto de margas calcáreas arenosas, areniscas muy limolíticas de grano fino y una caliza arenosa en la porción más alta.

Bermúdez (op cit.), correlacionó la parte superior de la Formación Cubagua con las formaciones Guatire, Tuy, Cumaná 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.

Hacia el sur de cerro Barrigón, en los cerros la Cantera, Cangrejero, La Cruz y punta La Caja, aflora solo el Miembro Cerro Negro, y está representado por limos arenosos calcáreos bioturbados con abundantes estructuras biogénicas del tipo *Gyrolithes* isp., sobre los cuales se desarrolla un nivel endurecido con *Lyropecten arnoldi* (Padrón, 1992), seguido por algas rojas y finalmente un conglomerado polimíctico con matriz de lodo carbonático.

En el cerro Pariche al noroeste de Manicuaire, según Padrón (1992) no aflora el Miembro Cerro Verde, observándose niveles calcáreos limo-arenosos con *Ophiomorpha nodosa* y niveles arcillosos con delgados horizontes de yeso contorsionado tipo “chicken wire”

Giraldo (1986) y Soulas *et al.* (1984) en Ysaccis (1997) y Giraldo & Beltran (1988), postulan un cambio del régimen tectónico (distensivo a compresivo) cerca del límite Plio-Pleistoceno, evidenciado por criterios microtectónicos y análisis de secciones sísmicas. Igualmente Pindell & Kennan (2001) plantean un régimen transpresivo Plio-Pleistoceno de gran magnitud observado en el “Central Range” en Trinidad. Bladier & Macsotay (1977) determinan direcciones de acortamiento cortical plio-cuaternarias alrededor del golfo de Cariaco, el cual se evidencia según Padrón (1992), por una sedimentación más somera a lo largo de la península hasta la completa emergencia y exposición que propician la subsiguiente erosión de la secuencia Neógena durante el resto del Pleistoceno.

Los bloques generados a partir del segundo patrón de fallamiento este-oeste a lo largo de la península, se encuentran basculados reflejando un sistema de anticlinales y sinclinales en la sección sedimentaria de Araya (Giraldo y Beltran, 1988 y Giraldo & Blanco 1988, Maloney (1966) y Ball *et al.* (1969) en Macsotay (1977), donde realizaron estudios geológicos en las islas y define estas fallas con un buzamiento probablemente alto o vertical, todas estas son rectilíneas y con un rumbo aproximadamente igual (N70° E). Schubert (1972), sugiere un movimiento de tipo transcurrente más reciente, posterior al funcionamiento vertical de éstas.

Discordante sobre los sedimentos de la Formación Cubagua y sobre rocas metamórficas del complejo Araya- Paria (Padrón, 1992), se encuentran 2 unidades de características litológicas diferentes (Fig. 3.11). La primera de ellas, llamada Formación Tortuga, de edad Pleistoceno Temprano a medio (Padrón, 1992), se constituye en su sección tipo en la isla de Tortuga (Patrick, 1959 en CIEN, 2004) por calcarenita con estratificación cruzada de origen eólico. El miembro superior, más antiguo, está formado por calizas bioclásticas porosas color crema, con un espesor de 2 m.. A pesar del alto grado de recristalización, se reconocen fragmentos de corales, Briozoarios, algas calcáreas, pelecípodos, foraminíferos y espinas de equinodermos.

Los granos de mayor tamaño están incrustados por algas calcáreas y contiene granos detríticos dispersos de cuarzo, hornblenda, y plagioclasa en el tamaño de limo (González de Juana, *et al.*, 1980). El miembro inferior, con un grado bajo de

recristalización, denominado Miembro Punta Piedras, se encuentra a 10 m. de altura y se compone de calizas arrecifales con predominio de espículas de equinodermos, algas calcáreas y cantos rodados angulares de calcita, en una matriz de calcita muy porosa de color blanco a crema.

Hacia la península de Araya, la Formación Tortuga, llamada también Formación Castillo de Araya (Vignali, 1965; Bermudez, 1966; y Macsotay & Moore, 1974). Vignali (1965) le asigna una edad Pleistoceno, mientras Bermúdez (1966) por su parte, describió y enumeró los fósiles de la terraza asignada al Plioceno.

Según el CIEN (2004) esta unidad, consiste en una coquina con predominio de material bioclástico de algas calcáreas y moluscos. La localidad tipo se compone de dos secciones: la inferior consta de una calcarenita cuarzosa y limosa de color blanco amarillento y generalmente bien compactada con fragmentos de algas calcáreas, briozoarios y fragmentos de conchas.

La sección superior está formada por una coquina conglomerática de color blanco caracterizada por algas calcáreas ramosas e incrustantes, conchas de moluscos enteras y fragmentadas, además de pequeñas colonias de coral (*Siderastrea radians*). En la base, se observa un conglomerado marino, lenticular, y frecuentes galerías tipo Domichnia.

La fauna fosilífera indica en la península de Araya un ambiente marino de aguas muy someras (2 a 4 m de profundidad), con una energía de oleaje moderada, que permitió el desarrollo de bancos calcáreos. En la línea de playa se desarrollaron facies de rocas de playa con incrustaciones de algas calcáreas, propias de una mayor energía de oleaje. Los corales desarrollaron pequeñas colonias aisladas, principalmente de *Siderastrea*, indicativo de oleaje moderado y profundidades muy someras, cercanas a la línea de playa (CIEN, 2004).

En el Plesitoceno medio, El patrón de fallamiento con orientación NNE-SSO y ENE-OSO (Fig. 3.10) originó el levantamiento y posterior transcurrancia de los distintos bloques que representan la topografía actual de la zona. Entre los bloques levantados está el cerro Barrigón, el cual se encuentra rodeado por la falla de Tacarigua (ladera norte) y Laguna Grande (ladera sur).

Hacia la ladera norte, son observadas una serie de terrazas con presencia de los mismos sedimentos conglomeráticos de la Formación Coche, representante de la segunda serie discordante (Fig. 3.11) constituida según Padrón (1992), por una alternancia de limos y conglomerados lenticulares de origen continental, que descansan hacia el este sobre basamento metamórfico, pero hacia el oeste sobre los sedimentos de los dos miembros que constituyen la Formación Cubagua, presentándose en este sentido una disminución en el tamaño de grano, pasando a areniscas con concha de pectínidos de pequeño tamaño. Vignali (1965) y Ascanio (1972) en Macsotay & Moore (1974), definen la unidad sedimentada en la península de Araya llamada Formación Barrigón, el cual fue considerada antiguamente como parte de las unidades litoestratigráficas sedimentadas en la península de Araya.

Los conglomerados se componen predominantemente de guijarros, peñas o peñones subangulares a subredondeados en los que predominan los de rocas ígneas y metamórficas, areniscas y menos frecuentemente ftanita y caliza en una matriz poco coherente de arcilla arenosa. Tanto los conglomerados como las ftanitas son ferruginosas.

En la península de Macanao, Graf (1972) en CIEN (2004) describe la secuencia como constituida por tres intervalos. El inferior de 20 m. de espesor, consta de conglomerados, arenas limosas y arcillosas y arcillas de origen fluvial que pasan transicionalmente a margas fosilíferas y capas de ostreas de 10 m. de espesor, que caracterizan el intervalo intermedio acuñado contra los contrafuertes montañosos. Su contacto superior se caracteriza por una transición corta a conglomerados y arcillas fluviales, que constituyen el tope de la sección en Macanao.

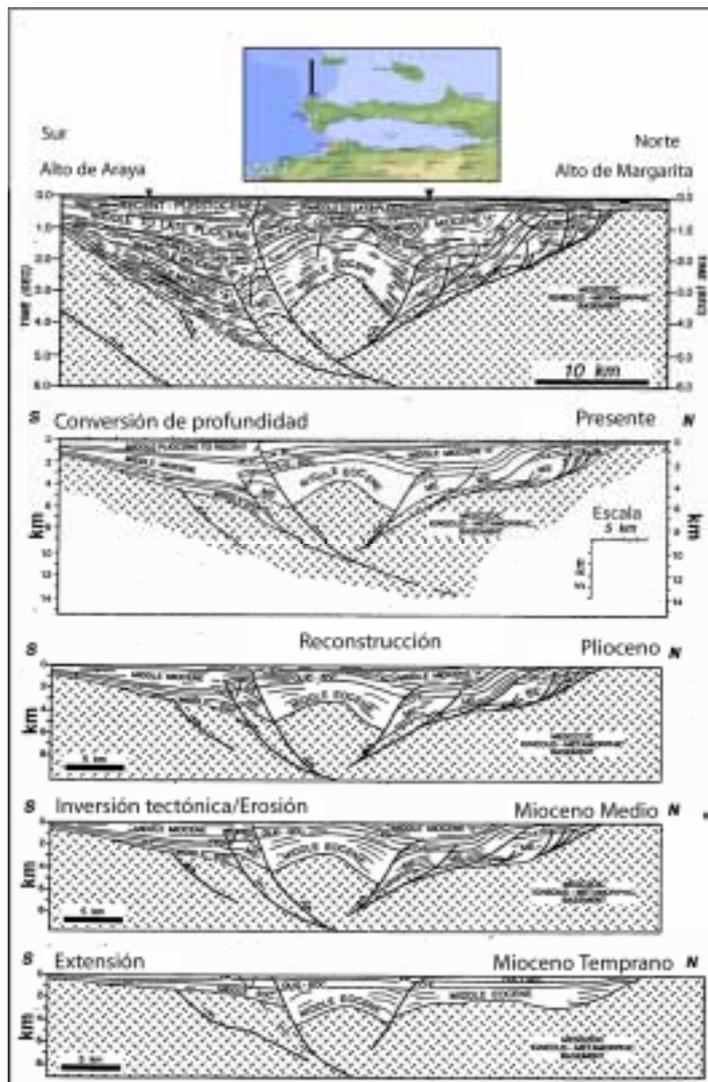


Fig.3.9. Reconstrucción cronológica de una sección sísmica N-S al sureste de la subcuenca Margarita (tomado y modificado de Ysaccis, 1997)

Según Vignali, (1965) y Macsotay & Moore, (1974), esta unidad se depositó bajo ambientes marinos someras de alta energía, con una acumulación rápida de sedimentos, donde los moluscos sugieren ambientes de aguas más frías que las actuales. Mientras que Padrón, (1992) interpreta un ambiente de abanico aluvial, mostrando una facies de “fan delta”.

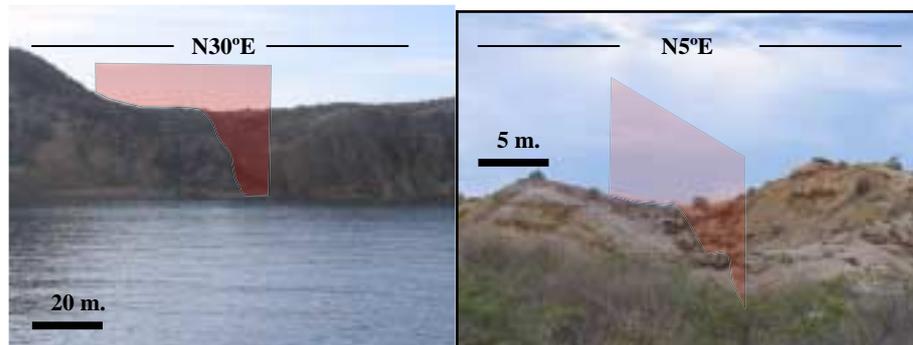


Fig. 3.10. Fallamiento observado a lo largo de la península. (izquierda) evidencia del fallamiento este-oeste y (derecha) evidencia del fallamiento nor-noreste sur-suroeste.

Durante el contacto Pleistoceno superior/inferior (Fig. 3.11) se marca el inicio del descenso mundial del nivel del mar, seguido por el hundimiento regional de gran parte de la plataforma continental en Venezuela Nororiental. Las secciones de la Formación Coche indican una violenta regresión en el tope (las capas del tope representan sedimentación y cementación subaerea del material superficial de las capas marinas infrayacentes).

A finales de esta época y principios del Holoceno las aguas invaden la zona peneplanadas produciendo, además de un retrabajo del basamento, una extensiva colonización de organismos endolíticos (moluscos y esponjas), de la parte superior del Miembro Cerro Negro, el cual en los niveles de *L. arnoldi* presenta abundantes trazas de bioerosión (*Gastrochaenolites entobia*, *Caulostrepsis*, etc.) que permiten deducir un importante evento erosivo después de la litificación (Padrón, 1992).

EIDADES		Araya y Paria	
CENOZOICO	RECIENTE	ALUVIÓN	
	PLEISTOCENO	Tortuga Paria	
		Coche	
	PLIOCENO	Cerro Negro	
	MIOCENO	Tardío	Cerro Verde
		Medio	[Diagrama de correlación geocronológica]
		Temprano	
	OLIGOCENO		
	EOCENO	Tardío	
		Medio	
Temprano			
PALEOCENO			
MESOZOICO	CRETÁCICO		
	Maastrichtiense	[Diagrama de correlación geocronológica]	
	Campaniense		
	Santonense		
	Coniaciense		
	Turonense		
	Cenomaniense		
	Ablensiense		CARIPANO GURIMITA TUNAPUI
	Aptiense		
	Barremiense		
	Hauteriviense		
	Valanginiense		
	Berriaciense		
	JURÁSICO		

Fig.3.11. Cuadro de correlación geocronológica de las penínsulas Araya-Paria

CAPÍTULO IV

ESTRATIGRAFÍA LOCAL

4.1 Introducción

El objetivo del levantamiento geológico realizado en los cerros El Macho y Guaranache, es establecer la correspondencia de estas dos secciones, a través del estudio sedimentológico y estratigráfico, muestreo y validación de los datos geológicos reportados en trabajos anteriores. Asimismo, se pretende establecer las facies presentes en cada una de estas áreas, así como las posibles fuentes de sedimentos, para plantear la evolución paleoambiental y depositacional de la secuencia en la península de Araya y su respectiva correlación entre ambas secciones.

4.2 Litoestratigrafía local de la Formación Cubagua

Esta unidad, aflorante en los alrededores de la población de Araya, al oeste de la península con el mismo nombre, está compuesta por una sección basal arcilítica, la cual pasa transicionalmente a una intercalación monótona de areniscas y limolitas, caracterizándose así la Formación Cubagua.

4.2.1 Sección Estratigráfica Cerro El Macho

Ubicada al oeste de la salina madre, en el cerro El Macho. La secuencia estudiada presenta un espesor de 120 m medidos en afloramiento y constituye la sección continua más representativa de la Formación Cubagua en de la zona de estudio.

La parte basal está constituida por arcilitas no calcáreas, las cuales no se encuentran deformadas, con colores que varían de marrón claro a oscuro. Es importante destacar la presencia de un intervalo calcáreo dentro de esta secuencia, el cual consta de 15 m. Dentro de esta litología, son abundantes las vetas de yeso (Fig. 4.2) secundario con un patrón de distribución reticular, las cuales se observan con mayor espesor a medida que se sube en sección. Además, se evidencian coloraciones

grisáceas a amarillentas (Fig. 4.1 y 4.3) sobre la roca, indicativo de meteorización química. Igualmente son abundantes los moldes de bivalvos (principalmente). Este cuerpo posee un espesor aproximado de 46 m., el contacto inferior no se observa, mientras que el superior es transicional con una secuencia de areniscas de grano muy fino de color verde claro y con un alto grado de meteorización. Estas son calcáreas, con matriz arcillosa y con presencia de nódulos (Fig. 4.4) de calcita a lo largo de todo este intervalo. Este nivel posee un espesor de 10 mts.

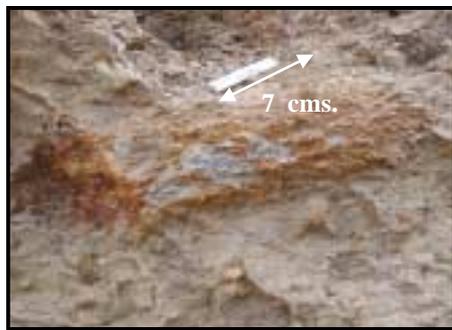


Fig. 4.1. Coloraciones presentes en las arcilitas, sección cerro El Macho



Fig. 4.2. Vetas de yeso presentes en las arcilitas, sección Cerro El Macho



Fig. 4.3. Coloraciones rojizas producto de meteorización química presentes en las limolitas verdes, sección cerro El Macho

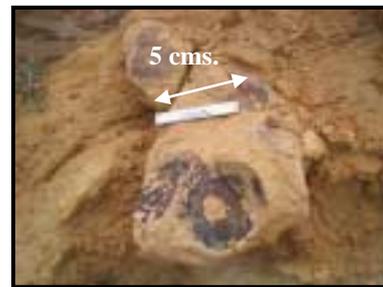


Fig. 4.4. Horizontes nodulares presentes en la secuencia de limolitas verdes

Suprayacente a este nivel, se observa una sección rítmica constituida por areniscas de granulometría muy fina y calizas arenosas. Las areniscas son calcáreas, color ocre oscuro y de matriz arcillosa, siendo estas friables, pero en menor grado que el intervalo anterior debido a la mayor permeabilidad a causa de las abundantes estructuras de bioturbación del tipo *Gyrolithes* isp (Fig. 4.6), además de restos de macrofósiles. No se observan estructuras sedimentarias y los espesores varían entre 2 y 3 m. aproximadamente.

Interestratificado con éstas, se observan calizas arenosas color ocre (Fig. 4.5), competentes, con espesores promedios de 30 cm. aproximadamente. El espesor de esta secuencia rítmica es de 28 m. medidos en campo. Al igual que los niveles anteriores, no se observan estructuras sedimentarias.



Fig. 4.5. Sección arcillo-arenosa, sección cerro EL Macho



Fig. 4.6. Presencia de restos de icnofósiles (*Gyrolithes* isp.) y macrofósiles presentes en la secuencia rítmica. Sección cerro El Macho.

Subiendo en sección y en contacto concordante, se desarrolla un nivel de 7m de espesor. Dicho nivel consta de calizas arenosas color crema oscuro con un alto grado de meteorización y bioturbación. Esta posee abundantes ichnofósiles pertenecientes a la icnofacies skolitos (*Gyrolithes* isp.).

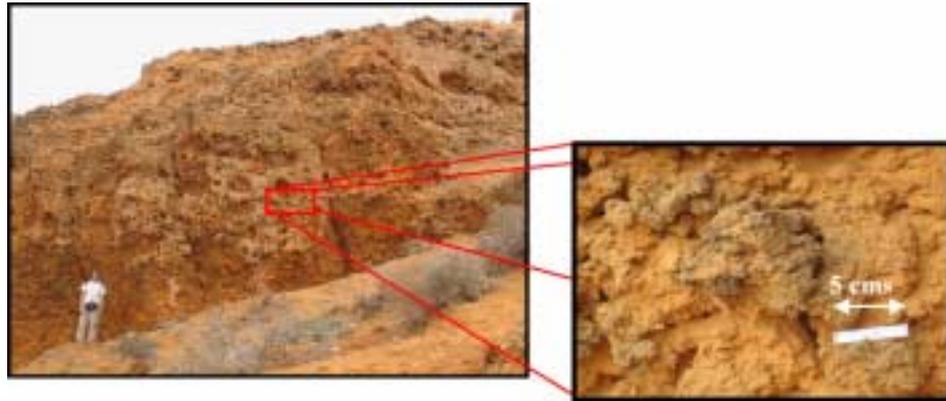


Fig. 4.7. Presencia de bioturbación sobre la secuencia calcárea. Sección cerro El Macho.

El tope de la sección está conformado por un espesor 5 m (Fig. 4.7), el cual consta de areniscas de grano muy fino color marrón oscuro, calcáreas y de matriz arcillosa, con una competencia mayor, en relación a los intervalos anteriores con igual granulometría. En este, se observan moldes de bivalvos principalmente, y suprayace en contacto concordante. El nivel superior de esta secuencia presenta una caliza de color blanco muy competente, que exhibe un delgado horizonte (hard pan), perteneciente a la facies caliche, meteorización típica de calizas en climas áridos (Fig. 4.8).



Fig. 4.8. Efectos de meteorización tipo “hard pan” sobre estratos calcáreos al tope sección El Macho.

4.2.2 Sección Estratigráfica Cerro Guaranache

Esta sección se ubica al igual que la anterior, al oeste de la península de Araya, específicamente al noroeste del cerro El Macho, en el llamado cerro Guaranache. Esta sección muestra un espesor de 150 m (Fig. 4.9).

La parte basal, al igual que en la sección anterior, se constituye por arcilitas no calcáreas, las cuales no se encuentran deformadas, con colores que varían marrón claro a grisáceo hasta los 50 m., donde cambia a una coloración blanquecina. Dentro de esta litología, son abundantes las vetas de yeso secundario con un patrón de distribución reticular y sin variación alguna en su espesor a lo largo de la sección.



Fig. 4.9. Intervalo arcilítico donde se aprecia las coloraciones grisáceo-amarillentas, típicos de una meteorización de tipo químico.

En este intervalo, son abundantes los moldes de bivalvos (principalmente). Hacia el tope de la secuencia, se observan horizontes nodulares de caliza con coloraciones rojizas, posiblemente de óxidos. Este nivel arcilloso posee un espesor aproximado de 128 m..

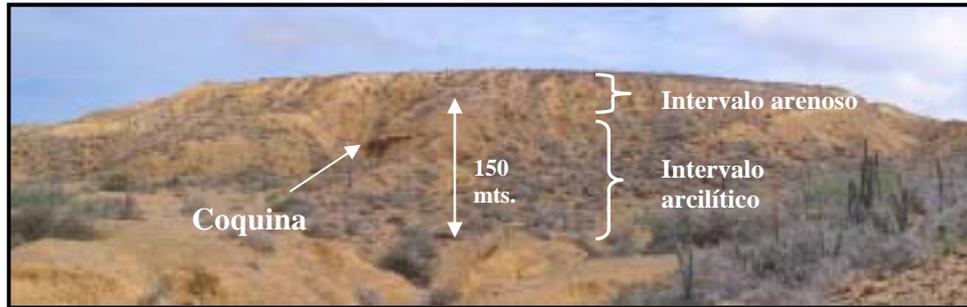


Fig. 4.10. Sección Cerro Guaranache.

Dentro de este intervalo arcilítico, se desarrolla un nivel calcáreo fosilífero (coquina) de 1,50 m. de espesor (Fig. 4.11), con matriz arcillosa, y abundante fauna de moluscos, principalmente en moldes.

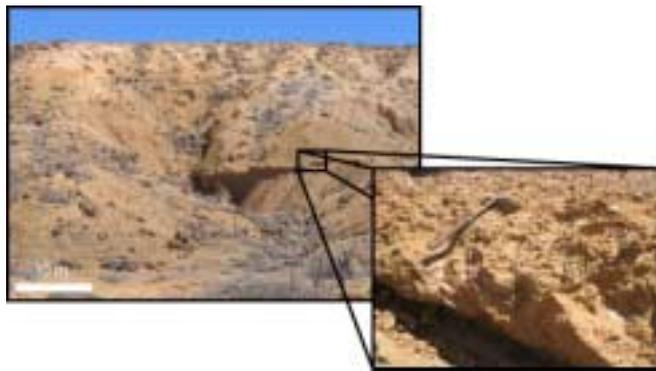


Fig. 4.11. Capa de coquina con matriz arcillosa. Sección Cerro Guaranache.

El contacto inferior, al igual que en la sección cerro El Macho no se observa, mientras que el superior es transicional con niveles de areniscas de grano muy fino color verde claro (Fig. 4.10) con un alto grado de meteorización, calcáreas y de matriz arcillosa. Este intervalo posee un espesor de 3 m.

Suprayacente a este intervalo, se desarrolla un nivel cuyo espesor es de 9 m., el cual consta de areniscas de grano muy fino color crema, calcáreas y de matriz arcillosa, muy friables. Igualmente se observan restos de moldes de bivalvos, además de horadaciones. Este estrato presenta laminación paralela como única estructura sedimentaria observable.

Sobre esta secuencia y en contacto concordante, se exhibe un nivel calacáreo de 2 m de espesor, de color crema y muy competente, donde se observa un nivel tipo “hard pan” al igual que la sección Cerro El Macho.

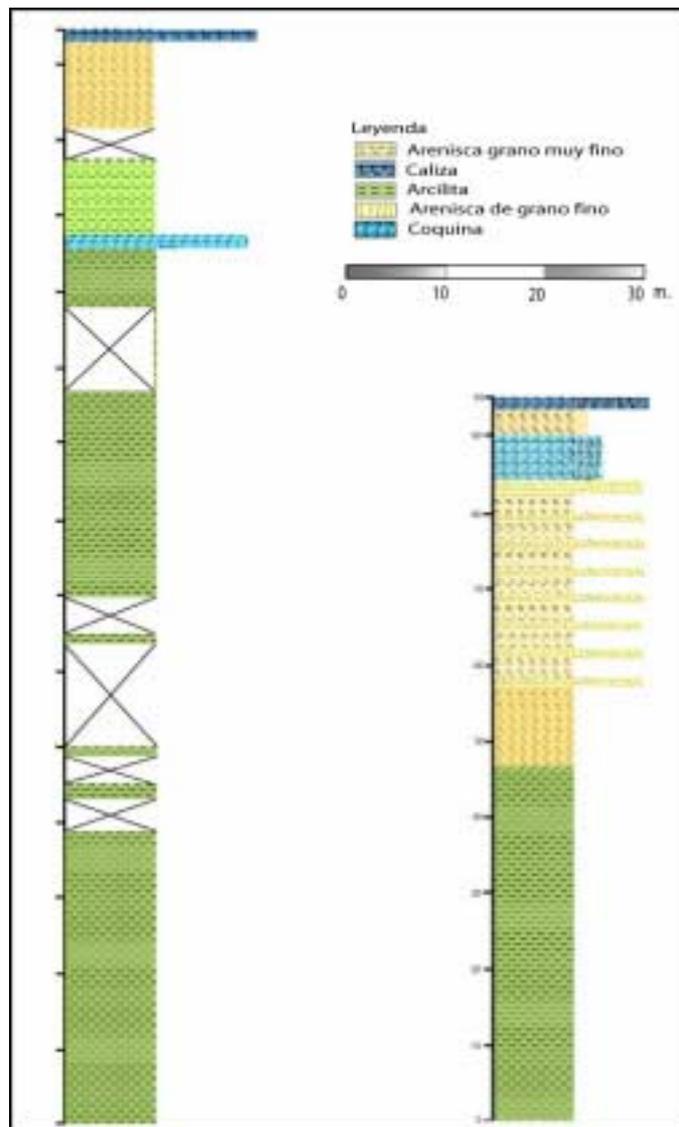


Fig. 4.12. Columnas estratigráficas de las secciones Cerro El Macho y Cerro Guaranache.

4.3 Unidades Estratigráficas

Las secciones estudiadas, pertenecientes a la Formación Cubagua en la península de Araya, poseen una variación litológica que permite determinar una serie de conjuntos con características litológicas similares, los cuales son determinante para el desarrollo de la evolución paleoambiental de la secuencia. Estas permiten subdividir esta formación en tres unidades estratigráficas informales.

Unidad de arcilita (**UEI**)

arcilita-arenisca (**UEII**)

areniscas calcáreas y calizas (**UEIII**)

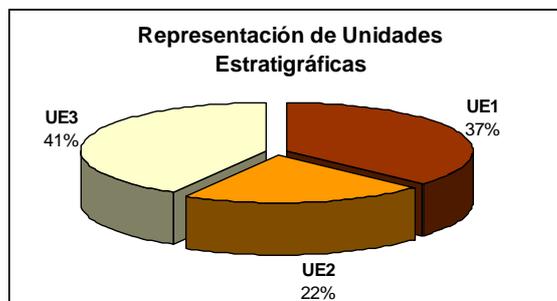


Fig. 4.13. Representación gráfica de las unidades estratigráficas informales de la Formación Cubagua en las secciones Cerro El Macho y Cerro Guaranache

4.3.1 Unidad de Arcilita (UEI)

En la sección Cerro El Macho aflora en los primeros 35 m de sección, y está caracterizado por arcilitas color marrón claro a oscuro, los cuales no son calcáreas y muestran vetas de yeso con un patrón reticular, y constituye el mayor porcentaje en sección (Fig. 4.13).



Fig. 4.14. (izquierda) Vista desde el tope del cerro El Macho, donde se aprecia el patrón de las vetas de yeso que identifican la Unidad Arcilítica. (derecha) presencia del intervalo arcilítico basal en la sección cerro El Macho.

En la sección Cerro Guaranache esta unidad aflora igualmente hacia la base con un espesor de 80 m. de sección, y está conformada por arcilitas de color grisáceo a marrón, con abundantes vetas de yeso con un patrón reticular al igual que en la sección anterior (Fig. 4.14).

4.3.2 Unidad de arcilita-arenisca (UEII):

Esta unidad se caracteriza por un aumento en la fracción clástica, hasta observarse un dominio de areniscas de grano muy fino (Fig. 4.15).

En la sección Cerro El Macho, esta unidad se encuentra suprayacente a la UE I, y se caracteriza por una secuencia de arcilitas color gris oscuro, no calcáreas, con las mismas coloraciones superficiales producto de meteorización, observadas en la unidad estratigráfica anterior. Estas arcilitas poseen 26 m de espesor, que posteriormente gradan “coarsening up” a unas areniscas de grano muy fino color verde amarillento no calcáreas de 10 m. de espesor con horizontes de concreciones calcáreas.

La sección cerro Guaranache, muestra esta unidad a los 50 m de sección donde comienzan a observarse niveles terrígenos caracterizados por granos tamaño arena fina dentro de arcilitas color gris claro a oscuro. Este se extiende hasta los 120

m, donde se observan igualmente niveles de concreciones y una mayor fracción terrígena, pero con predominancia aún de granulometría arcillosa. Esta unidad culmina en esta sección, con la presencia de una capa de coquina de 1,5 m. de sección. Esta unidad está relacionada a un ambiente marino, asociando esta unidad a una transición donde ocurre un aumento de energía en el medio asociado al aumento granulométrico.



Fig. 4.15.(izquierda) Vista de la sección Cerro El Macho, donde se aprecia el patrón gradacional que caracteriza a esta unidad (derecha) Sección Cerro El Macho en su miembro superior, donde se observa notablemente el tope de la Unidad II.

4.3.3 Unidad de areniscas calcáreas y calizas (UE III):

Esta unidad representa el intervalo calcáreo en ambas secciones, donde el porcentaje de clásticos promedio es mayor que en las unidades anteriores.

La sección cerro El Macho muestra esta unidad con una secuencia rítmica representada por areniscas de grano fino de color amarillento intercalado con areniscas calcáreas de mayor competencia y similar tamaño de grano, cuyo colores varían de amarillo oscuro a marrón claro (Fig. 4.18). Esta intercalación consta de un espesor de 28 m, con presencia de icnofósiles de tipo *Gyrolithes* isp. Este intervalo se denominó Unidad IIIa (Fig. 4.17).

Suprayacente a esta subunidad, se observa una secuencia representada por calizas fosilíferas altamente bioturbadas de color amarillo oscuro, seguido de un estrato de areniscas calcáreas de color amarillo claro y grano fino, para culminar en el

tope de la sección por una capa de caliza competente. Dicha secuencia suprayacente se ha identificado con el nombre de Unidad IIIb (Fig. 4.16).

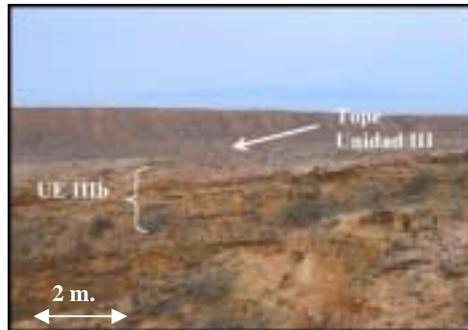


Fig. 4.16. Vista sección cerro El Macho, en el intervalo de calizas fosilífera

En la sección Cerro Guaranache la Unidad III se observa hacia los 130 m. de sección con la aparición de areniscas de muy baja competencia de color amarillento (subunidad IIIa), seguido de una capa de caliza muy competente con meteorización tipo “hard pan”, Caliche y que al igual que en el cerro El Macho marca la culminación de la subunidad IIIb.

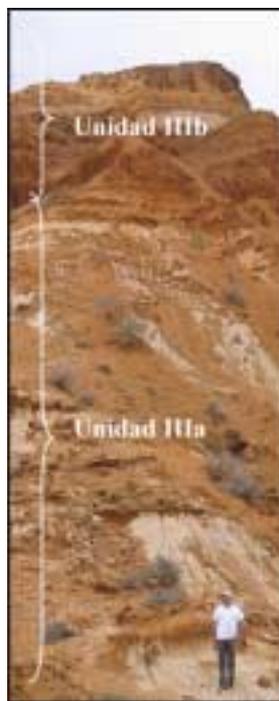


Fig. 4.18. areniscas calcáreas de grano fino, muy friables pertenecientes a la Unidad III en la sección Cerro Guaranache

Fig. 4.17. Representación de la secuencia de la UE III en la sección Cerro El Macho, donde mejor se encuentra representada

Esta unidad se constituye por rocas clásticas de granulometría muy fina hasta rocas no clásticas asociadas al igual que en las dos unidades anteriores a ambientes marinos. La presencia de icnofósiles del tipo *Gyrolithes* isp., a lo largo de esta unidad, se asocia a ambientes marinos de plataforma interna (0- 100 m. de profundidad) (Padrón *et al.*, 2000).

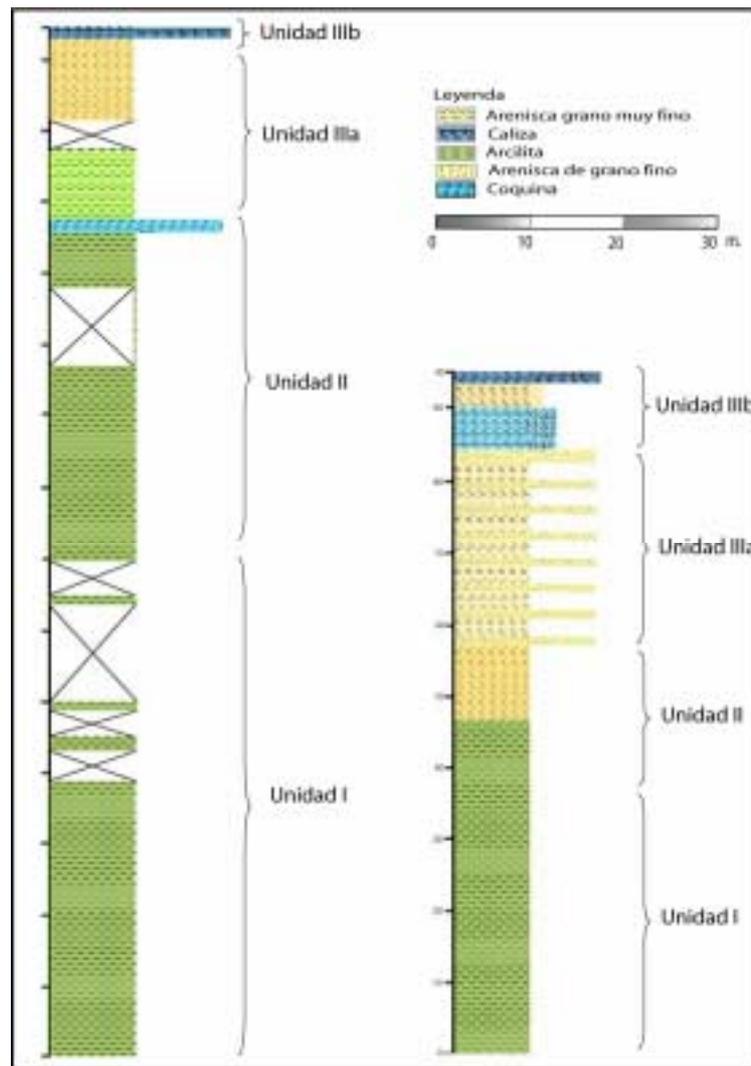


Fig. 4.19. Columnas de las secciones Cerro El Macho y Cerro Guaranache, donde se diferencian las distintas unidades informales definidas.

4.4 Análisis de microfacies

4.4.1 Introducción

La recolección de muestras duras para el posterior análisis petrográfico, se realizó solo en la Unidad estratigráfica III, debido a que únicamente en esta unidad se observaron rocas con relativa competencia.

El muestreo de las secciones de Cerro El Macho y Cerro Guaranache, resultó en un total de 10 muestras competentes. Para la clasificación de estas rocas se usó la clasificación de Mount (1985) (Fig. 4.20), ya que la totalidad de las secciones petrográficas estudiadas consisten de carbonatos de mezcla.

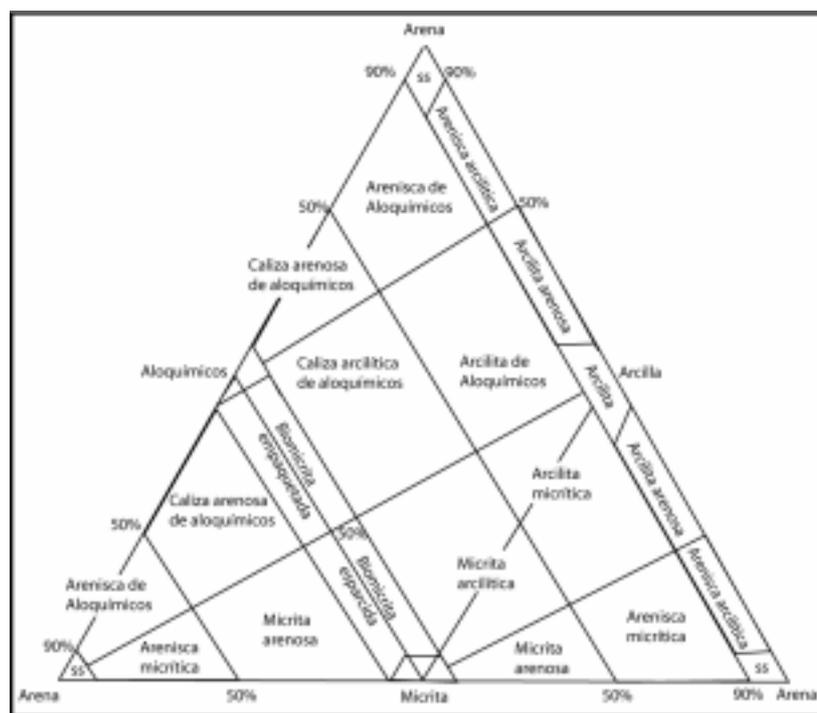


Fig. 4.20. Triángulo de clasificación de rocas carbonáticas de mezcla, Tomado de Mount (1985)

Las rocas carbonáticas estudiadas en las secciones, principalmente en concordancia con Zapata (1998), son litotipos soportados por lodo carbonático (micrita) (Fig. 4.22) con altos porcentajes (30% aproximadamente) de granos

siliciclásticos conformados principalmente por cuarzo metamórfico, tamaño arena y limo, texturalmente muy inmaduros. Los componentes bioclásticos característicos de estas rocas según Mount (1984), son de la asociación FORAMOL (principalmente foraminíferos y moluscos), además de poseer matriz micrítica y una diagénesis típica de carbonatos, con el desarrollo de procesos biológicos característicos de ambientes siliciclásticos de alta energía.

Petrográficamente se reconocieron 3 microfacies de carbonatos de mezcla (siliciclastos + carbonatos), de las cuales una de ellas coincide con las facies definidas por Zapata (1998).

Arenisca Micrítica (**M1**)

Caliza Arenosa de Aloquímicos (**M2**)

Micrita arenosa (**M3**)

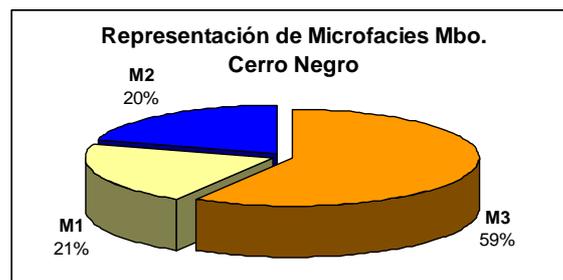


Fig. 4.21. Representación gráfica de microfacies de la UEIII. **M1**: Arenisca Micrítica, **M2**: Caliza arenosa de aloquímicos, **M3**: Micrita arenosa

4.4.2 Arenisca Micrítica (**M1**)

Identificada como M1, comprende un total de 6 muestras duras pertenecientes a la sección Cerro El Macho (Fig. 4.21) y se caracteriza por tener un soporte de lodo carbonático (micrita), con una cementación de tipo espato en menor proporción (20% aprox.). Los siliciclastos están conformados principalmente por cuarzo metamórfico mal escogido de tamaño arena muy fina (0,08 a 0,5 mm de diam.) con una marcada isotropía y en porcentajes de 60%, adicionalmente se observaron minerales accesorios constituidos por circones y muscovitas en proporciones despreciables. Los

aloquímicos se constituyen entre 8 y 20% y se restringe a foraminíferos, y fragmentos de equinodermos y moluscos (Fig. 4.22).

Los efectos diagenéticos observados en estas secciones son: envoltorios micríticos, neomorfismo de inversión homoaxial en moluscos principalmente hacia el tope y la porosidad es principalmente por disolución, entre 5 y 12% (Fig. 4.23).

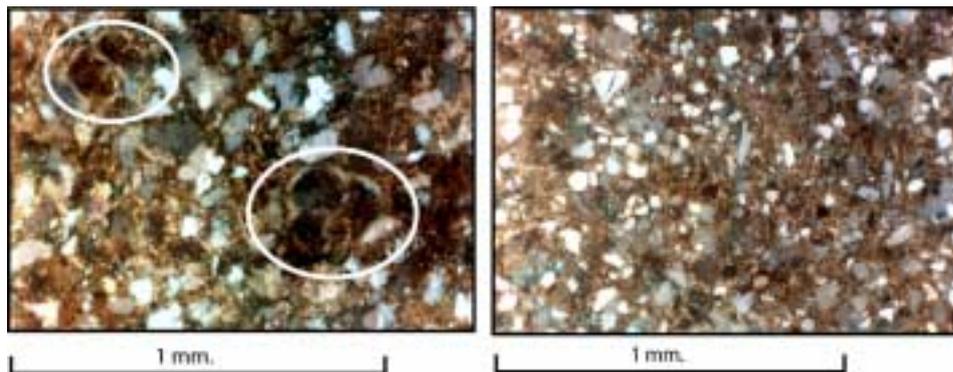


Fig. 4.22. Presencia de una matriz micrítica, con abundante fauna de foraminíferos y una predominancia de cuarzos metamórficos monocristalinos con un escogimiento muy pobre y un grado de redondez subangular. Ocular 12,5x, objetivo 4/0,25, nícoles cruzados, muestras EM- 049 (izquierda) y EM-055 (derecha).

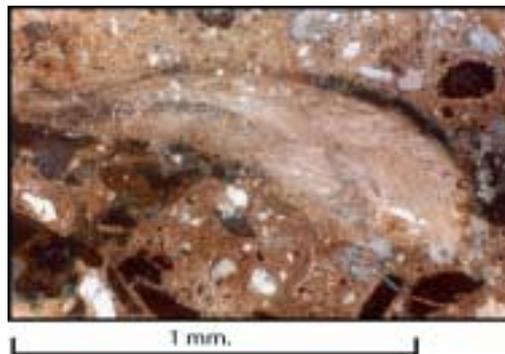


Fig. 4.23. Neomorfismo de inversión homoaxial producto del reemplazo del mineral aragonito presenta en la microfacies M1. Ocular 12,5x, objetivo 4/0,25, nícoles cruzados, muestras EM- 052 (izquierda) y EM-060 (derecha).

4.4.3 Caliza de aloquímicos arenosa (M2)

Identificada como M2. Comprende un total de 4 muestras duras (Fig. 4.21) y se caracteriza por estar soportadas, al igual que en la microfacies anterior por lodo carbonático parcialmente recristalizado y cementos tipo espató en condiciones de fuerte lixiviación (Zapata, 1998) del tipo isópaco hasta equigranular con proporciones de 5% del total de ortoquímicos que constituye un promedio de 30 %. Los siliciclásticos están conformados por cuarzo de origen metamórfico, de extrema inmadurez y tamaños que varían entre arenas finas a gruesas, con proporciones entre 30 y 35%. Al igual que en la microfacies anterior se presentan minerales accesorios (circones y muscovitas) en trazas.

Los aloquímicos se representan por fragmentos de moluscos, algas (Fig. 4.24) coralíneas micritizadas y equinodermos. Los porcentajes de estos oscilan en el orden de 30 a 50%.

Los efectos diagenéticos exhibidos son mayormente procesos biológicos, evidenciado por la micritización de partículas esqueléticas y envoltorios micríticos, sumado a la presencia de cementos isópacos y equigranulares, neomorfismo (Fig. 4.23) homoaxial y una parcial recristalización de la matriz micrítica. La porosidad respectiva de esta microfacies es alta (15-20%), principalmente de tipo móldica (Fig. 4.25).

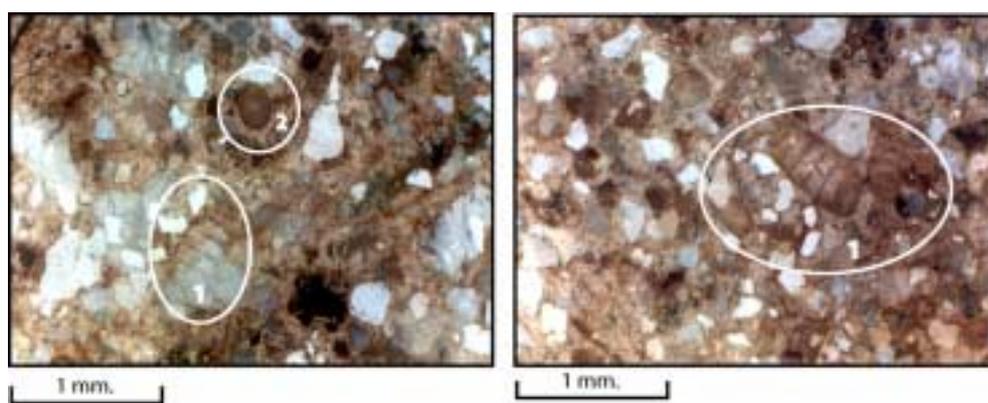


Fig. 4.24. Presencia de abundantes algas rojas (*Litophyllum*) (1) y bioturbaciones de organismos (2), ambos micritizados y observados a lo largo de toda la microfacies M2. Ocular 12,5x, objetivo 10/0,25, nícoles cruzados, muestras EM- 049 (izquierda) y EM-060 (derecha).

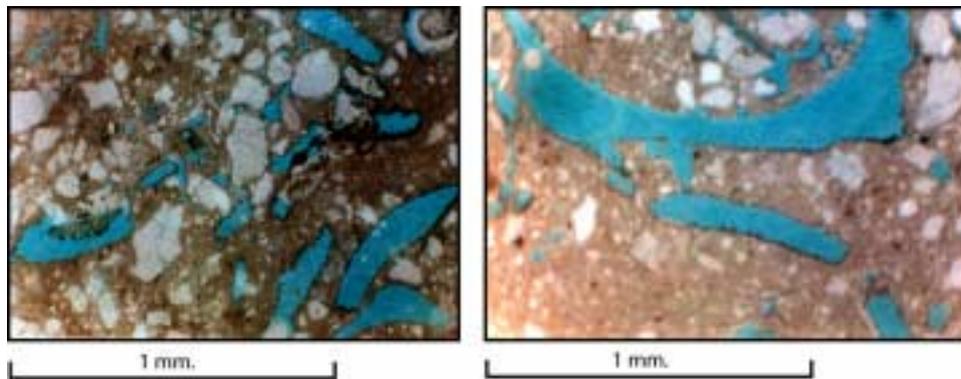


Fig. 4.25. Porosidad Móldica abundante en el tope de la Microfacies M2, indicando un ambiente característico de la zona Vadosa. Ocular 12,5x, objetivo 10/0,25, nícoles cruzados, muestras EM-049 (izquierda) y EM-060 (derecha).

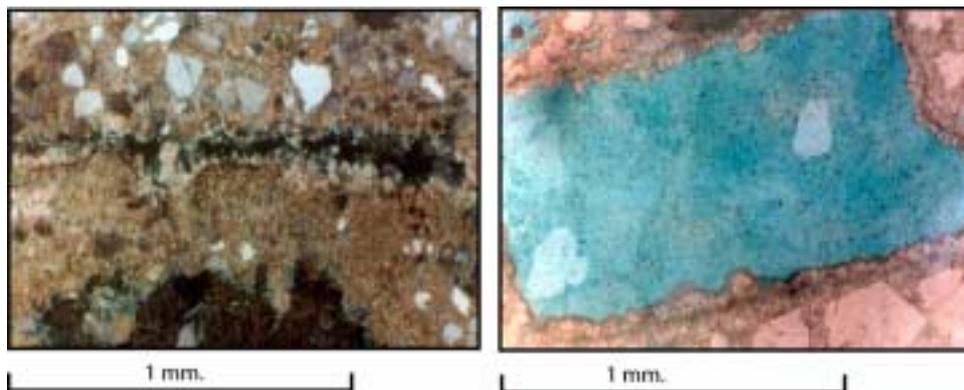


Fig. 4.26. Cementación del tipo radiaxial. Ocular 12,5x, objetivo 10/0,25, Nícoles cruzados y muestra EM- 049 (izquierda) y isópaco. Nícoles paralelos y EM-060 (derecha).

4.4.4 Micrita arenosa (M3)

Identificada como M3. Esta microfacies comprende las rocas calcáreas friables pertenecientes a la unidad de areniscas y calizas (UEIII) que no fueron observadas en sección fina, debido a sus condiciones de competencia. Estas, fueron sometidas al proceso de lavado donde se obtuvo una menor proporción de fracción arcillosa que arenosa, aunado a la presencia de carbonato por criterio de campo, se le fue asignado el nombre a esta roca. A partir del estudio de dicha fracción terrígena a través de la lupa, se observó fragmentos de roca metamórficas identificando la

procedencia clástica de esta microfacies al macizo metamórfico adyacente (Figura 4.30)

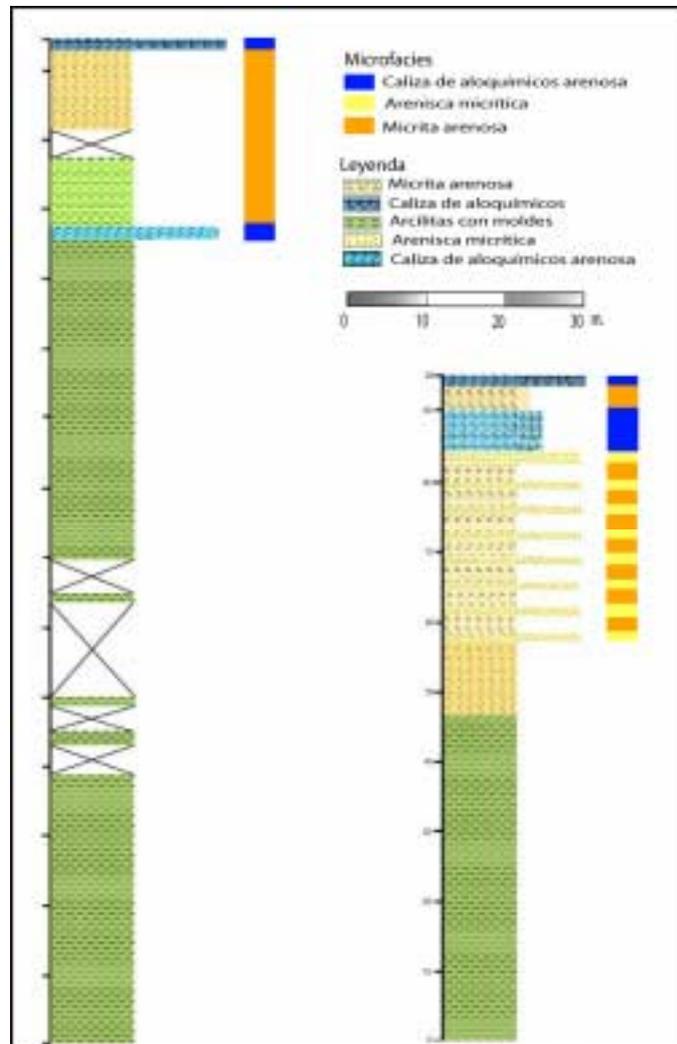


Fig. 4.27. Distribución de las distintas microfacies a lo largo de la secuencia perteneciente al Miembro Cerro Negro.

4.4.5 Marco diagenético ambiental

Los cambios diagenéticos que ocurren en los litotipos de las unidades durante el enterramiento del sedimento a pocos metros de profundidad y a bajas temperaturas. La formación de envoltorios micríticos, son generados según Arche (1992) por horadaciones de organismos que posterior a la muerte de estos, quedan libres para ser

posteriormente rellenados por cemento micrítico de aragonito o calcita alta en magnesio. Con la repetición de este evento en distintas ocasiones se producirá un envoltorio micrítico alrededor del grano. Esta se genera a partir de un alto control bacterial.

Por otra parte, las transformaciones neomórficas, producidas por la transformación de aragonito como mineral inestable a calcita, ocurren durante el incremento de la temperatura y el esfuerzo litostático a medida que ocurre el soterramiento. Adicionalmente se evidencia el contacto entre granos y cemento de calcita con textura isópaca (Zapata, 1983).

En la secuencia destaca la presencia de concreciones, los cuales deben su origen a la precipitación de una sustancia mineral (debido al enterramiento) que se encuentra sobresaturada en el medio alrededor de un núcleo. Estas poseen un origen genético y otro químico. El primero de ellos es producto el relleno de poros mediante un reemplazo mecánico por la presión ejercida sobre sedimentos blandos y por reemplazos metasomáticos. El segundo consiste en la migración de iones en la cementación y saturación diferencial (Zapata, 1983).

Este conjunto de procesos, producidos a lo largo de toda la etapa diagenética de la roca, definen a esta secuencia como asociada a una etapa diagenética temprana.

La secuencia ambiental diagenética, se describe partiendo de condiciones marino-freáticas, con poca circulación (Fig. 4.28), en el cual el movimiento del agua es relativamente bajo y la cementación raramente ocurre debido a la ausencia de oleaje y mareas que restringen la cementación y favorecen los procesos de micritización (Longman, 1982). Dicha marea y el oleaje son las fuerzas dominantes capaces de mover el agua de mar en los sedimentos, por lo tanto Longman (op cit.) explica la ausencia de energía debido posiblemente a márgenes de arrecife, donde estos actúan como una obstrucción vertical.

Al subir en la secuencia, se observa un cambio a condiciones freáticas meteóricas, donde una posterior circulación activa del agua (Longman, 1982), determina lixiviación de conchas de moluscos principalmente con la consecuente saturación de los fluidos en calcita. En esta se evidencia la precipitación de cementos

calcínicos con el desarrollo de cementos desde el borde de la cavidad poral hacia el centro (desarrollo de cementos isópacos, radiaxiales y equigranulares), además de la aparición de neomorfismos de inversión homo y heteroaxial relleno del espacio ocupado por el agua saturada en calcita. Igualmente se produce abundante recristalización de la matriz micrítica adquiriendo una estructura de pseudoespato.

El alto porcentaje de porosidad móldica observada hacia el tope de la secuencia, se debe a fluidos sobre la mesa de agua (zona vadosa), donde estos siguen actuando como factor de disolución hasta su posterior saturación en calcita. Longman (1982) puntualiza que estos fluidos insaturados pueden generar este tipo de porosidad asociada a la zona vadosa en condiciones freáticas meteóricas cercanas a la mesa de agua. Es importante denotar la ausencia de cementos típicos de ambientes vadosos, pero la precipitación de caliche observada en campo, asume la culminación de la secuencia en un ambiente expuesto de tipo vadoso (Fig. 4.28).

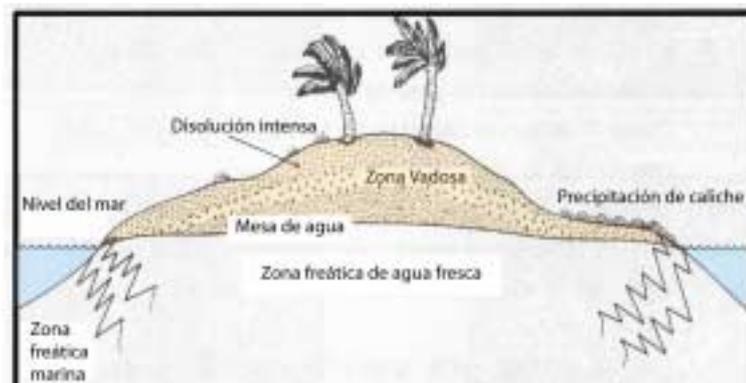


Fig. 4.28. Sección idealizada donde se muestra la posible distribución de áreas de precipitación y disolución. (Tomado y modificado de Longman, 1982).

4.4.6 Modelo ambiental de mezcla

Las microfacies definidas asociadas a la unidad estratigráfica III, se asocian a dos tipos distintos de procesos de mezclas establecidas por Mount (1984), proceso de mezcla puntual e “in situ”, siendo estos modificados para así adecuarlos al contexto tectónico de la península de Araya para el Neógeno.

El proceso de mezcla puntual (Fig. 4.29), el cual Mount (1984) lo define como caracterizado por influjo de sedimentos siliciclásticos eventuales asociado a tormentas y oleaje, que en el caso de la península de Araya se relaciona conjuntamente a procesos tectónicos eventuales que según Giraldo & Beltran (1988) y Pindell & Kennan (2001) los consideran debido al desencadenamiento compresivo Plioceno ocurrido a lo largo de la península.

Este modelo asocia dos fuentes (Fig. 4.29), la primera de ellas relacionada a la presencia de una fuente carbonática, la cual puede ubicarse hacia las zonas adyacentes pertenecientes a esta misma unidad, donde debido a la somerización, estas quedan expuestas o cercanas a la superficie (Cerro Barrigon, entre otras).

La segunda fuente, se constituye por el basamento metamórfico alóctono, observado actualmente como el macizo adyacente a la zona de estudio. Esto se evidencia por la abundancia de fragmentos de rocas y cuarzos mono y policristalinos metamórficos, que asocian a este macizo como la fuente siliciclástica.

La creación de estos sedimentos de mezcla, se asocia a la erosión de cinturones costeros y llanuras de mareas, los cuales son depositados en ambientes de marea baja bajo el tren de olas. Según este modelo, las comunidades bénticas pueden llegar a ser estables (Fig. 4.22), debido a los esporádicos eventos de depositación de siliciclásticos, recuperándose de esta contaminación en los períodos de quietud.

En el marco de la península de Araya, la presencia de algas observadas (*Lytrophyllum*) favorecen (Fig. 4.24) la mezcla con sedimentos siliciclásticos finos, ya que estas, poseen cierta habilidad de atrapar material clástico, conduciendo a la formación de carbonatos de mezcla.

Este proceso según Mount (1984) se asocia a zonas de marea baja, ambientes dominados por lodos terrígenos y de alta productividad orgánica, donde las algas coralináceas pueden atrapar sedimentos y producir carbonato de calcio de precipitación (Zapata, 1998).

Adicionalmente al proceso de mezcla anterior, la presencia de una mezcla “in situ” (Fig. 4.29) en concordancia con Zapata (1998) se propone como segundo proceso de mezcla ocurrido simultáneamente al anterior, donde los carbonatos

pertenecientes por estas asociaciones están representados por organismos autóctonos y parautóctonos. Estos, se mezclan a través de organismos bioturbadores o por débiles mareas.

A lo largo de la secuencia de la Formación Cubagua, se evidencia la actuación de ambos procesos de mezcla, donde se presenta una mayor actuación de la mezcla “in situ” hacia el tope, a diferencia de la mezla puntual, la cual predomina hacia la base de la UEIII.

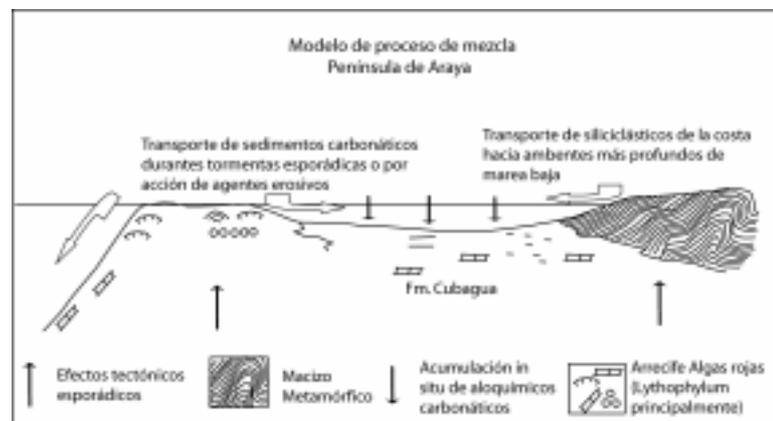


Fig. 4.29. Modelo de mezcla asociado al origen de los carbonatos de mezcla de la UEIII de la Formación Cubagua. Tomado y modificado de Mount (1984).

4.5 Marco estructural local

4.5.1 Elementos estructurales

La zona de estudio muestra muy poca complejidad estructural, debido al reciente emplazamiento del macizo metamórfico que sirve de basamento a la secuencia de la Formación Cubagua en la península de Araya.

Las secciones estudiadas de cerro El Macho y cerro Guaranache representan dos relieves de cresta generadas a partir del desplazamiento de una falla inferida a partir del estudio de fotografía aérea (Fig. 4.30) ya que no fue observada evidencia

alguna de ella en campo. Dichos relieves poseen un buzamiento sumamente bajo del orden de 10° (Fig. 4.30).

Entre las dos secciones, se encuentra una falla al cual no se le observó evidencias de desplazamiento, donde se infiere esta como reponsable del basculamiento pleistoceno de las dos secciones estudiadas

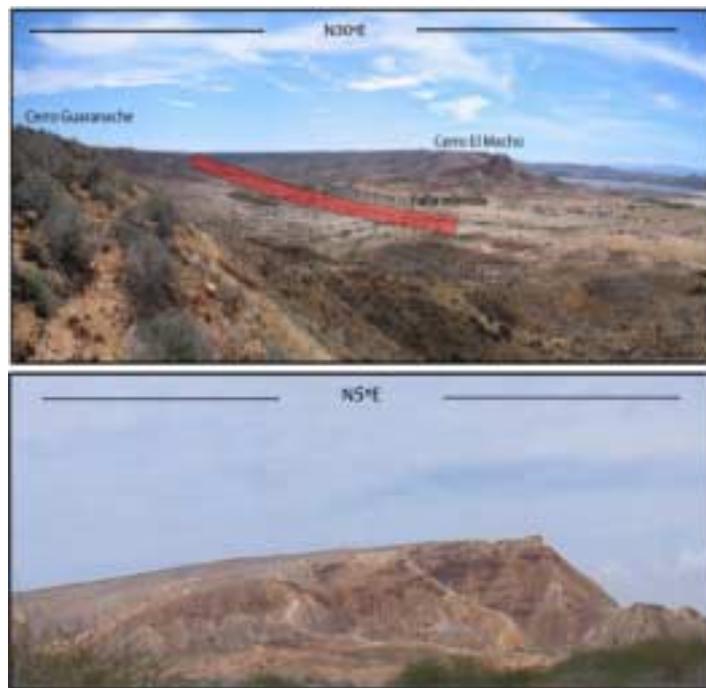


Fig 4.30. Elementos estructurales presentes en el área de estudio. (arriba) Falla observada entre las dos secciones estudiadas. (abajo) Relieve de cresta. Vista cerro Guaranache.

CAPÍTULO V

PALEOCOLOGÍA Y BIOESTRATIGRAFÍA

5.1 Introducción

El objetivo principal de este capítulo, consiste en la recopilación e interpretación de la información sobre la evolución de las especies y morfología de foraminíferos existentes en la Formación Cubagua, para posteriormente determinar la evolución geocronológica y paleoambiental de la zona noroccidental de la península de Araya.

Dentro del estudio de 59 muestras blandas obtenidas del muestreo de foraminíferos en las secciones cerro El Macho y cerro Guaranache, se identificaron un total de 64 especies béticas, los cuales fueron determinadas usando la taxonomía de Murray (1991), Morkhoven *et al.* (1986), Loeblich y Tappan (1988) y Kohl (1985).

En la secuencia de Cerro El Macho, se recolectaron 25 muestras blandas (4 estériles), mientras que en la sección Cerro Guaranache se recolectaron 32 muestras, 9 de las cuales resultaron estériles. De estas muestras se identificaron 64 especies béticas de aproximadamente 20000 especímenes.

5.2 Clasificación de morfogrupos

5.2.1 Generalidades

La morfología de las especies identificadas muestran diversos patrones, los cuales son usados para la determinación y distribución de profundidades de microhabitats de foraminíferos (Corliss & Fois, 1991 y Corliss & Chen, 1988).

Las diferencias ejemplificadas en morfologías de diversas especies, sugieren que existe una relación directa entre la morfología de la concha y las preferencias de microhabitats (e.g., Corliss, 1985 y Corliss & Chen, 1988), mientras que Haynes (1981), concluye que las formas están relacionados a estrategias de alimentación

como efectos ambientales e hidrodinámicos, su apariencia repetida en la diferente estructura de pared indica una convergencia adaptativa.

Estudios iniciales de morfotipos de foraminíferos bénticos fueron realizados por Bandy (1960), el cual sugirió una correlación existente entre la estructura de los foraminíferos y su ambiente. Posteriormente Severin (1983) y Bernhard (1986), realizan estudios basados en la forma de la concha, mientras que Corliss y Chen (1988) consideran no solo las características morfológicas, sino también el enrollamiento y los poros de superficie.

En las dos secciones estudiadas se definieron un total de 8 morfotipos, definiéndose de la siguiente manera: plano-convexo (*plano-convex*), cilíndrico (*cylindrical*), biconvexo (*biconvex*), biumbilicado redondeado (*round biumbilicate*), esférico/ovoidal (*spherical/ovoid*), miliolina (*milioline*), cónico (*tapered*) y cónico-aplanado (*flattened-tapered*), los cuales se encuentran basados en la forma de la concha y naturaleza de enrollamiento, y no en la composición de la concha y patrón de enrollamiento.

El grupo cónico-aplanado (*flattened-tapered*), se observa ovalado a comprimido en vista apertural y posee lados paralelos a subparalelos. El grupo cónico (*tapered*), se diferencia por ser circular en vista apertural y lados paralelos. Diversas formas triseriales y biseriales están incluidas en este grupo (Fig 5.5). El grupo cilíndrico (*cylindrical*), incluye formas circulares en vista apertural y lados paralelos. Ambas formas rectilíneas y uniseriales están incluidas (Fig. 5.4). El grupo biumbilicado redondeado (*round biumbilicate*): incluye formas planispirales con cámaras generalmente infladas, más acentuadamente en las últimas que en las primeras. El grupo biconvexo (*biconvex*): posee una morfología biconvexa con periferias carinadas o agudas (Fig. 5.1). Este grupo incluye algunas especies planispirales. El grupo plano-convexo (*plano-convex*): incluye formas trocospirales umbilico-convexos y espiroconvexos con un lado profundamente convexo y otro planar o con cierto grado de concavidad (Fig. 5.2). El grupo esférico/ovoidal (*spherical/ovoid*): constituye conchas multiloculares o uniloculares, aproximándose a esféricas y/o ovoidales (Fig. 5.5). En este caso se agruparon estos dos grupos debido a

la escasa abundancia de los dos morfogrupos. El grupo miliolina (*milioline*), representa aquellos organismos representantes del suborden miliolina en cualquiera de sus familias (Fig. 5.1).

La mayoría de las especies fueron fácilmente colocadas dentro de las ocho categorías, sin embargo, algunas de ellas, fueron difíciles de clasificar. Por ejemplo. El género *Nonionella* es débilmente trocospiral, pero su forma se asocia a las formas biumbilicadas. La especie *Elphidium poeyanum*, posee un enrollamiento planispiral, pero fue colocado en el grupo biconvexo debido a su mayor semejanza hacia este morfogrupo. El género *Saracenaria* presenta inicialmente un enrollamiento planispiral para posteriormente desenvolverse con un arreglo uniserial. Dichos organismos se asignaron al grupo Biumbilicado redondeado debido a la predominancia del enrollamiento inicial. El género *Gyroidinoides* posee un enrollamiento trocospiral, pero fue ubicado en el grupo plano-convexo debido a su morfología externa, donde su lado ventral es totalmente aplanado.

Tres categorías son asociadas a taxas epifaunales: plano-convexo, biconvexo y miliolina. Mientras que las formas cónico, cilíndrico, esférico/ovoidal, cónico-aplanado, y biumbilicado redondeado, caracterizan a las especies infaunales.

Tabla 5.1. Distribución de las distintas especies pertenecientes a la sección cerro El Macho, en los distintos morfotipos.

Plano-Convexo	Biconvexo	Biumbilicado redondeado	Cilíndrico
<i>Hanzawaia concentrica</i> <i>Planulina ariminensis</i> <i>Cibicoides</i> sp. <i>Ammonia tépida</i> <i>Hanzawaia</i> cf. <i>ammophila</i> <i>Planulina mexicana</i> <i>Gyroidinoides altiformis</i>	<i>Lenticulina iota</i> <i>Lenticulina calcar</i> <i>Lenticulina</i> cf. <i>americana</i> <i>Amphistegina lesonii</i> <i>Cibicoides robertsonianus</i> <i>Cibicides floridanus</i> <i>Cibicides umbonatus</i> <i>Cyclammina cancellata</i> <i>Cibicides miocénica</i> <i>Elphidium poeyanum</i>	<i>Nonion</i> sp. <i>Nonionella opima</i> <i>Saracenaria itálica</i> <i>Saracenaria toddae</i> <i>Saracenaria latifrons</i>	<i>Rectuvigerina lamellata</i> <i>Dentalina</i> cf. <i>communis</i> <i>Marginulinopsis nana</i> <i>Clavulina difformis</i> <i>Amphycorina sublineata</i>
Cónico	Cónico-aplanado	Esférico/Ovoidal	Miliolina
<i>Gaudryna</i> sp. <i>Uvigerina peregrina</i> <i>Bulimina marginata</i> <i>Bulimina striata</i> <i>Bulimina aculeata</i>	<i>Textularia bermudezi</i> <i>Textularia pseudogramen</i> <i>Bolivina imporcata</i> <i>Plectofrondicularia floridanus</i> <i>Brizalina subaenariensis</i> <i>Brizalina</i> cf. <i>furcata</i> <i>Bolivina spathulata</i>	<i>Sphaeroidina bulloides</i> <i>Globobulimina</i> sp. <i>Chilostomella ovoidea</i> <i>Lernela inflata</i> <i>Globocacidulina subglobosa</i>	<i>Pyrgo lucernula</i> <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>

Tabla 5.2. Distribución de las distintas especies pertenecientes a la sección cerro Guaranache, en los distintos morfotipos.

Plano-Convex	Biconvexo	Biumbilicado redondeado	Cilíndrico
<i>Hanzawaia concéntrica</i> <i>Planulina ariminensis</i> <i>Cibicoides</i> sp. <i>Ammonia tépida</i> <i>Hanzawaia</i> cf. <i>ammophila</i> <i>Cibicorbis herricky</i> <i>Gyroidinoides</i> sp. <i>Gyroidinoides</i> cf. <i>venezuelana</i>	<i>Lenticulina iota</i> <i>Lenticulina calcar</i> <i>Lenticulina</i> cf. <i>americana</i> <i>Amphistegina lesonii</i> <i>Cibicides floridanus</i> <i>Cibicides umbonatus</i> <i>Cyclammina cancellata</i> <i>Cibicoides miocénica</i> <i>Elphidium poeyanum</i>	<i>Nonion</i> sp. <i>Melonis affinis</i> <i>Nonionella opima</i> <i>Saracenaria itálica</i> <i>Saracenaria latifrons</i>	<i>Rectuvigerina lamellata</i> <i>Clavulina difformis</i>
Cónico	Cónico-aplanado	Esférico/Ovoidal	Miliolina
<i>Uvigerina peregrina</i> <i>Bulimina marginata</i> <i>Bulimina striata</i> <i>Bulimina alazanensis</i> <i>Fursenkoina pontoni</i> <i>Buliminella elegantissima</i>	<i>Bolivina imporcata</i> <i>Brizalina barbata</i> <i>Brizalina subaenariensis</i> <i>Bolivina spathulata</i> <i>Textularia aglutinans</i>	<i>Sphaeroidina bulloides</i> <i>Globobulimina</i> sp. <i>Chilostomella ovoidea</i> <i>Lernela inflata</i> <i>Globocacidulina subglobosa</i>	<i>Pyrgo lucernula</i> <i>Sigmoilopsis schlumbergeri</i>

5.3 Distribución de morfogrupos

5.3.1 Sección cerro El Macho

5.3.1.1 Morfogrupos epifaunales

Los 8 morfogrupos definidos anteriormente poseen una distribución exclusiva a lo largo de la secuencia estudiada. El morfogrupo plano-convexo no posee una tendencia, sin embargo, muestra una mayor abundancia hacia la UEI (Miembro Cerro Negro). Este grupo se encuentra representado por la especie *Hanzawaia concentrica*.

El grupo biconvexo, exhibe una abundancia general a lo largo de toda la sección, con porcentajes de hasta 50% especialmente entre los 30 y 70 m. de sección. El grupo en cuestión se encuentra representado a lo largo de toda la sección por el género *Lenticulina*, a excepción de la sección perteneciente a la unidad estratigráfica III donde este se encuentra acompañado de la especie *Amphistegina lesonii* y hacia la base (UEI) por el género *Cyclammina* (Fig. 5.3).

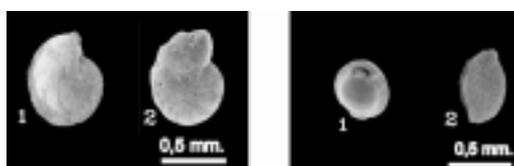


Fig. 5.1. (izquierda). Morfología biconvexa ejemplificado por (1) *Lenticulina iota* y (2) *Elphidium poeyanum*.. (derecha). Morfología Miliolina, ejemplificada por las especies (1) *Pyrgo* sp. y (2) *Sigmoilopsis schlumbergeri*. Cortesía de Perez y Lucena (2004).

El grupo miliolina, definido como el morfogrupo de menor abundancia, presenta un porcentaje de 20% y se observa en la unidad inferior (desde 0 hasta 37 m. de sección). Dicho grupo se encuentra representado por la especie *Sigmoilopsis schlumbergeri* (Fig. 5.3).

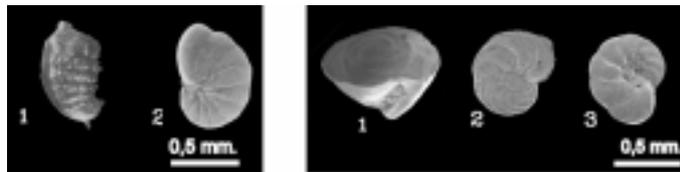


Fig. 5.2. (izquierda). Morfología biumbilicada redondeada, ejemplificado por (1) *Saracenaria latifrons* y (2) *Nonion* sp.. (derecha). Morfología Plano-convexa, ejemplificada por las especies (1) *Gyroidina altispira* , (2) *Planulina ariminensis* y (3) *Hanzawaia concentrica*. Cortesía de Perez y Lucena (2004).

5.3.1.1 Morfogrupos infaunales

El grupo cilíndrico, se observa en el miembro inferior, entre los 0 a 30 m. de sección, con 50 % en promedio de abundancia. Dicho grupo está representado por la especie *Rectuvigerina lamellata* (Fig. 5.7).

El grupo biumbilicado redondeado, exhibe un aumento en la abundancia representado por porcentajes desde 0% en la base hasta 40% hacia los 90 m. de sección (UEIII). El género *Nonion* representa este grupo hacia el tope, mientras que hacia la base este grupo se observa representado por el género *Saracenaria* (Fig. 5.7).

El grupo Esférico/Ovoidal, está representado por abundancias mayores de 60% en las unidades estratigráficas I y II, mientras que al tope los porcentajes llegan a ser escasos. Dicho grupo se encuentra representado por la especie *Globocassidulina subglobosa* y en menores proporciones por la especie *Chilostomella ovoidea*.

El grupo Cónico, exhibe una marcada abundancia a lo largo de toda la sección, con valores promedios de 50 %. Este está representado por la asociación de especies *Uvigerina peregrina* / *Bulimina marginata*.

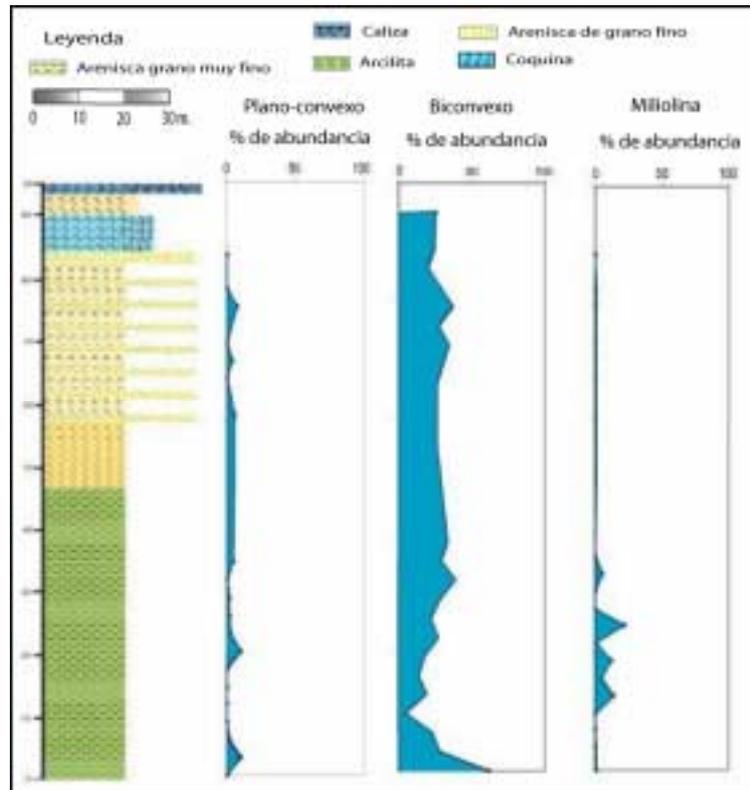


Fig. 5.3. Abundancia de morfogrupos epifaunales en la sección cerro El Macho.



Fig. 5.4 . (izquierda). Morfología cilíndrica, ejemplificado por (1) *Rectuvigerina lamellata* y (2) *Nodosaria* sp.. (derecha). Morfología Cónica, representada por (1) *Uvigerina peregrina*, (2) *Fursenkoina pontoni*, (3) *Bulimina marginata*. Cortesía de Pérez y Lucena (2004).

El grupo Cónico-aplanado, observado con una relativa abundancia a lo largo de toda la secuencia y porcentajes mayores de 50% en promedio, está ampliamente representado por el género *Brizalina*, seguido del género *Bolivina*.

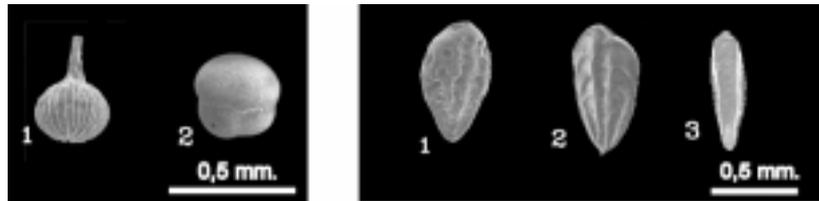


Fig. 5.5. (izquierda). Morfología esférica, ejemplificado por (1) *Lagena* sp. y (2) *Sphaeroidina bulloides*. (derecha). Morfología Cónica, representada por (1) *Bolivina impercata*, (2) *Brizalina subaenariensis*, (3) *Plectofrondicularia floridana*. Cortesía de Pérez y Lucena (2004).

5.3.2 Sección cerro Guaranache

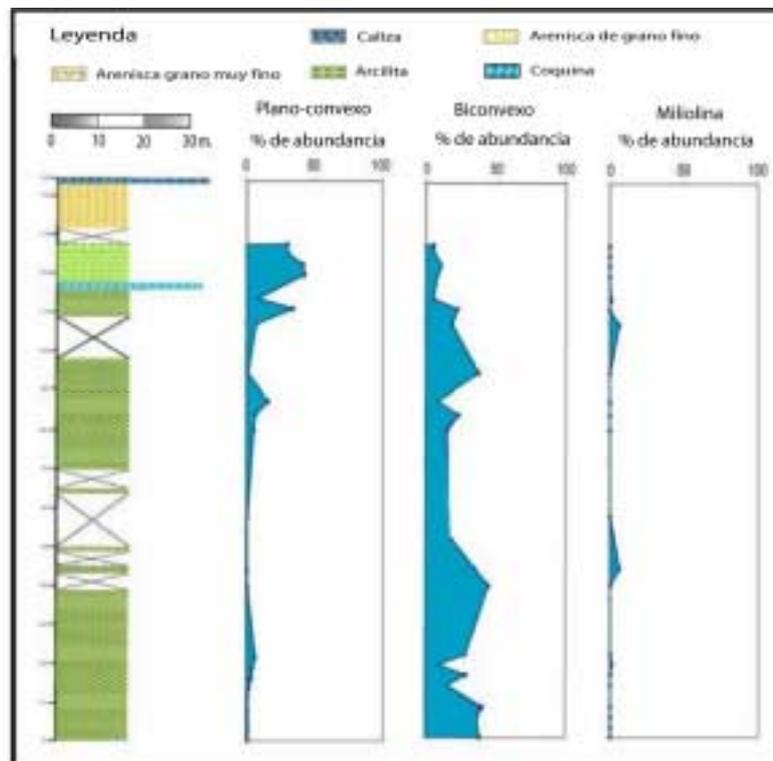


Fig. 5.6. Abundancia de morfogrupos epifaunales en la sección cerro Guaranache.

5.3.2.1 Morfogrupos epifaunales

El grupo Plano-convexo, representa una abundancia exclusiva en el tope de la sección, donde alcanza valores de hasta 50 % de abundancia en cada muestra (sección

Miembro Cerro Negro). Este se representa por la especie *Hanzawaia concentrica*, mientras que hacia la base está representada por *Hanzawaia cf. ammophila*.

El grupo Biconvex muestra una abundancia relativa a lo largo de las unidades estratigráficas I y II, a diferencia del miembro superior donde los porcentajes son notablemente bajos. Este morfogrupo se encuentra representado, al igual que en la sección anterior por los géneros *Lenticulina* y *Cyclamina*.

El morfogrupo Miliolina, constituido principalmente por las especies *Sigmoilopsis schlumbergeri* y *Pyrgo lucernula*, define el morfogrupo con menor abundancia, con porcentajes máximos de 8% y se encuentra restringido a la UEI. (Fig. 5.6)

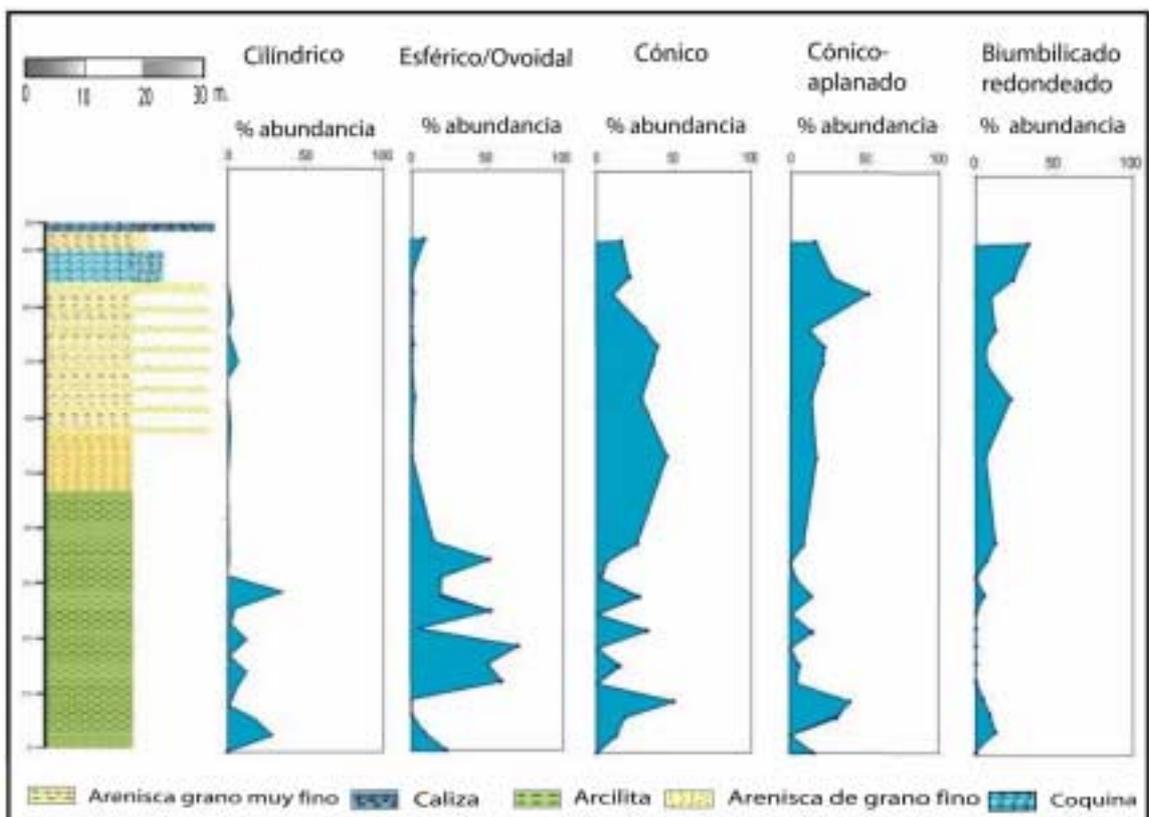


Fig. 5.7. Distribución de morfogrupos infaunales sección Cerro El Macho.

5.3.2.2 Morfogrupos infaunales

El grupo Cilíndrico, exhibe valores promedios de abundancia de 18% únicamente hasta los 90 m. de sección. Este grupo se representa por la especie *Rectuvigerina lamellata*, al igual que en la sección anterior.

El grupo Biumbilicado redondeado, muestra una abundancia restringida hacia el tope, con porcentajes de hasta 86% de abundancia. Este, se constituye al igual que en la sección Cerro El Macho, por el género *Nonion*, mientras que hacia la base, domina la especie *Saracenaria latifrons*.

El grupo Esférico/Ovoidal muestra porcentajes de abundancia que alcanzan valores de 20% hacia la base, para disminuir gradualmente mientras se sube en sección. Este está representado por la asociación *Chilostomella/Globocassidulina*.

El morfogrupo Cónico, denotado por presentar una mayor abundancia faunal a lo largo de la secuencia de Cerro Guaranache, muestra un porcentaje promedio mayor a 50% de abundancia, donde los géneros más abundantes son: *Uvigerina/Bulimina*. El morfogrupo Cónico-aplanado, muestra una abundancia restringida a las unidades UEI y UEII. Este grupo se representa por las especies *Brizalina subaenariensis* y *Bolivina imporcata* (Fig. 5.8).

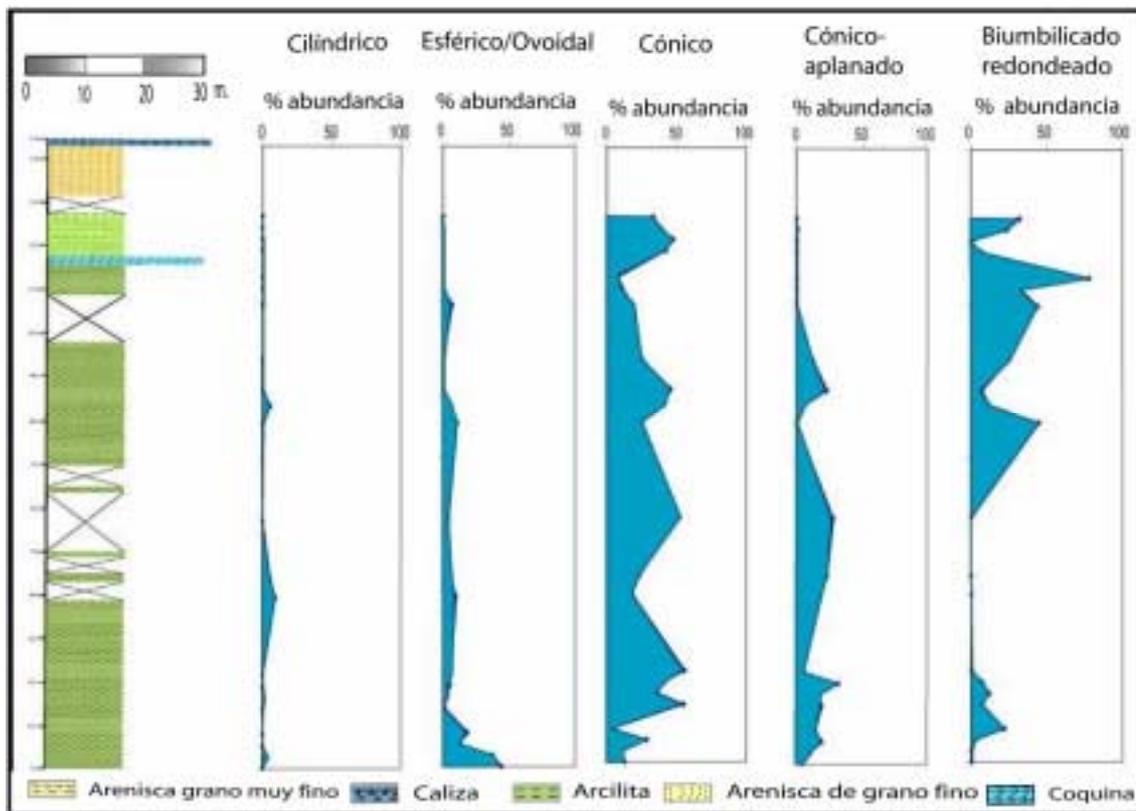


Fig. 5.8. Distribución de morfogrupos infaunales sección cerro Guaranache.

5.4 Definición de biofacies

La sistemática de las especies de foraminíferos se define principalmente por la morfología de la concha. Dicha forma está controlada por cualquiera de los factores que definen las biofacies. Debido a esto, y a que estos son independientes de la taxonomía, los morfogrupos poseen un gran potencial para la determinación paleoambiental. Además, estos son independientes del nivel taxonómico, por lo tanto no existen problemas de subjetividad entre investigadores.

Para la diferenciación de las biofacies, se realizó el análisis Q basado en 8 variables definidas por los morfogrupos establecidos anteriormente. Se usó el coeficiente de similitud de Gower, debido a la resaltante definición de conjuntos a partir de estos, además de ser el coeficiente más usado en trabajos con datos de tipo

faunales. La utilización de éstos y no de taxas, se efectuó debido a la facilidad del manejo de 8 variables morfológicas y no de 64 variables que constituyen el total de especies bénticas identificadas.

5.4.1 Nomenclatura de biofacies

La nomenclatura usada en este trabajo, se fundamenta en un sistema de siglas de fácil manejo y aprendizaje. Esta se basa primero en números romanos, con la intención de identificar a la misma; luego seguido a esta, se asigna la nomenclatura (em “El Macho”) ó (cg “Cerro Guaranache”) para diferenciar la sección de estudio. Ya definidos estos dos primeros parámetros, se asignará un segundo número en minúscula y cursiva, para establecer las subfacies presentes.

5.4.2 Sección Cerro El Macho

En esta sección, constituida por 27 muestras blandas, se definieron un total de 3 biofacies llamadas Biofacies **Iem**, **Iema** y **Iemb** (Fig. 5.9). La biofacies definida como Iem, presenta dos subfacies, debido a la relación marcada por el análisis de conglomerados, el cual puede ser influenciada por condiciones similares de depositación.

5.4.2.1 Biofacies Iem

Esta se define hacia la base en los primeros 21 m. de sección, (muestras EM-001 hasta EM-019) (Fig. 5.10), incluida en la UEI, donde se conforma por una máxima abundancia de los morfogrupos miliolina, esférico/ovoidal y cilíndrico, mientras que las distintas especies características de esta Biofacies son: *Sphaeroidina bulloides*, *Cyclamina cancellata*, *Rectuvigerina lamellata* y *Bolivina imporcata*. Otros miembros importantes y abundantes que caracterizan este conjunto son: *Chilostomella oolina*, *Uvigerina peregrina*, *Lenticulina iota*, *Lenticulina calcar* y *Sigmoilopsis schlumbergeri*.

La fracción arena promedio es de 1%, mientras que el porcentaje promedio de especies pláncicas es de 68 %. Con respecto al contenido de carbonato de calcio y

COT, en este intervalo, ambos oscilan en 1%. Las especies dominantes son de ambientes Batial superior a medio (181 - 1417m.) (Murray, 1991 y Morkhoven, 1986).

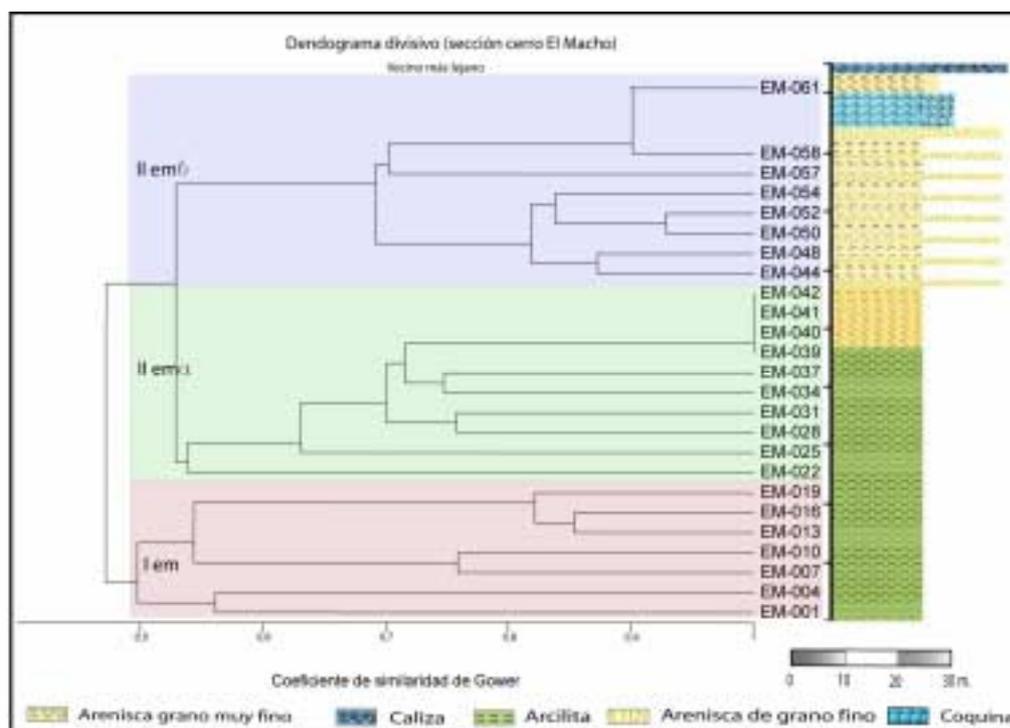


Fig. 5.9. Análisis Q de jerarquía divisiva, obtenida en sección cerro El Macho, donde son representadas las distintas biofacies

5.4.2.2 Biofacies Ilem

Se ubica desde los 30 hasta los 56 m de sección (muestras EM-022 hasta EM-042) (Fig. 5.11). Se delimita por el morfogrupo esférico/ovoidal y la máxima abundancia del morfogrupo cónico. Las especies características de esta biofacies son *Plectofrondicularia floridana* y *Globocassidulina subglobosa*, mientras que las especies con mayor abundancia son: *Brizalina subaenariensis*, *Globobulimina sp.*, *Uvigerina peregrina*, *Lenticulina iota* y *Cibicides miocenica*.

La fracción arena promedio de esta biofacies varía entre 0,72% hasta 22% hacia el tope de este conjunto, mientras que el porcentaje de especies pláncicas disminuye de 32% (promedio Biofacies I) a 20%, culminando en el tope con un 9%.

Los valores de carbonato de calcio oscilan entre 0,12% hacia la base de esta biofacies y 18,7% en el tope, igualmente ocurre con los valores de COT, donde inicialmente se observa 1% para disminuir hasta 0,42%. Las especies bénticas dominantes ubican profundidades típicas desde ambientes nerítico medio hasta batial superior (105 a 1109 m, Murray, 1991 y Morkhoven *et al.*, 1986).

La descripción de este intervalo, indica un período de transición, el cual debido a la presencia de fauna característica de distintas profundidades y al aumento de la fracción clástica, se infiere una somerización abrupta en la secuencia o la presencia de corrientes de surgencia que alteran los patrones de microhábitats observados.

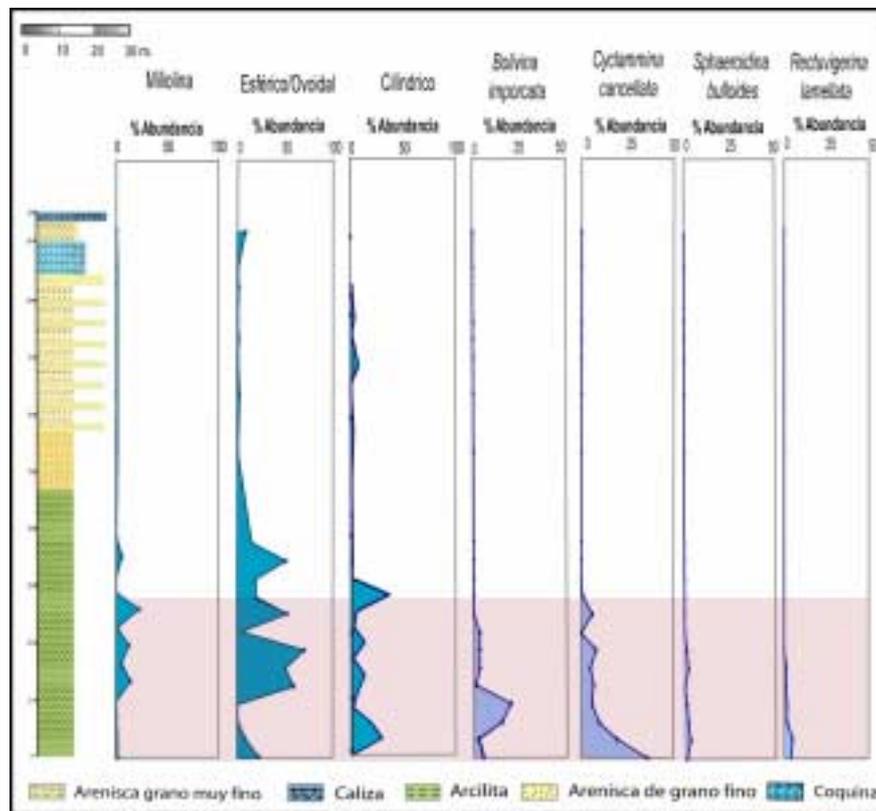


Fig. 5.10. Morfotipos y taxas características de la Biofacies Iem, representado por la zona coloreada rojiza

5.4.2.3 Biofacies IImb

Se observa hacia el tope de la secuencia desde 56 hasta 95 m. de sección (muestras desde EM-044 hasta EM-061) (Fig. 5.12). Esta se define por una mayor abundancia de los morfogrupos biumbilcado redondeado y cónico-aplanado. Las especies determinantes de esta Biofacies son: *Amphistegina lessonii*, *Hanzawaia concentrica* y *Nonion sp.*, mientras que otros miembros importantes de esta biofacies son: *Uvigerina peregrina*, *Lenticulina iota*, *Lenticulina calcar*, *Brizalina subaenariensis*, *Elphidium poeyanum* y *Hanzawaia cf. ammophila*.

Los datos obtenidos exhiben una fracción arena promedio para esta biofacies de 20% aproximadamente y el porcentaje de especies pláncticas es de 8%. Los datos de carbono inorgánico y orgánico oscilan entre 19% y 0,29% respectivamente.

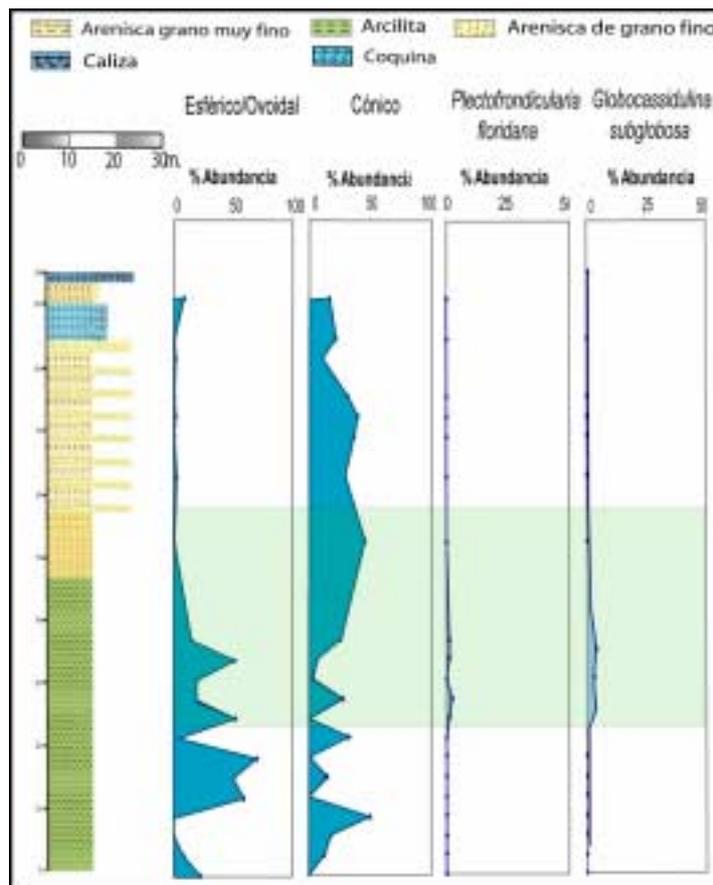


Fig. 5.11. Morfotipos y taxas características de la Biofacies IIma, representado por la zona coloreada verdosa.

El ambiente característico de las especies dominantes se encuentra en la plataforma interna (0 – 60 m de profundidad, Murray, 1991 y Morkhoven *et al.*, 1986).

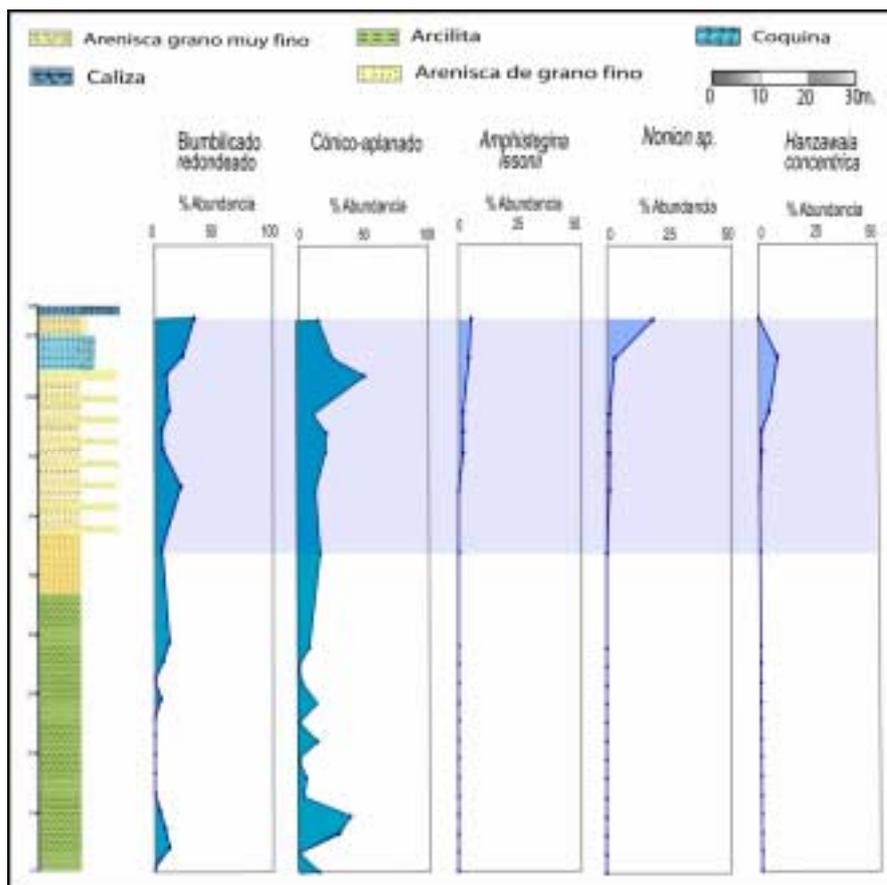


Fig. 5.12. Morfotipos y taxas características de la Biofacies IIemb, representado por la zona coloreada verdosa

5.4.3 Sección Guaranache

A partir del análisis cluster de las 32 muestras recolectadas en cerro Guaranache se definieron al igual que en la sección anterior, 3 biofacies distintas **Icg**, **IIcga** y **IIcgb** (Fig. 5.13). La biofacies definida como **IIcgb**, exhibe dos subfacies, debido a la relación marcada por el análisis Q, el cual puede estar influenciado por condiciones similares de depositación.

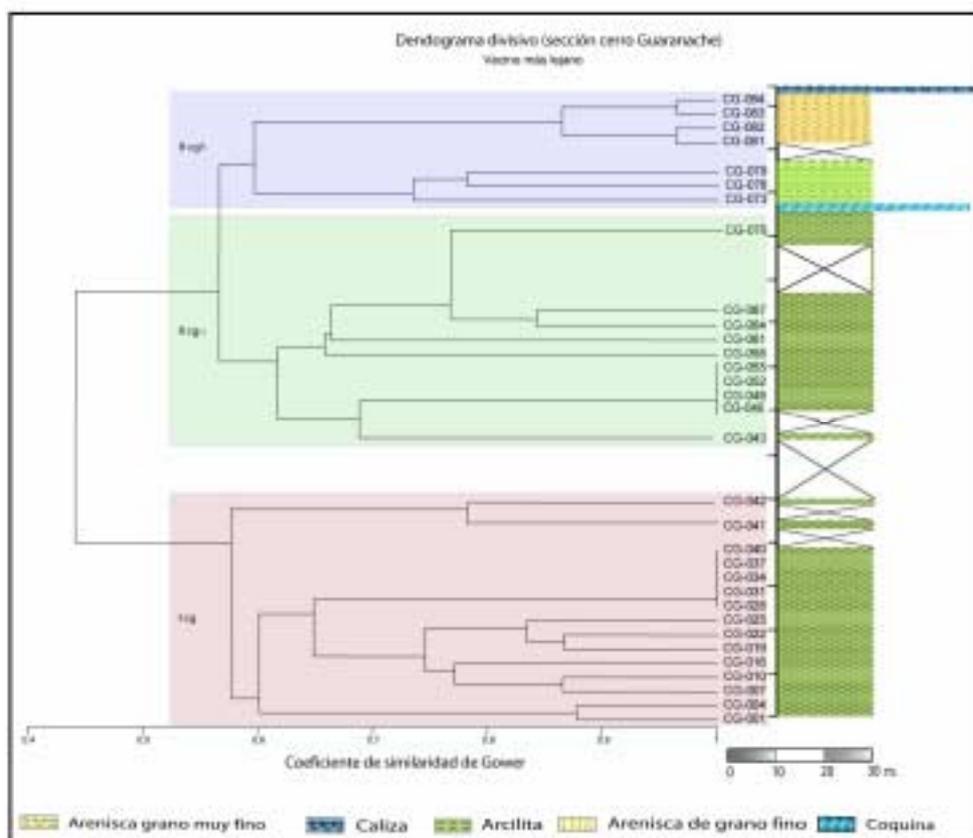


Fig. 5.13. Análisis Q de jerarquía divisiva, obtenida en sección cerro Guaranache, donde son representadas las distintas biofacies

5.4.3.1 Biofacies Icg

Se extiende hacia la base desde 0 m hasta 50 m de sección (muestras CG-001 hasta CG-042). Esta Biofacies, se define por una mayor abundancia de los morfogrupos biconvexo y esférico/ovoidal. Las especies características de esta Biofacies son *Cyclammina cancellata*, *Chilostomella oolina* y *Sphaeroidina bulloides*, aunque esta última se observó en porcentajes despreciables. Las especies más abundantes de este conjunto son: *Uvigerina peregrina*, *Brizalina subaenariensis*, *Lenticulina iota* y *Lenticulina calcar*.

La fracción arena en este intervalo es de 0,20% en promedio, y el porcentaje de especies pláncicas es de un 70,4 %. El porcentaje de carbonato de calcio oscila en

0,37% en promedio; a la vez que el de carbono orgánico presenta valores de 1,30%. Se definió al igual que en la biofacies Iem, ambientes batial superior-medio (468 a 1109 m de profundidad, Murray, 1991 y Morkhoven *et al.*, 1986).

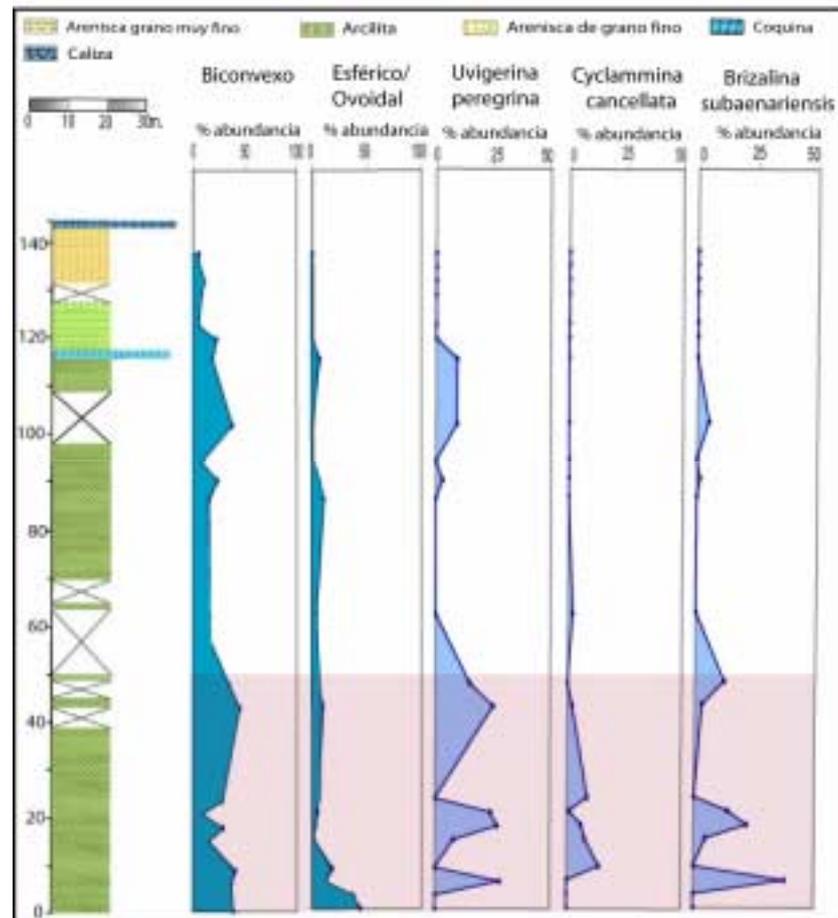


Fig. 5.14. Morfotipos y taxas características y dominantes en la Biofacies Icg, representado por la zona coloreada rojiza

5.4.3.2 Biofacies II *cga*

Esta biofacies se observa desde los 50 hasta 105 m. de sección (muestras CG-043 a CG-070). (Fig. 5.15). Se define por una mayor abundancia del grupo cónico-aplanado, la aparición del morfogrupo biumbilicado redondeado, y desaparición de los morfogrupos biconvexo, esférico/ovoidal y cónico-aplanado. La especie

característica de esta biofacies es *Bulimina marginata*, mientras que las especies dominantes son: *Uvigerina peregrina*, *Bolivina impercata* y *Brizalina subaenariensis*.

La fracción arena se ubica en 0,40% en promedio, mientras que el porcentaje de especies pláncicas es de un 23% del total de organismos. Los análisis de carbono inorgánico y COT se observan entre 0,3 a 0,52% para el primero y 0,53 en promedio para el segundo. Los organismos dominantes muestran un intervalo de ambientes dentro de la plataforma externa hasta batial superior (105 – 1207 m. de prof, Murray, 1991 y Morkoven *et al.*, 1986). Esta Biofacies representa a partir de los datos obtenidos, una etapa transicional debido a la mezcla de fauna característica de distintas profundidades, que al igual que en la sección anterior, se infiere una somerización abrupta de ambiente en la secuencia o la presencia de corrientes de surgencia a través de la sección estudiada.

5.4.3.3 Biofacies IIcgb

La tercera biofacies de la sección Cerro Guaranache, se ubica entre 105 hasta 145 m. de sección, (muestras desde CG-073 hasta CG-084) (Fig. 5.16). La biofacies IIcgb se define por una mayor abundancia de los morfogrupos plano-convexo y biumbilicado redondeado, donde las especies características son: *Cibicides floridanus*, *Hanzawaia concentrica* *Planulina marialana*, *Buliminella elegantissima*, *Fursenkoina pontoni*, *Elphidium poeyanum* y *Nonion sp.*, mientras que otras especies de menor abundancia encontradas son: *Uvigerina peregrina*, *Hanzawaia cf. ammophila*, *Amphistegina lesonii*, y *Ammonia becarii*.

Hacia el tope, se observa una abundancia del conjunto conformado por la especies *Buliminella elegantissima* y *Amphistegina lesonii*, se asocia a ambientes arrecifales (Javaux *et al.*, 2003).

La fracción arenosa se encuentra en el orden de 14%, mientras que los valores de abundancia de especies pláncicas se encuentran en un 6%. Los análisis de carbono, muestran un porcentaje de 18% en promedio para el inorgánico y 0,20% para el orgánico. Los ambientes de esta biofacies, en base a las especies dominantes,

se encuentra estrictamente en la plataforma interna (0 a 60 m. de prof, Murray, 1991 y Morkhoven *et al.*, 1986).

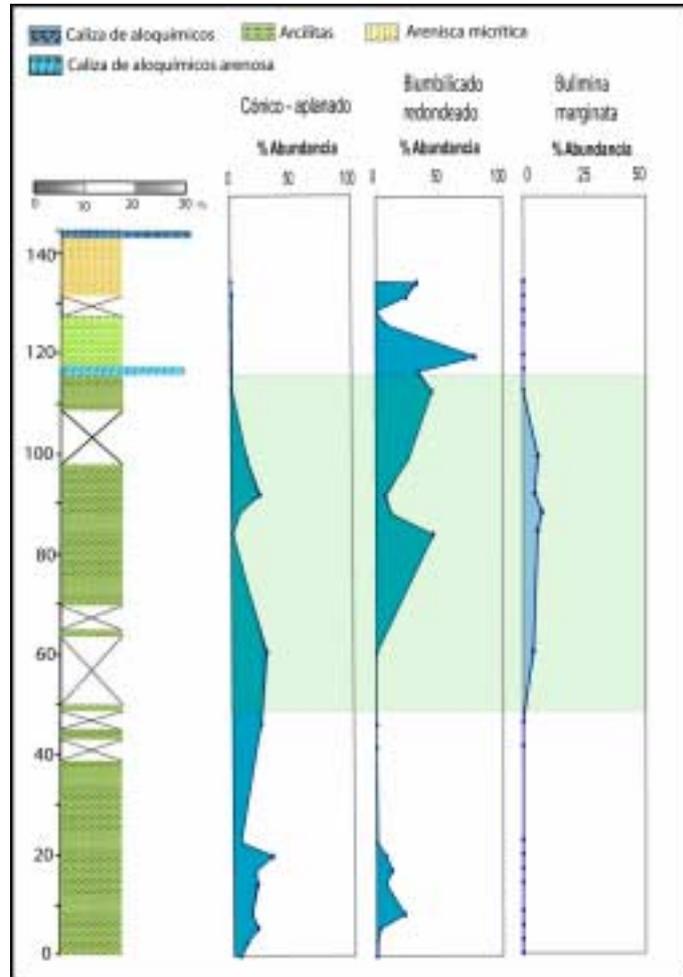


Fig. 5.15. Morfotipos y taxas características y dominantes en la Biofacies Ilcga, representado por la zona coloreada verdoso

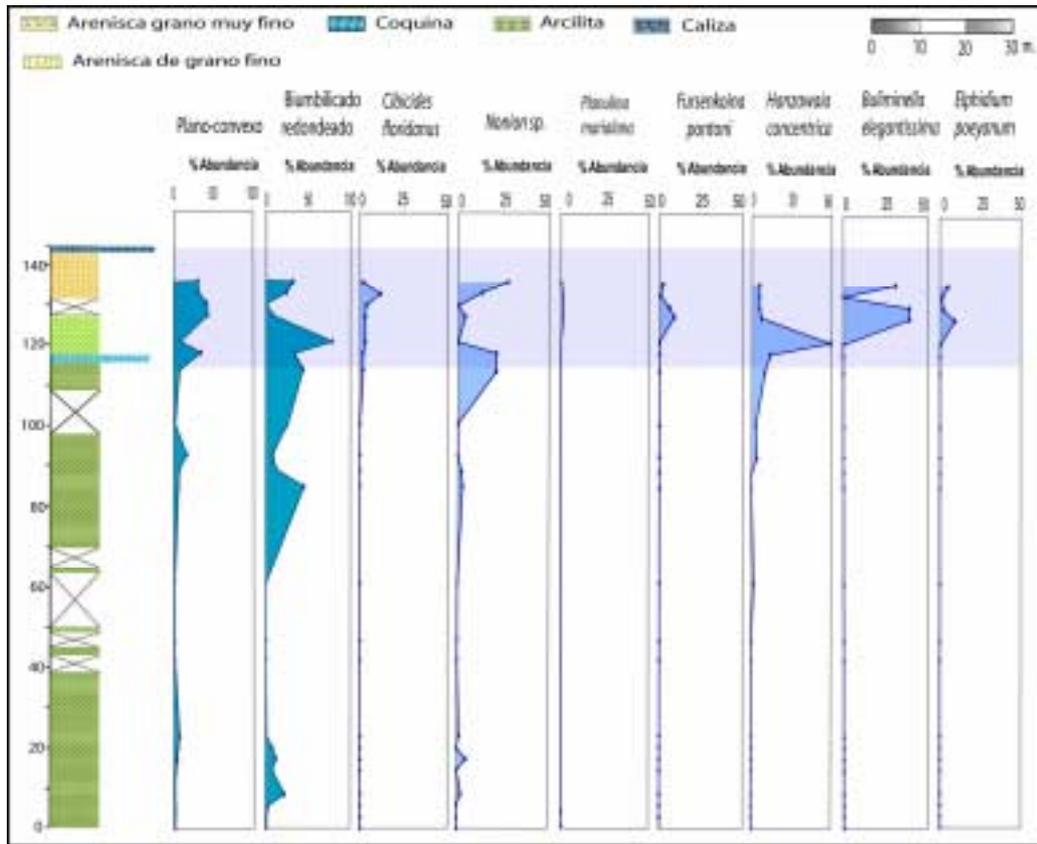


Fig. 5.16. Morfotipos y taxas características y dominantes en la Biofacies IIcgb, representado por la zona coloreada azulada

5.5 Paleoecología y estrategias de vida

La paleoecológica está basada en la premisa de que el presente es la llave del pasado. En este contexto se considera la incertidumbre de la representatividad de los ambientes modernos y si las relaciones ecológicas de la fauna moderna son aplicables al registro fósil.

Diversos estudios indican que la abundancia de foraminíferos béticos y su distribución son importantes para la interpretación paleobatimétrica de la sedimentación (Murray, 1991 y Buzas & Gibson, 1973; Olson & Wise, 1987; Olsson, 1991 en Liu *et al.* 1997). Dicha distribución está controlada por factores bióticos y abióticos, los primeros están conformados por salinidad, temperatura, tipo de

substrato, contenido de oxígeno disuelto, fuente de nutriente y corrientes (Koutsoukos & Hart, 1990), mientras que los segundos se componen por las interrelación entre los organismos. Los taxa de foraminíferos definen los ambientes específicos de preferencia, que pueden ser usados para la reconstrucción de ambientes pasados (Liu *et al.*, 1997).

Las características del medio donde habitan los organismos descritos anteriormente, son derivadas de la interacción entre las condiciones particulares que requiere cada especie. Por consiguiente, cada organismo se adapta a distintas condiciones. Dichas condiciones son las mismas que controlan la depositación de la Formación Cubagua.

La zona de disolución de CaCO_3 es otro factor que rige la presencia de foraminíferos en el registro estratigráfico. Para el estudio de la Formación Cubagua este factor no influyó, debido a la presencia de conchas carbonáticas en la base en las dos secciones estudiadas que indican un nivel de lisoclina de mayor profundidad a la sección estudiada.

La distribución de morfogrupos Epifaunales-Infaunales, muestra un patrón el cual se manifiesta a raíz de las condiciones de cada microhábitat, donde estos organismos se adaptaron a través de la definición de una morfología y un modo de vida favorable a cada una de las condiciones (nutrición, estabilidad, respiración) imperantes en el medio.

Los altos valores de carbón orgánico en aguas menores a 1500 m. de profundidad, crean condiciones de baja oxigenación, el cual junto a una alta producción de materia orgánica mayor a la oxidada, controlan el contenido de COT, y a su vez sirve como un abundante recurso alimenticio de los foraminíferos (Corliss & Chen, 1988). Estas características ambientales son sugeridas a favor a la presencia y dominio de los morfogrupos infaunales (Corliss y Emerson, 1990). Los valores bajos de carbón orgánico encontrados crean ambientes limitados en comida, donde los microhabitats epifaunales son ventajosos para la obtención de esta (Corliss & Emerson, *op cit.*).

En áreas de intensa surgencia con productividad primaria asociada, se observan acumulaciones de granos finos con un contenido de carbono orgánico de 10 a 20 veces mayor de lo normal. Estos pueden alojar foraminíferos epifaunales que se establecen sobre la superficie del sedimento (Murray, 1991).

El desarrollo de la termoclina es otro factor influyente en la diversidad de los foraminíferos pláncnicos dentro de la columna de agua (Premoli Silva et al., 1999 en Magotta y Ramirez, 2004). Esta, es un nivel dependiente de la temperatura, y es la transición entre la zona de mezcla (Mixed Layer) y la zona de aguas profundas (Deep Water).

La termoclina puede estar más profunda o superficial dependiendo de los procesos de surgencia “*upwelling*”, los cuales son causantes de la variación en la profundidad de esta capa y por consiguiente, de la abundancia de vida en el medio. En las zonas donde existe mayor productividad, la zona de mezcla aumenta su espesor, mientras que la termoclina disminuye. Kameo (2002), puntualiza que para el sur del Caribe en el Plioceno (3,1 millones de años) la termoclina disminuyó y las condiciones de las aguas más superficiales comenzaron a ser oligotróficas. Esto ocurrió como resultado del cierre del istmo de Panamá. Donde Estévez *et al.* (2003) evidencia este cambio a partir de variaciones estacionales de los isótopos de O₁₈ a partir de cambios en los patrones de circulación oceánica producto de la corriente nor- ecuatorial hacia la región sureste del Caribe.

En la zona de estudio, este fenómeno se evidencia a partir de la aparición de morfotipos típicos de aguas profundas presentes en aguas plataformales, además del reporte de la especie *Globigerina bulloides* a lo largo de la secuencia Plio-Pleistocena. Esta especie según Keller (1978) y Black *et al.* (1999), es un índice eficiente de bajas temperaturas. Esta, junto a una serie de especies pláncnicas de aguas cálidas (*Gr. menardii menardii*) certifican la actuación de corrientes de surgencia en el Neógeno de la península de Araya.

En la Fig. 5.17 se observa la relación de COT en base a la abundancia de organismos infaunales-epifaunales, donde se exhibe una tendencia inversa en relación a los organismos epifaunales a diferencia de la abundancia de los organismos

infaunales, observándose una proporcionalidad entre ambas gráficas. Esto concuerda con lo planteado por Corliss & Chen (1988), que establecen un modo de estimar contenido de COT en base al contenido epifaunal / infaunal.

Es importante destacar la existencia de niveles de moldes internos en la secuencia, donde en dichos niveles, se reporta una disminución del porcentaje de carbono orgánico (Fig. 5.17). Estos moldes, muestran una coloración anaranjada ligada posiblemente a la presencia del mineral hematina (óxido de hierro).

Mullineaux & Lohmann (1981) en su estudio al oriente del mar Mediterráneo, reportan la presencia de condiciones que pudieron ser las que originaron estos moldes en la UEI de la Formación Cubagua, relacionado a condiciones anóxicas. Dichas condiciones, favorecieron a la horadación de organismos y foraminíferos béticos tolerantes de baja oxigenación, pero con tendencia a corroer las conchas carbonáticas y reemplazarlas por minerales típicos de condiciones reductoras. Posterior a ella, la reintroducción de aguas oxigenadas se evidencia por sedimentos amarillos, anaranjados-beige, con ausencia de minerales originados durante dicha anoxia. La presencia de estos niveles se relaciona con el tipo del substrato presente, donde los morfogrupos Biconvexo y Cilíndrico muestran una disminución de la abundancia por un aumento puntual de la granulometría, facilitando la percolación de fluidos que oxidaron los moldes mencionados.

5.5.1 Análisis de Morfogrupos

A partir del estudio de la tendencia y abundancia de los distintos morfogrupos asignados y a partir de estudios previos en el tema, se definirán los factores que controlan la morfología de la concha de los distintos organismos, como patrones resaltantes que imperaron en la depositación de la secuencia neógena de la Formación Cubagua.

5.5.1.1 Morfogrupos Epifaunales

5.5.1.1.1 Morfogrupos plano-convexo

Dentro de los morfogrupos asignados, el grupo “*plano-convex*” posee una abundancia mayor hacia el tope de la secuencia. Severín (1983); Corliss & Chen (1988) y Corliss & Foiss, (1991) plantean un morfogrupo de iguales características, con una disminución en la abundancia hacia la base. Severin (op. cit.) define que el incremento en la asimetría de la concha en aguas profundas, puede estar relacionado con la turbulencia del medio, al igual que factores bióticos como la bioturbación. Corliss (1985), Boltovskoy *et al.* (1991) y Corliss & Foiss (1991), infieren que las formas plano-convexas son ventajosas para el adherirse a la interfase agua-sedimento durante momentos de turbulencia de fondo o por estabilidad en el viaje sobre o cerca de la superficie, por lo tanto el lado adherente de la concha adopta la forma del fondo.

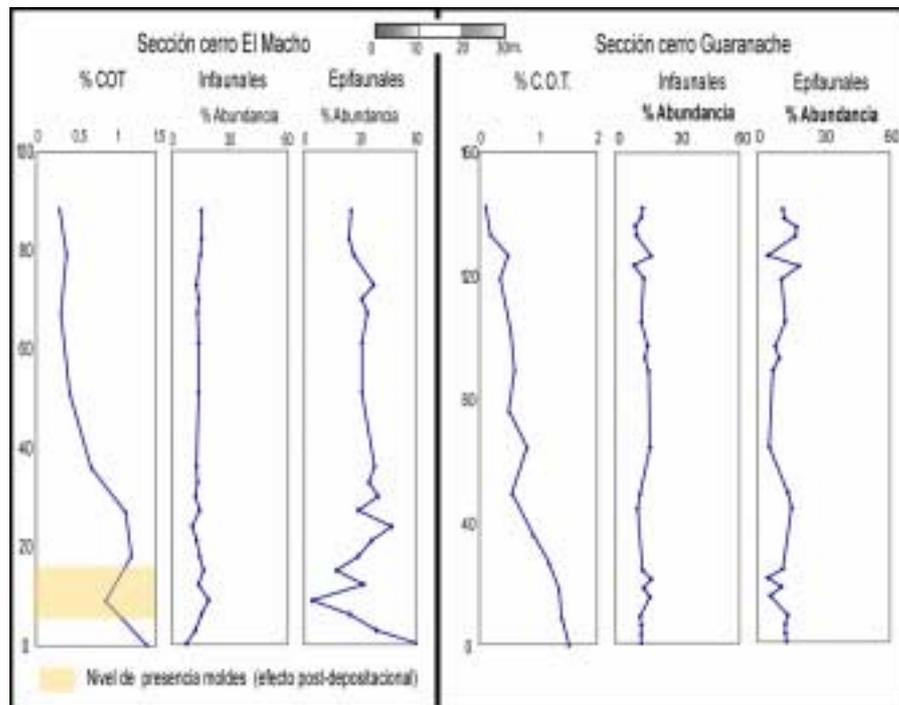


Fig. 5.17. Gráfica C.O.T. vs. organismos infaunales y epifaunales, donde se observa mayor abundancia con el aumento de COT para el primero, a diferencia del segundo, el cual presenta una relación inversa.

Bernhard (1986) en Kaiho (1991), define los conjuntos plano-convexo como representante de condiciones oxigenadas ($> 0,5 \text{ ml/L O}_2$). En concordancia con lo anteriormente expuesto, Hallock y Glen (1986) definen que bajo el nivel de las olas, el grado de aplanamiento de los individuos es un indicativo de turbidez del agua, por lo tanto estos especímenes son comunes en microhabitats protegidos por el margen de arrecife. Medioli & Scout (1978) y Kitazato (1984) en Boltovskoy *et al.* (1991), enfatizan que los diferentes modos de vida (adjunto, libre y sobre algas) están fuertemente relacionados con la forma de la concha, así que en substratos rocosos, los organismos pueden desarrollar una estructura casi perfectamente plano-convexa, por lo tanto la influencia del substrato en la morfología de la concha es particularmente importante en toda forma sedentaria.

En resumen, el grupo plano-convexo se define como adaptado a aguas someras con una alta energía, donde se observa un aumento de la fracción arenosa proporcionalmente con la abundancia de este morfogrupo (Fig. 5.18). Además de presentarse una buena oxigenación de fondo, donde debe subsistir en rangos batimétricos plataformales (10 a 200 m. de profundidad).

5.5.1.1.2 Morfogrupo biconvexo

La representación del morfogrupo biconvexo en las dos secciones estudiadas posee una abundancia relativa a lo largo de toda la sección. Corliss & Foiss (1991), definen dentro de su estudio en el Golfo de México un morfotipo biconvexo con valores de abundancia de 40% a profundidades menores de 500 m., mientras que a altas profundidades, los valores son altamente variables, oscilando entre 0 a $>70\%$. Corliss & Chen (1988), dentro de su estudio en el mar de Noruega definen formas de concha biconvexas, oscilando a profundidades entre 1500 y 4000 m. aproximadamente. Por lo tanto, estos mismos autores definen este morfogrupo por datos consistentes del mar de Noruega y del Golfo de México como dominantes en agua profundas.

En substratos lodosos la concha se desarrolla perfectamente con simetría bilateral (Medioli y Scout, 1978 y Kitazato, 1984 en Boltovskoy, *et al.*, 1991), esto se

sustenta a partir de la Fig. 5.18 donde son enfrentadas la abundancia del morfogrupo biconvexo vs. La fracción terrígena a lo largo de toda la secuencia en las dos secciones estudiadas, donde se aprecia el aumento de este morfogrupo a medida que la fracción arenosa disminuye. En concordancia, Myers (1942) en Boltovskoy, *et al.* (op cit.), encontró en algas densas, restos de *Amphistegina* y el *Elphidium* (representantes de este morfogrupo), usualmente están adaptados a fondos arenoso-lodosos.

Además, Corliss & Chen (1988); Corliss & Foiss (1991) y Corliss (1985), plantean que las formas biconvexas y plano-convexas, con ausencias de poros superficiales en un solo lado de la concha, son inferidas como ventajosas para adherirse sobre la interfase de agua-sedimento o para la estabilidad en el viaje sobre o cerca de la superficie. Con referencia a estas condiciones, Kahio (1991) y Corliss & Chen, (op. cit.) asocian esta morfología como representante de condiciones de depositación con oxigenación.

En conclusión, el morfogrupo biconvexo, observado con relativa abundancia en toda la secuencia a lo largo de las dos secciones, se encuentra adaptado a zonas de substrato blando sin una batimetría en específica, es decir, se presenta con mayor abundancia en zonas con aporte terrígeno despreciable o en zonas con una cubierta vegetal suficiente para el desenvolvimiento de esta simetría en la concha. Para una mayor descripción de los microhabitats, basándose en solo la abundancia de este morfogrupo, es necesario el estudio de las relaciones faunales.

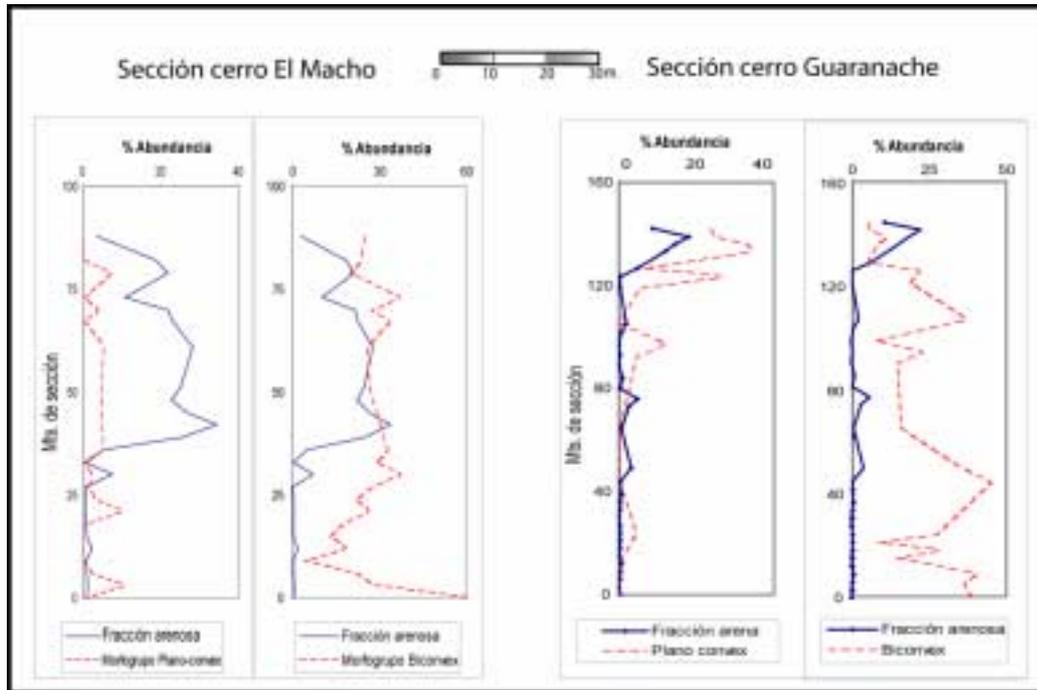


Fig. 5.18. Gráficas Morfogrupos Biconvex y Plano-convex vs. fracción terrígena, pertenecientes a la secciones cerro El Macho y cerro Guaranache

5.5.1.1.3 Morfogrupos miliolina

El morfogrupo Miliolina, posee una marcada tendencia en la UEI y UEII (Miembro Cerro Verde), pero debido a la escasez faunal de este grupo no se consideró como determinante de condiciones específicas.

Corliss & Foiss (1991), definen al morfogrupo miliolina con valores generalmente menores de 20% y con gran ausencia en muchas muestras, mientras que Corliss & Chen (1988), observan estas formas desde los 3000 a 4000 m. de profundidad en el mar de Noruega.

En el talud de arrecife, cerca y debajo del nivel base de olas (ambientes lagunares abiertos de energía límite de olas comparable), Hallock & Glenn (1986) estudian especies perteneciente al subgénero miliolina, los cuales viven dentro y sobre arenas cubiertas por algas.

En base a los datos reportados por el suscrito y por diversos autores, no se considera individualmente a este morfogrupo, como determinante en los cambios de microhabitats a lo largo de la secuencia de la Formación Cubagua.

5.5.1.2 Morfogrupos Infaunales

5.5.1.2.1 Morfogrupo cilíndrico

El Morfogrupo cilíndrico “cylindrical”, se exhibe en la sección cerro El Macho como un indicador determinante en el cambio de microhabitats, donde a diferencia de la sección cerro Guaranache no se observa. Esto se debe a la baja cantidad de especies identificadas con esta morfología.

Severin (1983), plantea que el grupo cilíndrico nunca alcanza más del 20% de la población total, por lo tanto, no se utilizó como indicador batimétrico pero se observó con relativa abundancia en ambientes de bahías (ambiente de baja energía). Corliss & Foiss (1991) reportan valores altos de este morfogrupo en los primeros 2000 m., pero bajo los 2000 m. los valores son de baja abundancia <20%.

Boltovskoy *et al.* (1991), sugieren que individuos de la misma especie son más largos con la disminución de la temperatura. Además, Douglas (1981) en Bernhard (1986) y Kahio (1991) definen que esta clase de morfología es típica de sedimentos anóxicos laminados (<0,1 ml/L O₂).

Lipps (1975) en Haynes (1981) plantea distintos hábitos de alimentación que afectan el desenvolvimiento de los pseudópodos que puedan dictar la estructura de la concha. Entre ellos define un grupo de alimentadores en suspensión, caracterizados por caracteres morfológicos tubulares y erectos, encajados al piso oceánico o embebidos al substrato, desprendiendo sus pseudópodos en la columna de agua. Dichas formas son comunes en condiciones tranquilas como en las llanuras abisales.

Por consiguiente, el morfogrupo cilíndrico “cylindrical”, se define en ambientes de bajas condiciones de oxigenación (Fig. 5.19) temperatura y por lo tanto baja energía, características típicas de ambientes profundos batiales a abisales.

5.5.1.2.2 Morfogrupos biumbilicados redondeados

El morfogrupo biumbilicado redondeado “round biumbilicate”, se observa con una abundancia restringida únicamente en la UEIII. Corliss (1985), lo define como típico de profundidades de 2 cm. bajo la interfase agua-sedimento.

Corliss & Chen (1988), reportan en su estudio del mar de Noruega una abundancia de un grupo análogo a este, en los primeros 100 m. de profundidad. Mientras que Corliss & Fois (1991) lo definen en el golfo de México con un gran dominio en aguas someras.

En concordancia con esto, Severin (1983) expone que las formas simétricas, redondeadas tienden a ocurrir en aguas salobres, además de que Bernhard (1986) lo asocia con condiciones de alta oxigenación.

En resumen, el morfogrupo biumbilicado redondeado, se define como típicos infaunales someros que habitan en condiciones de alta energía. Por consiguiente la presencia de este grupo está relacionado con una alta oxigenación y baja profundidad, posiblemente perteneciente a ambientes de plataforma.

5.5.1.2.3 Morfogrupos esféricos/ovoidales

El morfogrupo esférico/ovoidal “spherical/ovoid”, presenta una mayor abundancia en la UEI. A lo largo de las dos secciones estudiadas, la presencia de moldes sobre las especies bénticas fue un factor primordial en las formas ovoidales, donde según Bernhard (1986), definen estas formas con suficientes poros y paredes delgadas sin ornamentación, como pertenecientes a condiciones normales de conjuntos anaeróbicos, los cuales son explicados por el escaso aporte de carbonato. Estas condiciones son soportadas por este mismo autor con estudios realizados a géneros representantes de este morfogrupo. Mullineaux & Lohmann (1981), definen la abundancia de este con la culminación de las condiciones anóxicas.

Taxas que se incluyen en este morfogrupo, fueron usados como indicadores de antiguos fondos, donde reflejan una proporcionalidad con el contenido de carbón orgánico de los sedimentos (Rathburn & Corliss, 1994, Kahio 1991 y Kahio, 1999). Esta asociación con sedimentos de baja oxigenación, se observa en la Fig. 5.19,

donde se aprecia una abundancia relativa de este grupo asociada a altos valores de COT en ambas secciones.

En resumen, este morfogrupo, se define como un indicador determinante de condiciones que oscilan entre disaeróbicas y subóxicas, donde en las formas ovoidales no existe suficiente aporte de carbonato para segregar una concha gruesa, generándose los moldes mencionados principalmente sobre estas formas. El morfogrupo esférico/ovoidal “spherical/ovoid” en la Formación Cubagua, indica condiciones de batimetrías profundas a plataformales.

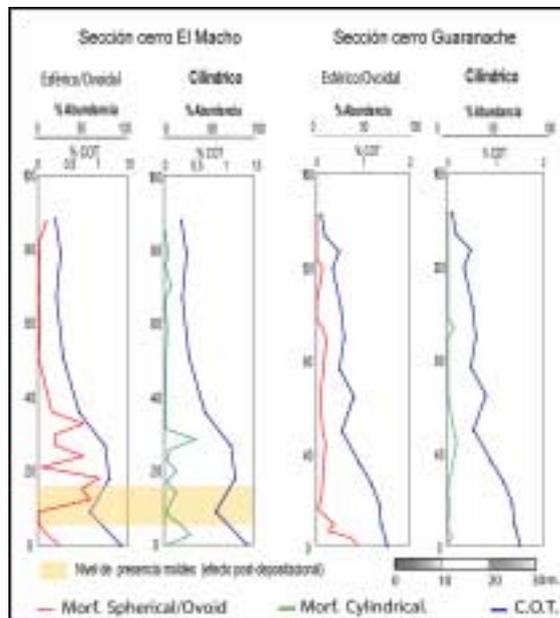


Fig. 5.19. Abundancia de los morfogrupos cilíndrico y esférico/ovoidal en la sección cerro El Macho y cerro Guaranache y su relación inversa en base al contenido de carbono orgánico total. La zona coloreada indica la presencia de un nivel de moldes.

5.5.1.2.4 Morfogrupo cónico

El morfogrupo cónico “capered”, se caracteriza por su abundancia a lo largo de los dos miembros constituyentes de la Formación Cubagua.

Severin (1983) plantea que el grupo Cónico muestra un incremento proporcional de la abundancia de este con la profundidad, definiéndolo como ausente en bahías y con un notablemente incremento a profundidades mayores. Similarmente

Corliss & Foiss (1991), definen este morfotipo con valores entre 0 a 90% de 0 a 1500 m. indicando un marcado aumento de este con la profundidad.

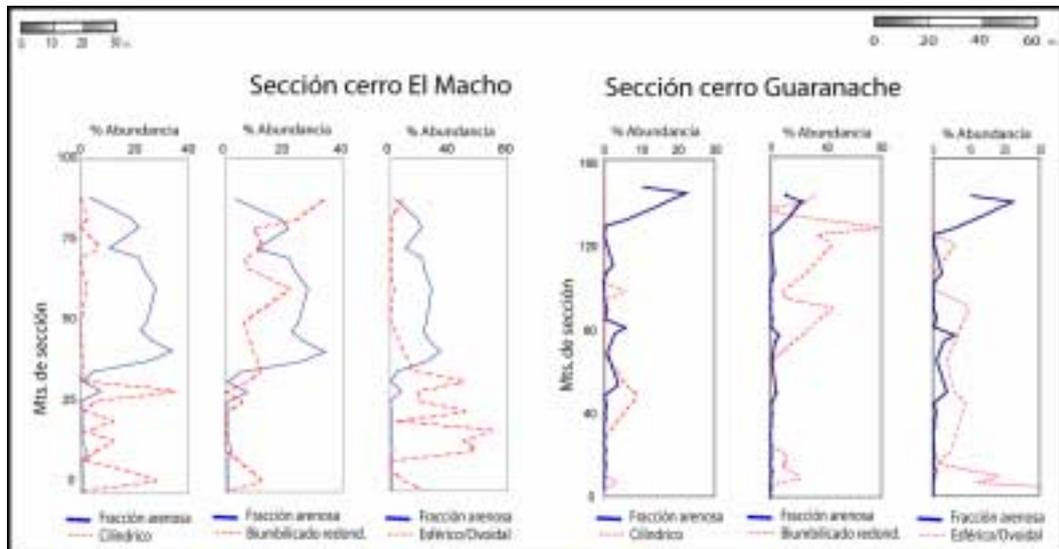


Fig. 5.20. Relación entre la fracción terrígena y el porcentaje de abundancia de los morfogrupos cilíndrico, biumbilicado redondeado y esférico/ovoidal en la sección cerro El Macho, donde en la primera y tercera se aprecia una relación inversa, mientras que para la segunda, se exhibe una proporcionalidad en los datos.

En el mar de Noruega, el dominio de este morfotipo se observa en aguas someras, mientras que en el golfo de México es predominante en aguas con profundidades no mayores de 1500 m. (Corliss & Fois, 1991).

Preece *et al.* (1999) en su estudio de foraminíferos aglutinados de agua profunda, notó que en ambientes modernos temporalmente disaeróbicos son dominantes las morfologías cónicas-elongadas “*tapered-elongates*”.

Estudios realizados por Miller & Lohman (1982) y Rathburn & Corliss (1994), notaron una asociación de *Uvigerina peregrina* (principal representante de este grupo), con profundidades batiales, temperaturas de fondo de 3 a 4 °C y aguas con bajo contenido de oxígeno. La mayor abundancia de esta especie coincide con la máxima de carbón orgánico en los sedimentos de talud. Esto sugiere que la distribución de *U. peregrina* en esta región puede estar influenciada por el bajo

contenido de oxígeno en los sedimentos, más que por el bajo contenido de oxígeno en el agua.

Bernhard, (1986) y Douglas, (1981) en Kaiho (1991) definen que sedimentos de baja oxigenación laminados ($<0,1$ ml/L O_2) son habitados en parte por esta morfología de alta porosidad.

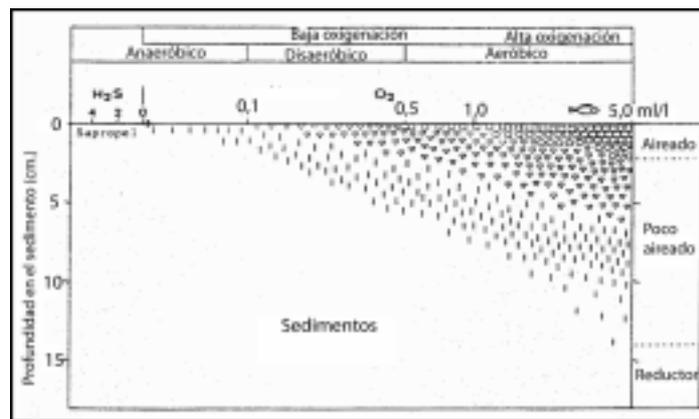


Fig. 5.21. Relación entre las condiciones de oxigenación de los organismos en base a la profundidad del sustrato. Tomado y modificado de Kaiho (1991).

El morfogrupo Cónico, se observa como representativo de ambientes con bajas condiciones de oxigenación, baja temperatura y por consiguiente baja energía. Esto corresponde con ambientes de altas profundidades, a diferencia de lo observado en los datos obtenidos de este estudio.

Kitazato (1984) establece que los sedimentos de la superficie están ampliamente constituidos por dos capas, una floculante definida por Sander (1960) en Kitazato (1984), con partículas constituidas por fragmentos de conchas y rocas dispersas a lo largo de la capa. La cantidad de detrito y bacterias decrece infrayacentemente hasta una capa llamada capa histórica. Por lo general, especies de foraminíferos béticos viven en la capa flocular, pero ciertos individuos se mueven libremente hasta la capa inferior. Además, Rathburn & Corliss (1994) en su estudio del mar de Sulu, observan que los valores de carbón orgánico aumentan con la profundidad en el sustrato (Fig. 5.21). Este patrón de valores en los sedimentos

puede ser esperado por un rápido enterramiento preservando una matriz orgánica a profundidad.

Estos mismos autores, a partir de estudios de especies representativas de este morfogrupo definen estas formas como típicas de profundidades mayores a los 5 cm. aproximadamente de sedimento (Infaunales profundos).

La migración de estos organismos a mayor profundidad hacia la llamada capa histórica, (microhábitat apropiado para este grupo), se define como uno de los posibles fenómenos que explican la presencia del morfogrupo Cónico en la UEIII (con mayor fracción arenosa y bajo contenido de COT), característico de ambientes y morfogrupos de mayor de energía.

Otro factor que podría explicar la presencia de este grupo, está dado por los estudios de Mendes *et al.* (2004) donde se estudian diversas especies tolerantes a deficiencias de oxígeno asociados al contenido de carbón orgánico alto en la plataforma portuguesa (Van der Zwaan *et al.*, 1999 en Mendes *et al.* 2004). Dichos autores observaron géneros asociados al morfotipo Tapered y Flattened-tapered (*Bolivina*, *Brizalina*, *Bulimina* y *Uvigerina*), ubicados en la plataforma continental. La presencia de ciertos géneros adaptados a sedimentos ricos en materia orgánica y baja oxigenación en la plataforma media-externa de sedimentos lodosos. Esta asociación de géneros, puede estar influenciado por intrusiones periódicas de aguas frías relacionadas a la surgencia de corrientes oceánicas (Estévez, 2003, Kameo, 2002 y Mathieu, 1986 en Mendesa *et al.*, 2004). Estas surgencia está ligada en la Formación Cubagua al tope de la secuencia.

Por lo tanto, la distribución de morfogrupos en la plataforma continental, está fuertemente influenciado por condiciones hidrodinámicas, como la cubierta vegetal, salinidad, temperatura, cantidad de oxígeno y matriz orgánica, los cuales son de importancia en la disposición batimétrica de los distintos morfogrupos.

5.5.1.2.5 Morfogrupos cónico-aplanado

El morfogrupo cónico-aplanado “flattened-tapered”, se observa con gran abundancia en la sección cerro El Macho en sus tres unidades, mientras que en la sección Cerro Guaranache se presenta este morfogrupo sin abundancia a partir del contacto entre los dos miembros de la Formación Cubagua.

Corliss & Chen (1988) plantea un morfogrupo aplanado “flattened”, el cual se exhibe en bajas abundancias (<3%) a los 600 m., mientras que Corliss & Foiss (1991) definen una máxima de abundancia a los 2000 m. de profundidad. A su vez, Severin (1983) plantea al igual que el morfogrupo anterior un incremento de la abundancia proporcional a la profundidad. En concordancia, Preece *et al.* (1999) notó en su estudio de foraminíferos aglutinados de agua profunda en ambientes modernos disaeróbicos, que los conjuntos son dominados en parte por morfologías elongadas.

Bernard (1986), plantea que el aplanamiento de la concha de las cámaras, provee mayor superficie de pared o superficie para los simbiontes. De este modo, conchas delgadas y aplanadas de foraminíferos, pueden vivir a grandes profundidades que las formas gruesas y más esferoidales.

La razón del dominio de estas morfologías planas es según Bernhard (1986) una característica que minimiza la tasa de hundimiento en los sedimentos blandos (Hendrix, 1958 en Bernhard, 1986). Para evitar el hundimiento, un incremento en el aporte de calcio es requerido a profundidades donde es escaso, por lo cual, podría resultar una secreción de concha con un máximo de área de superficie, suficiente poros y paredes delgadas y sin ornamentación; esta es la condición normal de estos conjuntos anaeróbicos. Esto a su vez, maximiza la obtención de oxígeno con conchas ampliamente perforadas, con gran superficie área-volumen que pueden proveer una gran área para la toma de oxígeno mitocondrial, ideal para ambientes de baja oxigenación (Corliss, 1985, en Preece *et al.*, 1999; Kahio, 1991 y Corliss 1985).

En resumen, el morfogrupo cónico-aplanado “flattened-tapered”, se define por diversos autores como típicos de bajas condiciones de oxigenación, substratos blandos y por lo tanto común de altas profundidades. Estos factores concuerdan con la sección cerro Guaranache, donde la UEIII no se reporta la presencia de este

morfotipo. Mientras, que en la sección cerro El Macho, la abundancia de este grupo es relativamente constante a lo largo de toda la sección. Dicho fenómeno puede estar asociado a corrientes de surgencia, a la presencia de una capa histórica favorable para la proliferación de organismos de baja oxigenación o por condiciones topográficas del substrato (ya explicado con el morfogrupo Cónico). Además, Bernhard (1986), reporta que en el talud de arrecife, cerca y debajo del nivel base de olas, el tamaño y el grado de aplanamiento de los individuos es un indicativo de atenuación de luz producto del incremento de la turbidez de las aguas.

5.6 Estimación paleobatimétrica

Las biofacies por separado pueden representar un evento depositacional individual, ya que estas pueden ser agrupadas para detallar todas las condiciones que imperaron y definieron los microhabitats de los microforaminíferos presentes desde el Mioceno Tardío hasta el Pleistoceno Temprano, que a su vez son las mismas condiciones que influenciaron la depositación de las rocas de la Formación Cubagua. Además de concluir la influencia del estudio de morfotipos como más ventajoso en el estudio de microhábitats.

Las condiciones que imperaron en la depositación de la Formación Cubagua, se infieren de manera general, a través de la relación *Rotaliina*, *Miliolina* y *Textulariina* como asociado a aguas marinas plataformales a profundas (ver Fig. 5.22)

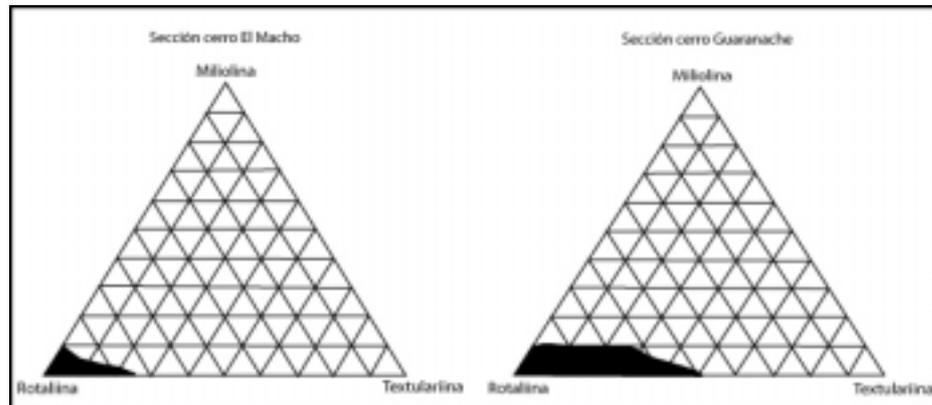


Fig. 5.22. Diagrama ternario de estructura de la pared y subórdenes (Murray, 1991), donde se define una predominancia para las dos secciones en ambos miembros del suborden Rotaliina, índice de ambientes marinos.

Las biofacies **Iem** y **Icg**, se encuentran definidas por la máxima abundancia del morfogrupo esférico/ovoidal “spherical/ovoid” y el dominio de los morfogrupos cilíndrico “cylindrical” y miliolina “milioline”. Estos indican ambientes sin energía, condiciones disóxicas y substratos suaves donde se observa una mayor abundancia de organismos de tipo infaunales. La asociación faunal característica de este ambiente está dado por las especies, *Sphaeroidina bulloides*, *Cyclammmina cancellata*, *Bolivina impercata*, *Rectuvigerina lamellata* y *Chillostomela ovoidea*, los cuales son definidos por Kahio (1999) y Mendes *et al.* (2004) como indicadores disóxicos, salinidades de 35 ‰, y temperaturas bajas que oscilan entre los 6 y 13°C (Murray, 1991). Rathburn & Corliss (1994), observan estos géneros en ambientes donde los niveles de oxígeno de fondo son relativamente bajos y niveles de carbón orgánico en los sedimentos relativamente altos. Hedberg (1937) en Wilson (2003), plantea que la alta diversidad de conjuntos bénticos con abundantes especies perteneciente a los géneros *Uvigerina*, *Cyclammmina* y *Lenticulina*, reflejan depositación de paleopropundidades batiales. Las especies mencionadas son reportadas como pertenecientes a ambientes Batial superior a medio (181 - 1417m.) (Murray, 1991 y Morkhoven *et al.*, 1986), donde existen altos valores de carbono orgánico (1,2% en promedio) y carbono carbonático en porcentajes escasos (< 4%).

Esta estimación paleobatimétrica a partir de asociaciones faunales dominantes coincide a partir de la relación Pláncticos/Bénticos planteada por Murray (1991) donde se estima un 68% de pláncnicos para la Biofacies **Iem** y un 70,4% para la biofacies **Icg**, asociándose a una profundidad de talud continental superior.

Para las dos biofacies restantes, las cuales se encuentran distribuidas en ambientes carbonáticos (determinados en campo y en secciones finas), se realizó un diagrama ternario (Fig. 5.23), donde se muestran la distribución generalizada en términos de morfotipos bénticos y a la presencia de conchas pláncnicas (Hallock y Glen, 1986 en Murray, 1991). En dicho diagrama se exhibe una tendencia marcada de ambientes plataformales.

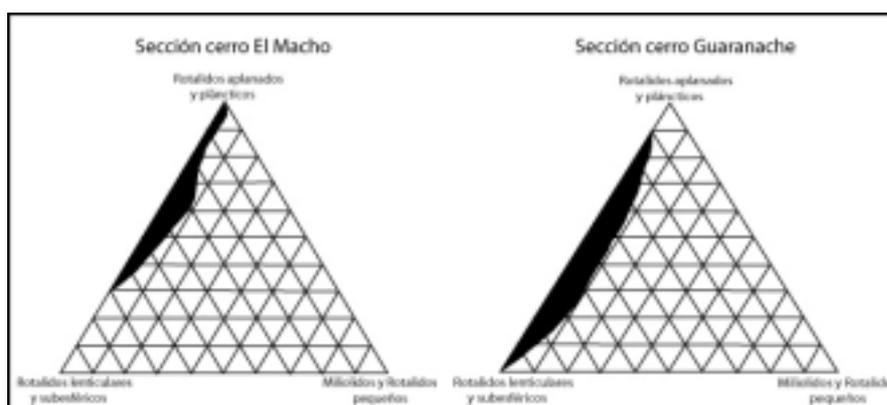


Fig. 5.23. Diagrama ternario, donde se muestran la distribución generalizada de ambientes carbonáticos en términos de morfotipos bénticos y a la presencia de conchas pláncnicas. (Hallock y Glen, 1986 en Murray, 1991)

Las Biofacies **Iema** y **Iega**, se encuentra limitado por el morfogrupo esférico/ovoidal “spherical/ovoid”, y la máxima abundancia del morfogrupo cónico “tapered”. Estas tendencias indican una transición posiblemente producida por un cambio abrupto asociado a una somerización abrupta de la secuencia, donde ocurre un cambio de un ambiente con bajos requerimientos energéticos y substrato suave, a un ambiente con mayor energía y substratos duros donde las estrategias de adquisición de alimentos son más exigentes. Esta transición se observa por el cambio

gradual apreciable en las gráficas de porcentajes de CaCO_3 , COT y de fracción arenosa (Fig. 5.24)

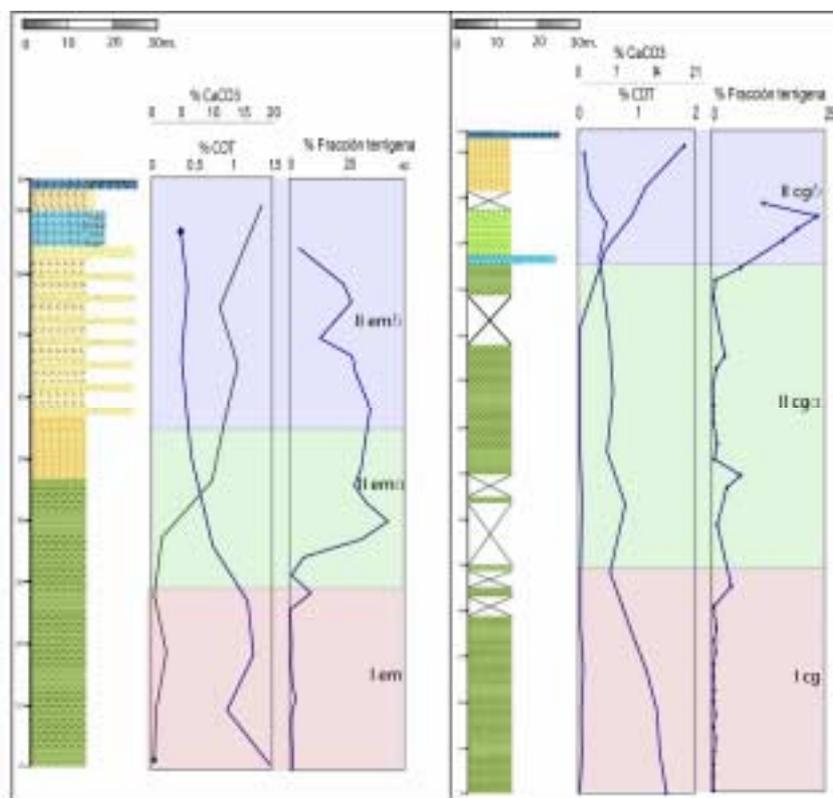


Fig. 5.24. Gráficas de COT, CaCO_3 , y fracción terrígena, mostrando la distribución de biofacies a lo largo de la secuencia.

La asociación faunal dominante de este conjunto está dado por las especies *Brizalina subaenariensis*, *Globocassidulina subglobosa*, *Globobulimina sp.*, *Uvigerina peregrina* y *Bolivina imporcata*. Según Kahio (1999), estas especies constituyen indicadores de condiciones subóxicas a óxicas, además de salinidades normales en el orden de 35 a 36 ‰ y temperaturas aproximadas de 15 °C (Murray, 1991). Miller & Lohman (1982), definen en su estudio el género *Globobulimina*, entre otras como subdividido en plataforma externa y talud superior. A su vez, Bernhard *et al.* (1997) y Kahio (1999) lo definen como característico de zonas de alta

productividad debido a su ocurrencia en el talud superior asociado con el mínimo de oxígeno.

La especie *Uvigerina peregrina* (Miller & Lohman, 1982; Spencer, 1996 y Mendesa *et al.*, 2004) se extiende desde profundidades Nerítico interno a Batial superior, mientras que definen la asociación *Brizalina subaenariensis* y *Uvigerina peregrina* como característica de profundidades mayores a 95 m. de profundidad, dominado por lodo arenoso, el cual corresponde a la transición entre la plataforma media a externa. Murray (1991) y Morkhoven *et al.* (1986) definen los géneros pertenecientes de estas especies como de ambientes Nerítico medio hasta Batial superior (105 a 1109 m.).

La estimación de la relación Pláncticos/Bénticos planteada por Murray (1976) en Murray (1991) estima un 22,2% de pláncticos para la biofacies *Ilema* y un 23% para la biofacies *Iicga*, pertenecientes a una profundidad de plataforma media a externa (80 a 130 m. de profundidad).

En base a los datos antes citados se estima un ambiente de transición de plataforma externa a media, donde producto de factores de escala regional pudieron haber causado un cambio abrupto de ambientes. Estas biofacies indican un cambio gradual tipo A (Murray, 1991) donde se observa un grado de variación de stenotermia.

Las biofacies **Iemb** y **Iicgb**, ubicados en las unidades UEII y UEIII, se definen por la mayor abundancia de los morfogrupos round-biumbilicate y Flattened-tapered, mientras que se observa un ligero cambio de abundancia para el morfogrupo plano-convexo. Esto implica un ambiente con altas condiciones de energía, bien oxigenado, y con profundidades someras. La asociación faunal dominante de esta biofacies es: *Amphistegina lesonii*, *Elphidium poeyanum*, *Planulina ariminensis*, *Cibicides floridanus* *Hanzawaia concentrica*, *Buliminella elegantissima*, *Fursenkoina pontoni*, y *Nonion* sp. Donde Kahio (1999) los define como indicadores óxicos, con salinidades igualmente normales en el orden de 34 a 36 ‰ y temperaturas entre 17 y 30 °C (Murray, 1991).

Boltovskoy (1963) en Guerra y Mederos (1988), señalan que el género *Elphidium* se observa en aguas someras, en zonas litorales de turbulencia, estuarios y en ocasiones manglares. Wilson (2003), define la especie *Elphidium poeyanum* como asociado a profundidades neríticas. De los Cassidulinaceos, el género *Hanzawaia* puede ser común en ambientes próximo costeros a menos de 4 m., pero prefiere la plataforma (Guerra y Mederos, 1988). En el talud de arrecife, cerca y debajo del nivel base de olas (y en ambientes lagunares abiertos de energía límite de olas comparable). La *Amphistegina* spp. y miliolidos viven donde corales y algas rojas incrustantes pertenecientes a arrecifes (Boltovskoy *et al.*, 1991). Según Murray (1991) y Morkhoven *et al.*, (1986) los ambientes de esta asociación, son estrictamente de plataforma interna (0 a 70 m. de prof. aprox.), y es en los últimos metros de sección donde se encuentra la mayor abundancia de las especies *Buliminella elegantissima* y *Amphistegina lessonii*, lo que permite una asociación de ambientes arrecifales (0 a 20 m. de prof.). Esta data se apoya en la tendencia opuesta de las gráficas de C.O.T. y CaCO₃, la cual corresponde a ambientes de poca profundidad.

El porcentaje de relación pláncnicos/bénticos planteada por Murray (1976) en Murray (1991) estima un 15,6% de pláncnicos para la biofacies IIemb y un 3,6% para la biofacies IIcgb, indicando un ambiente nerítico interno.

Hacia los últimos metros de sección, se observan especies característicos de substratos duros (*Amphistegina lessonii* y *Buliminella elegantissima*), los cuales indican la predominancia de ambientes arrecifales, en profundidades de 1 a 10 m.

5.7 Edad

Las zonaciones del Neógeno para el nororiente de Venezuela, ha sido intensamente estudiada. Inicialmente fue desarrollada en el área de Trinidad y Venezuela basándose en datos del D.S.D.P. (Deep Sea Drilling Project) del área del Caribe (Bolli y Bermudez, 1965 en Padrón, 1992).

Bolli y Fuenmayor (1964) y Bolli y Bermudez (1965) hacen observaciones acerca del contenido faunal de los sedimentos de superficie vs. la fauna de los pozos

Cubagua 1 y 2. Estos autores identifican las zonas de: *Gr. acostaensis*, *Gr. dutertrei*/*Gs. obliquus extremus*, *Gr. margaritae* y *Gq altispira altispira*/*Gr. crassaformis*.

Posteriormente Bolli y Premoli – Silva (1973) en Padrón (1992), proponen una zonación, mantenida con pocas modificaciones realizadas por Bolli y Saunders (1985). Posteriormente, Berggren (1995) define una serie de zonas en base a un contenido faunal no presente en la secuencia de la Formación Cubagua. Dicha zonación está dirigida a zonas subtropicales a partir de data en el mar Mediterráneo. Por lo tanto se utilizó el trabajo de Bolli *et al.* (1985).

Del estudio realizado para el Neógeno al nororiente de Venezuela realizado por Padrón (1992), la península de Araya es en donde mejor se han podido definir 5 zonas bioestratigráficas que representan la secuencia neógena de la Formación Cubagua. Estas van desde el Mioceno Tardío hasta el Pleistoceno (ver Anexos #.).

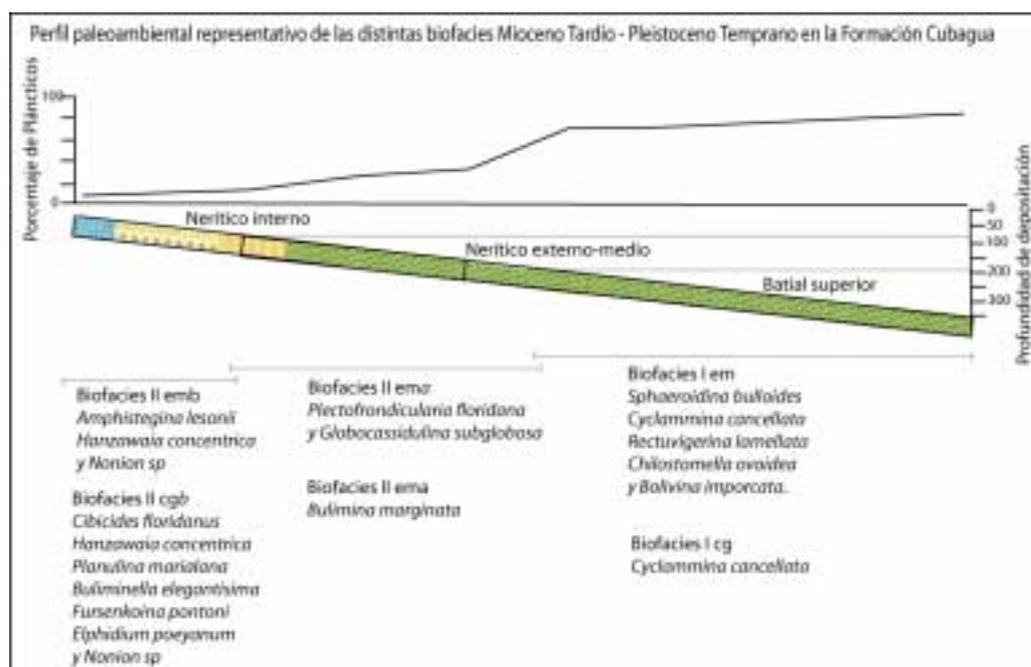


Fig. 5.25. Perfil paleoambiental representativo de las distintas biofacies a lo largo de la secuencia de la Formación Cubagua del Mioceno Tardío-Pleistoceno Temprano.

Del estudio realizado para el Neógeno al nororiente de Venezuela realizado por Padrón (1992), la península de Araya es en donde mejor se ha podido definir 5

zonas bioestratigráficas que representan la secuencia neógena de la Formación Cubagua. Estas van desde el Mioceno Tardío hasta el Pleistoceno (ver Anexos #5 y #6).

Para esta zonación, se utilizaron los nombres originales de las zonas planteadas por Bolli & Bermúdez (1985) sin tomar en cuenta los cambios que han ocurrido en la taxonomía de algunas especies. Además, es importante mencionar la ausencia de una fauna índice zonal, utilizando así, organismos con rangos estratigráficos similares.

Zona de *Gr. acostaensis* (Bolli y Bermúdez, 1965)

Este se observa en el intervalo basal aflorante, se distingue por la primera aparición de la *N. acostaensis* en ambas secciones. Su tope está dado por la primera ocurrencia de la *N. humerosa*. En esta zona se identificaron las especies *Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina* y *Neogloboquadrina pachyderma*.

Zona de *Gr. humerosa* (Bolli y Bermúdez, 1965)

Esta zona se distingue en su límite inferior por la primera aparición de la *N. humerosa* y en su tope por la primera aparición de la *Gr. margaritae*. Es importante destacar que la última no fue identificada, en su defecto se utilizó la especie *Hastigerina pelagica* cuyo rango estratigráfico comienza en el Plioceno

La representación de esta zona en la Formación Cubagua es abundante, especialmente en la sección cerro El Macho. En ella, destaca la presencia de la *Gr. merotumida/plesiotumida*. Aparecen hacia la base el *Gs. bulloideus*, *Gs. rubescens* y *Sa. deshicens*, *Gs. trilobus trilobus* y *Gs. obliquus obliquus*.

Zona de *Gr. margaritae* (Bolli y Bermúdez, 1965)

La zona de *Gr. margaritae* está indicada por la primera aparición de la especie *Gr. margaritae margaritae* en su base y la primera aparición de la especie *Gr. truncatulinoides* en su tope.

Dentro de esta zona, no se encontró ningún fósil índice zonal de edad Pliocena. Bolli (1970) en Padrón (1992), indica que la parte pliocena de la Fm. Cubagua de Venezuela oriental muestra un patrón faunal y aunque la *Gr. margaritae* es frecuente en el Plioceno Inferior de dicha formación, no existen *Gr. multicamerata*, *Gr. exilis*, *Gr. miocénica*, *Gs. trilobus fistulosus* para el Plioceno superior, asumiendo que la fauna plánctica fue afectada por condiciones adversas que mantuvieron a las mencionadas especies fuera del área de Araya-Cubagua-Margarita. Por consiguiente, se limitó la zona a partir de distintas especies cuyos rangos estratigráficos comprenden una edad Pliocena.

La base de esta zona está dada por la aparición de la *Hastigerina pelagica* y su tope por la última aparición de la especie *Pulleniatina praecursor* y primera aparición de *Pulleniatina obliquiloculata*.

El Plioceno medio, está marcado por la última aparición de la *D. altispira altispira* y *D. altispira globosa*, mientras que el Plioceno Tardío se ubica a raíz de la última aparición de *Globigerinoides obliquus extremus* y la primera aparición de la *Pulleniatina praecursor*.

Esta zona se representa con mayor abundancia en la sección cerro El Macho. En esta sección, se exhibe las primeras apariciones de las especies: *Globigerina bulloide*, *Globigerinoides conglobatus*, *Globigerinoides ruber*, *Globorotalia pseudopima*, *Globigerina decoraperta*, *Pulleniatina primalis*, *Globorotalia dutertrei*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerina falconensis*, *Globoquadrina altispira globosa*, *Globoquadrina altispira altispira*, *Neogloboquadrina pachyderma*, *Globigerinoides trilobus inmaturos*, *Globoquadrina venezuelana*, *Globigerinoides trilobus sacculifer*, *Globigerinoides quadrilobatus*, *Globigerinoides seiglei*, *Globigerinoides rubescens*, *Globigerinoides bulloideus*, *Globigerinella pseudobesa*, *Globorotalia menardii menardii*.

Zona de *Gr. truncatulinoides truncatulinoides* (Bolli y Premoli-Silva, 1973).

La base de esta zona, dada por la primera aparición del marcador zonal, este no fue identificado en ninguna de las dos secciones estudiadas, definiéndose el comienzo de esta, a partir de otras especies cuyos rangos estratigráficos comprenden la misma edad. El género *Pulleniatina*, común en el Pleistoceno Temprano de la Formación Cubagua (Bolli, 1970) aparece por primera vez en las secciones cerro El Macho y Cerro Guaranache indicando la base del Pleistoceno y con la primera aparición de la especie *Pulleniatina obliquiloculata*.

Esta dificultad en la definición de las subzonas, puede deberse a la desaparición progresiva de la fauna plánctica debido a la somerización de los ambientes.

CAPITULO VI

EVOLUCIÓN PALEOAMBIENTAL

6.1 Introducción

En el muestreo realizado en las dos secciones pertenecientes a la Formación Cubagua en la península de Araya, se obtuvieron un total de 114 especies de foraminíferos que conllevaron a la determinación de biofacies. Estas, junto a las litofacies y microfacies previamente determinadas permiten dilucidar los factores que influenciaron la evolución paleoambiental de la Formación Cubagua al noroeste de la península de Araya.

Dentro del estudio paleoecológico realizado primordialmente a través del análisis de morfotipos, se determinaron tres asociaciones faunales morfológicas principales, al igual que en el análisis de litofacies donde se establecieron 3 conjuntos litológicos de características homogéneas, que permiten la correlación de ambas secciones y así definir la geometría de la zona de la cuenca donde se depositaron los sedimentos de la Formación Cubagua.

6.2 Evolución paleoambiental de la Formación Cubagua

Para el Mioceno Temprano – medio, a lo largo del noreste de Venezuela, ocurrió una fase de inversión y levantamiento. Dicha inversión ocurrió debido a fuerzas compresionales relacionadas a la convergencia oblicua ONO- ESE entre el Caribe y la placa Sudamericana. Fallas inversas con rumbo noreste y un buzamiento noroeste, fueron generadas en el área durante este régimen (Ysaccis, 1997).

En el Mioceno Tardío (zona *Gr. acostaensis* y *Gr. humerosa*) la sedimentación de la UEI tenía lugar, caracterizada por espesores considerables de arcilitas que indican ambientes de baja energía. Esta consideración está apoyada por la definición de la biofacies I, la cual está compuesta principalmente por morfologías cilíndricas y esféricas/ovoidales, características de baja energía. La asociación faunal representante de estos grupos, está definida principalmente por las especies

Cyclammia cancellata, *Spaheroideina bulloides* y *Rectuvigerina lamellata* que establecen profundidades de entre 180 a 400 m., los cuales definen la correspondencia al talud oceánico en un ambiente batial superior, cuyas rangos de salinidad oscilan en el orden de 35‰ y temperaturas entre los 6 y 14°C.

Ysaccis (1997), en concordancia, plantea que para este momento existía un período de quietud tectónica a lo largo del noreste de Venezuela, el cual en muchos lugares condujo a la casi uniformidad del espesor de los estratos. Gran parte del área fue cubierta con sedimentos depositados en un ambiente batial. Datos batimétricos de los pozos perforados en la cuenca de Carúpano, indican una profundidad máxima de aguas en este tiempo (Ysaccis, 1997). Para explicar la repentina profundización de estas áreas positivas pre-Mesozoicas, se considera un importante incremento en la subsidencia. Un aumento en el nivel del mar en el orden de 100 m., la cual es consistente con el levantamiento mundial de este nivel registrado para comienzos del Mioceno medio (Haq *et al.* en Ysaccis, 1997), pero no puede adecuarse para explicar la repentina profundización de la cuenca a profundidades batiales. Esta quietud tectónica en esta época, se evidencia igualmente por la falta de deformación en los sedimentos pertenecientes a las unidades UEI y UEII de la Formación Cubagua, y por la uniformidad en los estratos para finales del Mioceno.

Para comienzos del Plioceno (zona de *Gr. margaritae margaritae*), ocurre un cambio litológico evidenciado por la UE II, la cual consiste en una transición evidenciada por un aumento granulométrico hacia el tope “coarsening up”, donde se observan arcilitas con una influencia terrígena, indicando un aumento en la energía del medio pero aún perteneciente a ambientes marino profundos. La biofacies determinada en este intervalo, indica la desaparición del morfogrupo cilíndrico y dominancia del morfogrupo esférico/ovoidal. En este conjunto es característica, la desaparición de especies estenobáticas y la preservación de las euribáticas, las cuales indican una somerización de la cuenca hacia profundidades plataformales, donde la asociación dominante, está dada por las especies *Globocassidulina subglobosa* y *Bulimina marginata* asociadas a ambientes de plataforma externa (80 a 130 m. de prof).

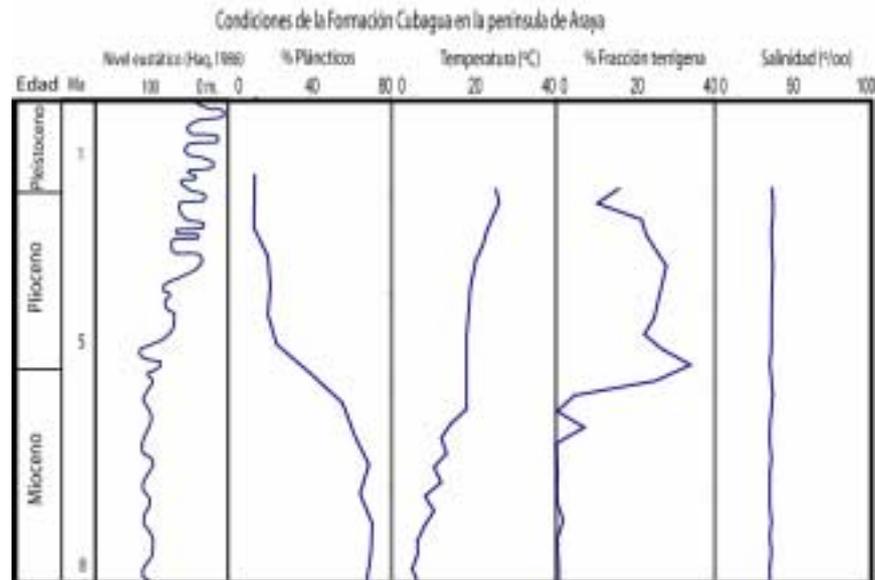


Fig. 6.1. Curva de condiciones ambientales durante la depositación de la Formación Cubagua. Tomado de Haq. *et al.* (1986)

Dicha somerización de ambientes, podría estar asociada al régimen estructural que controla la península de Araya para el Plioceno, el cual está dado por el régimen de inversión de la cuenca Tuy-Cariaco, y por el sistema de fallas de Coche – La Tortuga, el cual muestra un dominio transpresional al norte de las costas venezolanas (Ysaccis, 1997 y Pindell & Kennan, 2001). Esta transpresión se postula además, como la causante de la generación del fallamiento este-oeste a lo largo de la zona occidental de la península de Araya. Aunado a esto, la curva de cambios eustáticos planteada por Haq *et al.*, (1986) muestra (Fig. 6.1) una disminución paulatina del nivel del mar desde comienzos del Plioceno hasta el Reciente en aproximadamente 100 m. A partir de estos regímenes, tanto tectónicos como eustáticos se pudo llevar a cabo la somerización de ambientes en la Formación Cubagua para esta época.

Posteriormente, en el Plioceno medio- Tardío (*Zona Gr. miocenica a Gr. tosaensis tosaensis* “Bollii & Bermudez, 1985”), se inicia la depositación del Miembro Cerro Negro (correlacionado con las unidades estratigráficas UEI y UEII), identificado por la aparición de intervalos carbonáticos identificados como la unidad

IIIa y la biofacies IIb, donde predominan las facies de Arenisca micrítica y micrita arenosa.

La Biofacies imperantes en este intervalo, se define por la asociación béntica de *Hanzawaia concentrica*, *Elphidium poeyanum*, y *Cibicides floridanus*. Estos, adjudican un ambiente de plataforma interna de 0 a 60 m de profundidad. En concordancia con esto, el estudio de Icnofósiles, permite adjudicar la presencia de *Gyrolithes* isp. (facies Skolitos) como característico de ambientes plataformales internos. (Padrón *et al.*, 2000)

La secuencia suprayacente, correspondiente a la zona de *Gr. truncatulinoides*, está determinada por la presencia de calizas arenosas de aloquímicos. Estas, junto a las microfacies anteriores indican un proceso de mezcla simultaneo del tipo puntual e “in situ” (Mount, 1984), con ambientes dagenéticos que oscilan entre marino freático, freático meteórico y vadoso.

La abundancia de organismos constituidos principalmente por *Amphistegina lessonii* y *Buliminella elegantissima*, además del estudio de lito y de microfacies, denotan un dominio de ambiente arrecifal, el cual se adjudica a profundidades de 0 a 20 m.

Es importante denotar a partir del Plioceno temprano-medio, la presencia de morfogrupos típicos de ambientes batiales en profundidades plataformales (0 a 200 m.), como es el caso del principal representante del morfogrupo cónico-aplanado “flattened-tapered”: *Brizalina subaenariensis*. En concordancia, la presencia de la especie *Globigerina bulloides*, la cual según Keller (1978) y Black *et al.* (1999) es un indicador de ambientes fríos, asociando esta a corrientes de surgencia en la costa nororiental de Venezuela. Kameo (2002) y Estévez *et al.* (2003), asocian este fenómeno de surgencia al cierre del istmo de Panamá y al posterior reacomodo de las corrientes oceánicas imperantes en el Caribe. Estos últimos, atribuyen esta surgencia a la corriente Nor-Ecuatorial.

La presencia de la *Reticulofenestra minuta*, elemento importante de la nanoflora tropical (Haq, *et al.*, 1999 en Padrón, 1992), junto a especies de *Gr. menardii menardii*, apoyan la dominancia de temperaturas cálidas para esta época.

Durante el Pleistoceno Temprano (subzona de *Gr. crassaformis viola*), las condiciones son estables, donde proliferan ostreidos, pectínidos y árcidos. A partir de esta época, las condiciones se hacen más someras hasta la completa emergencia y exposición subaerea y la erosión de la secuencia neógena durante la mayor parte del Pleistoceno (Padrón, 1992).

La correlación de las dos secciones estudiadas muestra la configuración de la cuenca, cuyo depocentro estaría situado en el golfo de Cariaco. En la Fig. 6.2 se observa dicha correlación, donde para el Plio-Pleistoceno, con la reducción del nivel del mar, esta formación se ubica hacia los bordes de la cuenca. Es importante denotar la presencia de una falla entre ambas secciones, el cual posee un plano de alto grado y un desplazamiento el cual no pudo ser inferido en campo, pero que según Giraldo y Beltran, (1988) posee un régimen compresivo desde el límite Plio-Pleistoceno, el cual pudo haber generado espacio suficiente para la mayor depositación de siliciclásticos de edad pleistocena observado en la sección cerro El Macho.

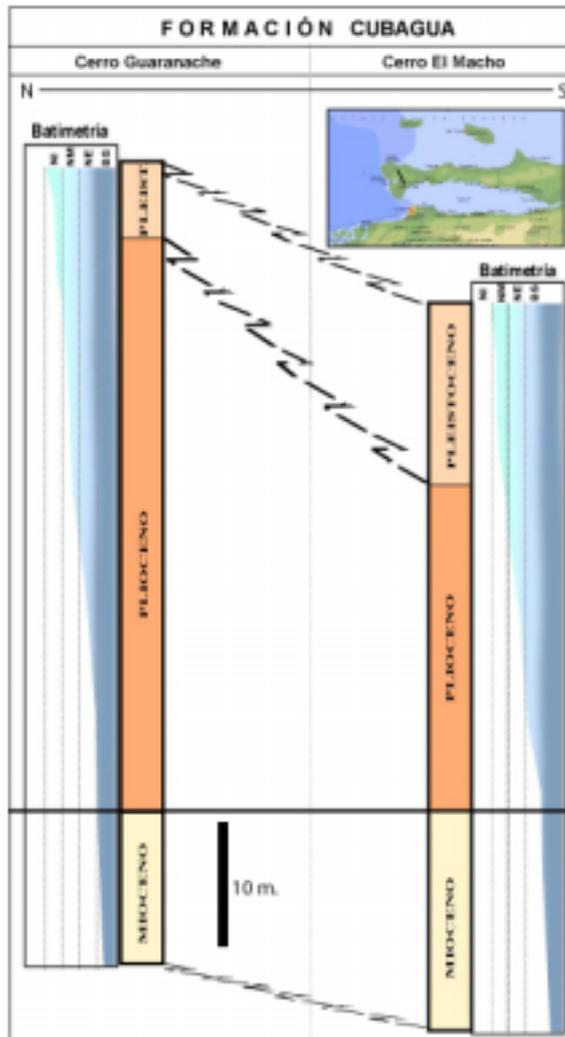


Fig. 6.2. Correlación de las dos secciones estudiadas, mostrando la geometría de la zona de la cuenca.

CAPITULO VI

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

CONCLUSIONES

Se definieron tres unidades litológicas informales, la primera **UE1**, caracterizada por grandes espesores de arcilitas masivas con abundante yeso. La unidad estratigráfica **UE2**, se caracteriza por una transición de litología arcillosa hasta areniscas de grano muy fino. Por su parte, la unidad estratigráfica **UE3**, se define por una secuencia de areniscas calcáreas de grano muy fino con competencia variable y calizas arrecifales. Los dos primeros se relacionan a las unidades formales: Miembro Cerro Verde mientras que la última al Miembro Cerro Negro.

En base al estudio petrográfico y al residuo del proceso de lavado de muestras pertenecientes a la UEIII, se definieron tres microfacies. La primera **M1** constituida por rocas soportadas por lodo carbonático, con un alto aporte de siliciclásticos; **M2**, constituida por calizas con un menor aporte de terrígenos y alto contenidos de aloquímicos; **M3**, nombrada a partir del proceso de lavado, debido a lo friable que se encontraba la roca, esta se caracteriza por estar soportada por lodo carbonático y una baja proporción de terrígenos, adjudicándose la depositación a una cuenca semi-confinada..

A partir de la definición de microfacies, se propone en la secuencia perteneciente a la UEIII (Miembro Cerro Negro), dos orígenes simultáneos, que generan los procesos de mezcla en la zona. Estos constituyen una mezcla puntual e “in situ”. Los ambientes diagenéticos oscilan entre marino freático de baja energía, ambientes freático meteóricos hasta vadoso.

Se definieron 8 morfogrupos, de los cuales 5 poseen preferencias infaunales: biumbilicado redondeado “round biumbilicate”, cónico “tapered”, cónico-aplanado “flattened-tapered”, cilíndrico “cylindrical” y esférico/ovoidal “spherical/ovoid”, y 3 epifaunales: plano-convexo “plano-convex”, miliolina “milioline” y biconvexo “biconvex”.

El morfogrupo cónico, se encuentra asociado a altas profundidades, donde las condiciones de baja energía y oxigenación son comunes.

Los morfogrupos plano-convexo y Biumbilicado redondeado, se relaciona a ambientes de alta energía donde el lado ventral plano del primero está adaptado para adherirse a substratos duros.

Los morfogrupos biconvexo y esférico/ovoidal, se asocian a distintas demandas de energía. Estos, relacionados a substratos suaves, no son determinantes en la definición de ambientes debido a las amplias condiciones en que los organismos representantes de estas formas se desenvuelven.

Los morfogrupos cilíndrico y cónico-aplanado, son típicos de ambientes de baja energía y substratos suaves. Estos se encuentran ampliamente ligados al contenido de carbono orgánico presente en la roca.

Las especies representantes del morfogrupo miliolina, son escasos a lo largo de la secuencia y no son determinantes de ningún tipo de condiciones. Para el caso de la Formación Cubagua, su abundancia está asociada con ambientes de baja energía y substratos blandos.

Se definieron dos biofacies en base a los conjuntos morfológicos observados en las muestras blandas recolectadas. Se nombró **I**, la biofacies conformada por un dominio principal de los morfogrupos cilíndrico y miliolina, con la relación faunal característica: *Cyclamina cancellata*, *Sphaeroidina bulloides*, *Chilostomella ovoidea* y *Rectuvigerina lamellata*. Esta muestra un dominio inicial de ambientes batial superior (180 a 400m. de prof.), temperaturas entre los 6 y 13° y salinidades entre 34 a 35‰.

La Biofacies **IIa**, establecida a partir de la máxima abundancia del morfogrupo Esférico/Ovoidal y la relación *Globocassidulina subglobosa* y *Bulimina marginata*, asociando esta a una transición brusca de ambientes para establecerse en ambientes de plataforma externa (100 a 200 m. de prof.), temperaturas promedios de 15 °C y salinidades en el orden de 35‰.

La Biofacies **IIb**, constituida por el dominio de los morfogrupos plano-convexo y biumbilicado redondeado con una asociación de *Hanzawaia concentrica*,

Elphidium poeyanum, *Buliminella elegantissima*, *Amphistegina lessonii* y *Fursenkoina pontoni*, perteneciente a ambientes de plataforma interna (0 a 100m.de prof.) a arrecife (0-20m.), temperaturas entre 17 y 30 °C y salinidades entre 34 y 36 ‰.

Los organismos infaunales se encuentran asociados a porcentajes apreciables de carbono orgánico en la roca debido al microhábitat que varía de somero a profundo en la cual estos se desenvuelven. Las especies epifaunales se relacionan a porcentajes bajos de carbono orgánico en la roca, debido a que estos se alimentan del contenido orgánico que yace en el substrato.

En la secuencia se evidencia corrientes oceánicas de surgencia producidas durante el Plioceno a partir de un reacomodo en la corriente oceánica nor-ecuatorial, producto del cierre del istmo de Panamá.

La edad de la secuencia comprende entre el Mioceno Tardío hasta el Pleistoceno (s.c.).

RECOMENDACIONES

Realizar un estudio detallado de facies a lo largo de las secciones restantes de la Formación Cubagua tanto en la península de Araya, isla de Cubagua como en la isla de Margarita, para así definir una correlación más detallada en éstas.

Implementar el análisis de morfotipos como un método útil en la interpretación paleoecológica y paleobatimétrica, en el estudio bioestratigráfico en secuencias con una amplia variación de ambientes.

CAPÍTULO VII

BIBLIOGRAFÍA

- Algar, S. T. & Pindell, J. T. (1993). **Structure and deformation history of the northern range of Trinidad and adjacent areas.** *Tectonics*, Vol. 12, 814-829 p.
- Altenbach, A.V. & Sarnthein, M. (1989). **Productivity record in benthic foraminifera** In: W.H. Berger, V.S. Smelaceck and G. Wefer (Editors). *Productivity of the ocean: Present and past*, Wiley, New York, 255-269 p.
- Arche, A. (1992). **Sedimentología.** Vol. II, Consejo Superior de Investigaciones científicas, Madrid, 543 p.
- Ascanio, G. (1972). **Geología de los cerros Caguire, Cumaná, Edo. Sucre.** Mem. IV Cong. Geol. Ven. III, 1279-1288.
- Avé Lallemand, H. G. (1990). **The Caribbean – South America plate boundary, Araya peninsula, Eastern Venezuela.** in trans. *Caribbean Geol. Conf.* 12th. Miami Geol. Soc., St. Croix, 461-471 p.
- Balda, F. A., 1959. **Estructura geológica de Chiguana, Península de Araya. Edo. Sucre.** II Cong. Geol. Venez., Caracas, 928-934p.
- Ball, M., Harrison, C.G., Supko, P., Bock, W.D. & Maloney, M. (1969). **Fallamiento normal lo largo del límite meridional del mar Caribe, Bahía de Unare, Venezuela.** *Asoc. Ven. Geol., Min y Petrol., Bol. Inform.,* Vol. 12, 22-46.
- Bandy, O.L. (1960). **General correlation of foraminiferal structure with environment.** *Int. Geol. Congress*, 21^o, Copenhagen, Num. 22, 7-19.
- Bellizia, A. (1986). **Sistema montañoso del caribe, una cord. Alóctona en la parte norte de América del sur.** *Memorias VI congreso geológico Vzlanó,* Caracas, Num. 10, 6657-6836.
- Berggren, W., Kent, D., Swisner, C. & Aubry, M. (1995). **Time scales and global stratigraphic correlation.** *SEPM. Spec. PUB.,* Num. 54, 129-212.

- Bermudez, P. & Fuenmayor, A. (1964). **Consideraciones Sobre los sedimentos del Mioceno medio al Reciente de las costas central y oriental de Venezuela, parte II. Foram. Bénticos.** Boletín de Geología VII, Num. 14, 413-611.
- Bermudez, P.J. & Fuenmayor, A. M. (1966). **Consideraciones sobre los sedimentos del Mioceno medio al central y oriental de Venezuela.** Segundo parte, Bol. Geol. , M.M.H., Vol. 7, Num. 14. 414-6111.
- Bermudez, P. (1976). **Consideraciones sobre los sedimentos del Mioceno Medio al Reciente de las costas central y oriental de Venezuela.** Primera parte, Bol. De Geol., Min. y Petrol., Bol. Inf., 121.
- Bernhard, J. (1986). **Characteristic assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic organic rich deposits: Jurassic through Holocene.** Journal of Foraminiferal Research, Vol. 16, Num. 3, 207-215.
- Bernhard, J., Sengupta, B & Borne, P. (1997). **Benthic Foraminiferal proxy to estimate dysoxic bottom-water oxygen concentrations: Santa Barbara basin.** U.S. Pacific continental margin. Journal of Foraminifera Research, Vol. 27, Num. 4, 301-310.
- Black, D.E., Peterson, L.C., Overpeck, J.T., Kaplan, A., Evans, M.N. y Kashgarian, M. (1999). **Eight centuries of North Atlantic ocean atmosphere variability,** Science. Num. 286, 1709-1713.
- Bladier, Y. R. & Macsotay, O. (1977). **Venezuela Nord Orientale (Resumen).** XXX Reunion afuelle des sciences de la terre, rennes, France.
- Blanco, B & Giraldo, C. (1992). **Síntesis Téctono-Estratigráfica de la cuenca Tuy-Cariaco y Plataforma Externa.** VI Congreso Venezolano de Geofísica. 47-54 p.
- Bolli, H. M. & Bermúdez, P. (1965). **Zonation based on planctic foraminifera of middle Miocene to Pliocene warm water sediments.** Asoc. Venez. Min. y Petrol., Bol. Inform., Vol. 8, Num. 5, 121-149.
- Bolli, H.M. (1966). **Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planctonic foraminifera.** Assoc. Venez. Geol., Min. y Petrol., Bol. Inform., Vol. 9, Num. 1, 3-32.

- Bolli, H. M. & Bermudez, P.J. (1969). **Consideraciones sobre los sedimentos del Mioceno medio al Reciente de las costas central y oriente de Venezuela, Tercera parte, Foraminíferos pláncnicos**. Boletín de Geología, Vol. 10, Num. 20, 137-223.
- Bolli, H.M. & Premoli Silva, I., (1973). **Oligocene to Recent planktonic foraminifera and stratigraphy of the Leg-15 sites in the Caribbean Sea**. Initial Reports on the Deep Sea Drilling Project, Num. 15, 1137.
- Bolli, H. M., Saunders, J. B. & Perch-Nielsen, K. (1985). **Plankton stratigraphy**, Vol I, Cambridge university press. Inglaterra, 590 p.
- Bolli, H., Beckman, J. P., Saunders, J. (1994). **Benthic foraminiferal biostratigraphy of the south Caribbean region**. 1º Edic., Cambridge university press, Londres, 265 p.
- Boltovskoy, E. (1963). **Foraminíferos y sus relaciones con el medio**. Museo argentino de ciencias naturales “Bernardino Rivadavia”. Int. Nac. De invest. De las ciencias nat., Revista de hidrogeología, Vol. 1, Num. 2, 21-109.
- Boltovskoy, E., Scott, D. & Medioli, F. (1991). **Morphological variations of benthic foraminiferal tests in response to changes in ecological parameters: A review**. Journal of Paleont, Vol. 65, Num. 2, 175-185.
- Browning, J., Miller, K. & Olsson, R. (1997). **Lower to middle Eocene benthic foraminiferal biofacies and lithostratigraphic units and their relationship to sequences New Jersey coastal plain**. Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, Vol. 150x, 207-228.
- Burke, S. (1981). **Recent benthic foraminifera of the Ontong Java Plateau**. Journal of Foraminiferal Research, Vol. 11, Num. 1, 1-9.
- Buzas, M. A. & Gibson, T. (1973). **Species diversity: benthic foraminifera in western North Atlantic**. Science, Num. 163, 72-75.
- Campos, O. J. (1991). **Sedimentología y Estratigrafía de las islas Coche y Cubagua (Edo. Nueva Esparta)**. Trabajo especial de grado, no publicado.

- Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 199 p.
- Casas, J. & Moreno, J. (1986). **Estudio petrográfico y estadístico del flysh Eoceno de la isla de Margarita**. Trabajo especial de grado, no publicado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 261 p.
- Chevalier, Y, Alvarez, E. & Hernandez Y. (1995). **A transverse section from the Orinoco oil belt to the El Pilar fault system**. IX Congreso latinoamericano de Geología, Caracas, Guía de excursión. 9-10.
- CIEN–Comité Interfilial De Estratigrafía y Nomenclatura (1999). **Léxico Estratigráfico Electrónico de Venezuela**. Edic. PDVSA, en CD. Actualización marzo 1999. Caracas.
- Corliss, B. (1985). **Microhábitat of benthic foraminifera within deep-sea sediments**. Nature, Vol. 314, 435-438.
- Corliss, B. & Chen, C. (1988). **Morphotype patterns of Norwegian sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications**. Geology, Vol. 16, 716-719.
- Corliss, B. & Emerson, S. (1990). **Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine**. Deep-Sea Research, Num. 37, 381-400.
- Corliss, B.H. (1991). **Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean**. Marine Micropaleontology, Num. 17, 195-236.
- Corliss, B.H. & Fois, E. (1991). **Morphotype analysis of deep-sea benthic foraminifera from the north-west atlantic ocean**. Marine micropaleontology, Num. 17, 195-236.
- Dalton R. (1912). **On the geology of Venezuela**. Geol. Mag. (London), Vol. 9, Num. 975, 203-210.
- Douglas, R.G. (1981). **Paleoecology of continental margin basins. A modern case history from the borderland of southern california**, in: R.G. Douglas, I.P.

- Colburn and D.S. Corsline (editores). Depositional systems of active continental margins basins. Short courses notes, S.E.P.M., Pac. Sect., San Francisco, 321-331.
- Erlich, R.N. & Barret, S.F. (1990). **Cenozoic plate tectonic history of the northern Venezuela-trinidad area.** *Tectonics*, Vol. 9, Num. 1, 161-184.
- Estévez, J., Vonhof, H. B., Van Hinte, J. E., Troelstra S. R. & Kron D. (2003). **Late Cenozoic seasonal circulation patterns in the caribbean sea.** EGS - AGU - EUG Joint Assembly. Geophysical Research Abstracts, Vol. 5: EAE03-A-05526.
- Giraldo, C. & Beltran, C. (1988). **Tectónica Cuaternaria asociada a la falla de Laguna Grande, península de Araya (Edo. Sucre) y campo de esfuerzo.** *Geos*, Num. 29, 195-204.
- Giraldo, C. & Blanco, C.. (1989). **Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela.** *Mem. VII Cong. Venezolano, Soc. Venez. Geol.*, Vol. 3, 999-1201.
- González De Juana, C. (1947). **Elements of Diastrophic History of Northeastern Venezuela.** *Geol. Soc. Amer. Bull.*, Vol. 60, 1857-1868 p.
- Gonzalez De Juana, C., Iturralde De Arozena & Picard, X. (1980). **Geología de Venezuela y sus Cuencas Petrolíferas.** Caracas, Edit. Foninves, 2 tomos. 1031p.
- Gooday, A.J. (1993). **Deep sea benthic foraminifera species which exploit phytodetritus: characteristic features and controls on distribution.** *Mar. Micropaleontology*, Num. 22, 187-205.
- Graf, C. H. (1972). **Sedimentos del terciario superior y cuaternario de la península de Macanao, Margarita, Venezuela.** VI Conf. Geol. del Caribe, Mem. 1972, 414-417.
- Guerra A., Mederos, S. (1988). **Estudio sedimentológico y bioestratigráfico de una zona ubicada entre las poblaciones de Urumaco y Sabaneta.** Edo Falcón. Trabajo especial de grado, no publicado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 172 p.

- Haynes, R. (1981). **Foraminifera**. 1era dic. Academic press, London. 870 p.
- Hair, J., Anderson, R., Thatam, R. & Black, W. (1999). **Análisis Multivariante**. Prentice Hall, Madrid, 491p.
- Hallock, P. & Glenn, C. (1986). **Larger foraminifera: A tool for palaeoenvironmental análisis of Cenozoic carbonate depositional facies**. *Palaios*, Vol. 1, 55-64.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R., 1986. **Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic**. *Science*, Num. 235, 1156-1167.
- Haynes, J. R. (1981). **Foraminifera**, macmillan publishers, London, 433 p.
- Hendrix, W.E., (1958). **Foraminiferal shell form, a key to sedimentary environments**. *Journal of Paleont.*, Vol. 32, Num. 4, 649-659.
- Javaux, E & Scott, D. (2003). **Illustration of modern benthic foraminifera from Bermuda and remarks on distribution in other subtropical/tropical areas**. *Paleontologia electronica* [Artículo en línea]. Disponible. <http://palaeo-electronica.org> [Consulta: 2004, Agosto 16].
- Jorissen, F., Stigter, H. & Widmirk, J. (1995). **A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats**. *Marine Micropaleont.*, Num. 26, 3-15.
- Kaiho, K. (1991). **Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep sea circulation**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Num. 83, 65-83.
- Kaiho, K. (1994). **Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean**. *Geology*, Vol. 22, 719-722.
- Kaiho, K. (1999). **Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI)**. *Marine micropaleontology*, Num. 37, 67-76.
- Kameo, K. (2002). **Late Pliocene Caribbean surface water dynamics and climatic changes based on calcareous nannofossil records**. *Paleogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Num. 179, 211-226.

- Katz, M. & Thunell, R. (1984). **Benthic foraminiferal biofacies associated with middle Miocene to Early Pliocene oxygen-deficient conditions in the eastern Mediterranean.** Journal of Foraminiferal Research, Vol. 14, Num. 3, 187-202.
- Keller, G. (1978). **Late Neogene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironment of the northeastern Pacific evidence from D.S.D.P. sites 173 and 310 at the north Pacific front.** Journal of Foraminiferal Research, Vol. 8, Num. 4, 332-349.
- Keller, G. (1978). **Morphologic variations of *Neoglobobulimina pachyderma* (Ehrenberg) in sediments of the marginal and central northeast Pacific ocean and paleoclimatic interpretation.** Journal of Foraminiferal Research, Vol. 8, Num. 3, 208-224.
- Keller, G. (1985). **Depth stratification of planktonic foraminifera in the Miocene ocean.** Geological Society of America, Memoir 163, 177-195.
- Kennett, J. & Srinivasan, M. (1983). **Neogene planktonic foraminifera a phylogenetic atlas.** Univ of Rhode island, 184p.
- Kitazato, H. (1984). **Microhabitats of benthic foraminifera and their application to fossil assemblages.** Benthos'83, Sec. int. Symp. Benthic Foraminifera, 339-344.
- Kitazato, H. (1995). **Recolonization by deep-sea benthic foraminifera: possible substrate preferences.** Marine Micropaleontology, Num. 26, 65-74.
- Kohl, B. (1985). **Early Pliocene benthic foraminifera from the Salina basin, southeastern Mexico.** Bull. of Amer. Paleont., Vol. 88, Num. 322, 173 p.
- Koutsoukos, E. A. & Hart, M. B. (1990). **Cretaceous foraminiferal morphogroups distribution from the Sergipe basin.** Brazil Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth Sciences, Num. 81, 221-246.
- Kugler (1952). **Contribution to the geology of the Margarita and Cubagua island, Venezuela.** Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 68, Num. 5. 555-556.

- Linke, P. & Lutze, G. (1993). **Microhabitat preferences of nemthic foraminifera-a static concept or a dynamic adaptation to optimize food adquisition?.** Marine Micropaleontology, Num. 20, 215-234.
- Lipps, J. H. (1975). **The year in review.** Micropaleontology, Geotimes, Num. 23, 39-40 p.
- Liu, C., Browning, J., Miller, K. & Olsson R. (1997). **Paleocene benthic foraminiferal biofacies and sequence stratigraphy, island beach borehole, New Yersey.** Proceedings of the ocean drilling program, scientific results, Vol. 150x, 267-275.
- Loeblich, A. & Tappan, E. (1988). **Foraminifera genera and their classification.** 1era Edic., Vol. 1, New York, 970 p.
- Longman, Mark. (1982). **Carbonate diagenesis as a control on stratigraphic traps (with examples from the Williston basin).** AAPG. Educ course note series #21. Colorado, 159 p.
- Lugo, J. & Mann, P. (1995). **Jurassic-Eocene tectonic evolution of Maracaibo basin, Venezuela, in Tankard., Suárez S., Welssink H. (Eds.) *Petroleum basins of South America.* AAPG Memoir 62, 699-725 p.**
- Macsotay, O. (1965). **Carta faunal de microfósiles correspondientes a las formaciones cenozoicas de la península de Araya,** Edo. Sucre. GEOS U.C.V.. Num. 13, 23-26.
- Macsotay, O. (1973). **Observaciones sobre el neotectonismo cuaternario en el nororiente venezolano.** Seg. Cong. Latinoamericano de Geol.. Tomo III, 1861-1883.
- Macsotay, O. & Moore, W.A. (1974). **Cronoestratigrafía de algunas terrazas cuaternarias marinas del nororiente de Venezuela.** Cuadernos azules 12, 3° Conf. derechos del mar, Nac. Unidas, Caracas, 63 p.
- Macsotay, O. (1976). **Bioestratigrafía de algunas secciones pleistocenas del nororiente de Venezuela.** II Congreso Latinoamericano de Geología. Ministerio de Minas e Hidrocarburos, Boletín de Geología, Num. 7, Tomo II, 985-996.

- Macsotay, O. (1977). **Observaciones sobre el neotectonismo cuaternario en el nororiente venezolano**. Bol. Geol. Mem. Caracas, Pub. Esp., Vol. 7, Num. 2, 1861-1883.
- Malcom, H. (1987). **Micropaleontology of carbonate environments**. British Micropaleontology Society, New York, 287 p.
- Maloney, N.J. (1966). **Geomorphology of continental margin of Venezuela. Part 1, Cariaco basin**. Bol. Inst. Ocean, Univ. de Oriente, Vol. 5, Num. 5, 38-53.
- Medioli, F. S. & Scott, D.B. (1978). **Enmendiation of the genus *Discanomalina* and its implications on the taxonomy of some of the attached foraminiferal forms**. Micropaleontology, Num. 24, 291-302.
- Mendes, I, Gonzalez, J. M., Dias, F., Lobo, V. & Martins, C. (2004). **Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (southwestern Iberia)**. Marine Micropaleontology, Num. 51, 171-192.
- Meyers, M.B., Powell, E.N. & Fossing, H. (1988). **Movement of oxybiotic and Thiobiotic meiofauna in response to changes in pore water oxygen and sulfide gradients around macro-infaunal tubes**. Marine Biol, Num. 98, 395-414.
- Miall, A. (1990). **Principles of Sedimentary basin analysis**. Second edition, Springer, 3-140 p.
- Millar, K. & Lohman, G. (1982). **Environmental distribution of recent benthic foraminifera on the northeast United States continental slope**. Geolog. Soc. of America Bull, Vol. 93, 200-206.
- Morkhoven, F., Berggren, W. & Edwards, A. (1986). **Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera**. Elf-Aquitaine, 421 p.
- Mount, J. (1985). **Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification**. Sedimentology, Num. 32, 435-442..
- Mount, J. (1985). **Mixing of siliciclastic and carbonate sediments in shallow shelf environments**. Geological society of American from geology. Vol. 12, 432-435.

- Mullineaux, L. & Lohman, G. (1981). **Late Quaternary stagnations and recirculation of the eastern mediterranean: changes in the deep water recorded by fossil benthic foraminifera.** Journal of Foraminiferal Research, Vol. 11, Num. 1, 20-39.
- Murray, J. (1991). **Ecology and Paleocology of benthic foraminifera.** 1^{era} Edic., Longman scientific and technical, New Cork, 289 p.
- Murray, J. (2003). **An illustrated guide to the benthic foraminifera of the Hebridian shelf, west of Scotland, with notes of their mode of life.** [Artículo en línea]. Disponible. <http://palaeo-electronica.org> [Consulta: 2004, Septiembre 22].
- Olsson, R.K. & Wise, S.W. (1987). **Upper Maestrichtian to middle Eocene stratigraphy of the New Jersey slope and coastal plain:** In Van Hinte, wise S.W., et al., Init. Rep., D.S.D.P., 93. Washington (U.S. Gov. Printing office). 1943-1965.
- Ostos, M. (1990). **Evolución Tectónica del margen sur-central del Caribe basado en datos geoquímicas.** GEOS. UCV, Caracas. N° 30, 1-294.
- Oxburgh, E. R. (1966). **Geology and metamorphism of Cretaceous rocks in eastern Caracabobo state, Venezuela Coastal ranges.** Geol. Soc. Amer., Mem. 98, 241-310.
- Padrón, V. (1992). **Las Unidades Neógeno Cuaternarias del Noreste de Venezuela.** Trabajo de Acenso. no publicado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 80 p.
- Padrón, V., Martinelli, J., Domenech R. (1993). **The marine neogene of eastern Venezuela, a preliminary report.** 1^{er} R.C.A.N.S. Congress, Num. 12, 151-159.
- Padrón V., Rey, O., Zapata, E., Estévez, J. (2000). **Iconología de las formaciones neógeno-cuaternarias en Venezuela nororiental.** Bol. Soc. Venez de Geol., Vol. 25, Num. 2, 23-31.
- Padrón, V., (2001). **Guía de Micropaleontología General.** U.C.V. Facultad de Ingeniería, Caracas.

- Patrick, H. B. (1959). **Nomenclatura del Pleistoceno en la cuenca de Cariaco**. Bol. Geol., Caracas, Vol. 5, Num. 10. 91-97.
- Pindell, J., Cande, S.C., Pitman III, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., Labreque, J., Haxby, W. (1988). **A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution**. *Tectonophysics*, Num. 155, 121-138.
- Pindell, L. & Barret, S. (1990). **Geological evolution of the Caribbean region; a plate-tectonic perspective**. The geology of North America. Vol. H, the Caribbean Region, 405 – 429.
- Pindell, J. & Kennan, L. (2001). **Processes and events in the terrane assembly of Trinidad and Eastern Venezuela**. [Resumen en línea]. Disponible. Tectonicanalysis.com [Consulta: 2004, Mayo12].
- Pindell, J & Kennan, L. (2001). **Kinematic evolution of the gulf of Mexico and Caribbean** [Resumen en línea]. Disponible. Tectonicanalysis.com [Consulta: 2004, Mayo12].
- Preece, R. C., Kaminski, M. A., Dignes, T. W. (1999). **Miocene benthonic foraminiferal morphogroups in an oxygen minimum zone, offshore Cabinda**. The oil and gas habitats of the south atlantic. Geolog. Soc., Spec. Pub., Num. 153, 267-282.
- Rathburn, A. & Corliss, B. (1994). **The ecology of living (stained) deep sea benthic foraminifera from the Sulu Sea**. Paleoenography, Vol. 9, Num. 11, 87-150.
- Russo, R. M., Speed, R.C. (1992). **Oblique Collision and tectonic wedging of the South America continent and Caribbean terranes**. *Geology*, V.20, 447-450.
- Sanders (1960). **Benthic studies in Buzzards Bay III, the structure of the soft-bottom**. Community-limnology and Oceanography, Num. 5, 138-153.
- Schubert, C. (1972). **Geología de la península de Araya**. Mem. IV Cong. Geológico Venezolano. Bol. Geológico, Pub. Esp. 5, 1823-1886.
- Sellier de Criveux, J. M. & Bermudez, P. J. (1972). **Las biofacies de foraminíferos planctónicos del Golfo de Santa Fe. Venezuela oriental**. 4º Cong. Geolog. Venezolano, Vol. 3, 1924-1945.

- Senn A. (1940). **Paleogene of Barbados and its bearing on history and structure of antillean-caribbean region.** Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Vol. 24, Num. 9, 1548-1610.
- Severin, K. (1983). **Test morphology of benthic foraminifera as a discriminator of biofacies.** Marine Micropalaeontology, Num. 8, 65-76.
- Soulas, A.P., Mocquet, A., Beltran, C & Lugo, M. (1984). **Geología de fallas activas. Estudio de riesgo sísmico, enlace vial margarita-coche-tierra firme.** FUNVISIS, 66 p.
- Speed, R.C. (1985). **Cenozoic collision of the Lesser Antilles arc and continental South America and the origin of the El Pilar fault.** *Tectonics*, Vol. 4, Num. 1, 41-69.
- Spencer, R., (1996). **A model for improving the precision of paleobathymetric estimates: an example from the northwest Gulf of Mexico.** Marine Micropaleontology, Num. 28, 263-282.
- Stephan, J., Lepinay, B., Calais E., Tardy, M., Beck, C., Carfantan, J., Olivet, J., Bouysee, P., Maufret, A., Burgoiss, J., They, J., Tournon, J, Blanchet, R. & Decourt, J. (1990). **Paleogeodynamic maps of the caribbean: 14 steps from lias to present.** *Bulletin de la Société Géologique de France*, Université de Nice-Sophia Antipolis, N° 16, 915-919.
- Valchev, B. (2003). **On the potencial of small benthic foraminifera as paleoecological indicators:** Recent advisors. University of mining and Geology, Vol. 46, Part I, 189-194.
- Van der Zwaan, G. L., Duijnstre, I.A., Dulik, M., Erns, S.R., Jammik, N.T. & Kouwenhoven, T.J. (1999). **Benthic foraminifers proxies or problems?.** A review of paleoecological concepts. *Earth-sciences. Review* 45, 213-236.
- Vierbuchen, R., (1984). **The geology of the El Pilar Fault Zone and adjacent areas in northeastern Venezuela.** The Caribbean-South American Plate Boundary and Regional Tectonics. GSA Memoir, Num. 162, 189-252.
- Vignali, M. (1965). **Estudio geológico de las rocas sedimentarias de Araya.** GEOS. UCV, Caracas, Num. 30, 20 p.

- Vignali, M. (1979). **Estratigrafía y Estructura de las cordilleras metamórficas de Venezuela oriental (Península Araya-Paria e isla de Margarita)**. GEOS. UCV, Num 25, 19-66p.
- Vivas, V. (1989). **Isla de Coche: Sedimentación molásica continental sobre la plataforma Araya-Coche-Margarita, Venezuela Nororiental**. VII Congreso Geológico Venezolano, Tomo II, 589-614.
- Wilson, B. (2003). **Foraminifera and Paleodepth in a section of the early to middle Miocene Brasso Formation, Central Trinidad**. Caribbean Journal of Science, Vol. 39, Num. 2, 209-214 p.
- Wright, B. (1960). **Taxonomic notes**. Soc. of Econ. Paleont. And Mineralog, Pub. Num. 9, 210 p.
- Yaccis, R. (1977). **Tertiary evolution of the northeastern Venezuela offshore**. Univ. Rice, Texas. 285 p.
- Ysaccis, R. & Audermard, F. (2000). **A Neogene Orogenic Float in Northern South America: eastern Venezuela Basin vs. Caribbean Plate**. *A.A.P.G. Annual Convention*. Louisiana, 164 p.
- Zapata, E. (1983). **Manual de petrografía y diagénesis de rocas carbonáticas**. GEOS, UCV. Caracas, Num. 28, 3- 140p.
- Zapata, E. (1998). **Definición de facies petrográficas en litotipos de mezcla de las formaciones Cubagua y Tortuga, Araya Edo. Sucre. Aplicación de un sistema de clasificación**. Trabajo de Acenso. no publicado. Escuela de Geología, Minas y Geofísica, Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. 66 p.

Referencias electrónicas

<http://portalwiedzy.onet.pl> [Consulta: 2004, julio 3]

<http://www.pdvsa.com/lexico/excursio/exc-72h.htm> [Consulta: 2004, agosto 10]