

FÓSILES HETEROCRONOS EN LODOS ANÓXICOS DE LA FOSA DE CARIACO: COMPARACIÓN CON EL NEOCRETÁCICO VENEZOLANO.

MACSOTAY OLIVER¹ ROBERT N. ERLICH² & ASCANIO D. RINCON R.³

¹*Urb. El Trigal Norte, Av. Atlántico no. 155-61, Valencia, Venezuela
macsotayo@gmail.com*

²*1007, Deerfield Road, Richmond, TEX 77469, USA.*

³*Instituto Venezolano de Investigaciones Científicas (IVIC), Caracas, Venezuela*

RESUMEN: Ocho testigos de pistón fueron tomados del talud sedimentario del Cañón submarino del río Manzanares, entre 73 y 658 m bajo el nivel del mar. Seis de ellos proceden del fondo debajo de la pincloclina y consisten en alternancias arcillo-limosas, ricas en sulfuro de hidrógeno. Las alternancias presentan calciruditas en ubicaciones aleatorias, conteniendo restos de invertebrados, huesos de peces y grava, de tamaño centimétrico de: a) especies hoy vivientes en aguas marinas oxigenadas, sobre la pincloclina, b) taxa de fósiles del Pleistoceno tardío, y c) fósiles del Pleistoceno temprano redepositados, provenientes del borde de la plataforma y de afloramientos submarinos. El transporte de las especies vivientes y fósiles a su ubicación actual se atribuye a flujos masivos de lodo. El mecanismo es posible, ya que los taludes submarinos con planos de falla con buzamiento igual o mayor de 10 grados, originan fallas lístricas. Estas fallas a su vez, generan flujos laminares de baja velocidad cuyo efecto erosivo no es perceptible. No se hallaron turbiditas gradadas en sedimentos del Holoceno ni del Pleistoceno tardío. Los autores proponemos que los sedimentos pelíticos hidroplásticos pueden dar lugar a desplomes de flujos gravitatorios en las cuales conchas y huesos frágiles pueden ser transportados sin deteriorarse. Esto se atribuye a que el flujo fue de reptación. Rocas madres petroleras del Cretácico tardío de Venezuela oriental (formación Querequal) son semejantes en sus alternancias hemipelágicas, y también presentan horizontes de huesos de peces y conchas de moluscos. En ellos, la buena preservación de los fósiles en sedimentos hemipelágicos anóxicos nunca fue explicada apropiadamente. Estas secuencias alternantes deben relacionarse a facies de talud, cortadas por fallamiento contemporáneo activo.

Palabras clave: Hemipelágico, anoxia, desplome, Cretácico, Holoceno.

ABSTRACT: Eight piston core samples were taken from the sediment apron overlying the submarine canyon of the Manzanares River between 73 and 658 m below sea level, six of them, taken from below the pycnocline, consisting of mud and clay alternations rich in hydrogen sulfide. These silt alternations present a composite of randomly located calcilutites containing invertebrate shells, fish bones, and tiny gravel. The shells and bone-beds carry remnants of species whose living counterparts dwell in oxygenated marine waters above the pycnocline, fossils from the Late Pleistocene, and Early Pleistocene fossils redeposited from the edge of the platform and by submarine upwelling. Massive mudslides are thought to have transported both living species and fossils to their present location, a very feasible occurrence, as submarine slopes with fault planes dipping at or over 10 degrees give origin to listric faults. These faults in turn generate low-velocity laminar flows of imperceptible erosive effect. No graded turbidites were found in either Holocene or Late Pleistocene sediments. We propose that hydroplastic pelitic sediments may cause slow-creep gravity-flow type slumps whereby shells and fragile bones might be transported without being eroded or otherwise deteriorated. Late Cretaceous oil-prone source rocks in eastern Venezuela (Querequal Formation) are similar in their hemipelagic alternations and also exhibit shell and fish bone debris horizons whose preservation in this anoxic sedimentary system has never been properly explained. These alternating sequences must be associated to slope facies sheared by contemporary active faulting.

Key words: Hemipelagic, anoxia, slumping, Cretaceous, Holocene.

INTRODUCCION

La mayor parte del petróleo en Venezuela se ha originado en rocas madres del Cretácico tardío. Las

formaciones geológicas llamadas La Luna y Navay en el occidente y Querequal en el oriente, contienen las rocas madre por excelencia, y se sedimentaron simultáneamente, entre el Albiense Tardío y el Coniaciense. Ellas consisten

en alternancias cíclicas hemipelágicas de capas de carbonato y de arcilla o limo-arcilla, negras por la materia orgánica preservada en ellas. Esta materia orgánica (kerógeno) por maduración dio lugar a petróleo y/o gas (TALUKDAR *et al.* 1985). Las alternancias cíclicas observadas consisten en capas de espesores milimétricos a decimétricos, y se depositaron en cuencas marinas de clima tropical.

Para las formaciones La Luna y Navay, el paleoambiente propuesto es de plataforma externa e interna, respectivamente (ERLICH *et al.* 1999, 2000; ARNAUD *et al.* 1999) a juzgar los datos estratigráficos, geoquímicos y paleogeográficos. El aporte de materia orgánica se adjudicó al fenómeno de surgencia (MACELLARI & DE VRIES, 1977) así como a la circulación deficiente y consiguiente estratificación de las aguas marinas (TRIBOVILLARD *et al.* 1990, 1991; MARTÍNEZ & HERNÁNDEZ, 1992; BAPTISTA & SCHERER, 1996). La elevada producción primaria de biomasa, relacionada con las explosiones de poblaciones de plancton, o “mareas rojas” (ERLICH *et al.* 2000) debió contribuir con una porción importante, a juzgar por los “picos” de variación del COT en los sedimentos estudiados por métodos geoquímicos (REY *et al.* 2003).

Facies Hemipelágicas de Plataforma:

De la formación La Luna, se estudiaron las siguientes estructuras sedimentarias, de carácter hidrodinámico:

La laminación paralela domina en todas las calizas y lutitas calcáreas por igual en toda la secuencia, pero la cruzada no se observó (MACSOTAY *et al.* 2003; REY *et al.* 2003).

Los flujos de detrito con gradación tosca, se observaron localmente en la formación, y se consideró su transporte como tempestitas, debido a la escasa paleoprofundidad del sedimento.

La concentración de fosfatos en estos flujos fue común tanto en la Formación La Luna, como en Navay.

Los pliegues recumbentes intraformacionales se observaron ocasionalmente, asociados a las pseudoconcreciones.

Las estructuras rheotropicas, características de los sedimentos hidrolásticos, son comunes en la formación La Luna.

Pseudoconcreciones, formadas por traslación lateral de los sedimentos hidrolásticos, debido a la pérdida diferencial de agua intersticial entre lodos calcáreos y lodos arcillosos (MACSOTAY *et al.* 2003). Los calcos de carga, así como las estructuras flameadas, fueron parte del mismo fenómeno, son localmente comunes. Para TRIBOVILLARD *et al.* (1990) son de origen diagenético, con lo que discrepamos.

Inyectitas arenosas por descenso, comunes en los horizontes superiores de la formación La Luna, por efecto de la sismicidad contemporánea en paleofallas de basamento, activas en la época (VIVAS *et al.* 1988).

Conos encajados relativamente comunes en capas centimétricas a decimétricas de calizas arcillosas o sobre pseudoconcreciones calcáreas, sobre las cuales presentan desarrollos concéntricos. Comunes en los afloramientos del norte de los Andes de Mérida, cerca de los frentes de corrimiento de la Napa de Lara, alóctona.

Las estructuras diagenéticas fueron comunes en ciertos horizontes de la formación La Luna: éstas son las concreciones carbonáticas y las silíceas. A diferencia de las pseudoconcreciones, éstas son siempre esféricas, y sus tamaños son subdecimétricos.

En su corte axial, se observan bandas concéntricas, de mineralogía variable, y maclas milimétricas de pirita.

Facies hemipelágicas de talud.

De la formación Querecual en cambio se demostró una sedimentación que pasó de plataforma externa a talud, o sea, de 100 a 700 metros (VIVAS *et al.* 1988; TRIBOVILLARD *et al.* 1989) por la subsidencia termal del margen continental. En esta unidad, la causa de la acumulación de la materia orgánica no fue la circulación deficiente y la estratificación de toda la columna de agua, sino el paso por la Zona del Mínimo de Oxígeno del Océano Tethys (MACSOTAY, 1980) un hecho bien documentado para la época. En esta unidad, son abundantes las estructuras hidrodinámicas y biogénicas:

La laminación paralela está casi ausente durante el Cenomaniense, frecuente durante el Turoniense-Coniaciense en calizas y ausente en las lutitas calcáreas de las mismas secciones. Su presencia se atribuye a la bioturbación, especialmente la submilimétrica, que obliteraba las laminaciones originales del sedimento.

Las bioturbaciones o los icnofósiles, fueron comunes en las calizas, siendo *ParatISOa*, *Megagyrolithes*, *Chondrites* y *Planolites* los más frecuentes durante el Cenomaniense, donde se acompañaron de bivalvos y gasterópodos pequeños: *Parvamussium* sp., *Glomus* sp., *Isoarca* sp., así como de *Inoceramus* spp. de tamaños varios, articulados. Los gasterópodos patelliformes como *Helcion auca* (Gabb) (VIVAS *et al.* 1988) requieren, no sólo del agua en movimiento, sino de la erosión previa del sedimento no consolidado: ellos se fijan sobre una superficie consolidada. Toda la evidencia sugiere la presencia de oxígeno disuelto en las aguas inmediatas al fondo, en concentración de al menos 2 ml/l, para permitir la proliferación de la malacofauna.

La laminación cruzada de ángulo bajo, abunda, sugiriendo la actividad periódica de corrientes nefeloides, transportando caparazones de foraminíferos, radiolarios y otros microorganismos en toda la sección.

Las estructuras rheotrópicas fueron más comunes en la facies de talud, que en los de la plataforma, ya que se ven favorecidas por una pendiente, que puede ser crítica para las deformaciones *in situ* del sedimento:

Fallas lístricas o de crecimiento. Éstas han dado lugar a flujos de detrito lenticulares, así como a clastos pelíticos; comunes en los horizontes Cenomanienses y Turonienses, asociados a la subsidencia más rápida del talud (VIVAS *et al.* 1988). No es raro observar microfallas con pocos centímetros o decímetros de desplazamiento en las calizas.

Flujos de detrito lenticulares se hallaron en las cercanías de fallas lístricas activas, conteniendo fragmentos de huesos de peces, moluscos, foraminíferos. Estos lentes pueden hallarse fosfatizados y a veces, silicificados.

Pseudoconcreciones, las cuales incluyen en su formación, las etapas de capas estiradas y las de almohadilla y bola, fueron abundantes en afloramientos de la formación Querecual, pero también en las San Antonio y río Chavez inferiores (VIVAS, 1987). Se interpretan como producto de desestabilización de los sedimentos hidroplásticos, por actividad sísmica contemporánea.

Las estructuras diagenéticas fueron localmente frecuentes en la formación Querecual. Los más conspicuos: Conos encajados. Sólo se hallan en los afloramientos

septentrionales, como los Dominios Archipiélago Guaiquerí-Manare y El Pato, los cuales han sufrido tectonización importante (VIVAS & MACSOTAY, 1995). También se hallaron estilolitos no estratiformes.

Concreciones y nódulos carbonáticos. Son estructuras sedimentarias formadas por reemplazo post-depositacional de la roca encajante: comúnmente son alargados y paralelos a la estratificación. A menudo se les halla silicificados.

Fosa de Cariaco.

Se han comparado las rocas madre del Cretácico tardío de Venezuela, a los de la fosa de Cariaco de Venezuela nor-oriental, donde los sedimentos cuaternarios depositados dentro de la misma, son alternancias cíclicas pelítico-calcáreas, ricas en materia orgánica (Figura 1). PETERSON *et al.* (1991) reconocieron la actividad de surgencia submarina en los sedimentos del Pleistoceno tardío de la fosa, como originadora de la materia orgánica contenida en la misma. Estructuras sedimentarias de cuatro taladros ODP Site 1002, localizados en la parte oriental de la fosa, de 892-893 metros de profundidad de agua, fueron favorablemente comparados con los de la formación Querecual de Venezuela, por COTILLON *et al.* (2000).

Actualmente, y desde el Pleistoceno tardío, la fosa presenta aguas estratificadas. Se halla oxigenada y bien circulada, entre 0 y 300 metros, siendo anóxica desde aquí hasta más de 1400 metros (MIRO & MARVAL, 1967). La naturaleza encerrada de la fosa ha causado el estancamiento del agua marina debajo de la pycnoclina, a cerca de 300 metros (Figura 2). Como resultado, la misma se ha vuelto anaeróbica, y contiene altos tenores de sulfuro de hidrógeno, en ambiente reductor, siendo casi nulo en fosfatos (OKUDA *et al.* 1974). Así, los animales bénticos que respiran oxígeno no pueden vivir en el fondo de la fosa.

El abundante plancton que habita el estrato oxigenado, termina por caer al estrato anóxico, y allá es preservado de la acción bacteriana (MIRO & MARVAL, 1967).

En el intervalo oxigenado, se halló abundante fauna béntica: algas, hidrozoarios, equinodermos, vermes, crustáceos y peces; los moluscos también abundaron, pero llama la atención su tamaño pequeño, centimétrico

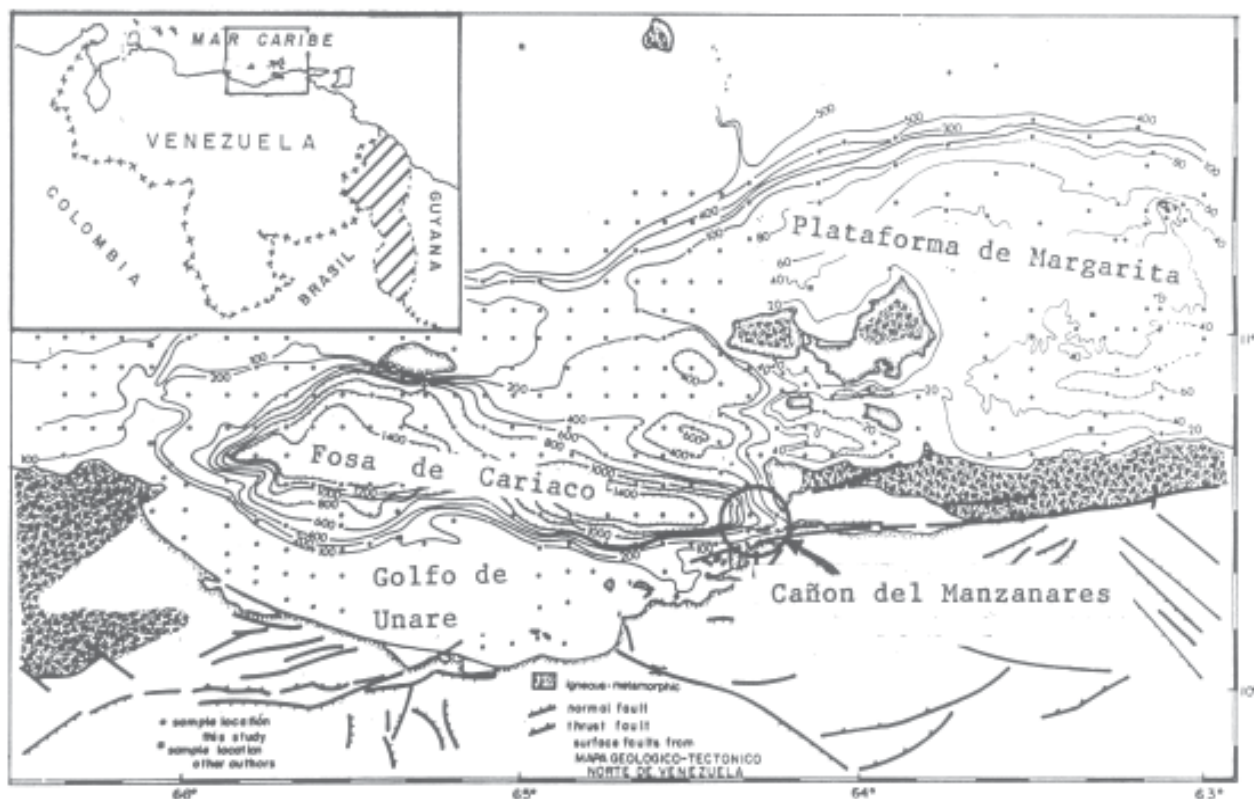


Fig. 1. Mapa batimétrico del Nor-Oriente de Venezuela, mostrando la ubicación de la fosa de Cariaco, dentro de la Plataforma epicontinental de Venezuela. Batimetría según MORELOCK *et al.* (1972).

(MACSOTAY, 1975) muy inferior a la malacofauna de la plataforma. La bioturbación es intensa, y su densidad y diversidad disminuyen a medida que se aproxima la picnoclina (ATHEARN, 1968).

En el intervalo debajo de los 300 metros, no se observa fauna viviente, ni bioturbación alguna. Por ello, fue una sorpresa el hallazgo de conchas de moluscos, otros invertebrados y huesos de peces teleósteos con buena preservación, en varios testigos de taladro de pistón y dragados procedentes de profundidades mayores.

MATERIALES Y MÉTODOS.

Testigos de taladro y muestras de dragado.

La MN La Salle, tomó una serie de testigos de taladro de pistón, como parte de una campaña de exploración de la fosa de Cariaco, en 1968, por solicitud del Geol. N. J. MALONEY, Jefe del Departamento de Oceanografía

Geológica del IOVUDO. Nuevos testigos y muestras de dragado fueron tomados por el R.V. Eastward en 1969, con el fin de buscar turbiditas en el Cañon del río Manzanares (MORELOCK *et al.* 1972). La mayoría de las muestras se tomaron de los taludes que rodean al cañon (Fig. 2).

A raíz de esta revisión, en secuencias alternantes de sedimentos polícticos de color verde oliva, se hallaron varios niveles con conchas de moluscos (mayormente micro-moluscos), corales, restos de peces y otros invertebrados, intercalados. Ya en el primer lavado, se observó la presencia de fauna béntica y nectónica, viviente y fósil, mezclados con macroforaminíferos bénticos y algunos planctónicos, aún en testigos tomados dentro del intervalo anóxico (Fig. 3).

Se obtuvo así toda la transición de fauna del intervalo oxigenado al anóxico, donde se constata retrabajamiento de parte de la fauna, junto con conchas carentes de

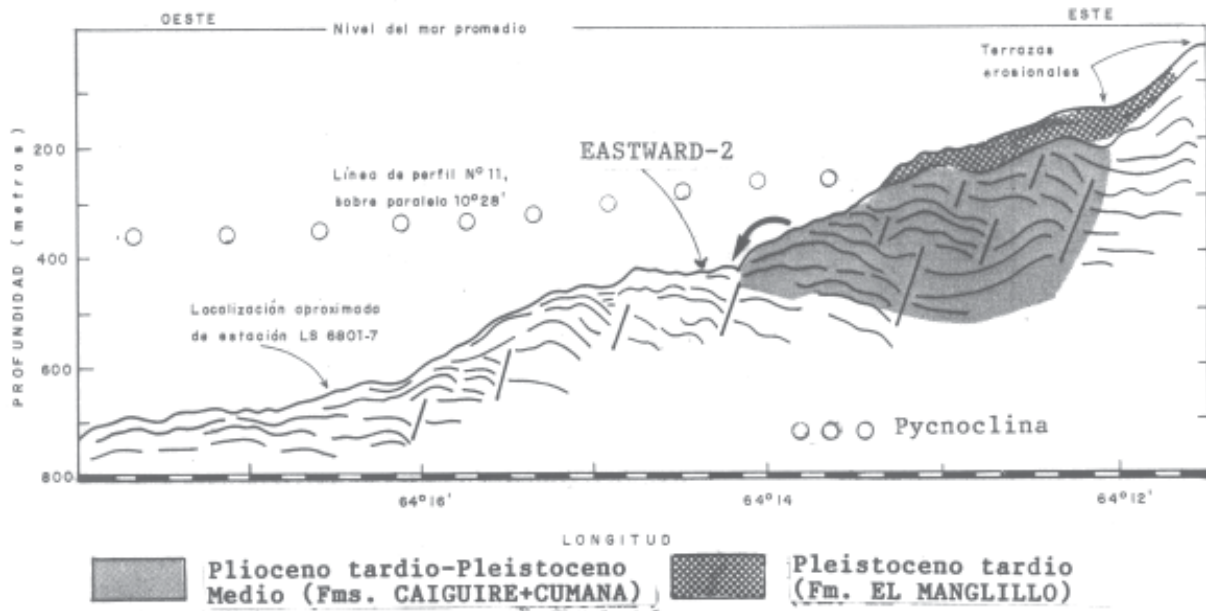


Fig. 2. Sección sísmica, ubicada a lo largo del eje del Cañon del Manzanares, donde se tomaron los testigos LS-6801 e Eastward-2. En sombreado, los afloramientos submarinos de las Formaciones Cumaná y El Manglillo, ambos del Pleistoceno, discordantes entre sí. Nótese la frecuencia de fallas normales, de crecimiento, con sus lados caídos rotados hacia el centro de la fosa.

desgaste alguno. A continuación se presentan los resultados de los análisis taxonómico y tafonómico de los niveles con concha.

LA SALLE, 6801.

Estación 1, profundidad 100 m, intervalo marino oxigenado. Arena de cuarzo de grano fino, con cristales de yeso y foraminíferos planctónicos como *Orbulina universa* y *Globigerina* spp. Algunos dientes y otolitos de peces y moluscos pequeños: *Olivella salinae*, *Conus jaspideus jaspideus*, juvenil, *Parvilucina ephraimi*, *Diplodonta* aff. *D. turgida*, y escasos escafópodos componen la fauna reciente. Algunos fragmentos de *Amphistegina lessonii* con calcarenita adherida, sugieren su origen en la Formación Cumaná, de edad Pleistoceno temprano. (Lámina 1).

Estación 2, profundidad 490 m, intervalo anóxico. Calcarenita en la que la fauna dominante son foraminíferos planctónicos como *Orbulina* y *Globorotalia*, además de pterópodos y una fauna béntica de restos óseos de peces. También se hallaron micromoluscos: *Skenea* sp., *Benthonella gazea*, *Turbonilla ornata*, *Niso aeglees*,

Olivella salinae, escafópodos y algunos fragmentos de equinodermos. Esta fauna se halla perfectamente preservada y abundante entre 120 y 300 m de profundidad, por encima de la pincolina. Más de 13 valvas desarticuladas de *Parvilucina ephraimi* completan esta asociación de fauna endobéntica de lodos. Algunas algas calcáreas (*Lithothamnium* sp.), foraminíferos: *Archaias angulatus*, *Textulariella barretti*; serpúlidos: *Spirorbis* sp., bivalvos desarticulados: *Ctena cf. orbiculata*, *Nucula dalmasi*, *Crassinella martinicensis*, *Tellina (Angulus) texana* y algunos fragmentos de balánidos, completan la fauna fósil; la mayoría parece proceder de la formación El Manglillo, de edad Pleistoceno tardío y que aflora tanto en Araya como en Cumaná (MACSOTAY & BLADIER, 1987).

Estación 3, profundidad de agua 289 m, cercana a la pincolina. Limo arcilloso, con fauna subcentimétrica de abundantes foraminíferos planctónicos dominados por *Orbulina* sp., algunos huesos de peces, otolitos y microgasterópodos bénticos: *Benthonella gazea*, *Skenea* sp. Se observan cristales milimétricos de selenita. No se observó fauna fósil.

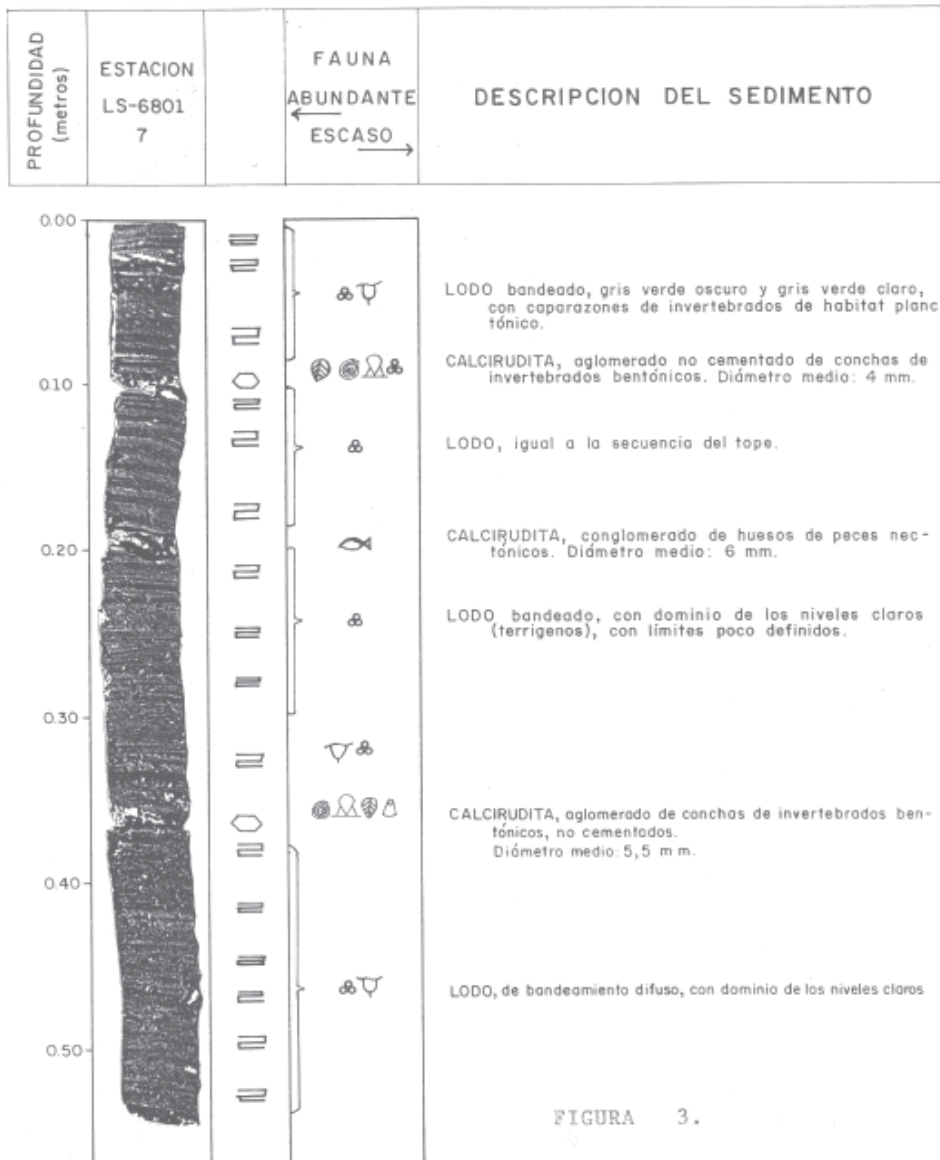


FIGURA 3.

SIGNOS CONVENCIONALES	
Foraminíferos planctónicos	
Foraminíferos bentónicos	
Pelecípodos	
Gasterópodos	
Pterópodos	
Balanidos	
Peces	
Cristales de yeso	

Fig. 3. Corte axial del testigo de taladro LS-6801, estación 7, procedente del intervalo anóxico de la fosa de Cariaco (ver Figura 2). Nótese la laminación paralela centimétrica a milimétrica de las arcillas limosas, interrumpidas solamente por las calciruditas, aparentemente sin efecto erosivo. La escasa deformación mecánica observable en el testigo indica que las pelitas, - que dominan en espesor, - han alcanzado estado diagenético estable. Por ello, la edad de este sedimento se considera Holoceno.

Estación 4, profundidad de agua 73 m, intervalo oxigenado. Sedimento de arena fina y limo grueso con frecuentes cristales de selenita. Dominan los foraminíferos planctónicos con *Globigerina* como el género más común. Unos pocos micromoluscos bien preservados: *Parvilucina ephraimi*, *Nucula dalmasi*, *Argopecten irradians*, *Bornia longipes*, *Skenea* sp., *Diplodonta cf. turgida*, además de algunos foraminíferos béticos como *Amphistegina* sp. y *Triloculina* sp., que parecen proceder de aguas más someras y cálidas que los moluscos.

Estación 5, profundidad del agua 238 m, intervalo oxigenado. Sedimento de arena fina de cuarzo y material vegetal ennegrecido, con los foraminíferos *Archaias* sp., *Amphistegina lessonii*, además de frecuentes espículas de *Graphularia ambigua*.

Estación 6, profundidad de agua 448 m, intervalo anóxico. Lodo arcilloso, con fauna dominada por foraminíferos planctónicos, con *Orbulina universa* como el más característico, y escasos béticos como *Textulariella barretti*, el microgasterópodo *Skenea* sp., cristales de selenita, y una valva de *Trigoniocardia antillarum*, cubierta de pátina orgánica negra. Esta última es habitante de arenas limosas de plataforma externa (MACSOTAY & CAMPOS, 2001), pero nuestra valva fue transportada como contenido estomacal. Numerosos restos de peces (Lámina 2), que fueron identificados como espinas pertenecientes a las aletas, huesos craneales, un complejo hippural y una mandíbula inferior izquierda de un pez teleósteo. Corresponden a géneros de peces que habitan normalmente frente a costas rocosas y coralinas, como los acantilados entre Cumaná y Mochima. No muestran signos de depredación, y por ello se presume su muerte por asfixia.

Estación 7, profundidad del agua 658 m, intervalo anóxico. Ver figura 3. Arcilla limosa con abundante fauna planctónica, con *Orbulina* sp. y *Globigerina* spp. y escasos elementos béticos como *Amphistegina lessonii* y *Liebusella soldanii*. La escasa fauna reliquia incluye *Graphularia ambigua*, *Olivella salinae*, *Crassinella lunulata* y fragmentos de *Balanus* sp., los cuales proceden probablemente de la formación El Manglillo, del Pleistoceno tardío, y el cual aflora sobre todo el borde de la fosa.

EASTWARD, 1969.

Estación 2, profundidad del agua 432 m, intervalo anóxico. Las profundidades señaladas, son las internas del

testigo del sedimento, contando desde la superficie.

0 – 20 cm. Nivel de calcirudita, con conchas de moluscos fragmentarios: *Glycymeris oculata*, *Prunum prunum*, *Persicula obesa*, *Mytilopsis sallei*, además de fragmentos de hojas de angiospermas. Estos moluscos son habitantes de aguas someras de la región a diferencia del último, el cual es de habitat fluvio-estuarino y podría proceder de las lagunas costeras que ocupaban la costa cumanesa en tiempos históricos. Un fragmento del bivalvo *Scapharca (Cunearca) cumanensis* de la formación Cumaná, de edad Pleistoceno temprano-medio, sugiere erosión de afloramientos submarinos (Fig. 2).

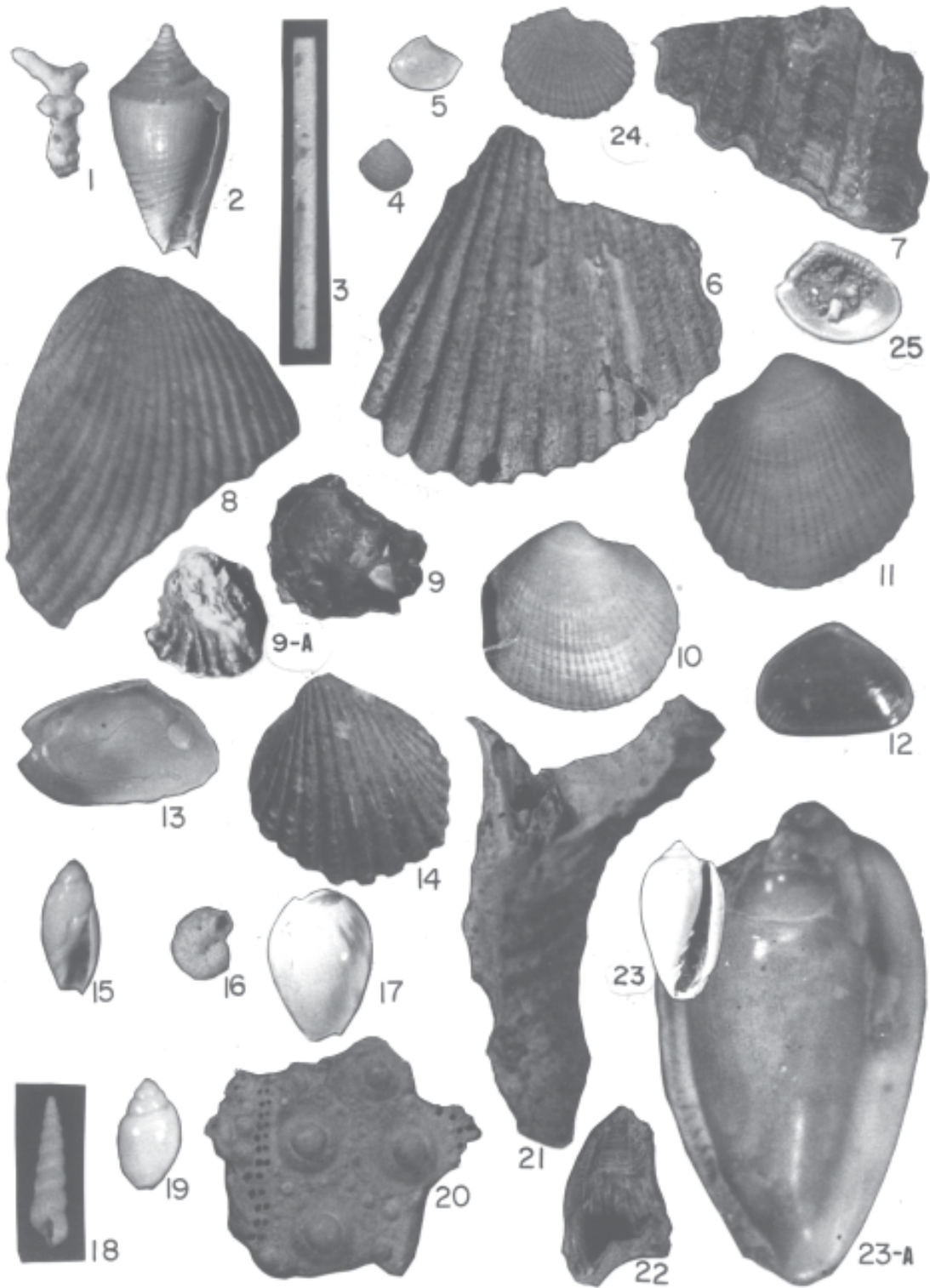
43 – 79 cm. Calcirudita compuesta de moluscos fragmentarios, y algo desgastados: *Mitrella* sp., *Ctena cf. costata*, *Argopecten gibbus antecessor*, y un ejemplar de *Textulariella barretti*. Probablemente todos son retrabajados de la formación Cumaná, del Pleistoceno temprano.

79 – 100 cm. Calcirudita compuesta de fragmentos de mayor tamaño entre los que se destacan *Textulariella barretti*, y los corales *Agaricia agaricites*, *Siderastrea siderea*, con varios fragmentos de cada uno. Los moluscos *Glycymeris oculata*, desgastados, *Argopecten gibbus antecessor*, *Ctena cf. orbiculata*, *Olivella fundarugata* y *Conus jaspideus jaspideus*, conjunto representativo de un afloramiento submarino de la formación Cumaná, de edad Pleistoceno temprano-medio. Junto a la fauna se colectaron varios clastos de tamaño grava, de pedernal gris meteorizada y areniscas de grano grueso, de formas redondeada a subredondeada; el conjunto es normal en la formación Cumaná, y procede de la redepositación de rocas Cretácicas de la Serranía del Interior Oriental (MACSOTAY, 1977).

177 – 190 cm. Calcirudita compuesta de conchas centimétricas de moluscos, como *Nucula dalmasi*, *Ostrea cristata*, *Argopecten gibbus antecessor*, con restos de matriz calcarenítica firmemente adherida. Varios fragmentos de la valva izquierda de *Pecten (Oppenheimipecten) caribaeus*, una especie extinta a finales del Pleistoceno temprano. Se hallaron asimismo varios fragmentos de conchas de bivalvos de la familia Veneridae, con biohoradaciones de la esponja *Clione* sp. indet. También se halló un fragmento de corallum de *Agaricia agaricites*, un taxón que habita fondos duros en aguas someras del golfo de Cariaco, pero que se halla

LÁMINA 1.

- 1.- *Lithothamnium* sp., 4 x 2 mm, fragmento.
- 2.- *Conus* (*L.*) *jaspideus jaspideus* Gmelin, 19 x 10,5 mm.
- 3.- *Graphularia ambigua* (Morton) 7,5 x 0,5 mm, fragmento de espícula de hidrozoario; las manchas corresponden a la micro-pirita.
- 4.- *Crassinella martinicensis* (d'Orbigny) , 2 x 2 mm, valva derecha.
- 5.- *Crassinella lunulata* (Conrad), 2,5 x 3,0 mm, valva derecha.
- 6.- *Scapharca* (*C.*) *cumanensis* (Dall), 8,5 x 8,5 mm, fragmento.
- 7.- *Argopecten irradians irradians* (Lamarck), 13,5 x 8 mm, fragmento distal de valva, con ornamentación característica.
- 8.- *Glycymeris oculata* (Reeve), 16 x 12 mm, fragmento de concha adulta.
- 9, 9-A.- *Ostrea cristata* Born, valva derecha de una concha fósil (9) de 24,5 x 27,0 mm, vista interna. Vista externa (9-A) de una valva derecha de un ejemplar viviente de Turpialito, Golfo de Cariaco.
- 10-11.- *Parvilucina ephraimi* Weisbord, valvas derecha e izquierda, no articuladas. 7 x 7 mm y 7,8 mm, respectivamente.
- 12.- *Bornia* cf. *B. longipes* (Stimpson), 7 x 4,75 mm, valva derecha.
- 13.- *Tellina* (*A.*) *texana* (Dall), 7,5 x 111 mm, valva derecha.
- 14.- *Trigoniocardia antillarum* (d'Orbigny), 12,0 x 11,5 mm, valva izquierda.
- 15.- *Olivella fundarugata* Weisbord, 7,3 x 3,3 mm.
- 16.- *Spirorbis* sp., 2,0 x 1,7 mm. Vista externa, tubo que se hallaba fijado sobre una concha delgada de bivalvo fragmentado.
- 17.- *Persicula obesa* (Redfield), 12,5 x 9 mm, concha adulta, aspecto dorsal característico. Fauna reciente del área.
- 18.- *Turbonilla* cf. *T. ornata* (d'Orbigny), 7,5 x 1,5 mm, concha adulta de preservación perfecta. Fauna reciente del área.
- 19.- *Olivella salinae* Weisbord, 3,0 x 2,3 mm, concha adulta en vista dorsal.
- 20.- *Cidaris* cf. *C. abyssicola* (A. Agassiz), fragmento de caparazón del área anal, donde se observan las placas ambulacrales y mamelones bien preservados. Formación Cumaná, Pleistoceno temprano. Probablemente biodegradado antes de fosilizarse.
- 21.- *Chicoreus brevifrons?* (Lamarck), fragmento del canal anterior. Biodegradado antes de fosilizarse. 19,7 x 12,2 mm.
- 22.- *Balanus* sp. Vista interna de un fragmento, litificado. Largo máximo: 15,5 mm.
- 23, 23-A.- *Prunum* (*Prunum*) *prunum* (Gmelin), concha viviente de tamaño natural, colectado en la ensenada de Charagato, isla de Cubagua (23).
Fragmento biodegradado en el cual está preservado el labro y parte del espiral, conservando el lustre de la conchiolina (23-A).
- 24.- *Ctena* cf. *C. orbiculata* (Montagu), valva derecha, bien preservada pero litificada.
Formación El Manglillo. 11,5 x 9,5 mm.
- 25.- *Nucula* (*Leionucula*) *dalmasi* Dautzenberg. Litificada, con calcarenita de bioclastos cementada en su interior. 5,5 x 4,37 mm.



también en la Formación El Manglillo, de edad Pleistoceno tardío. Esta muestra incluyó grava de clastos de pedernal y arenisca, como la anterior.

RESULTADOS

A continuación se presenta la fauna de moluscos obtenidos de testigos de taladro, en los taludes del Cañón del Manzanares, indistintamente los vivientes y los fósiles, pero en orden taxonómico. El coeficiente de abundancia se indica mediante el método utilizado por MACSOTAY (1975) poniendo el símbolo entre paréntesis. Así, en las muestras lavadas, un ejemplar es raro ®, 2-3 ejemplares es escaso (E); 4-6 es frecuente (F) y 7-12 es abundante (A).

GASTEROPODA.

Niso aeglees Bush, 1885.

Distribución: reciente, desde Cabo Aterras al Caribe y Brasil. Testigo 6801-2, 490 m, zona anóxica.

Skenea sp. Concha muy pequeña (1-4 mm), turbinaza, sin nácar.

Distribución: Amfiatlántico boreal y templado y costa Pacífica de Norte-América. Habita fondos lodosos en aguas frías. No ha sido citada para Venezuela. Rango batimétrico: 11 a 900 m, en aguas oxigenadas. Testigo 6801-3, 289 m (F), 6801-4, 73 m (A); 6801-6, 448 m (F).

Benthonelli gaza DALL, 1889.

Referencia: DALL, 1889, Bull. Mus. Comp. Zool. 18: 282, pl.42, fig. 5; Dall, 1927, U.S. Nat. Mus., Proc. 70(18): 118.

Distribución: Micromolusco muy abundante, desde la costa este de la Florida por toda la costa atlántica hasta Ceará, Brasil, a profundidades de hasta 1800 metros; en lodos orgánicos pero aguas marinas de salinidad y oxigenación normales. Testigo 6801-2, 490 m, (A), 6801-3, 289 m (F).

Chicoreus (Chicoreus) brevifrons? (LAMARCK, 1822). Lámina 1 - 21.

Referencia: MACSOTAY & CAMPOS, 2001: 74-75, lám. 13, fig. 14.

Distribución: Desde la Florida Meridional y el Mar Caribe hasta Potenguí, Brasil nor-oriental. Habita sobre las plataformas, desde el Plioceno hasta el Presente. Testigo 6801-7, 658 m, ®, procedente de la formación El Manglillo, del Pleistoceno tardío, a juzgar por la calcarenita adherida.

Mitrella sp.

Distribución: El género es de amplia distribución sobre las plataformas submarinas de las costas atlánticas de América, asociado a fondos arenosos con algas o fanerógamas. Testigo Eastward-2, 432 m, intervalo 43-79 cm ®. Fragmento de una vuelta con la abertura desgastada.

Olivella (Minioliva) fundarugata WEISBORD, 1964. Lámina 1- 15.

Referencia: MACSOTAY & CAMPOS, 2001: 98, pl. 2, fig. 14.

Distribución: De amplia difusión en sedimentos de plataforma de Venezuela y Trinidad, habita la región desde el Plioceno tardío. Testigo 6801-7, 658 m, procedente de la fauna viviente de la plataforma adyacente.

Olivella (Minioliva) salinae WEISBORD, 1962. Lámina 1-19.

Referencia: WEISBORD, 1962: 389-390, pl. 35, figs. 15, 16.

Distribución: Descubierta originalmente en las arcillas de Goaguaza, de edad Pleistoceno medio del Estado Carabobo. Hallado con frecuencia en los fondos arenosos del golfo de Cariaco, su preservación perfecta confirma su presencia en las plataformas submarinas del Estado Sucre. Testigo 6801-1, 100 m (F) y 6801-2, de 490 m (E), probablemente transportada.

Persicula (Rabicea) obesa (REDFIELD, 1848). Lámina 1-17.

Referencia: MACSOTAY & CAMPOS, 2001: 102; y como su sinónimo *P. (R.) venezuelana lavelana* WEISBORD, 1962: 413-415, pl. 37, figs. 15, 16; pl. 38, figs. 1-4; non HODSON et al. 1927.

Distribución: Desde Venezuela oriental hasta el noreste del Brasil, asociado a fondos rocosos de plataforma interna.

Testigo 6801-7, 658 m (E), todos de buena preservación.

Prunum (Prunum) prunum (GMELIN, 1791). Lámina 1-23 y 23-a.

Referencia: MACSOTAY & CAMPOS, 2001: 103, lám. 11, fig. 12.

Distribución: Desde Venezuela y sus Antillas, hasta el golfo de San Matías, Argentina. Amfiatlántico. Testigo 6801-7, 658 m, un fragmento de concha adulta, biodegradada.

Conus (Leptoconus) jaspideus jaspideus GMELIN, 1791. Lámina 1-2.

Referencia: MACSOTAY & CAMPOS, 2001: 112; WEISBORD, 1962: 420-424, pl. 39, figs. 5-16; (*Conus jaspideus caboblanquensis* es su sinonimo, según GIBSON SMITH & GIBSON SMITH, 1979).

Distribución: Desde la Florida (EEUU) hasta Cabo Frío, en Brasil meridional. Habita sobre la plataforma interna de Venezuela y Colombia. Testigo 6801-1, 100 m, (F); 6801-7, 658 m (E).

Turbonilla cf. T. ornata (D'ORBIGNY, 1842) Lámina 1-18.

Referencia: DE JONG & COOMANS, 1988: 129, pl. 20, fig. 672.

Distribución: Las Antillas mayores y menores, islas venezolanas de sotavento. Preferencia por lodos carbonáticos; parasita equinodermos. Testigo 6801-2, 490 m, (E) muy bien preservado.

BIVALVIA.

Nucula (Leionucula) dalmasi DAUTZENBERG, 1900. Lámina 1, fig. 25.

Referencia: ALTEA, 1971: 11-13, fig. 3; VON COSEL, 1986: 99-100, fig. 15; MACSOTAY & CAMPOS, 2001: 119, lám. 17, figs. 9, 10.

Distribución: En fondo blando de toda clase, desde 4 hasta 50 m o más (VON COSEL, 1986) en el norte de Colombia; en el golfete de Santa Fe, abunda en lodos

hasta los 110 m (MACSOTAY, 1975). Descrito como fósil en las formaciones Mare, Playa Grande (Edo. Vargas) y Cumaná (Edo. Sucre) de edad Pleistoceno temprano a medio. Viviente, se conoce de las costas continentales de Suramérica desde Colombia a Suriname. Testigo 6801-2, 490 m, ®, 6801-4, 73 m, (A), Eastward-2, 432 m, intervalo 177-190 cm. En los dos primeros casos, se trata de fauna reciente, desplazada e *in situ*; en el último, se observa una calcarenita amarilla de la formación Cumaná, adherida.

Scapharca (Cunearca) cumanensis (DALL, 1898) Lámina 1-6.

Referencia: WEISBORD, 1964: 84-86, pl. 7, figs. 1-6.

Distribución: Especie bien documentada del Plioceno medio al Pleistoceno medio, en Venezuela y Trinidad. Testigo Eastward-2, 432 m, intervalo 0-20 cm.

Varios fragmentos con litología característica de la Formación Cumaná, de edad Pleistoceno temprano a medio, de la cual es fósil índice, redepositado.

Glycymeris oculata (REEVE, 1843) Lámina 1-8;

Referencia: J. GIBSON SMITH & W. GIBSON SMITH, 1979: 27-28.

Distribución: Mar Caribe meridional hasta el noreste brasileño, preferentemente sobre fondos calcáreos. Es frecuente en la formación Cumaná, de edad Pleistoceno temprano a medio, de donde fue redepositado. Testigo Eastward-2, 432 m, intervalo 0-20 cm ®, 70-100 cm (F), todo el material fragmentario.

Argopecten gibbus antecessor (WEISBORD, 1964)

Referencia: WEISBORD, 1964: 148-152, pl. 15, figs. 7-12; pl. 16, figs. 1-4.

Distribución: Formaciones Mare, Playa Grande, Cumaná, y el miembro de arenas de Matura de la formación Talparo, Trinidad, todos de edad Pleistoceno temprano a medio. Testigo Eastward-2, 432 m, intervalos 43-79 cm (F), 70-100 cm (E) y 177-190 cm (E), donde constituye evidencia de la redepositación de una fuente cercana, un afloramiento de la formación Cumaná.

Argopecten irradians irradians (LAMARCK, 1819) Lámina 1-7.

Referencias: WALLER, 1969, Journ. Paleontology, Mem. 43(5): 40-41, pl. 8, fig. 12; text-figs. 8-10; tables 14, 15; CASTAGNA & CHANLEY, 1973, Malacologia, 12(1): 67.

Distribucion: La subespecie habita entre Nova Scotia, Canadá, y Florida, EE.UU., y en las costas del golfo de México, alcanzando las Antillas mayores. Se le considera la forma del grupo *Argopecten gibbus*, adaptado a aguas más frías, incluso boreales, siendo de mayor tamaño y menos inflado. Abunda en los campos de algas de bahías y ensenadas. En estudios de laboratorio, se observó que estos bivalvos bien adaptados a temperaturas bajas eran más resistentes a las salinidades adversas, que los de aguas más cálidas. Durante el Pleistoceno, abundaron desde New York hasta las Carolinas, en EE.UU.; en Venezuela, sólo se ha reportado de la formación El Manglillo, de edad Pleistoceno tardío. El testigo 6801-4, 73 m (F), con fragmentos de ambas valvas adultas, procedentes de la formación El Manglillo.

Pecten (Oppenheimipecten) caribeus WEISBORD, 1964.
Referencias: WEISBORD, 1964: 121-124, pl. 12, figs. 1, 2.

Distribución: Conocido de las Formaciones Mare, Playa Grande y Cumaná, de edad Pleistoceno temprano a medio, pero ausente de la malacofauna reciente. Testigo: Eastward-2, 432 m, intervalo 177-190 cm (F).

Material fragmentario, pero perteneciente a esta especie.

Ostrea (Ostrea) cristata BORN, 1778. Lámina 1- 9 y 9ª.

Referencia: McLEAN, 1941, Notulae Naturae 67: 6, pl. 2, figs. 4-7; Von Cosel, 1986: 123-124, fig. 37; MACSOTAY & CAMPOS, 2001: 151-152, lám. 26, fig. 9.

Distribución: Desde el golfo de México y el mar Caribe, hasta el golfo de San Matías, Argentina. Las valvas de individuos de aguas frías, alcanzan mayor tamaño que las de aguas tropicales. Se conoce desde el Plioceno tardío en el área del Caribe, y es común en las formaciones Pleistocenas de oriente. Testigo: Eastward-2, 432 m, intervalo 177-190 cm, (E). La cobertura con pátina negra orgánica sugiere exposición prolongada a las aguas de ambiente reductor.

Ctena cf. C. orbiculata (MONTAGU, 1808). Láminas 1- 24.

Referencia: compárese a *C. orbiculata* (M.) WEISBORD, 1964. 229-232, pl. 31, figs. 1-4.

Descripción: Concha pequeña, con 30 costillas radiales redondeadas, cruzadas por cordones concéntricos, que desarrollan perladados en las intersecciones, en especial en las áreas antero-dorsales y postero-dorsales.

La concha es más alargada que la forma típica, cuyo rango de distribución va desde Carolina del Norte, EEUU, hasta Brasil. Testigo: 6801-7, a 658 m, (E), 6801-2, 490 m, (F), Eastward-2, 432 m, Intervalo 70-100 cm, (E). Todas las valvas están desarticuladas, pero la preservación sugiere procedencia del borde de la plataforma.

Parvilucina (Parvilucina) ephraimi (WEISBORD, 1964).
Lamina 1, figuras 10, 11.

Referencia: WEISBORD, 1964: 219-221, pl. 28, figs. 9-12; MACSOTAY & CAMPOS, 2001: 156-157, lám. 31, fig. 8.

Distribución: Descrito originalmente de la formación Mare, del Pleistoceno temprano, este taxón es comun entre la fauna de plataforma carbonática del oriente de Venezuela. Testigo: 6801-1, 100 m, (F), 6801-2, 490 m, (E).

Diplodonta aff. *D. turgida* (VERRILL & SMITH, 1873).

Referencia: MACSOTAY, 1975: 465, lam. 2, figs. 21, 22.

Distribución: Frecuente en fondos limosos de plataforma externa del golfete de Santa Fe, Estado Sucre. Es el más pequeño y el más inflado de todas las especies del género, en el Océano Atlántico. Testigo: 6801-1, 100 m, (F), 6801-473 m, (F). Componente de la meiofauna del borde de la plataforma.

Bornia cf. B. longipes (STIMPSON, 1855). Láminas 1-12.

Referencias: DALL, 1899: 888-889, pl. 88, figs. 10, 11, 13.

Distribución: Viviente y abundante en los taludes superiores del Océano Atlántico occidental; se observa abundante en el Golfo de Cariaco, en sedimentos lodosos no consolidados. Testigo: 6801-4, 73 m, (A), valvas de preservación perfecta.

Crassinella lunulata (CONRAD, 1834) Lámina 1- 5.

Referencias: WARMKE & ABBOTT, 1962: 173, pl. 35, fig. k; REDFERN, 2001: 223, pl. 95, figs. 918 A-E.

Distribución: Sureste de EEUU, Bahamas y el mar Caribe hasta el sureste de Brasil y Uruguay. Especie propia de aguas frías, fondos carbonáticos, siendo fósil típico del Plio-Pleistoceno de las Carolinas y La Florida. Testigo: 6801-7, 658 m, cuatro valvas izquierdas transportadas.

Crassinella martinicensis (D'ORBIGNY, 1842) Láminas 1- 14.

Referencias: MACSOTAY, 1975: 464, lám. 1, fig. 17, 19; REDFERN, 2001: 224, fig. 919 A-B.

Distribución: Desde las Antillas mayores y Bahamas, hasta Florianópolis, Santa Catharina, Brasil. Frecuente en el Pleistoceno de Venezuela y Trinidad.

Testigo: 6801-2, 492 m, (E), redepositado desde la formación El Manglillo, de edad Pleistoceno tardío.

Trigoniocardia (Trigoniocardia) antillarum (D'ORBIGNY, 1842) Lámina 1- 14.

Referencias: Macsotay & Campos, 2001: 165, lam. 31, fig. 13; T. (T.) cabo blanquensis WEISBORD, 1962, es sinónimo.

Distribución: Florida, Bahamas, Antillas mayores, Trinidad y Venezuela nor-oriental, viviente. Se halla también en el Plioceno tardío y Pleistoceno de Venezuela y Trinidad. Testigo: 6801-6, 448 m, ® redepositado de la formación El Manglillo, del Pleistoceno tardío.

Tellina (Angulus) texana Dall, 1900. Lámina 1, figura 13.

Referencias: Boss, 1968, Johnsonia 4(46): 312, pl. 154, fig. 2: pl. 157, fig. 6.

Distribución: Sureste de EEUU, golfo de México, Antillas mayores, hasta Curazao. Conocido del Plio-Pleistoceno del sureste de EEUU, y del Pleistoceno tardío de la formación El Manglillo. Testigo: 6801-2, 490 m, (F), redepositado del Pleistoceno tardío.

ALGAS E INVERTEBRADOS VARIOS.

En las fracciones carbonáticas de las calciruditas, además de moluscos, se han observado algas calcáreas e invertebrados varios, en diferentes estados de preservación y/o de fragmentación.

Algas calcáreas, pequeños fragmentos de *Lithothamnium* sp., un tipo de alga incrustante, que es bastante común no sólo en los acantilados que bordean la fosa de Cariaco, por el sur (Lámina 1- 1) sino también en la formación El Manglillo, del Pleistoceno tardío.

Macroforaminíferos, más comunes son: *Textulariella barretti*, *Archaias angulatus* y *Liebusella soldani*, comunes en el Pleistoceno tardío, horizonte llamado formación El Manglillo, en los afloramientos costeros y, horizonte de glauconita (MIRÓ, 1974, fig. 49) que aflora sobre el borde de la plataforma no sólo en Venezuela oriental, sino en las Guayanas. En cambio, *Amphistegina lessoni*, es más frecuente en las calizas de la Formación Cumaná, del Pleistoceno temprano-medio.

Los hidrozoarios están representados por las clásicas espículas cilíndricas, como *Graphularia ambigua* (Morton), que se han hallado en los testigos 6801-5, 238 m, (E) y 6901-7, 658 m, (F) o sea, más frecuentes en aguas anóxicas que en las oxigenadas en las que habita.

Las esponjas se deducen por la presencia de biohoradaciones circulares numerosas sobre valvas de moluscos de concha gruesa, utilizados como substratos de los mismos, en la parte temprana de su crecimiento.

Los vermes poliquetos están representados por un único ejemplar de *Spirorbis* sp., que se halló adherido (Lámina 1- 16) a un fragmento de bivalvo no identificado. Probablemente fue transportado desde la formación El Manglillo, donde es común.

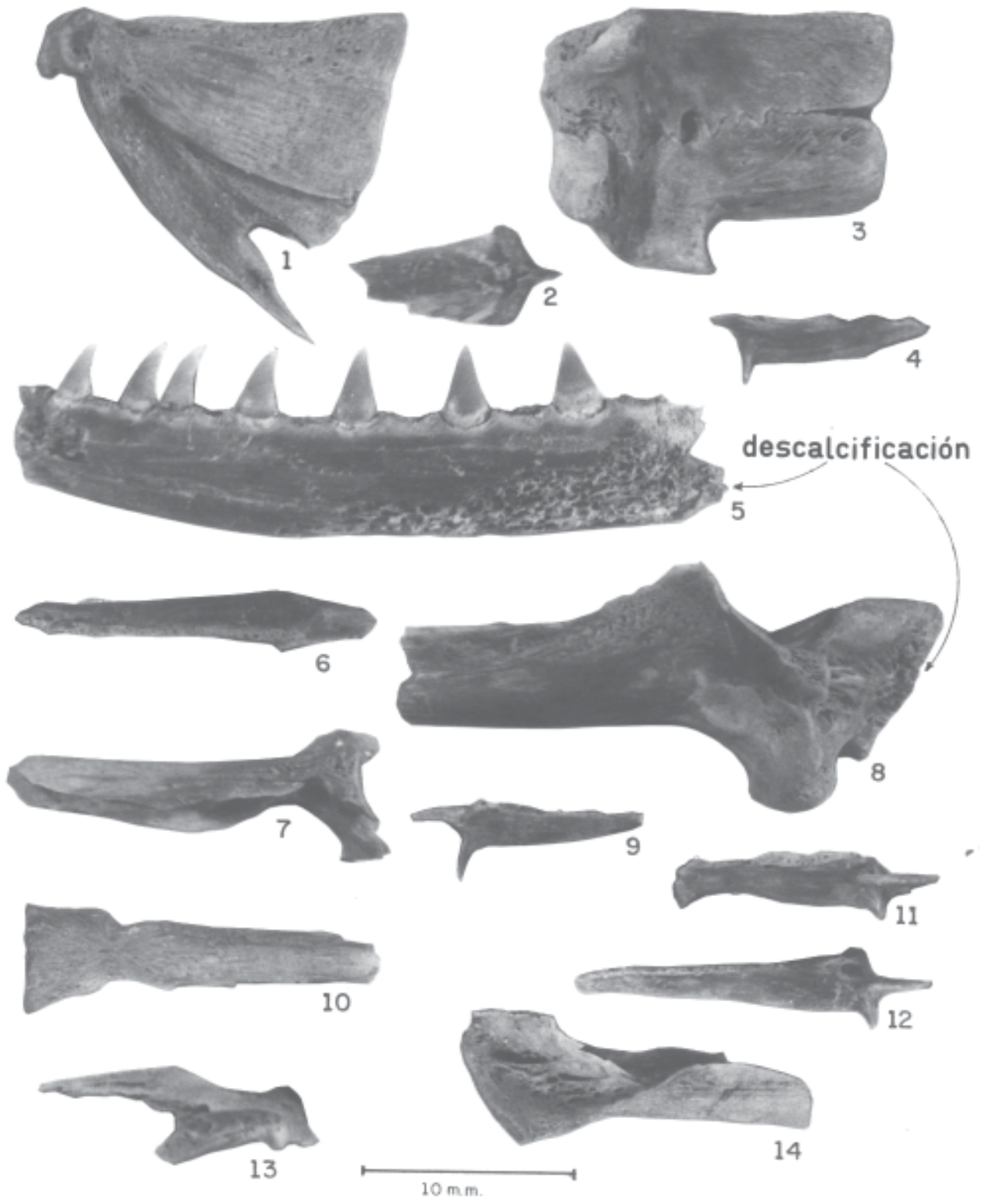
Finalmente, los equinodermos están representados por *Cidarid cf. C. abyssicola* (Agassiz), una especie de aguas batiales y frías del Océano Atlántico. Por la calcarenita amarilla adherida, (Lámina 1- 20) se le atribuye a la formación Cumaná, del Pleistoceno temprano-medio.

Dispersos de forma más aleatoria, se hallan fragmentos de *Balanus* sp., un crustáceo incrustante, de amplia presencia en las aguas agitadas y oxigenadas cerca de las

LÁMINA 2.

Todos los fragmentos de oeces ilustrados aquí, han sido extraídos del mismo horizonte: LS6801-7, de 20 cm de profundidad, donde se hallaban en una matriz de arcilla limosa. Todos están aumentados de tamaño en x 3,7. Las figuras del 1 al 5 corresponden a un pez Teleósteo Anguiliforme (Congrio) el cual es un habitante de zonas arrecifales o rocosas de la zona infralitoral, de aguas agitadas y ricas en oxígeno disuelto.

Las figuras del 6 al 14, corresponden a un pez Perciforme (Perca o semejante). Cuyo hábitat es el mismo de los Anguiliformes. Nótese la buena preservación general de las piezas óseas. La única alteración evidente es la descalcificación parcial que se observa en algunos huesos, como en las figuras 5 y 8. Esta descalcificación se supone producida por el contacto temporal o parcial con el agua anóxica, acidulada por el ácido sulfhídrico disuelto en el mismo. El resto de los fragmentos, estaría protegido por la arcilla en la cual se hallaban empotrados. Evidencia de ello, es la pátina negruzca de materia orgánica reducida, de la que se hallaban cubiertas las restantes superficies óseas.



costas, y presentes también en los sedimentos Pleistocenos aflorantes en el área de Cumaná y Araya occidental.

RESTOS DE PECES.

En el testigo 6801-7, a la profundidad de 20 cm, dentro del testigo, se localizó un horizonte consistente en un aglomerado de huesos de peces neotónicos. El material (Lámina 2) consiste en huesos varios del cráneo y maxilar inferior, de al menos dos especies distintas de peces. La preservación de los huesos es casi perfecta, sin signos de biodegradación. Se hallaron parcialmente descalcificados, por probable exposición parcial al agua anóxica rica en sulfuro de hidrógeno por breve lapso, probablemente durante su transporte pendiente abajo.

Se considera como hipótesis, que los peces en su búsqueda por alimentos, penetraron a la zona vecina de la picnoclina, de la cual ya no pudieron salir nadando por asfixia gradual. Una vez muertos, su tejido carnoso quedó biodegradado por acción bacteriana, y los huesos remanentes se hundieron en el lodo hidroplástico; en éste permanecieron hasta el deslizamiento masivo, pendiente abajo.

Algunos huesos, dientes de peces así como otolitos, se hallan dispersos en testigos tomados por debajo de la picnoclina, por lo que se deduce la normalidad de su presencia. Es preciso recordar también, que los millares de peces muertos por la marea roja, de actividad periódica en aguas superficiales de la Fosa de Cariaco, terminan en los sedimentos del fondo de la misma.

Ésta es parte de la semejanza con las alternancias calcáreo-arcillosas de las formaciones del Cretácico tardío de Venezuela. Los restos de peces son comunes en la formación La Luna, donde mayormente se hallan fosfatizados; formaron parte de los flujos de detritos en la parte profunda y tempestivas en la somera (MACSOTAY *et al.* 2003). En la Formación Querecual, los horizontes con detritos de peces no se hallan necesariamente fosfatizados. Pero sí es común su asociación a bivalvos y fragmentos de ammonites (VIVAS *et al.* 1988) a menudo piritizados.

METAMORFITAS Y SEDIMENTITAS.

El Cañón del Manzanares, se halla en el área limítrofe de los taludes submarinos de la Península de Araya, y la del área de Cumaná (Fig. 4). Por ello no es sorprendente

encontrar en los sedimentos de las mismas, rocas y minerales procedentes de sus núcleos: metamorfitas de Araya y sedimentitas de Cumaná. Clastos de hasta 8 cm de diámetro, han sido hallados en los dragados convencionales, hacia el norte del cañón. Los clastos han sido estudiados e ilustrados por MORELOCK *et al.* (1972) y son de morfología subangular a subredondeada, sugiriendo considerable transporte subaéreo antes de su sedimentación submarina. Los litotipos son esquistos silíceos, cuarcitas, cuarzo de filón, gneises. En los testigos 6801-1 y 6801-4, se halló grava y arenas derivados de metamorfitas.

En el testigo Eastward-2, de 432 m, dos intervalos contuvieron clastos de pedernal gris, arenisca de grano grueso, y otra, de grano fino, también subangulares a subredondeados. Proceden de los intervalos 70-100 y 177-190 cm de profundidad y junto a los fósiles, proceden de las formaciones río Chavez y Barranquín. Son de edades Cretácico tardío y temprano, respectivamente, y forman la mayor parte de las montañas alrededor de la ciudad de Cumana (Figura 5).

YESO.

Cristales subcentimétricos de yeso selenita se presentan con frecuencia en los sedimentos limolíticos de las plataformas alrededor de la fosa de Cariaco (MACSOTAY, 1975). También se les halla en los testigos tomados del centro del golfo de Cariaco, donde se concentran en los horizontes depositados durante las épocas de escasa circulación (OKUDA *et al.* 1974; GODDARD, 1987). En nuestros testigos de la campaña 6801, se les halló frecuentes a abundantes en las estaciones 1, 100 m; 3, 289 m; 4, 73 m y 6, 448 m.

Autores como MORELOCK *et al.* (1972) opinaron que se debían a la excesiva evaporación del agua superficial de la fosa de Cariaco. Sin embargo, los cristales de selenita no se hallan en la mayoría de las muestras de limo-arcilla de la fosa; en cambio, sí se hallan en las muestras de taludes, donde se asocian a los clastos de metamorfitas y sedimentitas. Nosotros los consideramos redepositados de horizontes ricos en yeso, como la formaciones Coche y Caiguire, del Plioceno tardío-Pleistoceno temprano.

Fenómenos de hipersalinidad constataron en la formación Navay, SANCHEZ & LORENTE (1977) y ERLICH *et al.* (1999, 2000), donde también son frecuentes los restos

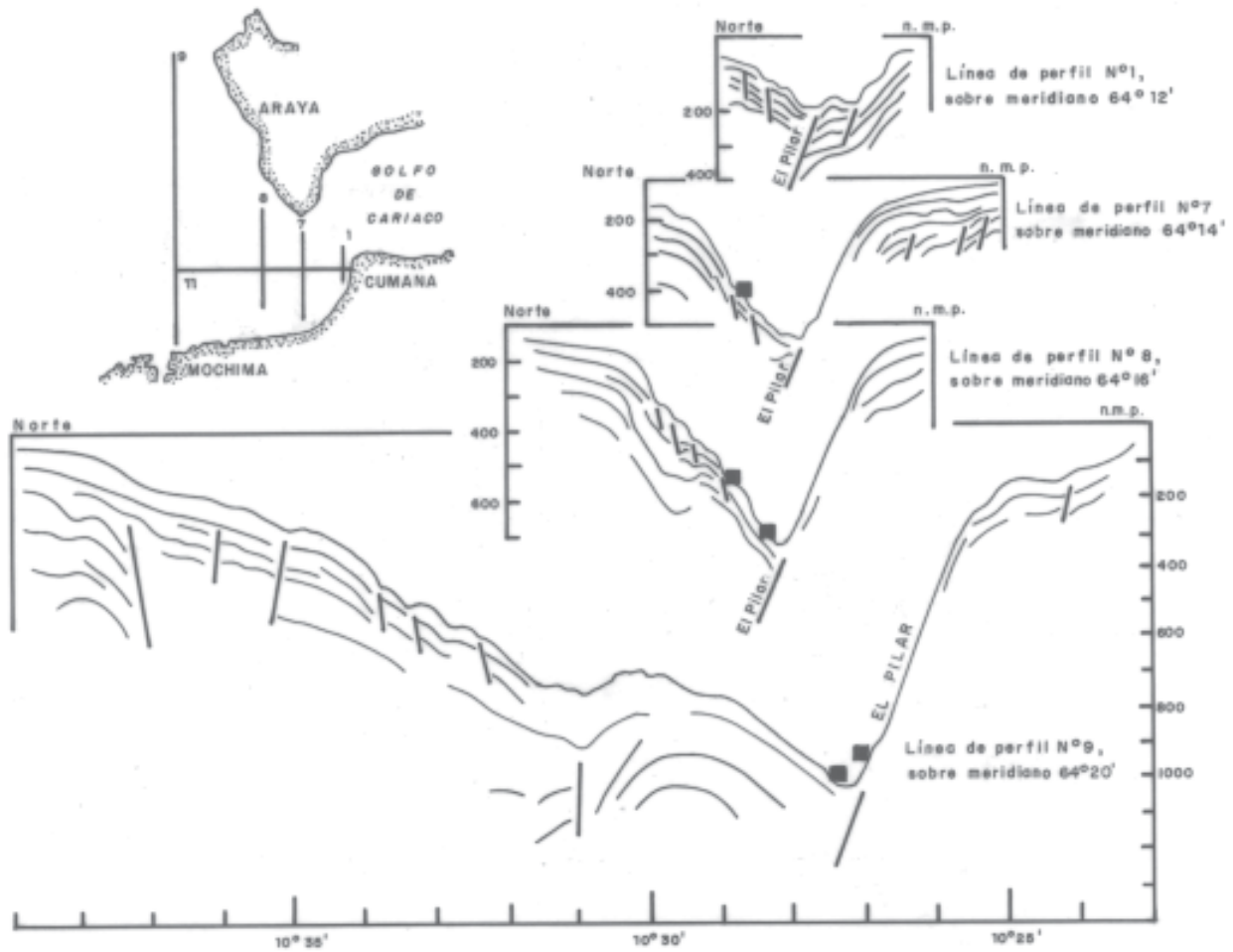


Fig. 4. Perfiles interpretados, seriados de rumbo norte-sur, a lo largo del Cañón del Manzanara, mostrando las áreas con desplomes frecuentes (cubos negros) siempre cerca de los planos de las fallas activas. Los desplomes reptados acarrear litoclastos, conchas de moluscos, otros invertebrados y huesos de peces.

de peces, horizontes fosfatados y silíceos. Por ello, la formación Navay es más comparable con el actual golfo de Cariaco, que con la fosa homónima.

En la formación Querecual, la sedimentación marina es de carácter sulfato-reductor, con una disminución más o menos gradual de las condiciones reductoras hacia el tope, según GARBAN *et al.* (1997), en el área tipo, del Dominio Bergantín-Guanta (VIVAS & MACSOTAY, 1995). La concentración de sílice aumenta en el mismo sentido, pero es mucho más evidente en el Dominio Archipiélago Guaiquerí-Manare al pasar a los horizontes ricos en pedernal de la formación río Chavez, suprayacente.

DISCUSIÓN

En un talud de margen pasivo, se tienen pendientes promedio mundiales de tres grados. Sin embargo, se observan cañones submarinos cuyos gradientes axiales son tan bajos como un grado, como es el caso del Cañón de Campeche, en el golfo de México. Sin embargo, las paredes del cañón pueden desarrollar gradientes de hasta 12°. El cañón del Manzanara se sitúa sobre un margen pasivo, el cual en tiempos del Pleistoceno medio, pasó a activo, como todo el nor-orient de Venezuela (MACSOTAY, 1977). En tales condiciones, no es de extrañar la mezcla de fauna fósil, con la viviente.

Se han identificado 26 taxa de moluscos, cuatro de foraminíferos, y uno de corales, algas calcáreas, hidrozoarios, poliquetos, equinoides y cirrúpedos, respectivamente, de los horizontes de calcirudita de los testigos del cañón del Manzanares. La mayoría consiste de micromoluscos habitantes de las plataformas que bordean la fosa de Cariaco y sus taludes superiores. Dicha malacofauna ha sido desplazada hacia el intervalo anóxico, por debajo de la picnoclina.

Este desplazamiento ha sido posible debido a las pendientes de hasta 10° ocasionadas (Fig. 4) por fallas activas. Sobre estos planos inclinados, se desplazó sedimento arcilloso-limoso hidroplástico, acarreando consigo los invertebrados. Esto explica como valvas tan frágiles como *Parvilucina*, *Diplodonta*, *Bornia*, *Tellina* (*Angulus*) y *Ctena* han podido desplazarse hasta 1 km, sin desgastarse. Lo mismo puede decirse de muchos gasterópodos como *Niso*, *Skenea*, *Benthonella*, *Turbonilla* y *Olivella*, los cuales aún conservan su lustre original. Los fragilísimos escafópodos y las espículas de hidrozoarios, aunque fragmentados, conservan su ornamentación y su estructura interna. Se presume, que posteriormente a su desplazamiento, fueron separados de su sedimento encajante, por corrientes termohalinas axiales.

Otro grupo de invertebrados en cambio, corresponden a fósiles bien documentados de las formaciones del Pleistoceno temprano-medio, como *Scapharca* (*Cunearca*) *cumanensis**, *Argopecten gibbus antecessor**, *Pecten* (*Oppenheimipecten*) *caribeus** *Nucula dalmasi*, *Ctena* cf. *C. Orbiculata* y *Persicula obesa*. Estos se hallan concentrados en los niveles del testigo Eastward-2, el cual se tomó al pie de un escarpado submarino (Fig. 2), que debe consistir de sedimentos de la formación Cumaná.

Las especies citadas son taxa comunes en la unidad, varios de los cuales se extinguieron (*) durante el Pleistoceno medio. Se atribuye a las corrientes termohalinas axiales, la erosión de los sedimentos deformados (MIRÓ-ORELL, 1974) y su subsecuente redeposición en los sedimentos Holocenos.

El grupo de mayor dispersión, parece proceder de los sedimentos marinos del Pleistoceno tardío, en posición aflorante (Fig. 2) subaérea o submarina (MACSOTAY & BLADIER, 1987) todo alrededor de la fosa de Cariaco: la formación El Manglillo. Taxa como *Olivella salinae*, *Crassinella lunulata*, *Tellina texana*, *Trigoniocardia*

antillarum, *Liebusella soldanii*, fragmentos de algas, balanos, corales y bivalvos fracturados durante las tempestades típicas de la época. La depredación fue muy activa en esas aguas someras. Estos fósiles, también fueron arrastrados por los deslizamientos de lodos que transportaron la fauna viviente.

Estas biocalcarenitas recuerdan los informes de “Calizas conchíferas” en la formación Querecual, hallados en algunos pozos del sub-dominio Pirital (VIVAS & MACSOTAY, 1995). En occidente, la sección de la formación La Luna expuesta en la quebrada El Molino, las alternancias calcáreo-pelíticas se intercalan con “calizas negras, conchíferas, piríticas, con algunas capas delgadas de arenisca gris de grano grueso...” (CAMPOS, 1977, Fig. 2). Esta sección se halla cerca del plano de falla de Caparo-La Soledad-Yacambú, activa durante el Cretácico tardío. Los deslizamientos masivos de lodos, son la explicación de la ausencia de capas gradadas, ya sea limos, arena o grava, en toda el área del cañón del Manzanares, que intrigó tanto a MALONEY (1966) y MORELOCK *et al.* (1972). Los lodos realizaron un transporte que prácticamente no dejó huellas, una vez que el flujo de textura hidroplástica, fue distribuido a través de la batimetría irregular del fondo marino. Este transporte hidroplástico podría definirse como reptación. Lo que permanece es el material de fracción arena o grava (2 a 20 mm), que se acomoda en cualquier depresión disponible. Un buen ejemplo lo constituye la redeposición “intra-formacional” de calizas tabulares con *Inoceramus* del Cenomaniense dentro del Turoniense temprano en el Dominio Bergantín de la Serranía del Interior Oriental (VIVAS, 1987). Tal fenómeno se atribuyó al escarpado de una falla submarina activa, cuyo lado levantado fue erosionado por las corrientes de fondo.

ORIGEN TECTONO-SEDIMENTARIO.

Se observa en la Fig. 2 de este estudio, que toda la sección del talud, se halla afectada por fallas normales, los cuales actuaron como lístricas en muchos casos: afectando los sedimentos subsidentes, de manera permanente. En los perfiles norte-sur (Fig. 4) no son evidentes las fallas lístricas: en ella dominan las fallas que cortan basamento, cuya actividad es transcurrente dextral, formando parte de la zona de fallas de El Pilar y la falla de Cariaco.

En el caso del extremo oriental de la fosa de Cariaco,

hallamos una fosa tectónica, donde el espacio de acomodación ha sido superior al suministro de sedimentos. Dentro de la fosa, todos los perfiles sísmicos, presentan la falla de El Pilar como una falla extensional (Fig. 4), mientras que cuando se examina la plataforma de Cumaná, la falla actúa como un sistema transpresivo, ocasionando el levantamiento de los Cerros de Caigüire (Fig. 5). El límite entre los sistemas compresivo y extensivo, parece hallarse en unas fallas transcurrentes noroeste y noreste, que parecen converger en un punto a 1 km al oeste de la desembocadura del río Manzanares.

El control de la sedimentación en el área es tectónico, antes que sedimentario (MIRO ORELL, 1974; MACSOTAY, 1977). Con este rasgo subsidente, la secuencia sedimentaria del cañón del Manzanares se asemeja a la formación Querecual, presente en todos los dominios tectono-sedimentarios de la Serranía del Interior Oriental (VIVAS & MACSOTAY, 1995).

Es importante resaltar la circunstancia que junto a ejemplares de la fauna contemporánea, en los bolsones fosilíferos pueden hallarse taxa de 130 Ka, con otros de 1600 Ka, lo que ha de tomarse en cuenta a la hora de utilizarlos para fechar a la formación en su conjunto. La presencia de bolsones fosilíferos se relaciona a las fallas sin-sedimentarias, requisito indispensable para los deslizamientos masivos de lodo. Con ello, es posible identificar taludes antiguos.

CONCLUSIONES

Después de medio siglo de insistir en la utilización de los foraminíferos por parte de las empresas petroleras y las universidades nacionales, se demuestra una vez más la utilidad de los moluscos para las determinaciones de paleoambientes. Se distinguen netamente los conjuntos de micromoluscos de la transgresión Holocena, aunque los desplomes los mezclen con los macromoluscos Pleistocenos.

Las estructuras sedimentarias y los lentes de calcarenitas halladas en sedimentos hemipelágicos anóxicos de edad Holocena de la fosa de Cariaco, son muy semejantes a las citadas de la formación Querecual (VIVAS & MACSOTAY, 1995). Es importante la observación de la malacofauna que se halla en las calcarenitas lenticulares es heterócrona, mezclando taxa contemporáneos, con fósiles de hasta 1.7 Ma más antiguos. Esta mezcla es producto de flujos

masivos de lodo reptando sobre taludes afectados por fallas sin-sedimentarias, dando lugar a un sedimento no turbidítico.

A su vez, los fósiles del Pleistoceno temprano, redepositados en los sedimentos hemipelágicos Holocenos de los taludes del cañón del Manzanares, no dan señales de contener fauna de afinidades templadas. En esa época, la plataforma Tuy-Cariaco se hallaba cubierta por un mar de condiciones tropicales. Los moluscos del Pleistoceno tardío, ya contienen frecuentes especies de aguas marinas templadas, propias de las provincias zoogeográficas de las Carolinas y de Argentina (=Patagónica auctt.)

La fauna Reciente, en cambio, contiene abundantes taxa de afinidades templadas, cónsonos con las temperaturas bajas debidas al fenómeno de surgencia (CAMPOS & MACSOTAY, 2002). La diferenciación de estos tres conjuntos mezclados en forma aleatoria, no se reflejó en el análisis realizado de los foraminíferos por J. M. SELLIER DE CIVRIEUX.

AGRADECIMIENTO

Este estudio se dedica a la memoria del Geólogo Marino NEIL J. MALONEY, PhD, quien fuera jefe del Departamento de Oceanografía Geológica del Instituto Oceanográfico, Cumaná, entre 1.965 y 1.969. EL DR. MALONEY llevó a cabo un dragado sistemático de todas las plataformas de la costa venezolana, y logró obtener testigos de taladro de pistón, de áreas problemáticas como el golfo y la fosa de Cariaco. Como jefe solía dirigir sus expediciones personalmente, y respetó los datos y el trabajo de sus subordinados.

Los foraminíferos bénticos fueron identificados por J. M. SELLIER DE CIVRIEUX. Los testigos fueron extraídos manejados y preparados para su estudio por MANUEL GIL, y fotografiados por ADONAY PERNÍA, ambos del Instituto Oceanográfico. Los dibujos son obra del Sr. ARNOLDO LEGUIZAMÓN, del Ministerio de Energía y Petróleo, Caracas. Por la bibliografía, al Geól. TULIO PERAZA (INTEVEP).

REFERENCIAS

- ALTENA, C. O. VAN R. 1971. The marine mollusca from Suriname, (Dutch Guiana), Holocene and Recent. Pt. II, Bivalvia and Scaphopoda. *Zool. Verh.* 119: 1-100
- ARNAUD, H., A. ARNAUD-VANNEAU, O. MACSOTAY & J. F.

- STEPHAN. 1999. Les Carbonates du Crétacé dans les états de Lara, Trujillo et Barinas (Venezuela Occidental): biostratigraphie et stratigraphie séquentielle. *Géologie Alpine* 75: 3-79.
- ATHEARN, W. D. 1968. Sediment cores from the Cariaco Trench, Venezuela. 4th. *Caribb. Geol. Conf. Trans.* 1: 343-353.
- BAPTISTA, N. & W. SCHERER. 1996. Geology and geochemistry of the La Luna formation type sections in the Maracaibo Basin, Venezuela. 2nd. AAPG/SVG International Congress and Exhibitions, Caracas, Venezuela. AAPG Bull. 80: 1271-1272.
- CAMPOS C., V. 1977. Estratigrafía de la secuencia post-paleozoica de la región de Calderas. 2^o Congr. Latinoam. Geol. (Caracas), Mem. 3: 1723-1741.
- CAMPOS V. R. & O. MACSOTAY. 2002. Dos subprovincias zoogeográficas en la plataforma submarina del Mar Caribe Sur-Oriental de Venezuela. Distribución de Moluscos. *Bol. Soc. Ven. Cienc. Nat.* 152: 153-180.
- COTILLON, P., A. PICARD & N. TRIBOVILLARD. 2000. Compared cyclicity and diagenesis of two anoxic deposits in the Caribbean domain: The Pleistocene-Holocene of Cariaco Basin (Site 1002) and the Upper Cretaceous La Luna-Querecual Formations (North Venezuela). In: Leckie *et al. Proc. Ocean Drilling Program, Scient.* 165: 125-144.
- DALL, W. H. 1889. A preliminary catalogue of the shell bearing marine mollusks and brachiopods of the southeastern coast of the United States. *U.S. Natl. Mus. Bull.* 37: 232 pp.
- _____. 1927. Small shells from dredging off the southeast coast of the United States by the U.S. Fisheries Steamer Albatross in 1885 and 1886. *U.S. Nat. Mus., Proc.* 70(2667): 1-134.
- ERLICH, R. N., O. MACSOTAY, A. J. NEDERBRAGT & M. A. LORENTE. 1999. Palaeoecology, palaeogeography and depositional environments of the Upper Cretaceous rocks of Western Venezuela. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology* 153: 138-203.
- _____, O. MACSOTAY, A. J. NEDERBRAGT & M. A. LORENTE. 2000. Birth and death of the Late Cretaceous, La Luna Sea and origin of the Tres Esquinas phosphorites. *South Amer. Earth Sciences* 13: 21-45.
- _____, S. E. PALMER-KOLEMAN & M. A. LORENTE. 1999. Geochemical characterization of oceanographic and climatic changes recorded in the Upper Albian to Lower Maastrichtian strata, western Venezuela. *Cretaceous Research* 20: 547-581.
- GARBAN G., L. LÓPEZ, S. LO MONACO & A. LIRA. 1997. Condiciones Paleoambientales de sedimentación en la Formación Querecual, Edo. Anzoátegui, Venezuela. 8^o Congr. Geol. Venez., Porlamar, 1997 Mem. 1: 303-310.
- GIBSON SMITH, J. & W. GIBSON SMITH, 1979. The genus *Arcinella* (Mollusca: Bivalvia) in Venezuela and some associated faunas. *Geos*, UCV, Caracas, 24:11-32.
- GODDARD, D. 1987. Estudio mineralógico de los sedimentos del fondo del golfo de Cariaco, Edo. Sucre, Venezuela. *Bol. Soc. Venez. Geol.* 29: 5-18.
- HODSON, F., H. K. HODSON & G. D. HARRIS, 1927. Some Venezuelan and Caribbean mollusks. *Bull. Amer. Paleont.* 13(49): 1-160.
- JONG, K. M. DE & H. E. COOMANS. 1988. Marine gastropods from Curacao, Aruba and Bonaire. *Stud. Fauna Curacao* 47: 1-261.
- MACELLARI, C. E., & T. J. DE VRIES. 1987. Late Cretaceous upwelling and anoxic sedimentation in northwestern South America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology* 59: 279-292.
- MACSOTAY, O. 1975. Geología submarina y la fauna de micrometazoarios de Golfo de Santa Fe, Venezuela. *Bol. Geol* 12(23): 443-492.
- _____. 1977. Observaciones sobre el Neotectonismo Cuaternario en el Nororiente Venezolano. *Bol. Geol.* 7(3): 1861-1883.
- _____. 1980. Mollusques benthiques du Crétacé Inférieur; une méthode de corrélation entre la Tethys

- mésogéenne et le domaine Palaeo-Caraïbe (Vénézuéla). Thèse de Doctorat d'Université, Univ. Claude Bernard, Lyon, Francia, 168 pp.
- _____. & Y. BLADIER. 1987. La falla geotectónica de Cumaná en la región del golfo de Cariaco, Venezuela nor-oriental. *Bol. Geol.* 16(29): 105-131.
- _____. & R. CAMPOS V. 2001. *Moluscos representativos de la plataforma de Margarita, Venezuela. Descripción de 24 especies nuevas.* Edit. Rivolta, Valencia, Venezuela. 250 pp.
- _____. R. N. ERLICH & T. PERAZA. 2003. Sedimentary structures of the La Luna, Navay and Querecual Formations, Upper Cretaceous of Venezuela. *Palaios*, 18: 334-348.
- MALONEY, N. J. 1966. El delta del Río Manzanares: presente, pasado y futuro. *Lagena*, 10: 3-6;
- MARTINEZ, R. & R. HERNANDEZ. 1992. Evolution and drowning of the Late Cretaceous Venezuelan carbonate platform. *South Amer. Earth Sci.* 5: 197-210.
- MIRO-ORELL, M. DE, 1974. Morfología submarina y sedimentos marinos recientes del margen continental del Nororiente de Venezuela. Cuadernos Azules, Publ. de la Comisión Organizadora de la III Conf. De las NN.UU. sobre el Derecho del Mar, 14: 230 p.p
- _____. L, M. DE & J. A: MARVAL. 1967. Foraminíferos planctónicos vivos de la Fosa de Cariaco y del talud continental de Venezuela. *Mem. Soc. Cienc. Nat. La Salle* 27(76): 11-34.
- MORELOCK, J., N.J. MALONEY & W. R. BRYANT. 1972. Manzanares submarine Canyon. *Acta Cient. Venez.* 23: 143-147.
- OKUDA, T., J. BENÍTEZ, J. M. SELIER DE CIVRIEUX, J. FUKUOKA & B. GAMBOA. 1974. Revisión de los datos oceanográficos en el Mar Caribe Suroriental, especialmente el margen continental de Venezuela. Cuadernos Azules, Publ. de la Comisión Organizadora de la III Conf. De las NN.UU. sobre el Derecho del Mar, 15: 177 pp.
- PETERSON, L. C., J. T. OVERPECK, N. G. KIPP & J. IMBRIE. 1991. A high-resolution late Quaternary upwelling record from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela. *Paleoceanography* 6: 99-119.
- REDFERN, C. 2001. *Bahamian Seashells. A thousand species from Abaco, Bahamas.* 1st. Edition, 280 pp., 124 pls.
- REY, O., T. SIMO & M. A. LORENTE. 2003. Microfacies laminadas en la Formación La Luna, secciones del río San Miguel, Edo. Mérida, Venezuela : descripción y Origen. *Rev. Fac. Ingeniería, UCV*, 18(3): 137-153.
- SÁNCHEZ, T. & M. A. LORENTE. 1977. Paleontología y paleoambientes del miembro Quevedo (Formación Navay) en las proximidades de Santa Bárbara, Estado Barinas. 5^o Cong. Geol. Venez., Caracas, Mem. 1: 107-133.
- TALUKDAR, S., O. GALLANGO & A. RUGGIERO. 1985. Formaciones La Luna y Querecual de Venezuela, rocas madres de Petróleo. 6^o Congr. Geol. Venez., Caracas, Mem. 6: 3606-3642.
- TRIBOVILLARD, N., P. COTILLON & J. F. STEPHAN. 1990. Les concrétions carbonates des roches mères du Crétacé Supérieur des Andes de Mérida (Venezuela). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311: 1227-1233.
- _____. & J. F. STEPHAN. 1989. Chronologie de la maturation organique des black shales des Andes Venezueliennes: implications pétrolifères. *C. R. Acad. Sci.* Paris, 309: 2085-2091.
- _____. J. F. STEPHAN, H. MANIVIT, Y. REYRE, P. COTILLON & E. JAUTEE. 1991. Cretaceous black shales of Venezuelan Andes: Preliminary results on Stratigraphy and paleoenvironmental interpretations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 81: 313-321.
- VIVAS, V. 1987. Bioestratigrafía del Cretáceo en la región de Bergantín-Santa Inés. Estado Anzoátegui, Venezuela nor-oriental. *Bol. Geol. Mem.* 16(29): 3-128.
- _____. & O. MACSOTAY. 1995. Dominios tectono-

- estratigráficos del Cretácico-Neógeno en Venezuela Nor-oriental. *Bol. Geol. Mem. Publ. Esp.* 11: 124-152.
- _____, O. MACSOTAY, M. FERRER & E. ALVAREZ. 1988. Inyectitas clásticas asociadas a desplomes en sedimentitas batiales del Cretácico Superior de Venezuela nor-oriental. *Bol. Soc. Venez. Geol.* 34: 3-33.
- VON COSEL, R. 1986. Moluscos de la región de la Ciénaga Grande de Santa Marta (Costa del Caribe de Colombia). *An. Inst. Invest. Marinas Punta Betón*, 15-16: 79-370.
- WARMKE, G. L. & R. T. ABBOTT. 1961. *Caribbean Seashells*. Dover Publications: New York. USA 348 pp.
- WEISBORD, N. E. 1962. Late Cenozoic gastropods from Northern Venezuela. *Bull. Amer. Paleont.* 42 (193): 1-672.
- _____. 1964. Late Cenozoic pelecypods from Northern Venezuela. *Bull. Amer. Paleont.* 45(204): 1-564.

RECIBIDO: Enero 2006
ACEPTADO: ABRIL 2006

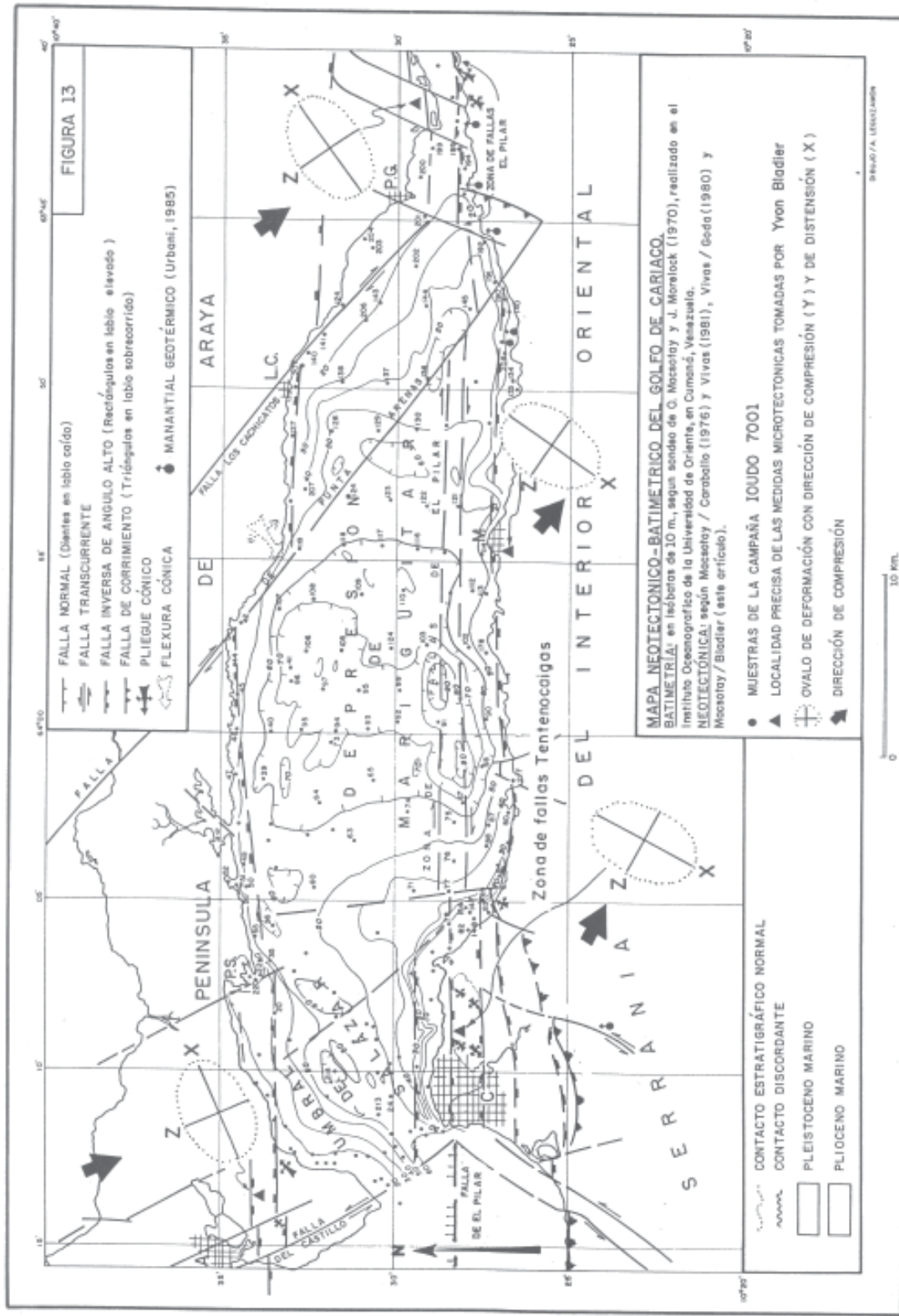


Fig. 5. Mapa geotectónico del Golfo de Cariaco y del área de Cumaná y Araya occidental, modificado de Macoslay & Bladler, (1987). Nótese que el área está controlada por fallas trascurrentes de basamento: El Pilar al sur, y Cariaco al norte, que son transpresionales en el Golfo de Cariaco, y extensionales en la Fosa de Cariaco. Fallas sinistresales parecen separar los dos sistemas.