Bol. Inst. Oceanogr. Venezuela, 48 (2): 89-108 (2009); 15 Figs.

HISTORIA GEOLÓGICA DEL GOLFO Y LA FOSA DE CARIACO, VENEZUELA NORORIENTAL. EVOLUCIÓN DE LA ANOXIA

OLIVER MACSOTAY[1], VICTOR VIVAS GÓMEZ[2] & MANUEL GIL[3]

[1]Urbanización El Trigal Norte, Av. Atlántico, nº 155-61 B, Valencia, Venezuela
macsotayo@gmail.com

[2]Urbanización El Conde, Av. Sur 13, Residencia Parque Carabobo Plaza, Caracas, Venezuela.

[3]Parcelamiento Miranda, Sector "C", Calle Nurucual, Qta. San Miguel, Cumaná, Venezuela.

RESUMEN: El Golfo y la Fosa de Cariaco se hallan alineados a lo largo de los 300 Km de la zona de fallas de El Pilar (zfEP) en sentido Oeste-Este. La zfEP es un sistema de fallas de basamento, activo desde tiempos del Mioceno medio tardío, el cual fue considerado por la mayoría de los geólogos, como el límite entre las placas Suramericana y la del Caribe. Se inició por la fracturación de los afloramientos continuos de la Napa del Caribe, entre las fallas de Urica y Santa Inés: la Deflexión de Barcelona, que permitió la continuación de la falla de San Sebastián hacia el este. La plataforma sumergida fue influenciada por el fenómeno de surgencia, de aguas oxigenadas, pero de baja temperatura, durante el Mioceno tardío. Durante la época Pliocena, las aguas marinas se tornaron lodosas, por efectos de erosión de las sedimentitas de la Serranía del Interior Oriental. Durante el Pleistoceno temprano, Araya-Paria y el norte de Trinidad se elevaron como una isla, mientras que el graben de Humboldt se hundía a lo largo de sus costas meridionales. Este corredor condujo aguas cálidas tropicales del Océano Atlántico, hasta la fosa de Cariaco, propiciando la zonación de sus aguas y su eutrofización. Las arcillas ricas en materia orgánica con *Palmerinella*, se depositaron en la Formación Caigüire. El clima árido produjo lodolitas con *Larkinia patricia y Muracypraea mus.* La inversión tectónica del Pleistoceno medio, elevó el área central del graben, aislando el golfo de Cariaco por el este. La fracturación extensional separó Paria de la Serranía norte de Trinidad, permitiendo el enlace con el Mar Caribe, formando el Golfo de Paria actual. El levantamiento del alto de La Tortuga, disminuyó la circulación de Cariaco con el mar Caribe por el norte. Los descensos glacioeustáticos terminaron cerrando la fosa y el golfo de Cariaco, estableciendo la anoxia en el primero, y la disoxia en el segundo. Estas condiciones aún perduran. El total del desplazamiento post-Mioceno medio de la zfEP, es de unos 150 Km, medidos con el desplazamiento del graben de la Formación Cumaca.

Palabras clave: Golfo y fosa de Cariaco, Neógeno, anoxia y disoxia.

ABSTRACT: The Gulf and Trench of Cariaco occur in an east-westerly direction along the 300-km El Pilar fault, a system of bedrock displacements active since the Middle-Late Miocene and deemed by most geologists as the boundary between the South American and the Caribbean plates. Continuous uplift of the Caribbean nappe between the Urica and Santa Ines faults, and the ensuing Barcelona subsidence and deep-sea inflow through the Late Miocene, allowed for the eastward fracturing of the San Sebastian fault. The sunken shelf was affected by cold and oxygen-rich waters upwelled through the Late Miocene, and by the continued weathering and sediment fallout from Serrania del Interior during the Pliocene, which turned the waters muddy. Araya, Paria, and Northern Trinidad erupted like islands, and the Humboldt grabben subsided along its southern coast, thus generating a corridor through which Atlantic warm waters flowed into the Cariaco trough, prompting zonation and eutrophication. *Palmerinella*-rich clays were deposited in the Caigüire formation, and dry weather enabled the development of gypsiferous mudstones enclosing *Larkinia patricia* and *Muracyprae mus* assemblages. The tectonic inversion of the Middle Pleistocene lifted the central area of the graben, closing the gulf to the east. Continued shearing further separated Paria from the northern mountain range of Trinidad, opening a link with the Caribbean Sea and forming the present Paria Gulf. The uplifting of the La Tortuga horst decreased marine exchange with the Caribbean Sea on the north. Glacioeustatic lowering of the sea level eventually closed both the Cariaco trough and gulf, giving rise to anoxia in the former and disoxia in the latter, conditions still lingering today. The total post-Mid Miocene displacement of the El Pilar fault system is about 150 Km as measured from the Cumaca graben formation.

Key words: Gulf and trough of Cariaco, Neogene, anoxia, disoxia

INTRODUCCIÓN

Sobre la Geología del nor-oriente de Venezuela se han escrito numerosas publicaciones, tesis de grado y de doctorado, así como de estudios de exploración petrolera (ESPINOZA & DAZA 1985; ROSSI 1985; GODDARD 1986). Escritos en castellano, inglés, francés y en otros idiomas, la información contenida se halla dispersa y a menudo inaccesible para el publico científico en general. Por ello, hemos tratado de presentar los resultados más relevantes y novedosos sobre el origen y formación del golfo y las fosas de Cariaco, así como las inversiones tectónicas como los cerros de Caigüire (MACSOTAY & BLADIER 1989). Todos estos fenómenos se han producido en los últimos 15 millones de años (15 Ma), y están relacionados con la interacción de las placas tectónicas de Suramérica y el Caribe (Fig. 1).

La interacción se manifiesta a través de las fallas Geológicas Tectónicas, que son "fracturas de un terreno rocoso, con desplazamiento relativo de las partes separadas" (FOUCAULT & RAOULT 1988). Las fallas con las que tratamos en este estudio, son fallas de la corteza terrestre, con profundidades entre 10 y 15 Km, y su movimiento relativo se manifiesta en microsismos permanentes y sismos importantes que ocasionaron daños en el pasado, en toda la región. Durante la realización de este estudio, los autores se dieron cuenta de la existencia de amplia información paleontológica, sobre las condiciones de temperatura, oxígeno disuelto y turbiedad en las aguas marinas en el pasado geológico, sugeridas por los moluscos y corales contenidos en las formaciones geológicas aflorantes en el área (MACSOTAY , 1965, 1976; MACSOTAY *et al*. 1995, LANDAU *et al*. 2007). Unir ambas informaciones para entender la evolución de la anoxia y disoxia, es el objetivo de este estudio.

MATERIALES Y MÉTODOS

El presente estudio, es una recopilación de numerosos estudios previos, en los cuales frecuentes informaciones de Paleontología, Tectónica, Sedimentología, Geología Marina y de superficie, se unen para dar un esbozo coherente, acerca del tiempo que en las fosas y el golfo de Cariaco, existen el eutrofismo, la disoxia y la anoxia, y su repercusión en la fauna y flora de las aguas marinas del Nororiente de Venezuela. Se incluyen datos paleontológicos inéditos.

RESULTADOS

ESTRATIGRAFÍA.

Desde el estudio de SELLIER DE CIVRIEUX en OKUDA *et al*. (1974), acerca de la Geología del Mar Caribe y del margen continental de Venezuela, se han obtenido nuevas informaciones, en especial sobre la Geodinámica y de la Paleogeografía, que ayudan a reconstruir la Historia Geológica de la región.

El norte de Venezuela yuxtapone dos tipos de sistemas montañosos: La Cadena Caribe, que bordea desde la Guajira hasta Trinidad y Tobago y el margen septentrional de América del Sur, consistente de rocas metasedimentarias, sedimentarias y metaígneas formadas en un dominio Caribe del Jurásico y Cretácico. La Cadena de tipo Andino, compuesta de basamento granítico cratónico Suramericano, con cobertura sedimentaria Cretácica y Paleógena (VIVAS & MACSOTAY 1995). En el nororiente de Venezuela, ambas cadenas colisionaron, y la del Caribe quedó superpuesta a la Andina. Sobre esta área de colisión, se formaron numerosas cuencas de origen tectónico, llamadas episuturales.

La Cadena Caribe y sus cuencas episuturales.

Se presenta como una pila de napas corridas hacia el Sureste sobre la plataforma sudamericana. En esos cuerpos alóctonos se reconocen megafragmentos del país o margen pasivo suramericano (Napas de los flysch piemontinos, de la Cordillera de la Costa, de Tinaco-Tinaquillo), escamas de corteza oceánica Jurásica (Siquisique) o del Cretácico (Loma de Hierro, Cerro Santa Ana en Paraguaná, etc.) (STEPHAN 1977; 1985; BECK 1986; BELLIZZIA & DENGO 2000). La génesis de la Cadena Caribe está íntimamente asociada al arrastre dextral de la Placa Caribe contra el continente Suramericano (Fig. 3). Este arrastre fue violento, (colisión con obducción) durante el Eoceno, produciendo a lo largo de la Deflexión de Barquisimeto, entre la Guajira y el Estado Portuguesa, la pila de napas descrita anteriormente. Esta transcolisión (colisión con transcurrencia fide STEPHAN 1985), fue seguida durante el Oligoceno-Mioceno basal, por una tectónica vertical en ambiente extensivo o transtensivo (Fig. 4).

A partir del Mioceno temprano (23-15 Ma), el arrastre dextral de la Placa Caribe se reanuda, pero de forma más transpresiva y localmente transtensiva. Se forma

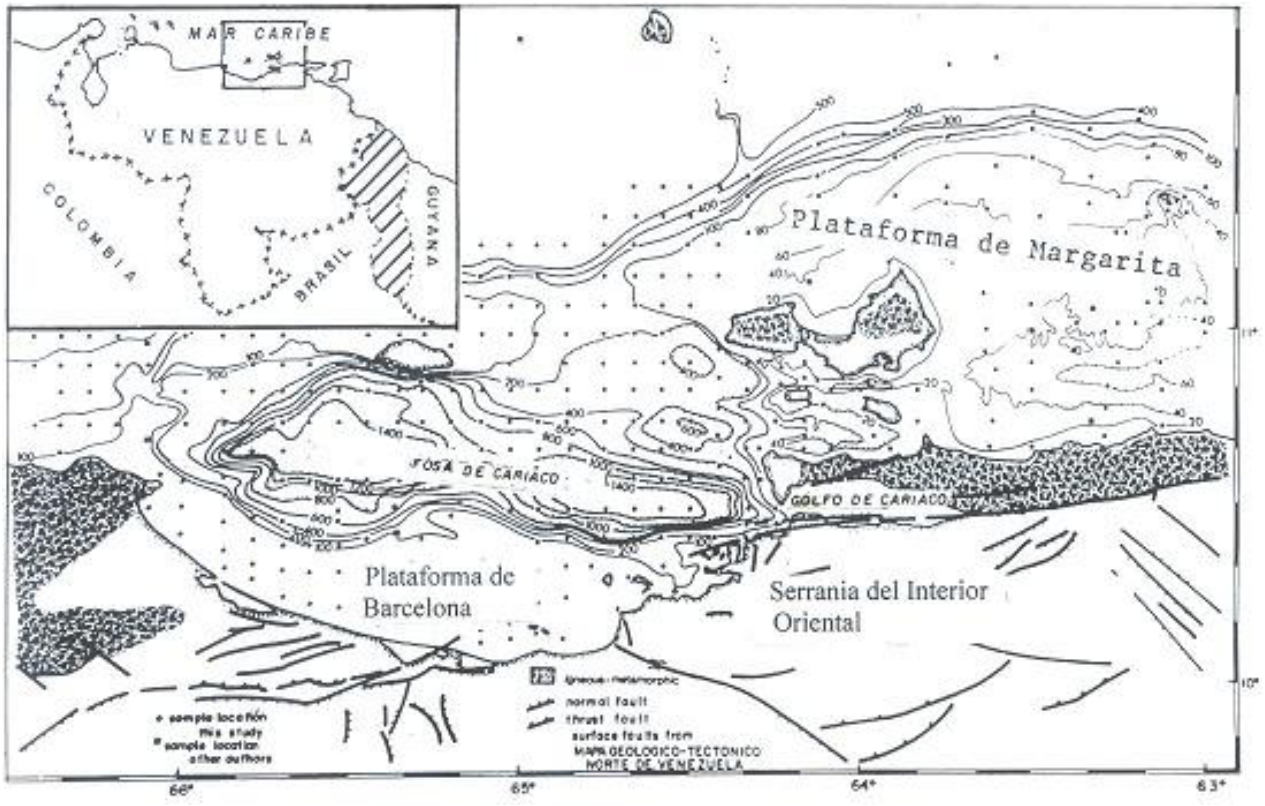


Fig. 1. Mapa de la localización de la fosa y el golfo de Cariaco. Tomado de MORELOCK *et al.* (1972)

la sub-Cuenca de Guárico, cuenca interior la cual es alimentada brevemente por el proto-Orinoco, río procedente desde la Cordillera Central de Colombia, en pleno levantamiento (MACSOTAY & WESSELINGH 2004).

El edificio de napas anterior comienza a ser disectado y estirado entre el Golfo Triste y la Serranía del Norte de Trinidad (Figs. 4 y 5); incorpora en su parte oriental la cobertura sedimentaria del margen pasivo suramericano. Se levanta toda la Cordillera de la Costa (Fig. 4).

Durante el Mioceno medio, (16-11 Ma) se forman grabenes internos dentro del edificio de la Cordillera de la Costa a lo largo de fallas transcurrentes como la de La Victoria. En cuencas como la del Lago de Valencia y la del Tuy-Cariaco, se depositan sedimentos lacustres y fluviales. Se deforma y levanta la serranía de Falcón, mientras que se hunden la fosa de Bonaire, el golfo de Venezuela y la subcuenca de Maturín. Se levanta, por corrimiento y plegamiento, con vergencia hacia el sureste, la Serranía del Interior Oriental formado por sedimentos de la antigua plataforma externa (VIVAS *et al*. 1985; VIVAS & MACSOTAY 1985) (Fig. 5).

En el transcurso del Mioceno tardío (11-5.3 Ma), se levantan los Andes de Mérida, y se hunde, por transtensión, la Cuenca de Tuy-Cariaco, uniéndose a la Cuenca de Carúpano, en subsidencia desde el Eoceno medio (GODDARD 1986; PINDELL *et al.* 1998). Una intensa transpresión dextral removiliza el Alóctono Caribe, hasta inducir el corrimiento de Pirital y el desbordamiento dextral de Urica (VIVAS *et al.* 1985) (Fig. 8). El basculamiento hacia el este de la Cuenca de Guárico y la subsidencia rápida de la subcuenca de Maturín son fenómenos simultáneos del levantamiento de la Serranía del Interior Oriental (ROSSI 1985; VIVAS & MACSOTAY 1995).

Durante el Plioceno – Pleistoceno (5.3 – 0.01 Ma) se produce la abertura transtensiva del "pull-apart" de Cariaco a lo largo de la zfEP, que traslada el bloque Araya-Paria-Margarita y la cadena de Los Testigos hacia el este, a su posición actual. La Cadena Caribe se hunde en el Golfo de Barcelona y se suscita la inversión

local del sistema hidrográfico (cuenca del río Unare). Los ríos Neverí y Manzanares, que fluían hacia el oeste, son capturados para acarrear sus sedimentos al sistema de fosas y golfo de Cariaco.

Fosas y golfo de Cariaco.

Como un esfuerzo para determinar la edad de las fosas y el golfo de Cariaco, se estudiaron los afloramientos fosilíferos en áreas circundantes (BERMÚDEZ 1966; BOLLI & BERMÚDEZ 1965; MACSOTAY 1965, 1976; BOLLI 1972). Perforaciones petroleras en las Cuencas Tuy-Cariaco y Carúpano, revelaron la historia geológica, al datar toda la secuencia sedimentaria en la plataforma circundante (GODDARD 1986; CASTRO & MEDEROS 1985; MACSOTAY *et al*. 1995). De los estudios regionales, citaremos algunos que permitieron conocer la edad de los sedimentos y las condiciones del agua marina en la que se depositaron.

Isla de La Tortuga.

En los afloramientos meridionales de la isla de La Tortuga, afloran unos 27 m de margas amarillas interestratificadas con calizas con algas *in situ* de color crema, que fueron denominadas Formación Cerro Gato (MALONEY & MACSOTAY 1967). Esta descripción se ajusta bien a la Formación Cumaná (*sensu* CASTRO & MEDEROS 1985). Los micro y macrofósiles sugieren edad Pleistoceno temprano, cerca del límite con el Plioceno tardío. Corresponde a la facies de plataforma distal, fuera del alcance de los sedimentos clásticos, donde abundan los bivalvos de la zona de *Nodipecten arnoldi* (Fig. 14) (HUNTER 1978; SMITH 1991; MACSOTAY *et al*. 1994), y gasterópodos de la zona de *Turritella maiquetiana* (MACSOTAY 1971; MACSOTAY & SCHERER 1972) con rangos de concomitancia en el Pleistoceno temprano-medio. En la marlita rosada infrayacente a las margas con *Nodipecten arnoldi*, se hallaron bivalvos como *Placunanomia hannibali* JORDAN & HERTLEIN 1926, *Argopecten demiurgus* (DALL 1898) y *Plicatula democraciana* F. & H. K. HODSON 1927, que corresponden al Plioceno medio-tardío en Venezuela y en la Baja California, México. Las algas calcáreas dominantes son oncolitos (DE LA CRUZ 1993), los cuales son de hábitat de mar abierto, abundantes entre 120 y 180 m de profundidad y que también forman capa en la base de la Formación Mare, del Estado Vargas (M.E.M. 1997).

Los briozoarios y abundantes equinodermos *Encope, Cassidulus* y *Lytechinus*, tienden a confirmar el diagnóstico de plataforma externa. La escasez de corales y su tamaño reducido, así como la escasez de gasterópodos, sugieren aguas holomarinas, pero de temperaturas bajas. La Formación "Cerro Gato"(=Cumaná) fue fallada y flexurada, estando cubierta por la Formación Tortuga (edad Pleistoceno medio, *fide* MACSOTAY & VIVAS 2009) en contacto erosional. No hay evidencia de eutrofismo en esta unidad, más bien de buena oxigenación.

Araya occidental (Figura 2)

Afloran en esta área, el Grupo Cubagua con sus Formaciones La Tejita (=Cerro Verde *fide* VIGNALI 1965), Aramina (=Cerro Negro *fide* VIGNALI 1965) y La Güica (=Cerro Verde profundo, *fide* BERMÚDEZ 1966) según MACSOTAY *et al*. (1995), ver Fig. 8. Suprayacente, se halla la Formación Barrigón (VIGNALI 1965, 1972) la cual es un perfecto equivalente en tiempo de la Formación "Cumaná" tal y como fue definido por CASTRO & MEDEROS (1985). Todo el conjunto suprayace las rocas metamórficas del alóctono Caribe, con discordancia angular.

Las formaciones involucradas, de edad Mioceno tardío, de menos de 8 Ma de edad, La Tejita y La Guica representan plataforma interna y externa, respectivamente (MACSOTAY *et al*. 1995). Este ciclo de sedimentación se depositó sobre una plataforma abierta tanto al este como al oeste, y su fauna de moluscos es tropical, dominado por especies pacifílicas (GODDARD 1986; PERAZA 2000). La ausencia de corales sugiere influencia de surgencia marina.

Las formaciones suprayacentes, Aramina y Araya, de edad Plioceno temprano y medio, representan igualmente las plataformas interna y externa (Fig. 8); el miembro Cerro El Macho es una caliza que representa un horizonte condensado (MACSOTAY *et al*. 1995) en la base del Plioceno, que se halla intensamente bioturbado con *Gyrolithes, Pholeus* y *Spongeliomorpha*. Estas bioturbaciones han sido elaboradas por crustáceos, con el fin de realizar cultivos sulfobacterianos con fines alimenticios (SEILACHER 2007). Este horizonte presenta abundantes dientes de peces (inclusive *Carcharodon megalodon*) equinodermos y gasterópodos pequeños de la familia Epitoniidae (MACSOTAY 1965). El conjunto sugiere subestrato con lodos anóxicos y agua de fondo, oxigenada.

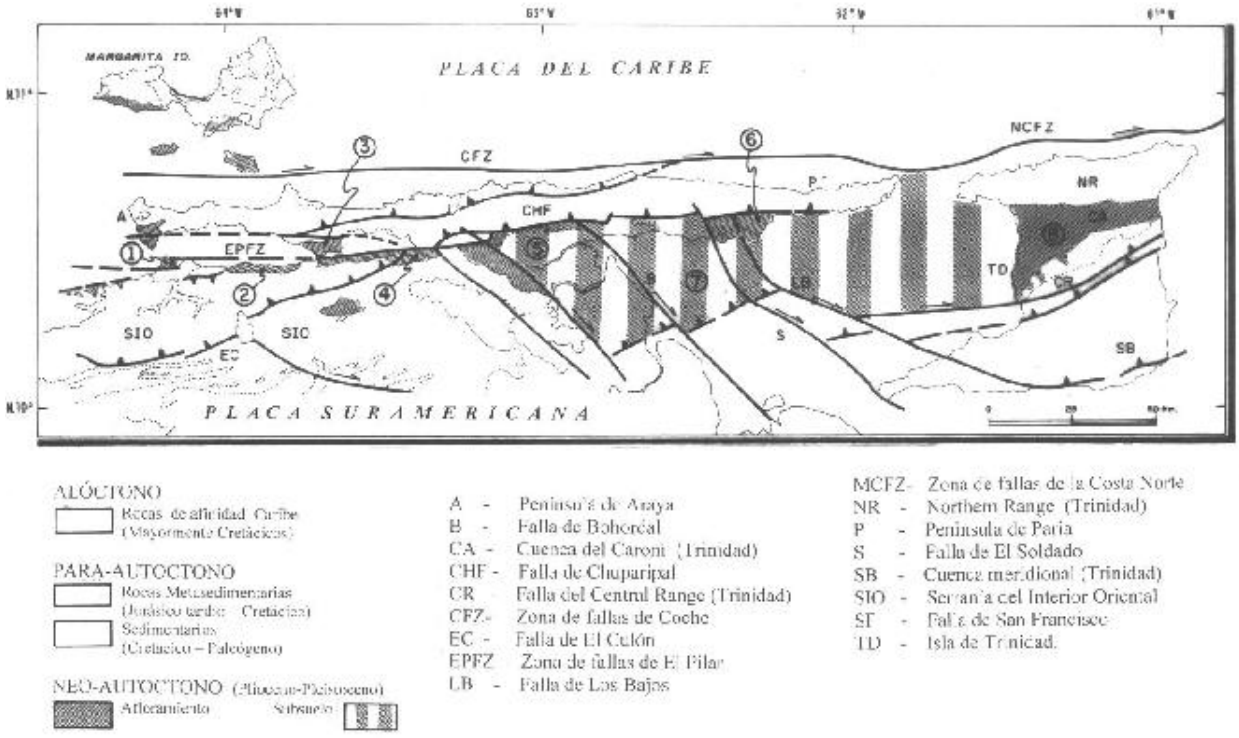


Fig. 2. Mapa geológico de Venezuela Nororiental y Trinidad. En gris se resaltan los sedimentos depositados en el canal de Humboldt y áreas vecinas. Los números en círculos corresponden a las columnas estratigráficas de la Fig. 9. Tomado de MACSOTAY (2005)

En toda la cuenca Tuy-Cariaco y Carúpano, la sedimentación del Plioceno duplica y hasta triplica el espesor de la del Mioceno tardío (GODDARD 1986). Esto se atribuye al levantamiento rápido de la Serranía del Interior Oriental (VIVAS & MACSOTAY 1985), cuyo sedimento erosionado no fue obstaculizado por la Serranía de Araya-Paria, que no se había levantado aún durante el Plioceno.

La presencia en el Grupo Cubagua, de especies como *Turritella abrupta* Spieker (Fig.14-I), *Turritella cartagenensis,* (Fig.14-J) *Lopha megodon* (Hanley) y *Turbinella trinitatis* (Maury), todas especies de gran tamaño especializadas para las aguas mineralizadas de surgencia, (B. LANDAU, pers. comm.) sugieren la influencia de la misma, antes de la subsidencia de la fosa de Cariaco.

La Cuenca del Bajo Tuy. (Fig.10)

Se denomina así la porción occidental de la Cuenca Tuy-Cariaco, en la cual se halla, discordante sobre las ígneo-metamórficas de las Napas del Caribe, una secuencia de conglomerados negros y arcillas verdi-azules, llamada Formación Cumaca (MACSOTAY *et al*. 1995-b). De facies lacustre y fluvial, formó parte de un graben intra-montañoso, donde abundaron restos de tortugas, caimanes y gasterópodos: *Hemisinus barloventoensis* (MACSOTAY 1968) y *Tryonia vivasi* (WESSELINGH & MACSOTAY 2006-a), propios de un valle intra-montano sin conexión con el mar. Por la presencia del micro-mamífero *Prolagostomus* sp. se le asignó edad Mioceno medio (Langhiense), precediendo con 6 Ma la transgresión del Grupo Cubagua (Fig. 5). Un paquete kilométrico de conglomerados y arcillas no marinas descritos originalmente del pozo Cubagua-1 fue considerado de edad Oligoceno por KUGLER (1957), pero sin evidencia. BLANCO & GIRALDO (1997) aún sostienen dicha edad, a pesar de la opinión de BERMÚDEZ (1966), del aspecto más joven de estos sedimentos. Su equivalencia a la Formación Cumaca, permite establecer la existencia de un graben tectónico a ambos lados de la futura zfEP, y formando un ángulo con respecto a la misma (Figura 5).

En la Cuenca del Bajo Tuy, la Formación Cumaca suprayace esquistos metmórficos; en el subsuelo de la isla de Cubagua, suprayacen las turbiditas de Punta Carnero, de edad Eoceno medio (MACSOTAY & PERAZA 2005), la cual fue sedimentada sobre la Napa Caribe también. En ambos sitios, fueron cubiertos por los sedimentos transgresivos del Grupo Cubagua.

La Plataforma de Barcelona y la Fosa de Cariaco.

Durante el Mioceno tardío (10 – 8 Ma) se inicia un régimen distensivo entre las fallas de Urica y de Santa Inés-de la Costa : la Deflexión de Barcelona (VIVAS *et al*. 1985). Este evento permite la subsidencia rápida de todas las napas ígneo-metamórficas entre Cabo Codera y el extremo occidental de la Península de Araya. Sobre las mismas, se depositaron los sedimentos marinos basales del Grupo Cubagua. En las fosas de Cariaco, se depositaron turbiditas, sugiriendo la rapidez de la subsidencia de las fallas limitantes (ESPINOZA & DAZA 1985). A lo largo de la falla de Santa Inés se realizan intrusiones de basalto, causadas por el debilitamiento de la corteza terrestre (RUSSOMANNO *com. Pers.*1991).

Islas de Margarita y de Araya (Fig. 3)

Sobre los altos submarinos y las costas rocosas como eran Margarita, Macanao y parte de Araya, se depositó la Formación La Tejita, con bancos de *Crassostrea paraibanensis* Singarajah, calizas con *Amphistegina* y bancos de rodolitos (MACSOTAY *et al*. 1995). Estos altos submarinos estaban afectados por la surgencia, como lo indica la ausencia total de corales madrepóricos. Estas condiciones persistieron durante todo el Mioceno tardío.

Durante el Plioceno temprano-medio, (5.3 – 2.6 Ma) continúa la sedimentación marina pero en aguas marinas turbias por el abundante limo erosionado de la Serranía del Interior Oriental (VIVAS *et al*. 1985). En posición más distal, se depositó la Formación Araya , en cuyas limolitas abundan los moluscos dominados por géneros de agua fría: *Sconsia, Bathygalea, Malea, Turbinella, Amusium, Lopha, Panope, Placunanomia, Eucrassatella (Eucrassatella), Lopha y Cyathodonta* (MACSOTAY & CAMPOS 1989). La mayoría de los táxones poseen afinidades pacifílicas, (LANDAU *et al*. 2007) con muy bajo porcentaje de especies endémicas. Esto demuestra que

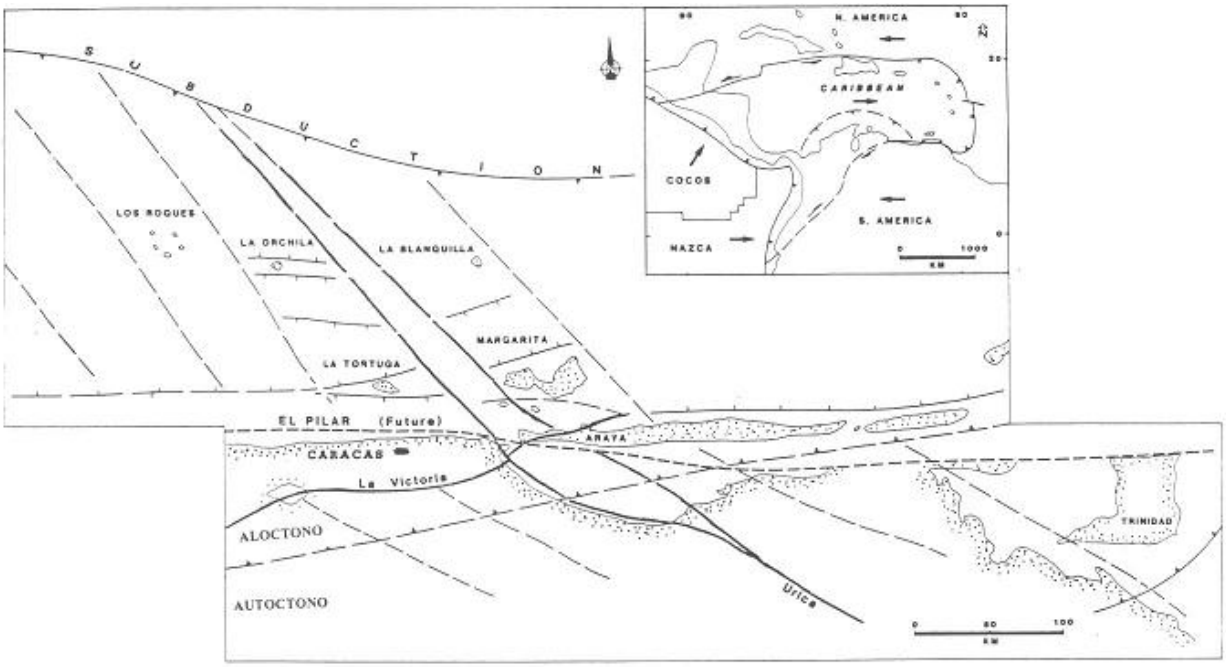


Fig. 3. Mapa de reconstrucción paleotectónica hace unos 20 MA. Según BLANCO y GIRALDO (1992) y PINDELL *et al*. (1998). Recuadro: Mapa tectónico actual de las placas del Caribe y Suramérica, con movimientos relativos según STEPHAN (1985).

las aguas ingresadas del Océano Pacifico, no tuvieron obstáculos de circulación en el Caribe meridional.

El Canal de Humboldt (Figs. 2 , 7 y 13-1)

Durante el Plioceno tardío, se activaron las fallas transcurrentes de rumbo este-oeste, como La Tortuga-Coche, Cariaco y El Pilar, en ese orden (Fig.10), con levantamiento de los núcleos metamórficos como Macanao, Paraguachoa, y Araya-Paria-Norte de Trinidad. Se forman extensos abanicos de deyección subaérea con clastos metamórficos como la Formación Coche (Vivas *et al*. 1989) y Cunapo en Trinidad (Carr-Brown & Frampton 1979). En Macanao y en Cumaná, infrayace a la Formación Caigüire, de edad Pleistoceno temprano (Fig. 9).

Simultáneamente a este evento, se abre una fosa extensional entre el núcleo metamórfico de Araya-Paria-North Range de Trinidad, y el extremo norte de la Serranía del Interior Oriental (Vivas *et al*. 1985). Esta fosa extensional, se extiende hasta la cuenca del Caroní de Trinidad, así como a la mitad septentrional del golfo de Paria. Este corredor marino somero, de 240 Km de extensión E-W, ha sido nombrado Canal de Humboldt (Macsotay 1976, 2005; Rossi 1985). Este corredor, de aguas marinas fangosas, cuyos fósiles indican edad Pleistoceno temprano (1.8 – 1.54 Ma) estaba alimentado por la corriente de las Guayanas. Gradualmente se tornó hipersalino y rico en materia orgánica particulada (Macsotay 2005).

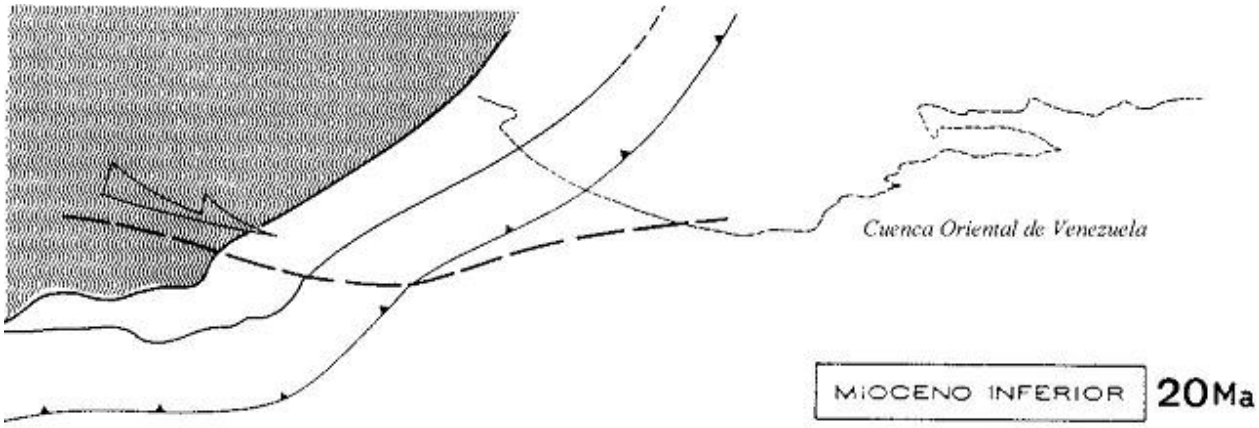


Fig. 4. Mapa paleogeográfico – palinspástico del Mioceno inferior (20 MA). Tomado de Vivas & Stephan en Aguasuelos (1990).

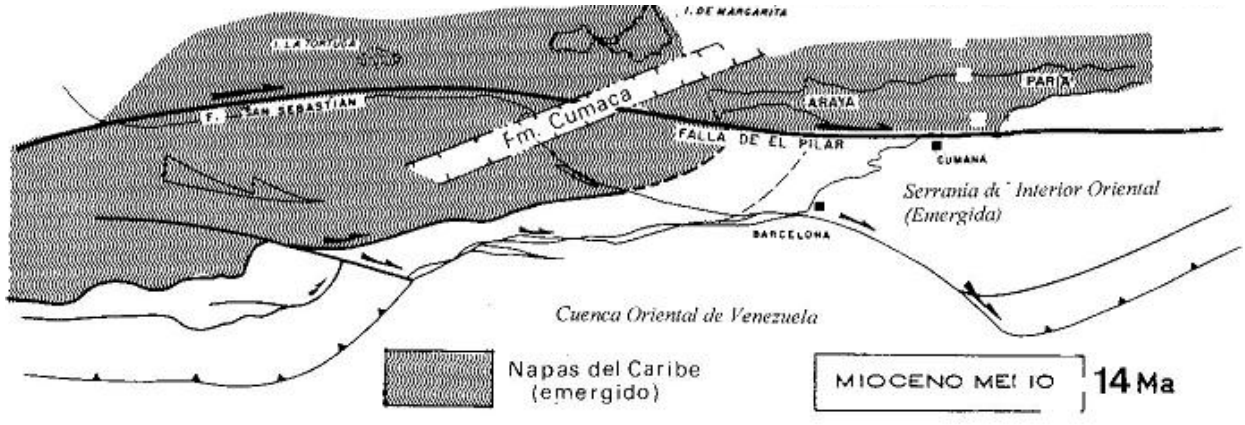


Fig. 5. Mapa paleogeográfico – palinspástico del Mioceno medio (14 MA). Tomado de Vivas & Stephan en Aguasuelos (1990).

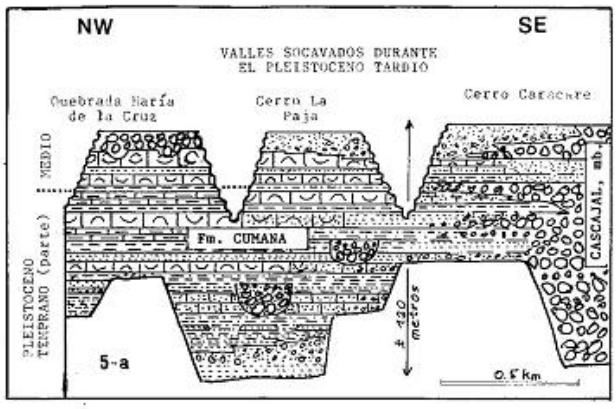


Fig. 6. Modelo de sedimentación de la formación Cumaná.

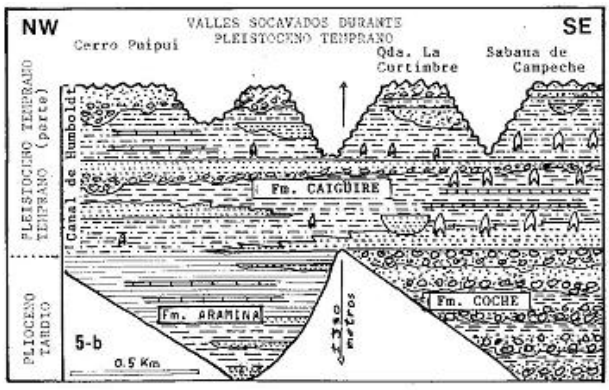


Fig. 7. Modelo de la sedimentación de las formaciones Aramina, Coche y Caigüire. Canal HUMBOLDT según MACSOTAY (2005)

Este sistema marino se instaló encima de las Formaciones Coche y Aramina, y se nombró Formación Caigüire superior (ASCANIO 1972, emend. MACSOTAY 2005). El aporte importante de materia orgánica particulada, produjo eutrofización en las aguas del golfo y la fosa de Cariaco, sin llegar a ser anóxicas. Las arcillas sapropélicas con *Palmerinella*, identificadas por BERMÚDEZ (1966) son horizontes que presentan alta concentración de materia orgánica, atribuídas inicialmente a ambiente de manglares. Estas capas, que se hallan en la Formación Caigüire, y no en la Formación Cumaná, se hallan en el extremo norte de los afloramientos de los Cerros de Caigüire (Fig.11), asociados a una malacofauna de 40-60 m de paleoprofundidad. Las capas lagunares y de manglares con *Larkinia patricia* (Fig. 15-D, E) se presentan en el extremo sureste, en los cerros Morocho y otros que han sido parademorfizados.

Una serie de afloramientos contienen fauna idéntica a la Formación Caigüire superior: la Formación Chiguana (MACSOTAY & CARABALLO 1976), la Formación Paria (llamada Fm. Güiria por BERMÚDEZ, 1966) y la formación Talparo en Trinidad (Carr-BROWN & FRAMPTON 1979; MACSOTAY 2005), y completan la evidencia de la continuidad del Canal de Humboldt. (Fig. 2, columnas 3, 6, 7, 8)

El golfo de Cariaco (Fig. 9).

El golfo de Cariaco propiamente dicho existe sólo a partir del levantamiento del sector Casanay-El Pilar. Durante el Pleistoceno medio, era un golfo sin el umbral de Salazar, con aguas bien circuladas, como lo atestigua la fauna de la Formación Cumaná, con *Lyropecten arnoldi*, y otras seis especies de pectínidos (MACSOTAY & CAMPOS 1979). Esto, apoyado por la rica fauna planctónica (BERMÚDEZ & FUENMAYOR1975), sugiere buena oxigenación del agua marina. Sin evidencia de aportes fluviales, se favoreció el desarrollo de calizas biodetríticas con abundante fauna de invertebrados marinos. Esta es la formación con mayor biodiversidad, entre todas las estudiadas: cirrípedos como *Coronula macsotayi* (Figs. 15-A, C), equinoideos como *Clypeaster ravenelii* (Figs. 15-B, G), *Meoma ventricosa*, (Figs. 15-D, F), *Encope kugleri* Jeannet (Fig.16-N), briozoarios como *Salpingoporella umbellata* (Fig.15-K), y gasterópodos como *Turritella maiquetiana* (Fig.15-L). Los corales hermatípicos son escasos y de pequeño tamaño: *Solenastrea hyades*, *Stephanocoenia michelini*, *Favia fragum* y *Dichocoenia stokesii* (Fig.16-I, M, O, E), sugiriendo su desarrollo durante un semestre de temperatura óptima. Poliquetos y briozoarios se hallan ocasionalmente. Las capas del tope de la Formación Cumaná desarrollan coquinas, como el de *Anomia simplex y Crassostrea patagonica* - fauna Pleistocena de Argentina, Uruguay y Brasil meridional,- que sugieren el ingreso de aguas frías del Atlántico. Su edad es de los inicios del Pleistoceno medio (0.7 – 0.6 Ma), cuando se produjeron los mayores descensos glacioeustáticos mundiales (MÉNDEZ BAAMONDE 1997, Fig. 8). Los conglomerados intercalados (miembro Cascajal) y del tope, contienen clastos procedentes del levantamiento de la Serranía del Interior Oriental, y fueron parte de la evidencia descrita por ASCANIO (1972).

En el extremo occidental de los cerros de Caigüire, aflora una secuencia de arenas cretosas y conglomerados, con fósiles marinos con bivalvos euritérmicos como *Argopecten imitatoides* (Fig.14-B,

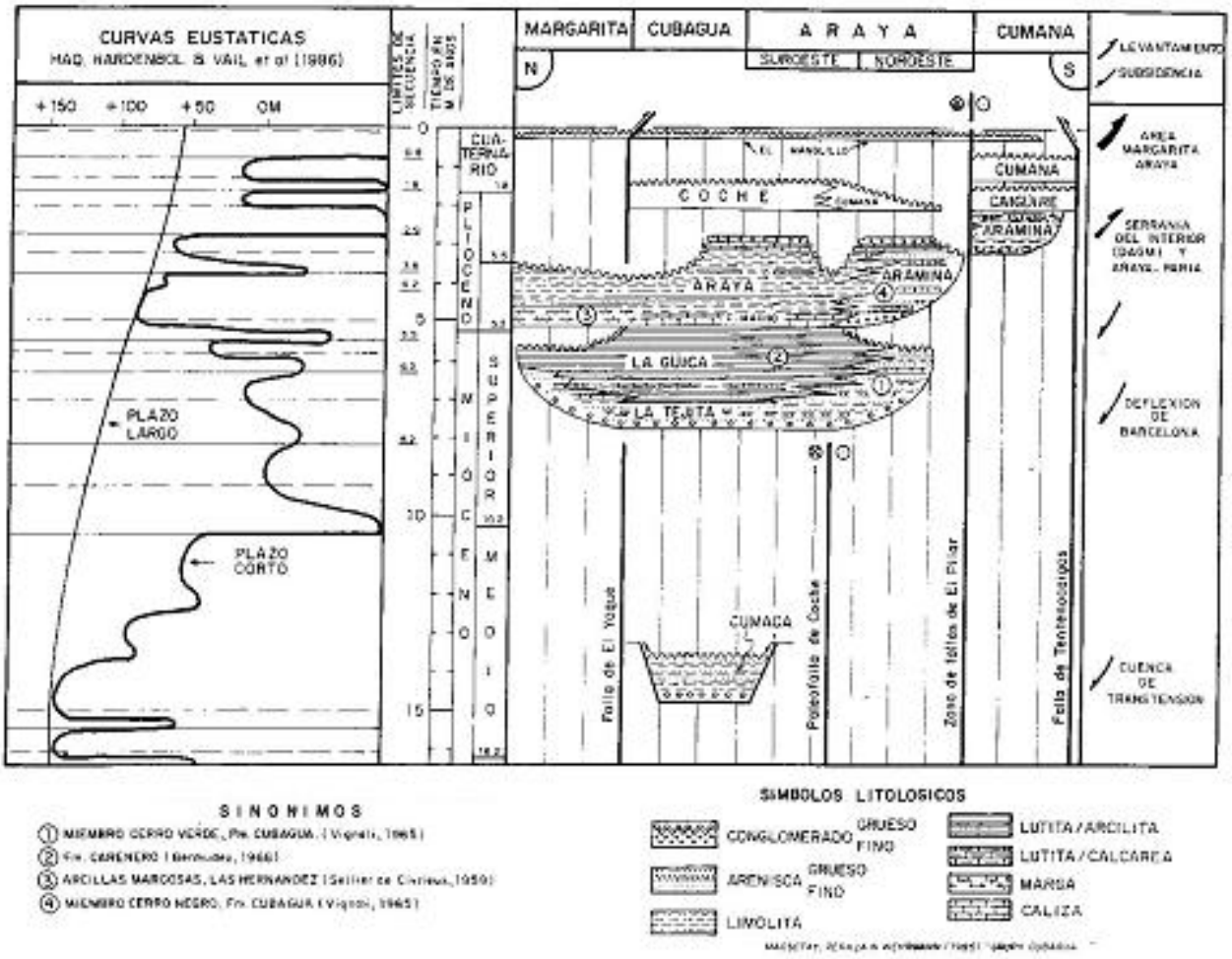


Fig. 8. Ciclos de sedimentación del neógeno tardío. Sedimentación controlada por la zona de fallas de El Pilar.

C) que sugieren temperaturas bajas en aguas someras: Formación La Eminencia (Bermúdez 1966, Macsotay & Vivas 2009). La temperatura promedio sugerida por los bivalvos es de 15 – 18ºC, y marcarían el inicio de la anoxia en la fosa de Cariaco. Su edad sugerida es de 0,4 – 0,3 Ma, y correspondería al aislamiento total de las fosas, de las aguas del Mar Caribe. Finalmente, el levantamiento del umbral de Salazar, impone un régimen de aguas disóxicas en el golfo de Cariaco, reflejado en el empobrecimiento de la fauna de moluscos de las terrazas como El Cedro, La Espuelita y otros (Macsotay & Caraballo 1976).

TECTÓNICA

Historia.

La falla de El Pilar fue considerada por mucho tiempo como una falla normal, extensiva (Ball *et al*. 1969; Peter 1971; Bellizzia 1972) con sólo pequeños desplazamientos horizontales. El error consistió en considerar todas las fallas al unísono, sin separar las paleo-fallas desactivadas hace millones de años, de las activas en el presente.

Definido por Liddle (1946) con ese nombre, la zfEP fue señalada por yuxtaponer dos dominios litológicamente diferentes: los metamórficos al norte, y las sedimentitas Cretácico-Paleógenas al sur.

La zona de fallas de El Pilar. (Figs. 2 y 10)

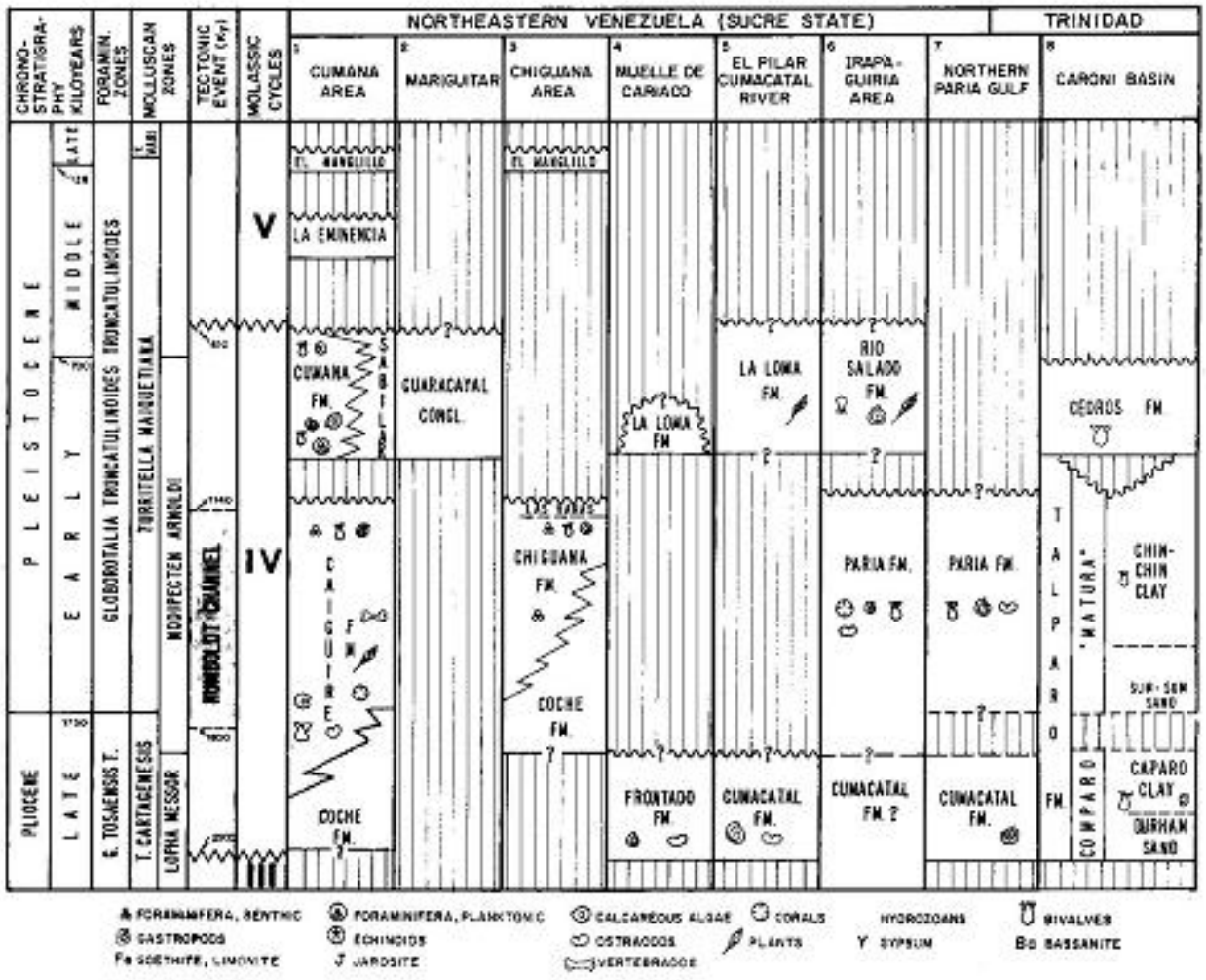


Fig. 9. Tabla de correlación del Plio-Pleistoceno de Venezuela Nor-oriental, Trinidad y golfo de Paria. Tomado de MACSOTAY (2005)

Se trata del accidente estructural más importante de la región nororiental de Venezuela, de unos 350 Km de longitud, y que se distingue claramente en las imágenes de radar (BELLIZZIA *et al.* 1976). Sólo aflora en tierra, en Cumaná, Araya y entre Muelle de Cariaco y Boca de Ajíes (BELTRAN *et al*. 1998), pero los tramos submarinos se estudiaron con perfiles sísmicos (GODDARD 1986) y a través de la microtectónica de los afloramientos de rocas del Mioceno tardío al Pleistoceno iniciada en Venezuela por BLADIER & MACSOTAY (1977), que se hallan en áreas circundantes a la zona de fallas.

La zfEP se puede subdividir en cuatro tramos bien diferenciados (BELTRÁN *et al*. 1998):

(a) Un tramo submarino ubicado al oeste de Cumaná y reconocido en perfiles sísmicos y levantamientos batimétricos (BLANCO & GIRALDO 1992). La falla de El Pilar se conecta con la falla de San Sebastián por medio de varios segmentos dispuestos en échelon que generan dos cuencas pull-apart, las cuales definen en parte a la Fosa de Cariaco (Fig.10). Su estructura paralela a la falla de Cariaco es la que comunica las dos cuencas y que a su vez empalman con la falla de San Sebastián (MACSOTAY 1977) y no con la falla de Morón, como lo sugirió SCHUBERT (1982). La mayoría de los autores, han adoptado la Zona de fallas de El Pilar, como término para incluir el conjunto San Sebastián-Cariaco-El Pilar (MACSOTAY 1977; MORELOCK 1982; ROSSI 1985; MACSOTAY

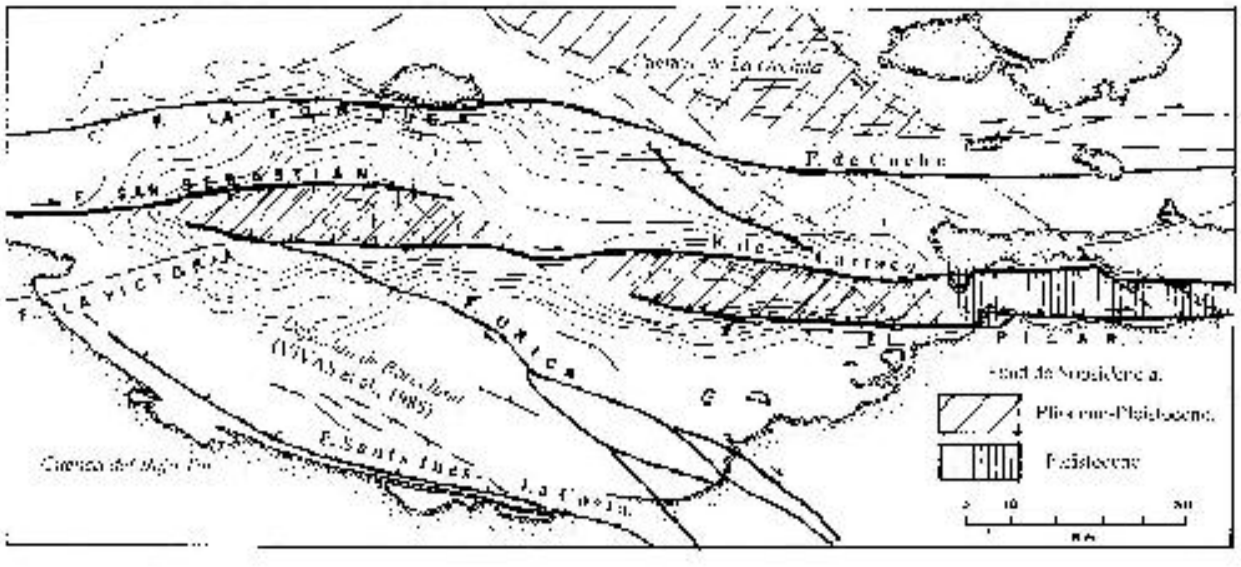


Fig. 10. Traza occidental de la zona de fallas del Pilar, y estructura en el Échelon generadoras de las dos depresiones de la fosa y el del golfo de Cariaco, formadas en tiempos distintos. notese la subsidencia simultanea del cañón de la Orchila. Tomado de Ysaccis *et al*. (2000), modificado.

& Bladier 1987; Chevalier 1987; Beltran & Giraldo 1989; Blanco & Giraldo 1992)

(b) El segundo tramo, ubicado entre Cumaná y Casanay se localiza parte en tierra, y parte bajo el Golfo de Cariaco. La unión de este tramo con el tramo occidental, se efectúa mediante un salto en échelon que genera un push-up transpresivo, responsable del levantamiento de más de 160 m de los Cerros de Caigüire (Giraldo *et al*. 1995; Macsotay & Vivas en Cabrera De Molina 1988). Un salto semejante, pero de menor tamaño, se observa en Araya occidental, involucrando a la falla de Cariaco (Figura 10). La zona de transición entre los tramos >a y >b, se manifiesta porque la zfEP es intersectada por fallas neotectónicas NW-SE, y se tornan compresivas, (Fig. 8) deformando la secuencia Plio-Pleistocena. Macsotay & Bladier (1987) ilustraron este tipo de fallas transcurrentes.

En los mismos Cerros de Caigüire, a lo largo de los flancos norte y sur, se hallan pliegues cónicos decamétricos, (Fig.13) indicando transcurrencia dextral importante (Macsotay & Bladier 1987, Figs. 2, 3). Pliegues volcados, así como isoclinales de eje vertical, son comunes en la cercanía del plano de falla, especialmente en el flanco sur (Figs.11, 12). Estos pliegues deforman a las Formaciones Caigüire y Cumaná, pero no a la Formación El Manglillo, ubicando el paroxismo de compresión, al final del Pleistoceno medio (Macsotay & Cáceres 2005).

Más al interior del golfo de Cariaco, la sedimentación denota la presencia de un graben subsidente con la secuencia Plio-Pleistocena: Formaciones Coche, Caigüire y Cumaná, aumentando de espesor hacia el centro (Morelock 1982) , siendo controladas y dislocadas por las fallas de El Pilar y Cariaco, simultáneamente (Macsotay & Bladier 1989, Fig. 9). Los sedimentos marinos del Plioceno, sólo se hallan sobre el Umbral de Salazar, aparte de los Cerros de Caigüire (Fig. 7). En el área de Chiguana, al noreste el golfo, se han descrito varios anticlinales cortos de eje NE – SW, deformando las arcillas yesíferas y calizas de la Formación Chiguana, sin deformar a las terrazas de la Formación Mamporal, del Pleistoceno tardío (=Formación “La Espuelita” de Macsotay & Caraballo 1976).

Entre las localidades de Muelle de Cariaco y Casanay (Beltran *et al*. 1998), la presencia de drenajes desplazados, lagunas de fallas, lomos de presión y escarpes de falla de edad Pleistocena, marcan el carácter transcurrente de este segmento de la falla de El Pilar, de rumbo E – W. Vierbuchen (1984) señala la presencia de bloques métricos a decamétricos de serpentinitas fracturadas y de yeso-

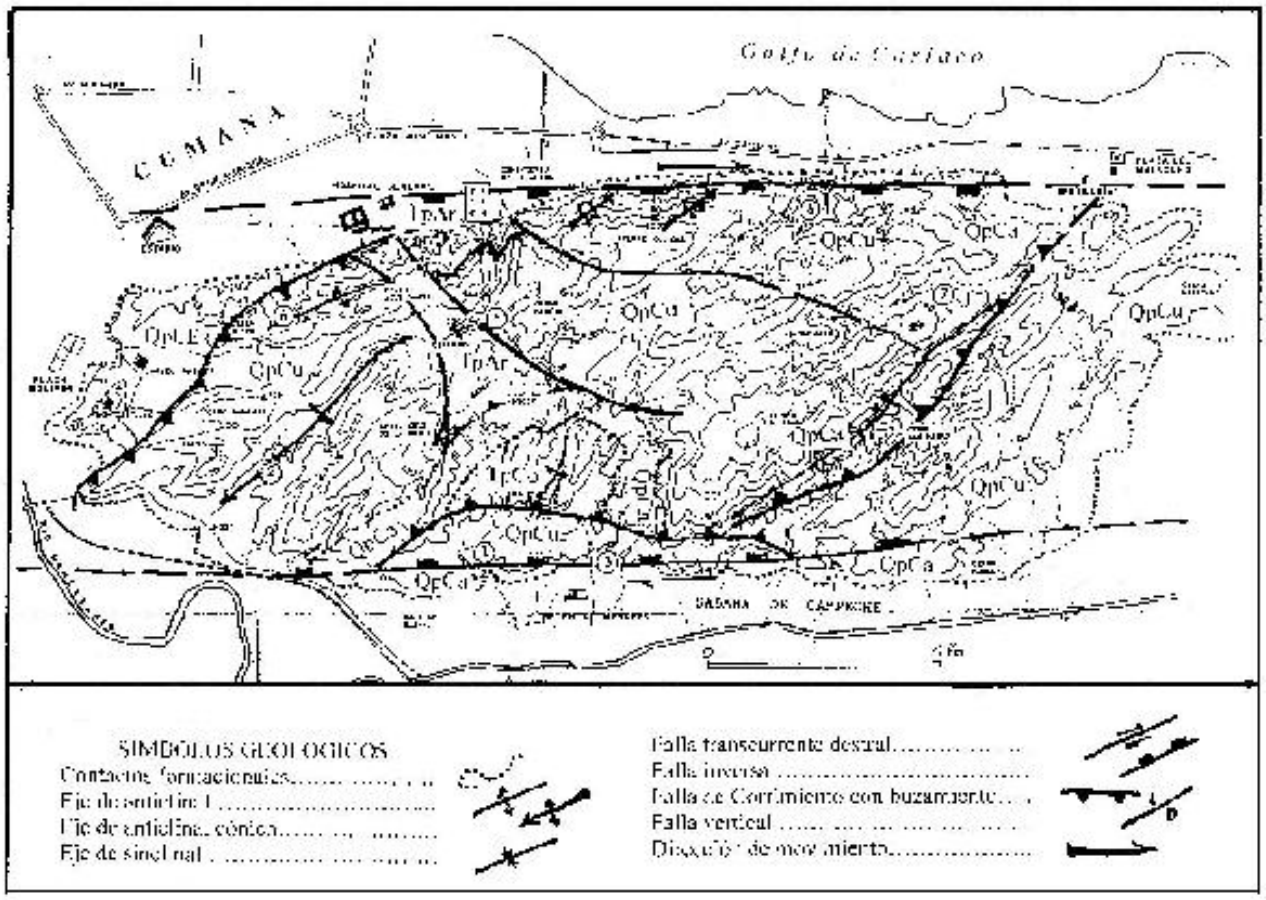


Fig. 11. Mpa geológico de los cerros de Caigüire, Cumaná, Estado Sucre. Geología según O.Macsotay & V. Vivas (2002); base topográfica según G.. Ascanio (1972). Números en círculos son nombres de quebradas, en las que se realizó parte del muestreo paleontológico: (1) Boca de Sabana, (2) Cruz de la Unión, (3) La Curtiembre, (4) María de la Cruz, (5) Pan y Agua, (6) Pui-pui y (7) Reinales.

anhidrita en posición verticalizada dentro de la brecha de falla en el área. Los seis cuerpos de serpentinita, que describe SCHUBERT (1972) de los farallones entre Punta Salazar y Laguna Chica, y a las que atribuye a "intrusiones sólidas", no son sino cuñas tectónicas introducidas por el componente vertical de la falla transcurrente de Cariaco, de manera semejante a las reportadas por VIERBUCHEN (op. cit.) de la falla de El Pilar s.s. donde proceden de un basamento mafico y ultramafico, presente bajo la napa metamórfica.

(c) El tramo ubicado entre Casanay y El Pilar, con una extensión de solamente 30 Km, muestra un carácter muy complejo de tipo anastomosado, donde se destacan varios ramales (BELTRAN *et al*. 1998). En este tramo, se superponen tres eventos tectónicos: el Corrimiento de Chuparipal el cual desplaza los esquistos, filitas y metareniscas de la Formación Tunapuy de las napas del Caribe, sobre una secuencia Cretácica escamada (METZ 1969; MACSOTAY *et al*. 1985; ALVÁREZ *et al*. 1985). Esta secuencia, que en parte está al norte y en parte al sur de la zfEP, está incluída en el Domino de El Pato (VIVAS & MACSOTAY 1995, 1998), que constituyó el borde de la plataforma submarina durante el Cretácico temprano. Disectado primero por la zfEP, todo el conjunto se ve afectado por un sistema de fallas transcurrentes dextrales de rumbo NW – SE, del tipo de la falla de Bohordal (MACSOTAY *et al*. 1985) (Fig. 2 – B).

Esta área es el sector de la máxima actividad geotérmica de Venezuela y representa la inversión tectónica del Graben de Humboldt, durante el Pleistoceno medio (MACSOTAY

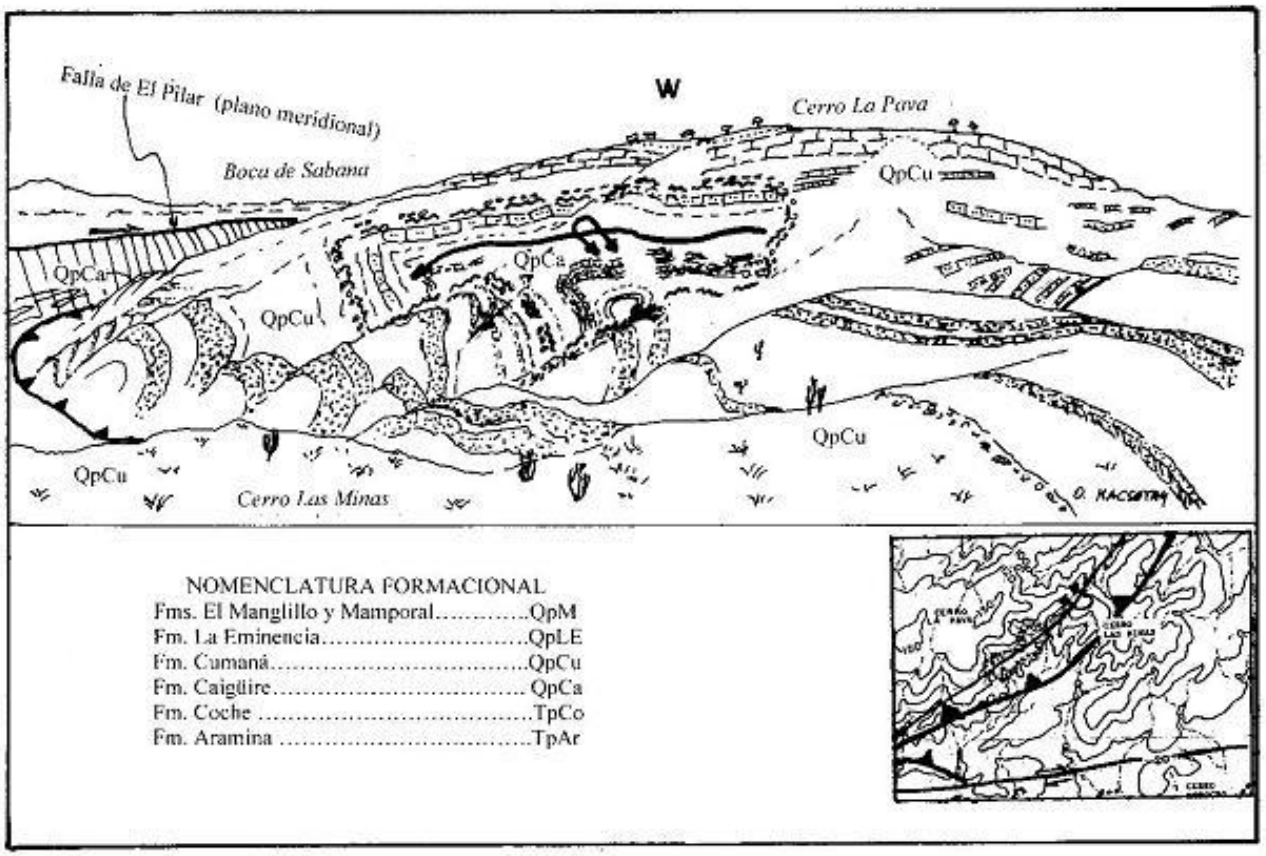


Fig. 12. Dibujo geológico de la ventana estratigráfica (hojal) de la formación Caigüire (QpCa) aflorando debajo de la formación Cumaná (CpCu) en una estructura de anticlinal volcado hacia el sureste, en el cerro la Pava. Vista desde el cerro las Minas.

2005). Este sector es el punto de deflexión, donde la actividad de la zfEP se re-orienta hacia el sureste, en el Golfo de Paria.

(d) El tramo ubicado al este de la población de El Pilar, presenta la continuación del Corrimiento de Chuparipal, llamado "sistema inverso de Tunapuy" por BELTRAN *et al*. (1998), pero donde los metamórficos son subducidos por los sedimentos Plio-Pleistocenos kilométricos de las Formaciones Cumacatal y Paria, comprimidos desde el sureste. A estas unidades se relacionan los manaderos de petróleo y gas del sector entre Tunapuy y Soro. Más al este, las formaciones Paria y Río Salado, de edad Pleistoceno temprano a medio,- buzan 30º al norte, (MACSOTAY 1968), sugiriendo la actividad del corrimiento de Chuparipal tan al este de El Pilar. La falla de Casanay - aparente continuación de la zfEP- se define como una falla normal y distensiva (BELLIZZIA *et al*. 1976) y se expresa en una serie de lineaciones E – W dispuestas en échelon, controlando drenajes de quebradas y ríos y la laguna de La Salina (BELTRAN *et al*. 1998).

DISCUSIÓN

Tomando en cuenta lo antes expuesto, podemos afirmar que la **oxigenación** de las aguas marinas de las fosas de Cariaco, era normal durante el Plioceno temprano y sólo se notaban temperaturas bajas, debido a la surgencia marina. Durante el Plioceno tardío se instala la **eutrofización**, con zonación de las aguas marinas. Es el Pleistoceno temprano, el que inicia la subsidencia del golfo de Cariaco, como parte del Graben de Humboldt. Las aguas presentan oxigenación normal, con inicios de eutrofización**.** Las fosas de Cariaco subsiden, y se presenta en ellas, disoxia. Finalmente, el Pleistoceno medio y tardío, instalan disoxia en el golfo de Cariaco, el cual queda

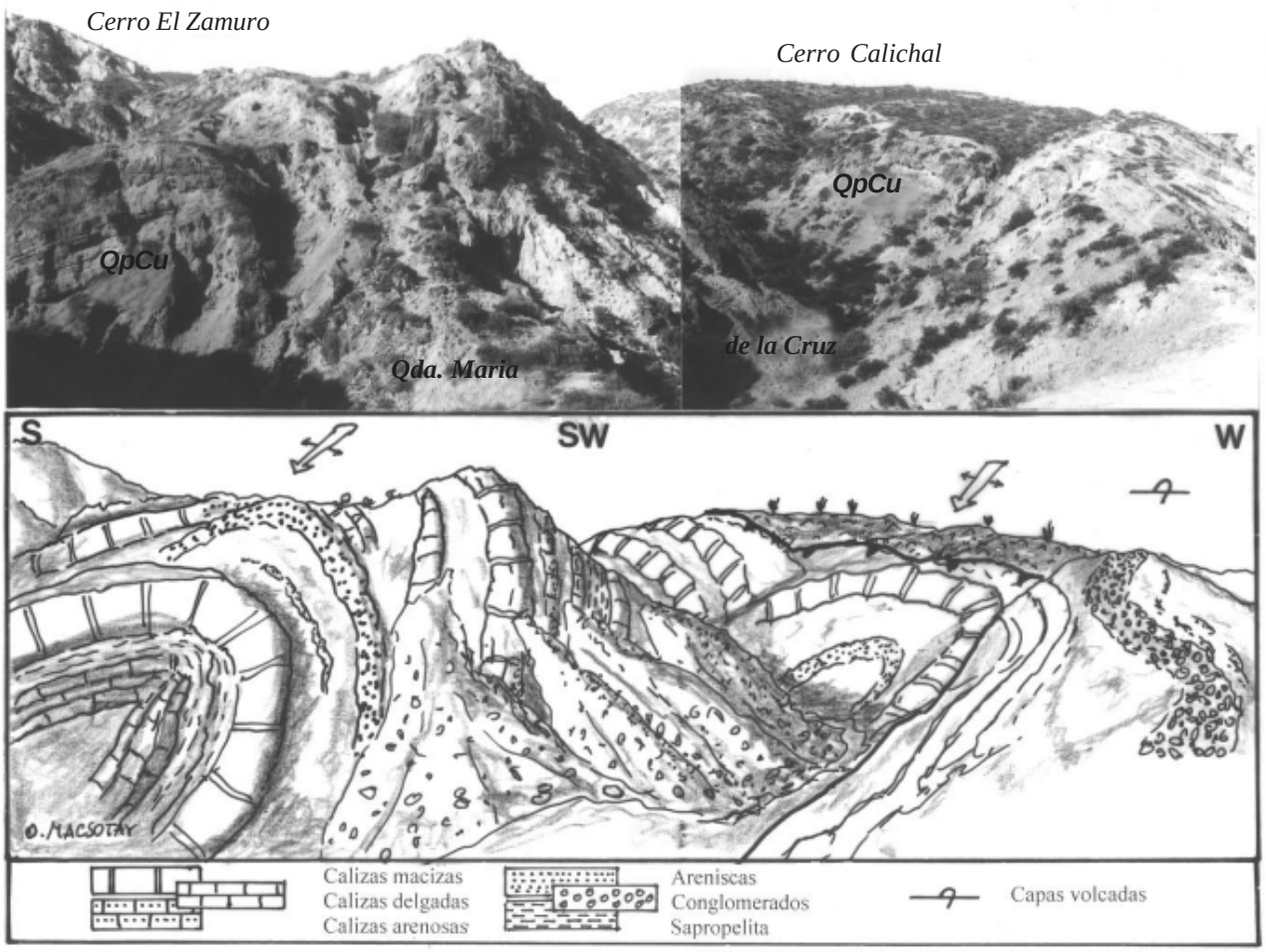


Fig. 13. Fotografía e interpretación por dibujo geológico de los afloramientos de la formación Cumaná (QpCu)

cerrado por el este, y anoxia en las fosas de Cariaco. Estas condiciones persisten durante el Holoceno, aunque la situación de la pycnoclina a 300 – 330 metros de profundidad, pudo haber variado algo. RÖGL & BOLLI (1973) estudiaron los foraminíferos planctónicos de la perforación JOIDES 147, donde penetraron sedimentos desde el Holoceno hasta 320 Ka, del Pleistoceno medio. La abundancia de los táxones *Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma-incompta* y *Globorotalia inflata* sugieren aguas de clima templado, sin citar cifras. MACSOTAY & CÁCERES (2005) en base al estudio de moluscos y corales de aguas someras, consideraron una temperatura superficial promedio anual de 19 – 20ºC, para el Pleistoceno tardío en las costas de Venezuela. El desplazamiento Este-Oeste ocasionado al graben de la Formación Cumaca por la zfEP, es de 150 Km. Esta cifra probablemente disminuya hacia el este, donde el valle del Río San Juan, forma parte del estiramiento tectónico de la Serranía del Interior oriental, mientras que la Serranía Araya-Paria permaneció rígida. Así, la cifra de 40 Km sugerida por el desplazamiento del Dominio de El Pato, y las turbiditas de la Formación Los Arroyos (MACSOTAY *et al*. 1985; ÁLVAREZ *et al*. 1985), parece muy factible para el sector Casanay-El Pilar.

CONCLUSIÓN

La fosa y el golfo de Cariaco, son parte de un mismo fenómeno tectónico, la zfEP. Esta zona tectónica es, a su vez, parte de la interacción de dos placas tectónicas, la

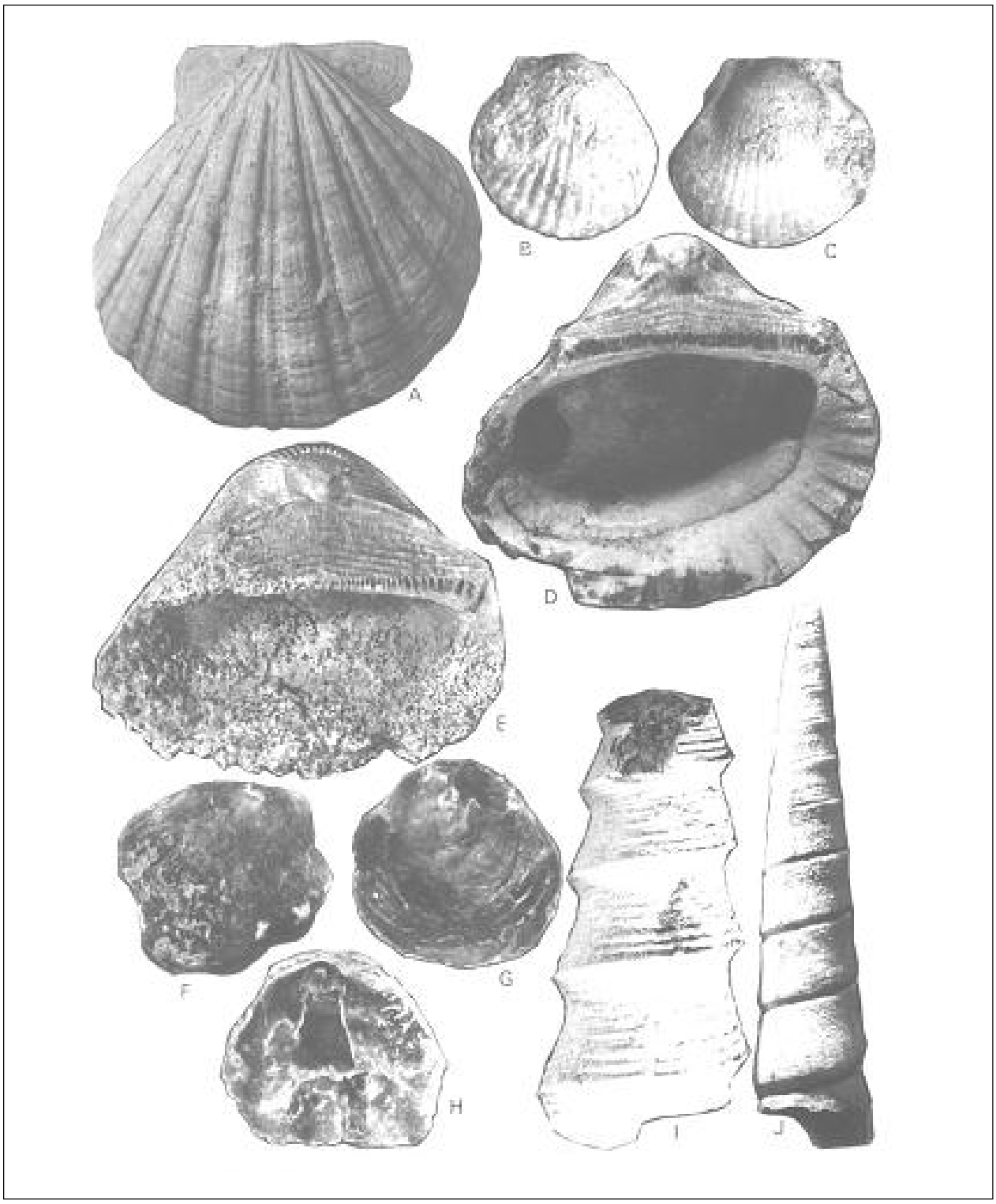


Fig. 14. Megamoluscos indicadores de surgencia marina. A, B, C, D, E se hallan reducidos de tamaño. Los otros, de tamaño natural.

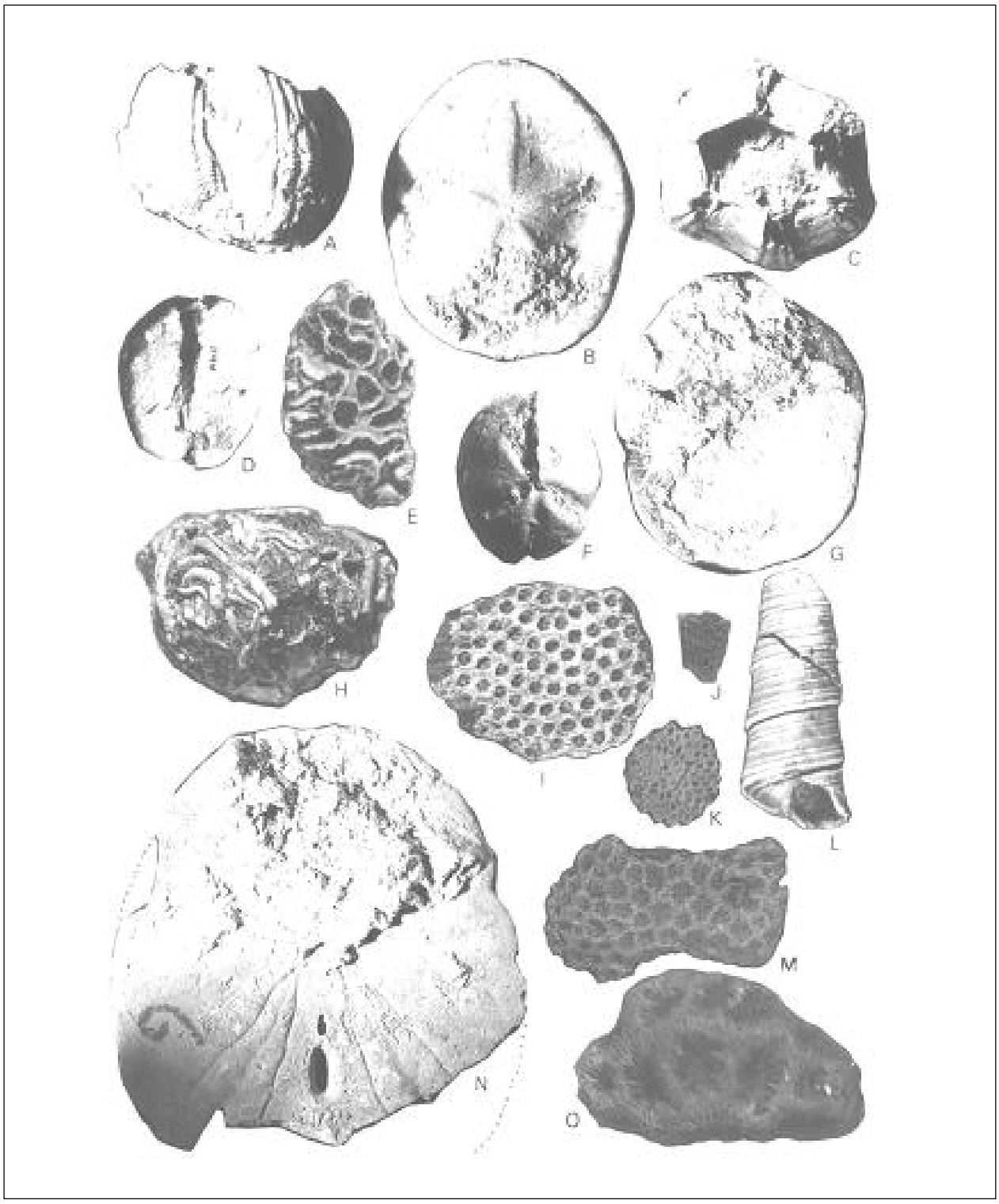


Fig. 15. Formación Cumaná, pleistoceno temprano-medio. Invertebrados varios.

Suramericana y la del Caribe. Su actividad, como falla de basamento, se inició durante el Mioceno medio, como parte de la disociación de las Napas del Caribe, emplazadas sobre el margen continental suramericano. Su actividad transcurrente dextral se ha visto deflectada hacia el sureste en la región de Casanay-El Pilar durante el Pleistoceno medio. La inversión tectónica va acompañada de aumento de sismicidad y geotermia.

Las condiciones de eutrofización, disoxia y anoxia, fueron precedidas por aguas con temperaturas bajas debido a la surgencia, pero fueron aumentadas por la subsidencia tectónica. A ésta se le sobrepuso, la glacioeustacia, la cual virtualmente convirtió el sistema de fosas y golfos, en un mar interior. Las bajas temperaturas que se miden en el golfo de Cariaco, se relacionan a la circulación con las aguas superficiales de las fosas.

AGRADECIMIENTO

Este estudio se dedica a la memoria del Geólogo Venezolano GUSTAVO ASCANIO, (1922-1989) iniciador de los estudios geocientíficos serios de los Cerros de Caigüire y la región de Cumaná en general. Se agradece muy en especial, la invitación del Biólogo Dr. JULIO PÉREZ, a presentar este manuscrito y exponerlo como charla magistral.

Se agradece a los geólogos YVON BLADIER, RENÉ BLANCHET, ROBERT VIERBUCHEN, NEIL J. MALONEY, VÍCTOR CAMPOS C. y JACK MORELOCK, sus observaciones de campo realizadas a través de numerosas expediciones en la región. Por sus donaciones de bibliografía geológica, los autores agradecemos al Geol. ALBERTO VIVAS RAMÍREZ, del Ministerio de Minas e Hidrocarburos.

REFERENCIAS

AGUASUELOS ING. 1990. *Modernización de datos geológicos del Frente de Montaña*. Informe preparado para Corpoven, S. A.., t. 3: Estratigrafía y Paleontología, 508 pp., inédito.

.

ÁLVAREZ, E., O. MACSOTAY, D. RIVAS & V. VIVAS. 1985. Formación Los Arroyos: turbiditas de edad Mioceno medio en la región de El Pilar, Edo. Sucre. *VI Congr. Geol. Venez.*, T. I: 1-32.

ASCANIO, G. 1972. Geología de los cerros de Caigüire, Estado Sucre. *Bol. Geol.*, Caracas, Publ. Esp. 5(3): 1279-1288.

BALL, M. M., C. G. A. HARRISON, P. R. SUPKO, W. D. BOCK & N. J. MALONEY. 1971. Marine geophysical measurements on the Southern Boundary of The Caribbean Sea. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 130: 3-33.

BECK, C. 1985. Las Napas de Aragua-Cadena Caribe Central y la historia Mesozoica del margen Sur del Caribe a lo largo del meridiano de Caracas. *Symposium on Caribbean Geodynamics*, edit. By MASCLE, A. Ed. Technip, Paris, Francia P. 541-551.

BELLIZZIA, A. 1972. Sistema montañoso del Caribe: borde sur de la Placa Caribe: es una cordillera alóctona? *VI Conf. Geol. Caribe*, Porlamar, Julio, 1971, Mem. 1: 247-258.

_____. & G. DENGO. 1990. The Caribbean Mountain system, Northern South America. *in* DENGO, G., and J. E.. CASE, eds., *The Caribbean Region:* Boulder, Colorado, Geol. Soc. Amer., The Geology of North America, vol. H: 167-175.

_____., N. PIMENTEL & R. BAJO. 1976. *Mapa Geológico-Estructural de Venezuela*. Escala 1:500.000, Edit. Foninves, Caracas.

BELTRÁN, C. & C. GIRALDO. 1989. Aspectos neotectónicos de la región noriental de Venezuela. *VI Congr. Geol. Venez. Mem.* Barquisimeto, Venezuela, 1989, T. 3: 999-1.021.

_____., J. A. RODRÍGUEZ & A. SINGER, 1998. Investigaciones neotectónicas y paleosismológicas en la falla de El Pilar, y en los otros grandes sistemas de fallas sismogénicas del Noriente de Venezuela. *The 14th Caribb. Geol.Conf.* Port-of-Spain, Trinidad, July 1995, Trans. I: 125-134.

BERMÚDEZ, P. J. 1966. Consideraciones sobre los sedimentos del Mioceno Medio al Reciente de las costas Central y Oriental de Venezuela. *Bol. Geol.*, MMH, Caracas, 17(4): 333-411.

_____. & J. FARÍAS. 1975. Contribución al estudio del Pleistoceno marino de Venezuela. *Mem. Soc. Venez. Cienc. Nat. La Salle*, 35(100) 69-118.

BLADIER, Y. & O. MACSOTAY. 1977. Direcciones de acortamiento cortical en rocas Plio-Cuaternarias aflorantes alrededor del Golfo de Cariaco, Venezuela. Informe interno, Dir. Geol., MEM, 14 pp., inédito.

BLANCO, B. & C. GIRALDO. 1992. Síntesis Tectono-Estratigráfica de la Cuenca Tuy-Cariaco y Plataforma Externa. *VI Congr. Venezolano de Geofísica,* Caracas, Ago., 1992, Mem.: 44-54.

BOLLI, H. 1972. Correlación de las estaciones Joides 29, 30 y 31 del Caribe con Jamaica, Venezuela y Trinidad. *Bol. Geol.,* (Caracas, MMH) Publ. Esp. 5(III): 1315-1336.

_____. & P. J. BERMÚDEZ. 1965. Zonation based on planktonic foraminifera of Middle Miocene to Pliocene warm water marine sediments. *Asoc. Venez. Geol. Min. Petrol., Bol. Inform.,* 8(5): 121-150.

CABRERA DE MOLINA, E., V. CAMPOS, N. CHIGNE, G. HERNÁNDEZ, F. GALEA, O. MACSOTAY & V. VIVAS. (1988) North-Eastern Venezuela Mountain Front. Field Trip prepared by Corpoven for *III Simposio Bolivariano,* Venezuela, 51 pp., 18 figs.

CARR-BROWN, B. & J. FRAMPTON. 1970. An outline of the stratigraphy of Trinidad, *4th Latin American Geol. Cong.,* Trinidad, Field Guide,p. 7-9.

CASTRO, M. & A.MEDEROS. 1985. Litoestratigrafía de la Cuenca de Carúpano. *VI Congr. Geologico Venez.,* Caracas, 1985, Mem. I: 201-224.

CHEVALIER, Y. 1987. *Contribution à l'étude géologique de la frontière Sud-Est de la plaque des Caraiibes.* Thèse de Doctorat, Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 504 pp., inédit.

CRUZ, L. A. DE LA, 1993. *Algas calcáreas bentónicas fósiles.* Cuadernos Lagoven, 80 pp., Editorial Arte, S. A., Caracas, Venezuela.

ESPINOSA, E. & J. DAZA. 1985. Evaluación geológica y condiciones geotécnicas de la plataforma de Unare y La Tortuga-Margarita. *VI Cong. Geol. Venez.,* Caracas, 1985, T. 7: 5491-4611.

FOUCAULT, A. & J.-F. RAOULT. 1988. *Dictionnaire de Géologie.* 3ème edition, 350 pp., Edit. Masson, París.

GIRALDO, C. 1996. Hipótesis acerca del desplazamiento de la Falla de El Pilar, Venezuela Nor-oriental. *VIII Congr. Venezolano de Geofísica,* 1996, Maracaibo, T. 1: 387-392.

_____., O. MACSOTAY, J. ORTEGA, M. ALBERDI & G. ALLEN. 1993.Cretaceous and Paleogene para-authochthonous and allochthonous terrains on mainland and islands of northeastern Venezuela. Field trip no. 5, *AAPG/Soc. Venez.Geólogos, International Congress,* Caracas, Venezuela, 36 pp.

GODDARD, D. 1986. Seismic Stratigraphy and Sedimentataion of the Cariaco Basin and surrounding Continental shelf, Northeastern Venezuela. *11th Caribb. Geol. Conference,* Barbados, Trans. 1(34): 1-21.

HUNTER, V. F. 1978. Foraminiferal correlation of Tertiary Mollusc horizons of the Southern Caribbean area. *Geol. en Mijnbouw.,* 57(2): 193-203.

KUGLER, H. G. 1957. Contribution to the Geology of the Islands of Margarita and Cubagua, Venezuela. *Bull. Geol. Soc. Amer.,* 68: 555-566.

LANDAU, B., G. VERMEIJ & C. MARQUES DA SILVA. 2007. Southern Caribbean Neogene paleobiogeography revisited. New data from the Pliocene of Cubagua, Venezuela. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (in press) 17 pp.

MACSOTAY, O. 1965. Carta faunal de macrofósiles correspondientes a las formaciones Cenozoicas de la Península de Araya, Edo. Sucre. UCV, *Revista Geos,*13: 37-49.

_____. 1968. Formaciones Cenozoicas de Paria: secciones detalladas, correlaciones, paleontología y paleoecología, con descripción de especies nuevas. UCV, *Revista Geos,*17: 52-107.

_____. 1971. Zonación del Post-Eoceno de la Paleoprovincia Caribe-Antillana a base de taxa de *Turritella* (Molusco: Gasterópodo).» *Asoc. Venez. Geol.. Min. Petrol., Bol. Inform.* 14(11): 18-56.

_____. 1976. Bioestratigrafía de algunas secciones Pleistocenas del Nororiente de Venezuela.

Bol. Geol., Publ. Esp. 7(2): 985-996. Caracas.

_____ 1977. Observaciones sobre el Neotectonismo Cuaternario en el Nororiente Venezolano. *Bol. Geol., Publ. Esp.* 7(3): 1861-1883. Caracas.

_____. 2005. The Humboldt Channel: Early Pleistocene extensional Graben through Eastern Venezuela and Trinidad. *Caribb. Jour. Earth Sci.* 39(2005): 83-91.Jamaica.

_____., E. Álvarez, D. Rivas & V. Vivas. 1985. Geotermia tectónica en la región El Pilar-Casanay, Venezuela nor-oriental. *VI Congr. Geol. Venez.*, Caracas, 1885, Mem. 2: 881-917.

_____. & Y. Bladier. 1987. La zona de fallas neotectónicas de Cumaná, en la región del Golfo de Cariaco, Venezuela. *Bol. Geol.*, Caracas, 16(29): 129-166.

_____. & R. Cáceres. 2005. Paleoclimatology of the Pleistocene-Holocene, using marine molluscs and hermatypic corals from Northern Venezuela. *Caribb. Jour. Earth Sci.*, 39(2005): 93-104. Jamaica.

_____. & R. Campos. 1987. Formaciones Cubagua, Caigüire, Cerro Gato, Barrigón, Cumaná, El Manglillo y Castillo de Araya, para el Léxico Estratigráfico. Macrofauna distintiva. *Cuadernos Geológicos*, Caracas, 2(1-2): 119-136.

_____. & L. F. Caraballo. 1976. Geología y Bioestratigrafía Cenozoica de la parte oriental del Golfo de Cariaco, Edo. Sucre, Venezuela. *Bol. Inst. Oceanogr.*, 15(1): 25-56.

_____. & T. Peraza. 2005. Middle Eocene foreland sediments covered by Late Oligocene foredeep turbidites on Margarita Island, northeastern Venezuela.*Caribb. Jour. Earth Sci.*, 39(2005): 105-111. Jamaica.

_____., T. Peraza & M. Wehrmann. 1995. Grupo Cubagua: Ciclo Molásico marino (III) de edad Mioceno tardío-Plioceno temprano de Venezuela nor-oriental. *Bol. Geol.*, MEM, Caracas, Publ. Esp. 11: 164-176.

_____. & W. Scherer. 1972. Clasificación numérica de las Turritellidae (Moluscos) del Post-Eoceno, correspondientes a la paleoprovincia del Caribe. *Bol.Geol.*, MEM, Caracas, Publ. Esp. 5(3): 1715-1734.

_____. & V. Vivas. 2009. Descripción de la Formación La Eminencia (nueva) del Pleistoceno medio de Venezuela oriental. *Bol. Geol.*, MEP, Caracas, 34(en prensa) 22 pp. ms.

_____. & F. P. WESSELINGH, 2004. Malacofauna de edad Mioceno Temprano de las Formaciones Quebradón y Chaguaramas de la subcuenca del Guárico. *Bol. Geol.*, MEP. Caracas, 20(33): 73-90.

Maloney, N. J. & O. Macsotay. 1967. Geology of La Tortuga Island, Venezuela. *Asoc. Venez. Geol.. Min. Petrol., Bol. Inform.* 10(10): 267-287.

M.E.P. – Ministerio De Energía y Minas. 1997. Léxico Estratigráfico de Venezuela. 3ª edición, Boletín de Geología, Publ. Esp. 12: 828 pp., Caracas.

Méndez Baamonde, J. 1997. El Cuaternario. *Bol. Geol.* MEM, Caracas, 18(31): 74-114.

Metz, H. L. 1968. Stratigraphy and Geological History of extreme northeastern Serranía del Interior, State of Sucre, Venezuela. *IV Caribb. Geol. Conf.*, Trinidad, 1965, Trans. I: 275-292.

Morelock, J. 1982. Marine Geology of the Gulf of Cariaco. *Acta Científ. Venez. ASOVAC*, 33: 226-234.

_____., N. J. Maloney & W. R. Bryant. 1972. Manzanares submarine Canyon. *Acta Cient. Venez. ASOVAC*, 23: 143-147.

Okuda, T., J. Benítez A, J. M. Sellier De Civrieux, J. Fukuoka, B. Gamboa G. 1974. Revisión de los datos oceanográficos en el Mar Caribe Suroriental, especialmente el margen continental de Venezuela. *Cuadernos Azules*, Publ. de la Comision Organizadora de la III Conf. De las N.N.U.U. sobre el *derecho del mar* 15: 177 pp.

Peter, G. 1972. Geologic structure offshore north-central Venezuela. *VI Carib. Geol. Conf.*, Porlamar, 1971, Mem. I: 283-294.

PINDELL, J. L., R. HIGGS & J. DEWEY. 1998. Cenozoic palinspastic reconstruction, paleogeographic evolution and hydrocarbon setting of the Northern margin of South America. In *Paleogeographic Evolution and non-glacial Eustacy, Northern South America. SEPM* Special Publication nº 58: 45-85.

RÖGL, F. & H. M. BOLLI. 1973. Holocene to Pleistocene planktonic foraminifera, Leg 15, Site 147 (Cariaco Basin Trench Caribbean Sea) and their climatic Interpretation. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project,* 15: 553-615, EDGAR, N. T. & J. B. SAUNDERS, et al., Editores. U.S. Government Printing Office, Washington.

ROSSI, T. 1985. *La Serrania del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco-Maturín. Synthèses Paléogeographique et Géodynamique.* Thèse de Doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale, Brest, Francia, 340 pp.

SCHUBERT, C. 1982. Origin of Cariaco Basin, Southern Caribbean Sea. *Mar. Geol.* 47: 345-360.

SEILACHER, A. 2007. *Trace Fossil Analysis.* XIII + 226 pp. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg, New York.

SMITH, J. T. 1991. Cenozoic Giant Pectinids from California and the Tertiary Caribbean Province: *Lyropecten, "Macrochlamys" Vertipecten and Nodipecten* Species. *U. S. Geol. Survey, Prof. Paper* 1391: 1-155.

STEPHAN, J.-F. 1977. El contacto Cadena Caribe-Andes Merideños, entre Carora y El Tocuyo, Estado Lara. *Vº Congr. Geol. Venez.*, MEM, Caracas, 1977, Mem. 2: 789-816.

_____. 1985. Andes et Chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela); évolution géodynamique. Edit. A. MASCLE, *Géodynamique des Caraïbes,* Paris, 1: 505-531.

VIERBUCHEN, R. 1984. The Geology of the El Pilar fault zone and adjacent areas In northeastern Venezuela. *Geol. Soc. America, Mem.* 162: 189-212.

VIGNALI, M. 1965. Estudio geológico de las rocas sedimentarias de Araya. UCV,*Revista Geos,* 13: 23-36.

VIVAS, V., A. BELLIZZIA & O. MACSOTAY. 1985. Deflexión de Barcelona: rasgo estructural primario en Venezuela nororiental. *VI Congr. Geol. Venez.*, Mem. 4: 2712-2746.

_____. & O. MACSOTAY. 1995. Dominios tectono-estratigráficos del Cretácico-Neógeno en Venezuela Nor-oriental. *Bol. Geol.,* MEM, Caracas, Publ. Esp. 11: 124-152.

_____., O. MACSOTAY & P. MOTICSKA. 1989. Isla de Coche: sedimentación molásica continental sobre la plataforma Araya-Coche-Margarita, Venezuela Nor-Oriental. *VII Congr. Geol. Venez.*, Barquisimeto, 1989, Mem. 2: 590-614.

YSACCIS, R., E. CABRERA & H. CASTILLO. 2000. El Sistema petrolífero de la Cuenca de La Blanquilla, Costa Afuera, Venezuela. *VII Simposio Bolivariano,* Caracas, 2000, Mem. 1: 411-459.

RECIBIDO: Junio 2009
ACEPTADO: Agosto 2009