

EL GOLFO DE CARIACO. PARTE IV. LOS CAMBIOS DEL NIVEL DEL MAR. LA ACTIVIDAD TECTONICA Y EL ORIGEN DEL GOLFO. TIPO DE COSTAS. PERSPECTIVAS DE HIDROCARBUROS

LUIS F. CARABALLO M.

Instituto Oceanográfico, Universidad de Oriente, Cumaná - Venezuela

RESUMEN: Se consiera que las variaciones del nivel del mar en el pasado han sido motivados por cambios en el clima. Durante las glaciaciones del Pleistoceno, el nivel del mar descendió decenas de metros y las plataformas continentales quedaron descubiertas en grandes extensiones. Luego, al producirse los deshielos, grandes volúmenes de agua vuelven a los océanos dando origen al ascenso del nivel del mar. Estos cambios han afectado la plataforma de Cumaná estimándose que el origen del golfo de Cariaco ocurrió entre los 800.000 y 1.000.000 de años A. P.

ABSTRACT: In the geological past, variations in the sea level are mainly due to changes in the climate. So, in the glaciations of the pleistocene Epoch, the sea level went down by several meters, leaving the continental shelves under the meteorization and erosion process. Afterwards, when the melting of the continental glaciers took place great volumens of waters returned to the oceans giving, rise to an increase in sea level. These changes in the sea level had affected the Cumana shelf, and it is estimated that origin of the gulf occurred between 800.000 and 1.000.000 years B. P.

INTRODUCCION

Hace 2 ó 3 millones de años, fluyen al parecer grandes masas de hielo que cubren extensas zonas del Hemisferio Septentrional de Europa y Norte América. Estas masas de hielo, según se ha podido determinar, avanzan y retroceden numerosas veces, constituyendo las Glaciaciones. Durante la época geológica llamada Pleistoceno, el hielo llegó a cubrir casi una tercera parte de la superficie continental de la tierra (BLOMN, 1974). Esto contrasta notablemente con la época en que vivimos, y en la cual alrededor de un 10% de los continentes e islas están cubiertos por hielo, localizándose estos mantos sobre Groenlandia y la Antártida.

Consecuencia directa de las fluctuaciones del nivel del mar por efecto de los hielos y deshielos, fueron las transgresiones y regresiones marinas que originaron la actual morfología de las plataformas continentales (CURRAY, 1964). En este sentido, y como parte inte-

grante de la plataforma continental del nororiente de Venezuela que fue afectada por este fenómeno mundial, el área del golfo de Cariaco y zonas adyacentes (Fig. 1) sufrió notablemente los efectos de los ascensos y descensos del nivel del mar de esa época geológica (CARABALLO, 1975), (CARABALLO & MACSOTAY, 1971), (MACSOTAY & CARABALLO, 1976).

MORFOMETRIA COSTERA

En razón de los efectos que sobre un frente litoral ejercen los procesos erosivos del mar, vamos a hacer algunas consideraciones sobre los aspectos morfológicos de las extensas costas que encierran el golfo de Cariaco. Así mismo completaremos éstos con algunas de las características más resaltantes del clima de la región.

Dentro de su configuración costera general, el golfo de Cariaco presenta numerosos entrantes a todo

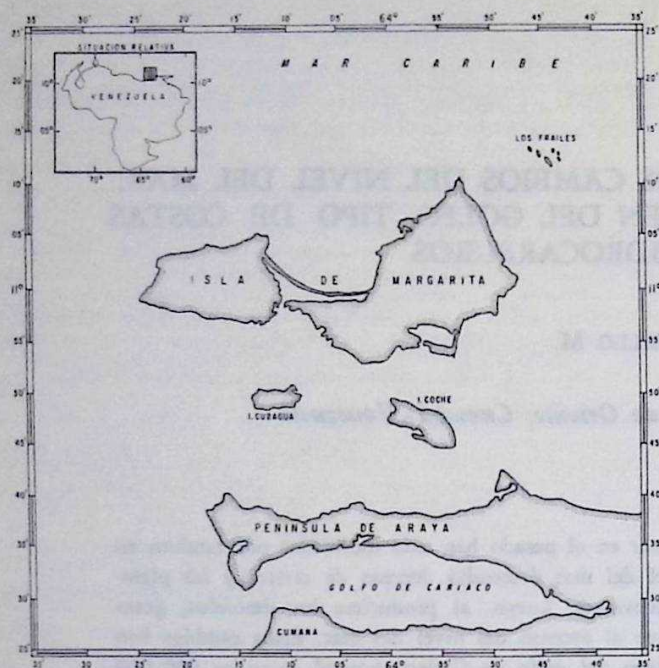


Fig. 1 Localización del área de estudio y zonas adyacentes de la plataforma continental afectadas por los cambios del nivel del mar.

lo largo de sus bordes norte y sur, en algunos casos amplios y alargados que llegan a constituir ensenadas y lagunas; y en otros, cortos y estrechos que le imprimen rasgos morfológicos muy particularmente a la orilla. Dentro de este conjunto de entrantes o "ensenadas" destacan en su borde norte-central, en orden de tamaño, los siguientes: Ensenada Grande del Obispo, ensenada de Pto. Real, ensenada El Rincón, ensenada de Manzanillo y Laguna Chica.

En cuanto a las "puntas" o salientes rocosos y/o arenosos localizados en la costa norte del golfo, destacan de oeste a este, entre otras, Punta Arenas, Punta Salazar, Punta Guacarapo y Punta Cachipo.

Para el borde sur del golfo, se puede señalar que son más numerosas las ensenadas de amplias dimensiones, aunque en ningún caso alcanzan el desarrollo que presenta la Ensenada Grande del Obispo. Por su importancia, son de mencionar, de oeste a este, las siguientes: Carenero, Quetepe, Tunantal, Ensenada Larga, Cachamaure y Oricaro.

Aunque de cuantía mucho menor, y menos relevante que los mencionados para el borde norte, en el sector costero meridional del golfo destacan algunos

salientes rocosos como son: Punta Quetepe, Punta Oricaro, etc.; sin embargo, los más característicos son aquellos constituido por las llanuras aluviales y deltas de ríos que han ganado terreno al mar, entre otras: Punta Delgada, Punta Guaracayal, Punta Marigüitar y Punta Cachamaure. Analizando la sinuosidad de la línea de costa del golfo en relación con sus parámetros morfométricos, como son: Desarrollo Real (DR) y Longitud en Línea de Aire (LLA), y obtenido el índice de sinuosidad respectivo $I_s = DR/LLA$ (CARABALLO, 1969) se pueden expresar valores del orden de 3.8 para la costa del golfo en general, y de 2.3 y 1.5 para los sectores norte y sur, respectivamente. Estos valores del I_s están atestiguando el gran número de irregularidades que caracterizan la morfología costera norte, respecto a la sur.

CLIMA DE LA REGION

La lluvia, la temperatura y el viento constituyen los elementos básicos del clima de una región. En base a los datos aportados por la Estación Meteorológica de la Universidad de Oriente para el período de 12 años (1968-1979), señalaremos algunas de las características más resaltantes del clima que afecta la zona de influencia del golfo de Cariaco.

La evaluación de los datos sobre las precipitaciones caídas en la zona permite señalar que los totales anuales para los 12 años considerados están comprendidos entre los 212.1 mm (1972) y los 588.2 en (1970).

Con la excepción de los años 1970 y 1978 que arrojan promedio de precipitaciones superiores a 500 mm, casi todo el resto del lapso de tiempo considerado se presenta con promedios muy por debajo de los 350 mm, específicamente, entre 200 y 230 mm. Esto nos permite ubicar el área de estudio dentro de la categoría de "zona seca", es decir, que no alcanza los 440 mm de precipitación anual (Fig. 2).

En general, el período de lluvia para la zona del golfo de Cariaco para el período 1968/1979 se puede señalar que comienza, salvo algunas excepciones en el lapso mayo-junio y culmina en octubre-noviembre, extendiéndose en agunas ocasiones hasta diciembre (Fig. 3). En sentido muy generalizado, es evidente la estre-

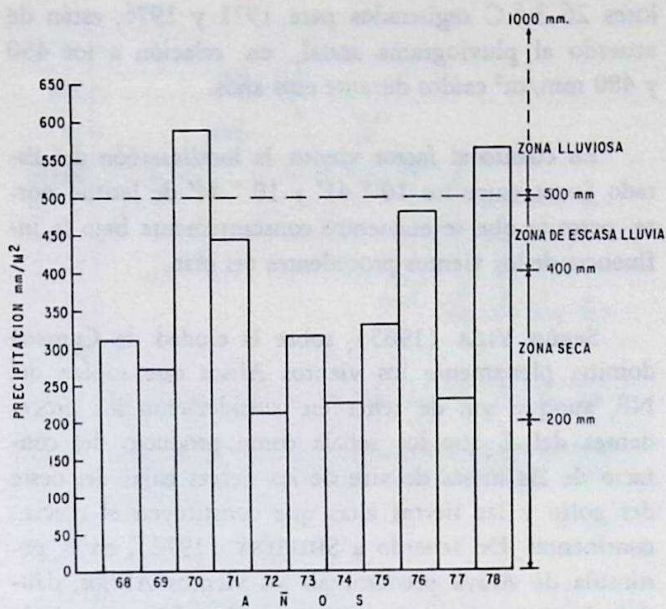


Fig. 2 Pluviograma del total anual. Período 1968-1979. Datos: Estación Metereológica de la Universidad de Oriente.

cha relación entre la época de lluvia y el descenso notable de la velocidad de los vientos en el área.

De acuerdo a lo antes expresado, la temporada seca o "verano" se puede delimitar bastante bien hacia el lapso comprendido entre enero-abril, extendido en algunas oportunidades hasta mayo.

Los valores obtenidos para la temperatura del aire permiten definir el área como una zona de altas temperaturas.

Si tomamos los promedios totales mensuales de cada uno de los 12 años considerados (Fig. 4a), podemos establecer que los valores más bajos de la temperatura se empiezan a sentir en el mes de diciembre (26 °C), acentuándose algo más durante enero (25.6 °C) y febrero 21.7 °C). Este relativamente marcado descenso de la temperatura que se observa pa-

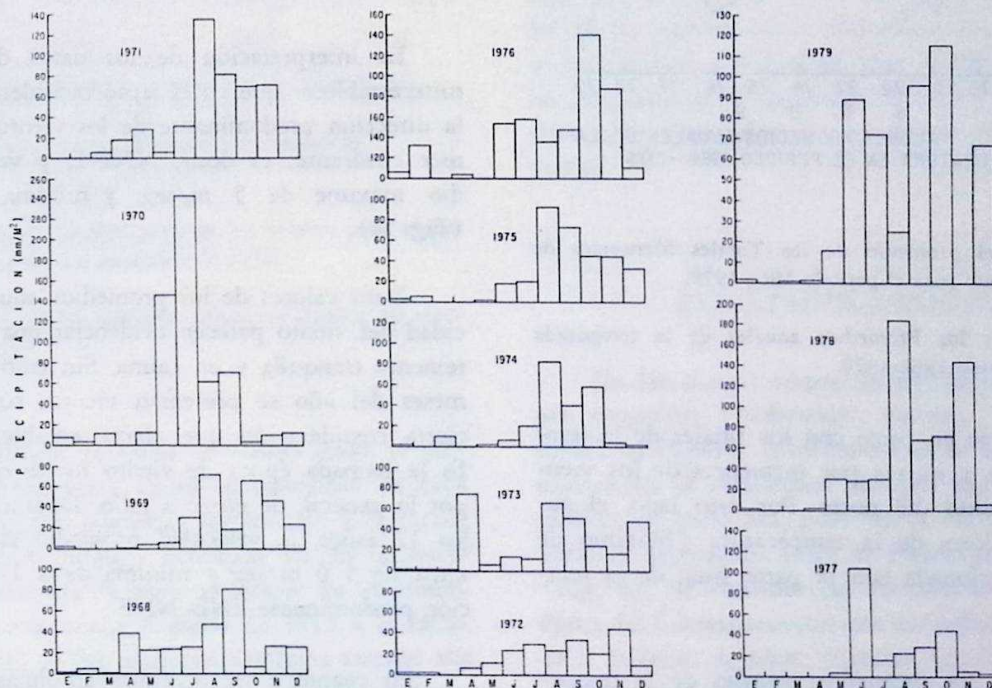


Fig. 3 HISTOGRAMA DE PRECIPITACION 1968-1979 DATOS: ESTACION U.D.O.

Fig. 3 Histograma de Precipitación para el período 1968-1979.

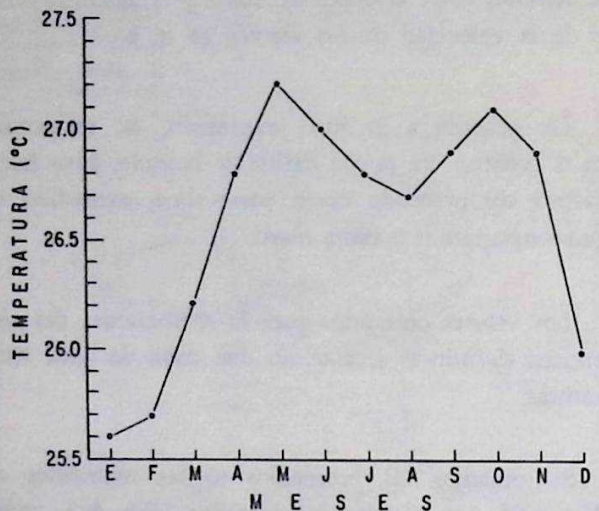


Fig. 4a — PROMEDIO DE TOTALES MENSUALES DE TEMPERATURA EN EL PERIODO 1968-1979

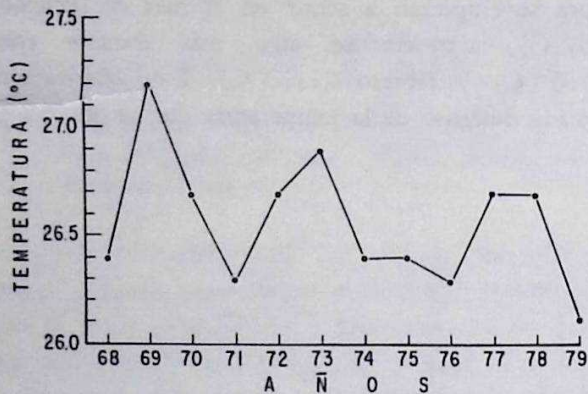


Fig. 4b — VALORES PROMEDIOS ANUALES DE LA TEMPERATURA EN EL PERIODO 1968-1979

Fig. 4a. Valores del promedio de los Totales Mensuales de la temperatura para el período 1968-1979.

4b. Valores de los Promedios anuales de la temporada para el período 1968-1979.

rece corresponderse en parte con los finales de la temporada de lluvias, y quizás por influencia de los vientos fríos procedentes del norte. Por otro lado, el aumento en los valores de la temperatura (Máximo de 27°C) está relacionada con la parte final de la temporada de verano.

En cuanto a los promedios anuales de la temperatura entre 1968 y 1979, los valores registrados de 27.2°C y 26.9°C (Fig. 4b) están correspondiéndose en parte con las bajas precipitaciones ocurridas durante 1969 y 1973, mientras que los más bajos va-

lores 26.3°C registrados para 1971 y 1976, están de acuerdo al pluviograma anual, en relación a los 450 y 480 mm/m² caídos durante esos años.

En cuanto al factor viento, la localización del Estado Sucre entre los $10^{\circ}41'$ y $10^{\circ}44'$ de latitud norte, permite que se encuentre constantemente bajo la influencia de los vientos procedentes del mar.

Según VILA (1965), sobre la ciudad de Cumaná domina plenamente los vientos Alisos que soplan del NE, aunque son de tener en consideración los procedentes del E que los señala como producto del contacto de las masas de aire de las tierras bajas del oeste del golfo y las tierras altas que constituyen el macizo continental. De acuerdo a SHUBERT (1972), en la península de Araya predominan los vientos Alisios, dándole importancia a aquellos que soplan del mar y de la tierra, y que atribuye a diferencia de temperatura. Para GADE (1961), los vientos predominantes en el golfo son de dirección E, generalmente fresco y persistente durante los llamados meses de invierno (estación lluviosa) y menos estables, generalmente débiles y variables en el verano (estación seca).

La interpretación de los datos disponibles permite establecer que en el lapso considerado de 12 años, la dirección predominante de los vientos es la del primer cuadrante, es decir, NNE-E, y velocidad promedio máxima de 5 m/seg, y mínima de 3.6 m/seg. (Fig. 5a).

Estos valores de los promedios anuales de la velocidad del viento parecen evidenciar una región aparentemente tranquila y en calma. Sin embargo, en ciertos meses del año se presentan vientos con velocidad de cierta consideración que afecta notablemente la zona. Es la llamada época de viento fuerte que se presenta, por lo general, de enero a julio. Durante el periodo de los 12 años, la velocidad promedio alcanzó una máxima de 5.6 m/seg y mínima de 4.1/seg, con dirección predominante ENE-NNE.

En cuanto a las máximas absolutas anuales de la velocidad del viento para los 12 años, estos valores oscilan entre un mínimo de 17.4 m/seg (abril de 1970), y un máximo de 23.4 m/seg (julio de 1972), con dirección predominante NNE-ENE (Fig. 5b).

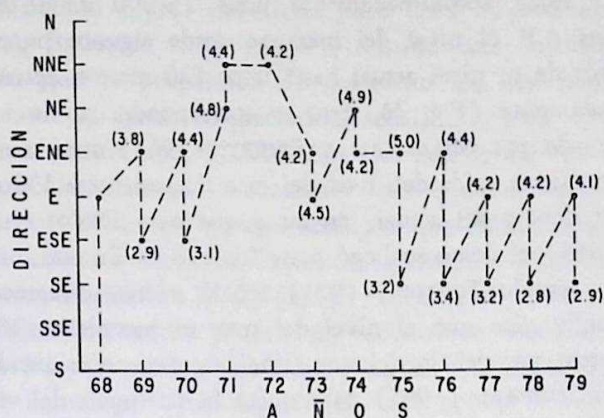


Fig. 5 DIRECCION PREDOMINANTE DE LOS VIENTOS PARA EL PERIODO ENERO 1968-DICIEMBRE 1979

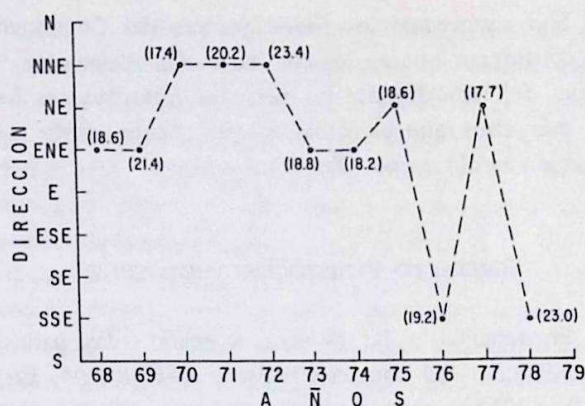


Fig. 5b MAXIMAS ABSOLUTAS ANUALES 1968-1979

Fig. 5a. Dirección predominante de los vientos para el período enero 1968 a diciembre de 1979.

5b. Gráfico de las Máximas Absolutas anuales del viento 1968-1979.

Por el contrario, la época de viento suave se presenta generalmente, entre agosto y diciembre de cada año, con velocidades promedio mínima de 2.8 m/seg y máxima de 3.4 m/seg y dirección SE. Es de hacer notar que la presencia de estos vientos se ha incrementado muy particularmente, a partir de 1975 a la fecha, y que los valores de las máximas absolutas anuales son casi iguales (23.0 m/seg) a los obtenidos por la época de los vientos fuertes.

Para el área de la península de Araya, en general, se puede señalar un clima comprendido entre árido y

semiárido, tal como lo señala FREILE (1960) y SHUBERT (1972). Por su parte KATO (1961) considera para esta región un clima más bien árido pero sujeto a periódicas estaciones lluviosas.

Según las estadísticas de VILA (1975), en un lapso de aproximadamente unos 50 años han ocurrido 9 períodos fuertes de sequía en la región. Estos períodos van desde 7 meses en el año 1956/1957, hasta 17 meses entre 1934/1941. Esta información, complementada con la del autor para el período de 12 años (1968-1979), permite señalar con propiedad que el área de Cumaná y sus alrededores es una región de precipitaciones escasas, pudiendo en algunas ocasiones considerarse su clima de tipo desértico.

En general, se puede señalar que las elevaciones de poca altura, características de la parte nor-occidental de la península de Araya, no representan obstáculos alguno para que los vientos Alisios procedentes del mar se desplacen normalmente a través de la misma en su recorrido hacia el golfo de Cariaco y la serranía del Interior, más al sur. Esta es la razón por la cual se dan esas características de zona desértica y seca en esta parte del golfo, observándose claramente como al desplazarse más al este, y a medida que aumentan las alturas de las montañas de la península, el paisaje es diferente con abundante vegetación y una mayor regularidad de las lluvias.

RESULTADOS Y DISCUSION

De las cuatro etapas de enfriamiento o glaciaciones conocidas (Nebraskan, Kansan, Illinoian y Wisconsin), la llamada Winconsin con su equivalente Wuirmiense en el continente europeo es la que mejor ha podido ser estudiada, pues marca en el período Cuaternario la separación entre el Pleistoceno y el Holoceno (Fig. 6). Se considera al Pleistoceno como la primer época del Cuaternario con una duración aproximadamente de 2 millones de años; mientras que al Holoceno es una etapa convencional usada para designar la edad de los sedimentos relacionados con la transgresión post-wuirmiense que se inició al terminar la mencionada glaciación hasta la estabilización del nivel del mar en su posición actual (MCSOTAY, 1971).

ETAPAS DENTRO DEL CUATERNARIO		Nivel del Mar (M)	Años A P x 1000
CUATERNARIO	HOLOCENO	Nivel del mar llega cerca del presente nivel hace 5.000 o 6.000 años.	
		Entre 4.000 y 12.000 años A P el nivel del mar sube con una rata de 0.33 cm/año	
		Período de clima caluroso	
		Período de clima transgresivo	
		Contacto Pleistoceno/Holoceno entre 10.000 y 18.500 años antes del presente (A. P.)	
PLEISTOCENO		Glacial Wisconsin - Nivel del Mar Würmiense baja hasta - 130 metros	-130
		Ciclo regresivo	-120
		Desaparece hombre Neanderthal	-120
			-110
			-100
			-90
			-80
			-70
			-60
			-50

Fig. 6 Etapas dentro del Cuaternario. Según Emiliani (1955), Curray (1961), MacFarlan (1961), Emery (1967), Redfield (1967), y otros.

Al parecer la cronología de la regresión dei Würmiense y la transgresión Holocena es bastante compleja, pues se ha comprobado que el nivel del mar osciló rápidamente durante éste período (CURRAY, 1964).

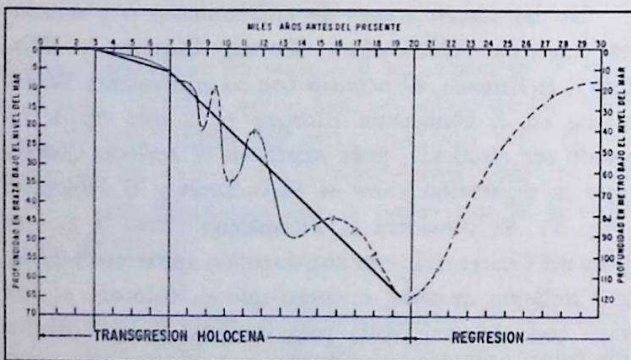


Fig. 7 Curva de los cambios eustáticos del nivel del mar postulada para los pasados 30.000 años. (Tomado de Curray, 1961).

Hace aproximadamente unos 25.000 a 30.000 años A.P. el nivel del mar cae desde algunos puntos cerca de su nivel actual hasta unos 120 metros, aproximadamente (Fig. 7). Esto se corresponde con lo expresado por MILLIMAN & EMERY, (1968) cuando dicen que la caída del nivel del mar alcanzó hasta 130 m por debajo del actual; en tanto que para DOON *et al* (1962) el descenso llegó hasta los 150 m. En este mismo sentido FOSTER, (1971) señaló cierta diferencia cuando dice que el nivel del mar se encontraba 100 metros por debajo del que tiene hoy día; coincidiendo con SHEPARD (1963) para quien la diferencia del volumen de agua congelada en los casquetes polares representa un descenso del nivel del mar del orden de los 100 metros.

Son numerosos los investigadores del Cuaternario que consideran que en los comienzos del Pleistoceno los niveles del mar durante los períodos interglaciares fueron más altos que el actual, y que sucesivamente han decrecido en el tiempo (Fig. 8).

CONTACTO PLEISTOCENO-Holoceno

En relación a las evidencias encontradas para la determinación del contacto Pleistoceno-Holoceno, EMILIANI (1955) expone datos con temperaturas post-glaciales que evidencian un aumento continuo de este parámetro desde los 16.500 años A.P.; por otro lado, mientras EWING & DOON (1956) señalan que ocurre

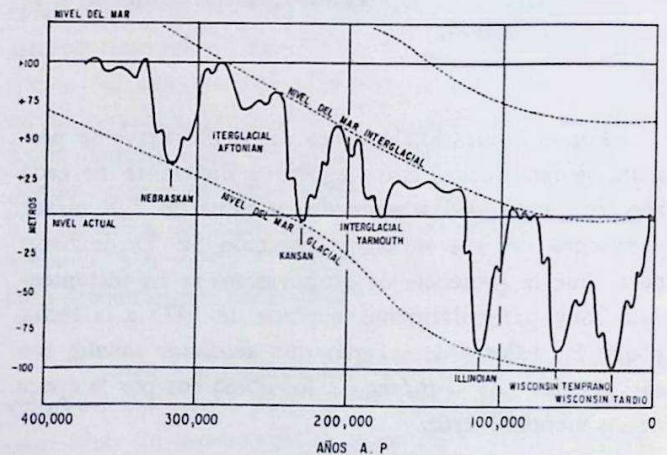


Fig. 8 Cambios del nivel del mar durante el cuaternario (Tomado de Fairbridge, 1960).

un cambio brusco del clima hace unos 11.000 años A.P., BROECKER *et al* (1958), tomando en consideración que la proporción de sedimentación era mayor durante la época de glaciación, señala que hace aproximadamente unos 11.000 años esta tasa de deposición, particularmente en carbonatos y arcillas de mares profundos, disminuyó abruptamente, lo que ellos interpretan como el final de la última glaciación. Posteriormente BROECKER *et al.*, (1960), en base al estudio de núcleos de mares profundos, encontraron variaciones en las proporciones de sedimentación y estancamiento en las temperaturas superficiales del océano, cambios de cuencas restringidas, que consideran como evidencias para señalar de nuevo que el perióglacial de Wisconsin finalizó unos 11.000 años A.P.

Por su parte MAC. FARLN (1961), encontró evidencias para señalar el nivel del mar comenzó a levantarse hace 18.500 años A.P., llegando a su presente nivel hace unos 5.000 años. En relación a éste último señalamiento, BROECKER (1961) considera como incorrecta la fecha de 11.000 años, y sugiere que la Transgresión Holocena comenzó 18.500 años A.P. En este sentido CURRAY (1964) considera que el ascenso motivado a la transgresión fue rápida desde hace unos 20.000 años hasta los 7.000 años A.P., y ha continuado levantándose lentamente o ha comenzado a estabilizarse desde los 7.000 hasta los 3.000 años A.P. En fecha reciente, BUCKLE (1972) mediante el estudio de núcleo de mares profundos del Atlántico Sur, sugiere la fecha de 12.000 años A.P. para el contacto Pleistoceno-Holoceno.

Para el caso de la determinación absoluta de los intervalos cálidos y fríos ocurridos durante el Pleistoceno, algunos investigadores, entre ellos LAPORTE (1974), han utilizado testigos de sedimentos de mares profundos, en particular del océano Atlántico Norte, donde la estratigrafía abisal registró cambios climáticos semejantes a los ocurridos en el Hemisferio Septentrional, básicamente utilizan caparazones de foraminíferos en los cuales se miden los isótopos C^{14} contenidos en ellos, pudiéndose señalar que el último cambio de frío a cálido registrado en los testigos está evidenciando el final de la última glaciación ocurrida hace unos 11.000 años, correlacionándose muy bien con edades semejantes C^{14} obtenidas de sedimentos continentales del contacto Pleistoceno-Reciente donde están bien marcadas

las 4 épocas glaciales separadas por los interglaciales (Fig. 9). La interpretación de toda la información antes señalada, nos lleva a la conclusión de que la fecha real del término de la última glaciación y comienzo de la transgresión Holocena es todavía inexacta, siendo lo más adecuado hacer referencias a edades comprendidas entre los 11.000 y los 18.500 años A.P.

En este mismo orden de ideas, y con relación a la estabilidad del nivel del mar, GOULD & MACFARLN

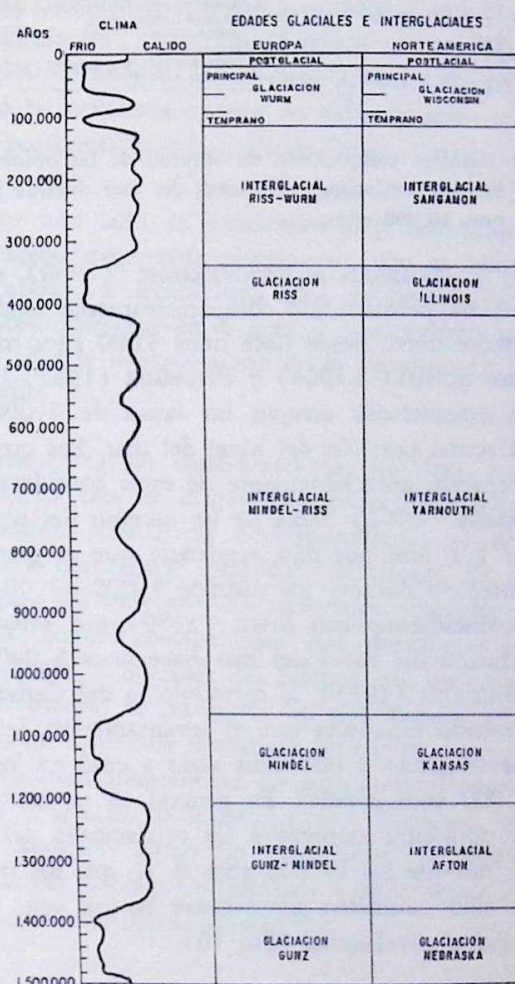


Fig. 9 Curva climática basada en registros del mar profundo (Tomado de Laporte, 1974).

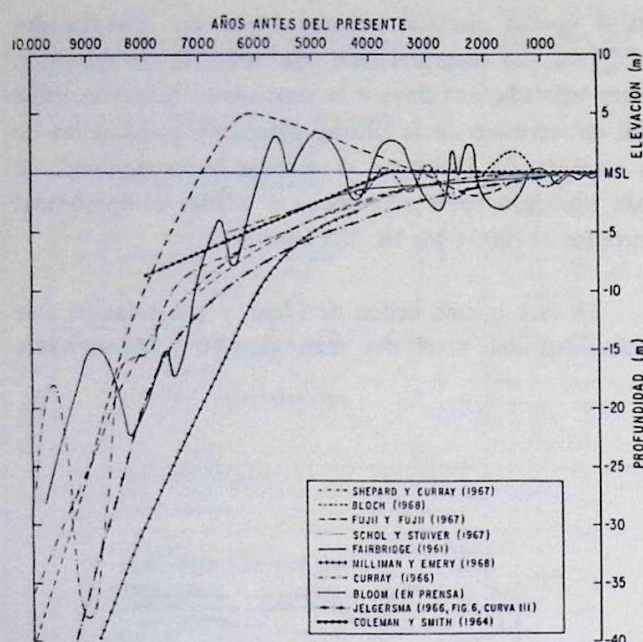
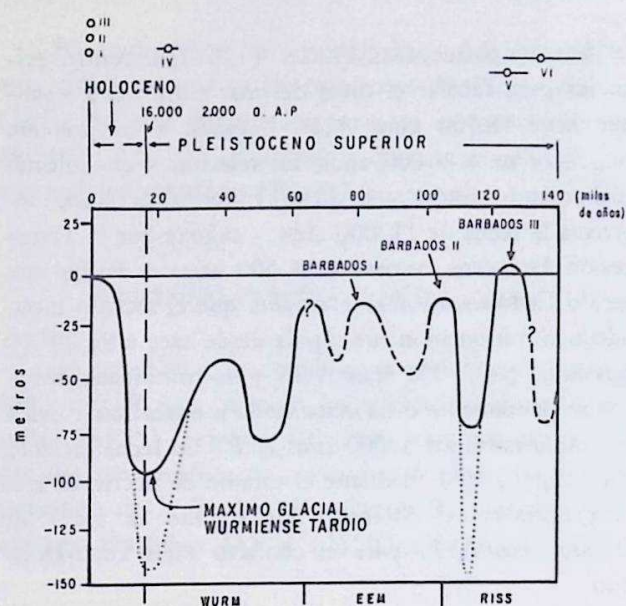


Fig. 10 Gráfico comparativo de algunas de las opiniones sobre las oscilaciones del nivel del mar durante los últimos 10,000 años.

(1959) y JELGESAN & PANNEKOOK (1960), señalan que este ha permanecido comparativamente estable, en su presente nivel, desde hace unos 3.000 años mientras que para SCHULL (1964) y PHLEGER (1961) las evidencias encontradas arrojan un lapso de 2.000 años para la actual posición del nivel del mar. Por otro lado, y discrepando apreciablemente de estas consideraciones, FAIRBRIDGE (1961) habla de un ascenso del nivel del mar de 1.2 mm por año, tendencia que al parecer se ha mantenido durante los últimos 5.000+1.000 años A.P., coincidiendo con FINK (1959) que señala una estabilización del nivel del mar hace unos 5.000 años. Para SHEPARD (1973), la metodología del Carbono 14 ha permitido establecer que el levantamiento del nivel del mar comenzó 3.000 años atrás y cesó en los últimos 1.000 años pasados. En general, es tal la diversidad de opiniones respecto a las oscilaciones del nivel del mar durante los 10.000 años A.P., que los investigadores sólo coinciden plenamente en un solo punto de la curva, el nivel actual (Fig. 10).

Para el área de la plataforma continental de Venezuela nororiental y en particular la zona del golfo de Cariaco, se puede hacer el señalamiento concreto de que el descenso del nivel del mar alcanzó, por lo menos, los 100 metros de profundidad respecto al nivel actual, tal

como lo han evidenciado la localización de niveles de terrazas submarinas a grandes profundidades. Así, de los 4 niveles de terrazas marinas marginales detectadas en el golfo de Santa Fe, MACSOTAY (1975), señala que la formación Castillo de Araya presenta su superficie fisiográfica en lo isóbata de los 90m. Por su parte MIRO ORELL (1974) indica que de las 3 superficies de terrazas detectadas en la plataforma continental, la más profunda alcanzó los 106 m que marca según el autor, el nivel del mar de hace 18.000 años; mientras que NOTA (1958), en base a los datos de carbono 14, señala la existencia de terrazas submarinas en la plataforma de las Guayanas estableciendo una edad de 11.000



VARIACION DEL NIVEL DEL MAR EN LOS ULTIMOS 140.000 AÑOS MODIFICADOS DE Sfainen et al... 1973

- NIVEL MARINO DETERMINADO POR RADIOMETRIA
- NIVEL MARINO ASUMIDO
- NIVEL MARINO SUPUESTO PARA EXPLICAR EROSION DE PLATAFORMAS CONTINENTALES
- I. Fm. Boca Chica (I. Caracas)
- II. Fm. Boca Chica (Macanao)
- III. Fm. Boca Chica (Araya occidental)
- IV. Fm. Tortuga, m Pta. de Piedras (Blanquilla)
- V. Fm. Castillo de Araya (Araya occidental)
- VI. Fm. Tortuga, m Pta. de Piedras (Macanao)

(Tomado de Macsotay, 1976)

Fig. 11 Curva aproximada de las oscilaciones del nivel del mar para el Area del Caribe durante los últimos años. (Tomado de Macsotay, 1976).

años para el nivel marino localizado entre 50 y 70 metros y de 8.000 años para aquel que corresponde a los 20 metros de profundidad.

Para el área del Caribe la curva cuaternaria del nivel del mar (Fig. 11), tal como se acepta actualmente, representa las mejores aproximaciones realizadas sobre estas áreas representativamente estables (MACSOTAY, 1977).

ACTIVIDAD TECTÓNICA. ORIGEN DEL GOLFO

De acuerdo con las investigaciones realizadas en el área, se pueden hacer señalamientos muy concretos de que el origen del golfo de Cariaco está relacionado muy estrechamente con la actividad tectónica de la zona de fallas de El Pilar. En este sentido, BERMÚDEZ (1964) considera que la complejidad estructural que presentan los cerros de Caigüire tienen su origen en los estueros opuestos en dirección NW-SW que allí ocurrieron, asignándoles una edad Pre-Pleistoceno en base a la fauna identificada en las llamadas "Capas de Cumaná" (RIVERO, 1956). Por otro lado, la asignación de una edad Pliocena a estos cerros, y la no existencia en la parte superior de la columna estratigráfica respectiva, de restos de minerales de procedencia metamórfica, podría evidenciar, según ASCANIO (1972), una edad Pre-Pliocena para el origen del golfo de Cariaco.

Más recientemente, BERMÚDEZ (en prensa) de acuerdo a lo establecido en la publicación del Symposium sobre el Pleistoceno de la Cuenca Mediterránea de (CATI *et al.*, 1968), considera que las formaciones Caigüire y Cumaná son del Pleistoceno. Señala igualmente la presencia de los conglomerados metamórficos de origen continental y de esquistos sericiticos casi en el tope de las capas intermedias de la formación Caigüire, las cuales son evidencias claras de que aún para esta época no se había originado el golfo de Cariaco.

Por otro lado MACSOTAY & CARABALLO (1976), establecen que la fauna contenida en el miembro Las Varas de la formación Chiguana es Pleistoceno Inferior, y el hecho comprobado de que casi el 80% de esta fauna se encuentra en la formación Cumaná, permite establecer una estrecha correlación entre ambas unidades, tanto en litología como en paleontología. Esto se ajusta plenamente a lo señalado por MACSOTAY (1971),

quien haciendo consideraciones acerca del establecimiento del contacto Pleistoceno Inferior/Superior en $\pm 0.7 \times 10$ A.P., señala que la formación Cumaná debe ser ubicada en el tope del Pleistoceno Inferior.

Esto, a juicio del autor, comprueba la existencia de condiciones de sedimentación muy similares entre las áreas Sur-occidental y Nor-oriental del golfo durante esta época geológica, a la vez que corrobora la existencia de una especie de canal de aguas marinas llanas que parece seguir el alineamiento Este-oeste que ocupa el área deprimida de la falla de El Pilar, y que permitiría una comunicación de las aguas entre 2 localidades muy distantes una de otra.

En conclusión, los datos obtenidos son considerados suficientes como para señalar entre 800 000 y 1.000.000 de años A.P. la edad aproximada en que se originó la incipiente cuenca de sedimentación que conformó posteriormente el golfo de Cariaco.

Por otro lado, la consideración y evaluación de la información disponible relacionada con el origen del golfo, obligan a señalar una serie de eventos y sucesos tectónicos ocurridos en el área y que revisten un gran interés para la interpretación de lo sucedido en la zona de estudio.

Dentro de las consideraciones de tipo tectónico relacionadas con el origen del golfo de Cariaco, las publicaciones científicas correspondientes al área de Venezuela nororiental establecen diferencia de magnitudes para los movimientos tectónicos ocurridos en los distintos bloques continentales. Así, durante el Pleistoceno Inferior, la Serranía del Interior con un basamento bien establecido se comporta de una manera uniforme ante los movimientos tectónicos ocurridos; en tanto que las elevaciones montañosas de Araya manifiestan magnitudes desiguales de hundimiento o elevación, respondiendo entonces como un basamento no estabilizado CARABALLO (1973), CARABALLO & MACSOTAY (1973), MACSOTAY & CARABALLO (1976).

En estas condiciones se producen, al parecer, movimientos compresionales desde el NW que motivan un traslado de las rocas metamórficas del bloque Araya-Paria por fallamiento inverso, y las ponen en contacto con las rocas sedimentarias de la Serranía del Interior, a lo largo de la actual zona de fallas de El Pilar (Fig.

12a.b.). Conjuntamente se producen fuertes plegamientos y cizallamientos por las características del choque entre ambas unidades rocosas (Fig. 12 c). Bajo estas condiciones, y al producirse una cierta separación de las partes por efectos del tectonismo imperante (fallamiento, etc) se presume que el extremo más delgado o nariz del corrimiento no soportó la sobrecarga isostática produciéndose el hundimiento de la parte frontal del labio sobrecorrido, originándose una serie de depresiones tectónicas (grabens) en la zona, entre ellas, el correspondiente al golfo de Cariaco.

La anterior interpretación tectónica del área sustenta la teoría de que el basamento del golfo hoy cubierto por grandes espesores de sedimentos recientes, estaría constituido por las rocas metamórficas del complejo Araya-Paria (Fig. 12e).

Se considera que bajo estas circunstancias, los restos de material sobrecorrido conocido como napas o ventanas, pueden deslizarse sobre la superficie del otro bloque y aparecer, como testigos del evento ocurrido, a grandes distancias del área de colisión. Respecto a esto (METZ, 1964) en un detallado estudio de la zona de fallas de El Pilar no sólo señala los testigos del corrimiento ocurrido, sino que habla de la existencia de bloques de rocas metamórficas que aún permanecen en áreas topográficamente elevadas de la Serranía del Interior, montadas sobre las sedimentarias, tal como aparecen en su mapa geológico de campo desde Casanay, al Oeste, hasta los alrededores de El Pilar, al Este (Fig. 13).

En general, el aspecto del área del golfo de Cariaco y zonas adyacentes evidencia una tectónica bastante compleja donde predomina el fallecimiento gravitacional normal de ángulo alto, sinclinales y anticlinales (CARABALLO, en prensa).

Luego de los movimientos tectónicos ocurridos en la zona, al parecer se presentan ciertas condiciones de tranquilidad. Así, según la cronología del levantamiento del nivel del mar durante los últimos 20.000 años A.P., y luego de la regresión máxima del Würmiense, empiezan a manifestarse en la zona los ascensos correspondientes a la transgresión Holocena (MACSOTAY, 1975). Es durante una de las diversas épocas de estabilidad del nivel del mar, y probablemente la ocurrida hace unos 10.000 años A.P., cuando las aguas del mar invaden

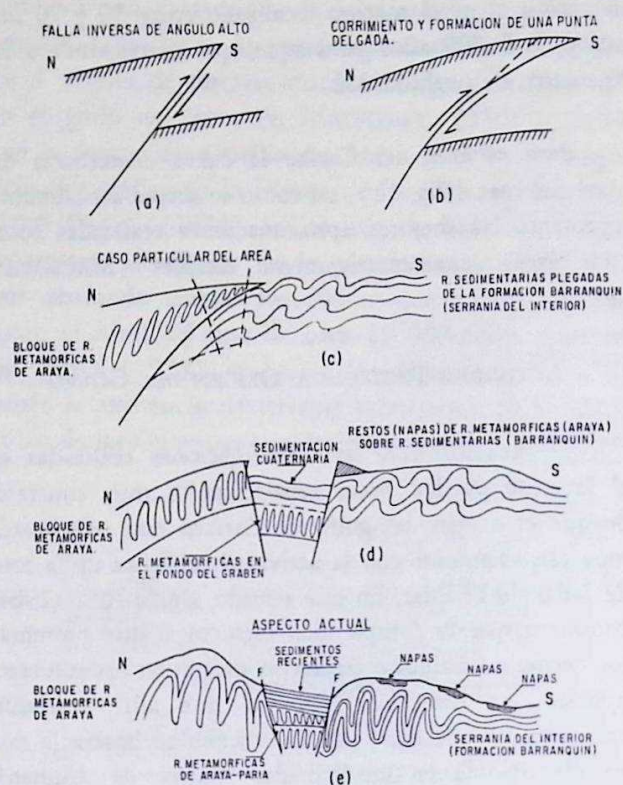


Fig. 12 Cronología de los eventos tectónicos que dieron origen al golfo de Cariaco.

la región, en especial los valles Pleistocenos, llenan la depresión tectónica y confieren el aspecto actual que presenta el golfo. Se considera así mismo, que ésta configuración se ha mantenido durante los últimos 5.000 años transcurridos desde la estabilización temporal del nivel del mar de hace 10.000 años A.P., y la actual,

La terraza de Playa Colorada en el área de Santa Fe (MACSOTAY, 1975) localizada a 15 m debajo del nivel actual, así como el nivel de terraza de 16 m en la ensenada Grande del Obispo (CARABALLO, 1973) son evidencias concretas de la estabilización temporal del nivel de mar de la transgresión Holocena ocurrida entre 8.000 y 10.000 años A.P. Estos niveles de terrazas coinciden con el nivel oscilante de FAIRBIDGE (1960), y con aquellos señalados por NOTA (1958) en el área de la plataforma de Guayana occidental. Para SHEPARD (1960), este es uno de los pocos niveles que se pueden citar con mayor seguridad. Por otra parte, es dentro del área del golfo y zonas adyacentes donde, hasta ahora, se han encontrado más evidencias relacionadas con los movimientos tectónicos que han ocurrido allí durante el Holoceno. Así, durante esta época geológica, las manifestaciones de

tectonismo afectan principalmente las terrazas submarinas localizadas a lo largo del sistema de fallas de dirección E-W que predominan en la zona. Particularmente se han observado elevaciones escalonadas de aquellas localizadas en el área del golfo de Santa Fe, Playa Colorada y Boca Chica. (MACSOTAY, 1975) y bahía de Bergantín (MACSOTAY & GONZÁLEZ, 1979); mientras que en el graben de Cariaco se presenta un hundimiento de aproximadamente unos 10 metros, en su extremo más oriental (CARABALLO, 1971); MACSOTAY & CARABALLO, 1976), y de unos 50 metros cerca del área adyacente a la fosa de Cariaco, en su extremo occidental (MACSOTAY, 1977). En este mismo sentido, en la plataforma de Cumaná se evidencian movimientos verticales de cierta magnitud al encontrarse en los cerros de Caigüire a la formación El Manguillo elevado 10 metros sobre el nivel del mar actual (MACSOTAY, 1974).

De igual manera, para el área costera norte se han logrado conseguir evidencias que atestiguan elevaciones diferentes por tectonismo, en particular a lo largo del pilar tectónico de Araya. Por una parte se puede señalar el acusado buzamiento al sur del nivel de terraza de los 16 m localizada en Ensenada Gande del Obispo (CARABALLO, 1973), y el movimiento de flexión que

se observa en la formación El Cedro (CABARALLO & MACSOTAY, 1973 Fig. 14a). Por otra, la formación Boca Chica (MACSOTAY, 1974), se ha dragado en Araya a profundidades de más de 5 m por debajo del nivel del mar actual, mientras que en la costa nor-oriental del golfo (Fig. 14b) se encontró elevada a 0.5 m y 1.0 m sobre el nivel del mar de hoy día (MACSOTAY & CARABALLO, 1976).

COSTAS DEL GOLFO

Todo lo anteriormente señalado está estrechamente relacionado con las costas de una región, pues la gran mayoría de ellos han sido influenciados, en mayor o menor grado, por el ascenso mundial del nivel del mar que acompañó el deshielo de los glaciales continentales. A esas fluctuaciones del nivel del mar que hemos comprobado han afectado el sector de la plataforma de Margarita, sector norte de Unare, y por supuesto, la propia plataforma de Cumaná, que hoy está cubierta por las aguas del golfo de Cariaco, hay que agregar la presencia en la zona de los movimientos de la corteza terrestre representados por los fallamientos y plegamientos a que se ha hecho referencia, y que tienen una gran responsabilidad, en la configuración actual del golfo de Cariaco.

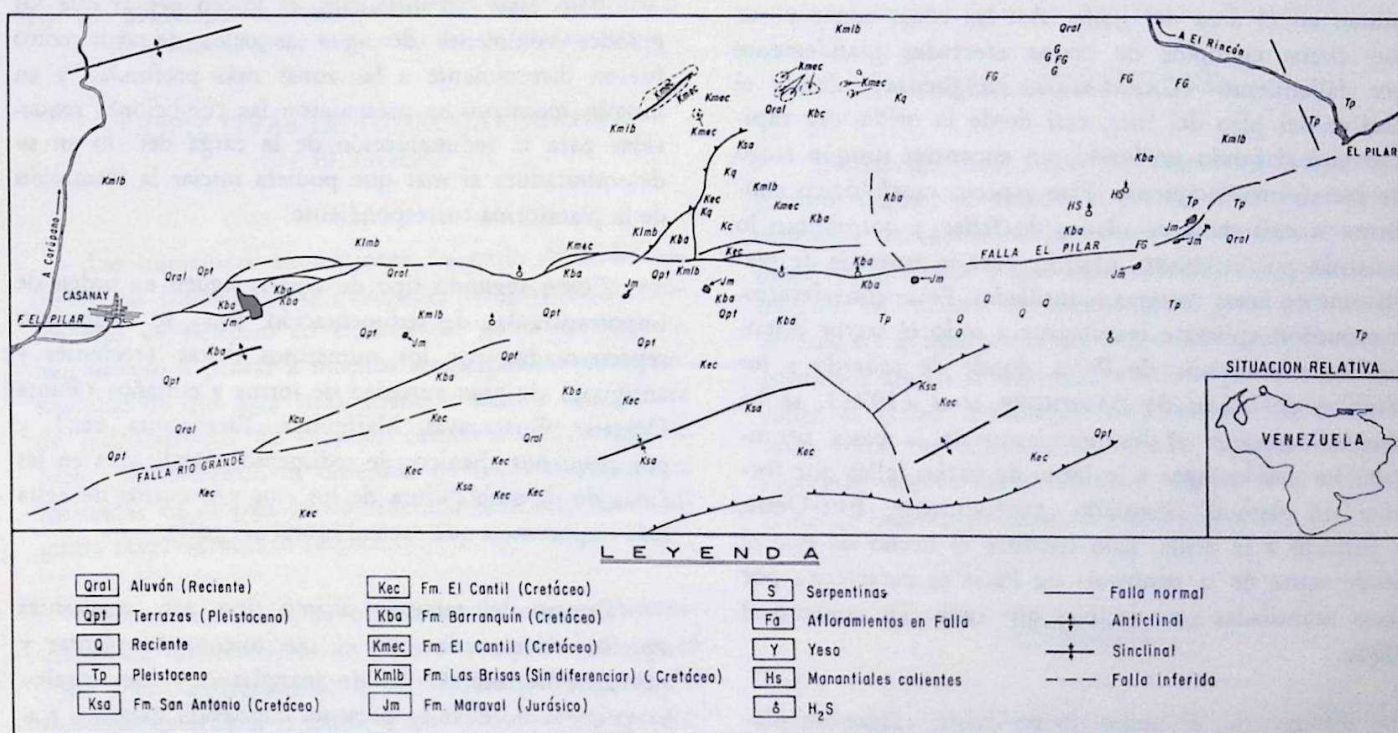


Fig. 13 Áreas continentales con afloramientos de rocas metamórficas arriba de rocas sedimentarias (Tomado de Metz, 1964)

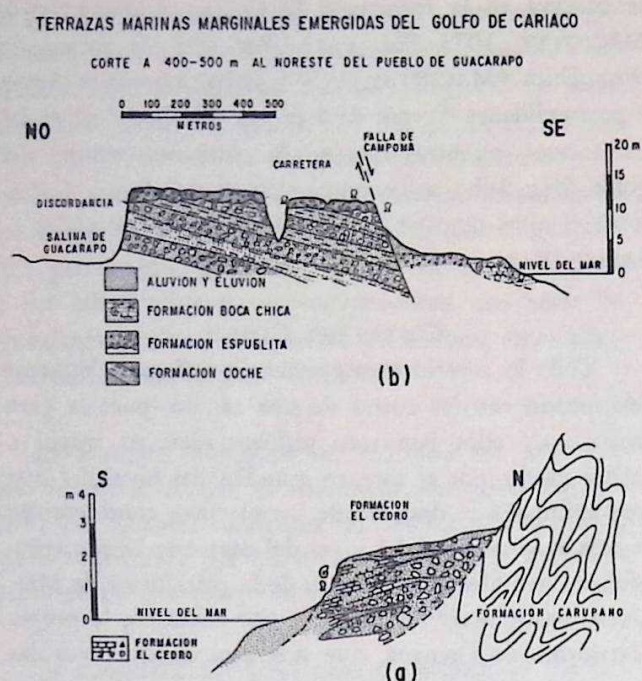


Fig. 14 Evidencias de campo relacionadas con los movimientos tectónicos ocurridos en terrazas Marinas de la costa norte del golfo. (Tomado de Macsotay, 1974).

Básicamente son 3 los tipos de costas que predominan en el área del golfo. Así las zonas norte y sur son claros ejemplos de costas afectadas grandemente por fallamiento (CARABALLO, en prensa), donde el declive del piso del mar, casi desde la orilla, cae rápidamente al fondo profundo, sin encontrar ningún rasgo de plataforma incipiente. Este aspecto morfológico confirma la existencia de planos de fallas, y corroboran lo señalado por SHEPARD, (1973) para la ausencia de plataforma en áreas costeras acantiladas. Esas consideraciones pueden aplicarse igualmente a todo el sector oriental de la península de Paria, donde de acuerdo a los estudios geofísicos de BASSINGER *et-al* (1971), se ha determinado que el levantamiento de la costa peninsular ha tenido lugar a lo largo de varias fallas que forman un sistema orientado, generalmente, Este-Oeste, y paralelo a la orilla. Esto conduce al hecho de que el borde norte de la península de Paria se caracterice por áreas acantiladas con declives que caen rápidamente al fondo.

En general, el hecho de no existir rasgos de plataforma parece evidenciar que el tiempo transcurrido no ha sido suficientemente largo como para tener hoy

día resultados efectivos del trabajo erosivo del mar, y por ende la construcción de la correspondiente plataforma, o si por el contrario persisten las condiciones de desequilibrio en el fondo, motivando que el mecanismo de hundimiento del Graben de Cariaco continúe muy lentamente, y en consecuencia el nivel del mar no se ha estacionado lo suficiente como para originar la plataforma característica.

Especial consideración debe hacerse para la zona del fondo contigua a la desembocadura del río Manzanares. Aquí, la ausencia de una plataforma bien definida está relacionada directamente con el cañón del mismo río que allí se localiza (MORELOCK, 1973). Se presume que cuando el río Manzanares cambió su curso, ya sea desde punta Delgada, al este, o quizás desde la zona del antiguo Caño Bebedero, al SW, y salió al mar por su actual posición (CARABALLO, en prensa), ya los bordes escarpados del cañón se habían formado y el nivel del mar aún no había alcanzado su actual posición, porque entonces no se habría producido la intensa erosión de las paredes de éste acantilado, así como tampoco la del cañón localizado (Fig. 15).

Bajo éstas circunstancias, es lógico pensar que los grandes volúmenes de agua cargados de sedimentos fueron directamente a las zonas más profundas, y en ningún momento se presentaron las condiciones requeridas para la sedimentación de la carga del río en su desembocadura al mar que pudiera iniciar la formación de la plataforma correspondiente.

Como segundo tipo de costas, siguen en orden de importancia las de sedimentación. Estas se encuentran representadas por los numerosos deltas (recientes y antiguos) de gran variedad de forma y tamaños (Punta Delgada, Guaracayal, Marigüitar, Tarabacoita, etc.), y por pequeños abanicos de sedimentos, localizados en las áreas de desembocadura de los ríos y/o cursos de agua más importantes que caen al litoral del golfo.

Dentro del tercer y último tipo son resaltantes aquellas relacionadas con el crecimiento de plantas y animales, destacando las de manglares y de corales. La primera de ellas se presenta cubriendo extensos tramos costeros del litoral Centro-oriental, siendo a la vez, las que mejor caracterizan el llamado Saco del Golfo.

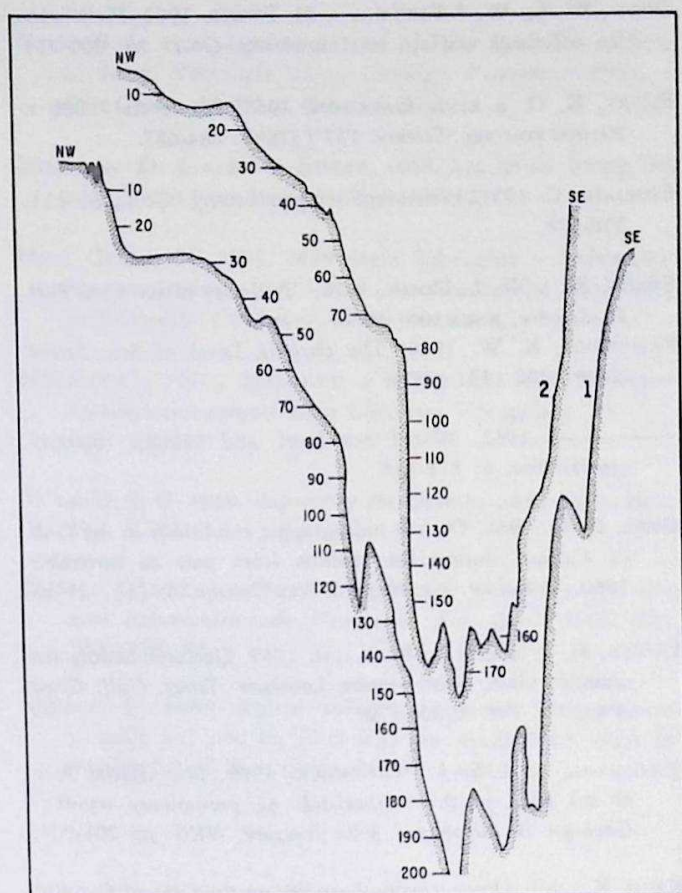


Fig. 15 Morfología característica del área del fondo donde se localiza el cañón submarino del río Manzanares.

PERSPECTIVAS DE HIDROCARBUROS EN EL GOLFO

Las numerosas emanaciones de gases de hidrocarburos, así como algunas evidencias de pequeños rezumaderos de petróleo en el área del golfo de Cariaco, han llevado a pensar a muchos investigadores en la posibilidad de que esta zona puede constituir una fuente de hidrocarburos de carácter comercial. El autor, en base a la información obtenida de las investigaciones realizadas en el área ha considerado necesario hacer algunas observaciones al respecto.

En primer lugar, la presencia de estas manifestaciones de hidrocarburos en el golfo es probable que se deba a una migración del mineral desde otras áreas del subsuelo exteriores al golfo, y que debido a las características estructurales del fondo del mismo, fallamiento,

fracturas, deslizamientos en movimientos de tipo vertical, etc. (CARABALLO, en prensa), han aprovechado tal circunstancia para salir en forma gaseosa a la superficie, donde en algunas ocasiones, aparecen manchas aceitosas, olor a H_2S , etc.; y en segundo lugar que el golfo de Cariaco se formó bajo ciertas y determinadas condiciones de carácter tectónico, en las cuales, son escasas las probabilidades que sus sedimentos puedan contener petróleo de características comerciales. Si a esto se añade: 1) Que los tipos de rocas que conforman el basamento y la zona continental norte adyacente no reúne las condiciones de ser almacenadora, y menos productora de petróleo (MACSOTAY & CARABALLO, 1976); 2) Que la relativa poca altura que presentan las áreas montañosas al norte es un indicio del poco volumen de material sedimentario que pudo haber sido suministrado a la cuenca de sedimentación; 3) Las características y magnitud del tectonismo bajo los cuales se originó el golfo (MACSOTAY, 1976); 4) Las probables condiciones de transporte y arrastre del material en proceso de deposición dentro del golfo hacia el exterior de la cuenca; 5) La invasión de los valles pleistocenos por la transgresión Holocena, ocurrida apenas unos 10.000 años A.P., podemos pensar en lo extremadamente joven que es la cuenca de deposición de carácter marino del golfo de Cariaco como para contener hidrocarburos de carácter comercial en sus sedimentos.

RECOMENDACIONES

En relación directa con este aspecto tan importante, el autor sugiere se realice un estudio bien detallado del subfondo del golfo mediante el uso de modernas técnicas de geofísica y geología marina, así como la extracción de núcleos de sedimentos a gran profundidad. El análisis e interpretación de la información obtenida permitirá clarificar más acerca del origen del golfo, así como el poder establecer mejores correlaciones con otras zonas del subsuelo en el área, y en consecuencia ofrecería nuevas perspectivas en cuanto a la existencia o no de hidrocarburos en el fondo del golfo de Cariaco.

REFERENCIAS

- ASCANIO, G. 1969. Geología de los cerros de Caigüire, Estado Sucre. *Bol. Geol. Publ. Esp.* 5 (3): 1279-1288, 3 Tablas.

- BASSINGER, B. G., R. N. HARRISON & L. A. WEEKS. 1971. Marine geophysical study northeast of Trinidad Tobago. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 55 (10): 17-30-1740.
- BERMÚDEZ, P. J. 1964. Los cerros de Caigüire. *Lagena Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 2: 2-13.
- . (En prensa). Geología y Bioestratigrafía de los cerros de Caigüire, Estado Sucre. Venezuela.
- BLOOM, A. L. 1973. *La superficie de la tierra*. Ed. Omega, Barcelona. España. 153 p.
- BROECKER, W. S. 1961. Radiocarbon dating of late Quaternary deposits South Louisiana: A discussion. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 27: 159-162.
- , K. K. TUREKIAN & B. C. HEEZEN. 1958. The relation of deep sea sediments rates to Variation in climate. *Am. Jour. Science*, 156: 503-517.
- , M. EWING & B. C. HEEZEN, 1960. Evidence for a abrupt change in climate close to 11.000 year ago. *Ibid.* 218: 429-448.
- BURCKLE, L. H. 1972. Diatom evidence bearing on the Holocene in the South Atlantic *Quaternary Reseach.* 2 (2): 323-325.
- CARABALLO, L. F. 1969 *Estudio Fisiográfico-Sedimentológico de las Rías y Frente Costero Estaca de Vares y Cabo Prior*. Tesis Doctoral. Universidad de Madrid. España 207 p.
- . 1973. Estudio Fisiográfico-Sedimentológico y Geología Histórica de la Ensenada Grande del Obispo. (Estado Sucre, Venezuela). *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 12 (2): 29-77.
- . 1982. El golfo de Cariaco. Parte I. Morfología y Batimetría Submarina Estructuras y Tectonismo Reciente. (En prensa).
- , Y. O. MACSOTAY. 1973. Descripción de una Terraza de Origen Marino en la Costa Sur de la Península de Araya (Estado Sucre, Venezuela). *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 12 (1): 51-58.
- CURRAY, J. R. 1964. Transgresión and Regression "Papers in Marine Geology: Shepard Commemorative volume", Ed. by Robert L. Miller. The Mac Millan Company, New York, 531 p.
- . 1973. History of Continental Shelves. In: *The New Concepts of Continental Margin sedimentation. Application to the Geological Record*. American Geological Institute.
- DOON, W. L., W. R. FARRANA & M. EWING. 1962. Pleistocene ice volumens and sea level lowering. *Geol.*, 70: 200-214.
- EMERY, K. O. & L. E. GARRISON. 1967. Sea levels 7.000 to 20.000 year ago. *Science*, 157 (3789): 684-687.
- EMILIANI, C. 1955. Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, 63 (5): 538-578.
- EWING, M. & W. L. DONN. 1956. "A theory of ice ages, Part. I". *Science*, 113: 1061-1066.
- FAIRBRIDGE, R. W. 1960. The changing Level of Sea. *Scient. Amer.*, 202 (5): 70-79.
- . 1962. World Sea level and climate changes. *Quaternaria*, 6: 111-134.
- GADE, H. G. 1961. On the hidrographic conditions in the Gulf of Cariaco during the months from may to november 1960. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 1 (1). 21-46.
- GOULD, H. P. & E. JR. MC FARLAN. 1959. Geologic history the onomier plain, Southwestern Louisiana. *Trans. Gulf. Coast Ass. Geol. Soc.* 9: 261-270.
- JELGERSMA, S. & A. J. PANNEKOCK. 1969. Post-Glacial Rise of sea level in the Netherland: (a preliminary report): *Geologie in Mijnbouw*, 398e Jaargard, NRG. pp 201-207.
- KATO, K. 1961. Oceanochemical studies on the Gulf of Cariaco, I Chemical and Hidrographical observations in January 1961. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 1 (2): 343-358.
- MACSOTAY, O. 1975. Geología submarina y Fauna de micro-metozoarios del golfo de Santa Fe; Venezuela. *Nororiental Bol. Geol.* 12 (23): 443-491.
- . 1977. Bioestratigrafía de algunas secciones Pleistocenas del Nororiente de Venezuela. *Bol. Geol. Publ. Esp.* 7 (2): 958-996.
- . 1977b. Observaciones sobre el neotectonismo cuaternario en el Nororiente de Venezuela. *Ibid.* 7 (1): 1861-1883.
- , & W. MOORE. 1974. Cronoestratigrafía de algunas terrazas cuaternarias marinas del Nororiente de Venezuela. *Cuadernos Azules*, 12: 1-63.
- , & L. F. CARABALLO. 1976. Geología y Bioestratigrafía Cenozoica de la parte oriental del golfo de Cariaco. Estado Sucre. Venezuela. *Bol. Inst. Oceanogr. Univ. Oriente*, 15 (1): 25-56.
- McFARLAN, E. JR. 1961. Radiocarbon dating of late quaternary deposits of south Louisiana. *Bull. Geol. Soc. Am.* 72: 129-158.

Goifo de Cariaco. IV Tipo de Costas. Perspectivas de hidrocarburos

- METZ, H. L. 1964. Geology of the El Pilar Fault Zone, State of Sucre, Venezuela. *Dept. Geology, Princeton Univ. y Div. Geol., M. M. H. Rep of Venezuela*.
- MILLINAN, D. J. & K. O. EMERY. 1968. Sea levels during the past 35.000 years *Science*, 162: 1121-1123.
- MIRO ORELL, M. 1974. Morfología Submarina y Sedimentos Marinos Recientes del Margen Continental del Nororiente de Venezuela. *Cuadernos Azules*, 14: 1-230.
- MORELOCK, J., N. J. MALONEY, & R. BRYANT. 1972. Manzanar submarine canyon. *Acta Científica Venezolana*, 23 (4): 143-147.
- NOTA, D. J. G. 1958. *Reports of the Orinoco Shelf Expedition*, Vol. II. 98 p.
- RAYO & GÓMEZ, J. 1956. Cuaternario en Venezuela, En: *Léxico Estratigráfico de Venezuela*. *Bol. Geol. Publ. Esp.* (1): 110-209.
- SCHOLL, P. 1964. Recent sedimentary record in mangrove swamps and rise sea level over the southeastern coast of Florida-Part. I. *Mar. Geol.* (1): 344-366.
- SCHUBERT, C. 1972. Geología de la península de Araya. Estado Sucre. *Bol. Geol. Publ. Esp.* (5): 823-1886.
- SHEPARD, F. P. 1960 Rise on sea level along northwest Gulf of México. In: *Recent Sediment Northwest Gulf of Mexico*. *Am. Ass. Petrol. Geol.* (44): 334-338.
- . 1967. Carbon 14. Determinations sea level changes in stable areas. In: *Progress in Oceanography*, V. 4. The Quaternary history of the oceans basin, p. 283-291.
- . 1973. *Submarine Geology*. (Ed. Harper & Row). Publishers, New York, 517 p.
- VILA, P. 1960. Geografía de Venezuela. I. *El territorio nacional y su ambiente físico*. Ministerio de Educación, Caracas, 454 p.
- VILA, M. A. 1965. *Aspectos geográficos del Estado Sucre*. Corporación Venezolana de Fomento, Caracas, 266 p.
- (Manuscrito recibido el 14 de julio de 1982).