

LOCALIDADES TIPO PARA LOS MIEMBROS DE LA FORMACION CHIMANA EN
LA SERRANIA DEL INTERIOR, VENEZUELA NORORIENTAL.

Franklin G. Yoris V. (Departamento de Geología, Facultad de
Ingeniería, Universidad Central de Venezuela; Caracas 1051)

RESUMEN

La Formación Chimana ha demostrado que se puede dividir en 5 miembros tanto vertical como lateralmente en sus afloramientos de la Serranía del Interior (YORIS, 1985a). Las localidades tipo y secciones de referencia se han asignado de la siguiente forma: Localidades tipo: Miembro Caripe, flanco noroeste de Cerro Grande, al suroeste de Caripe (estado Monagas); Miembro Corral Viejo: se mantiene la localidad tipo de ROD y MAYNC (1954) en la localidad del mismo nombre, al sur del caserio de Periquito (región de Caripe) pero con la redefinición litológica de YORIS, 1985a; Miembro Caripito: ladera al norte del río Caripito, a la altura de Valle Solo (oeste de Caripito, estado Monagas); miembros Chimana Grande y Putucual: río Putucual, al norte del valle del río San Juan (estado Sucre). Secciones de referencia: Miembro Caripe (3.2 Km al noroeste de la Cueva del Guácharo, corte en la carretera La Cueva - San Agustín), Miembro Corral Viejo (flanco noroeste de Cerro Grande, en la misma localidad tipo del Miembro Caripe y en la quebrada El Chorrerón, frente a la Cueva del Guácharo), Miembro Caripito (río Azagua, Quebrada Arriba-afluente del anterior-; al sur del río Caripito, estado Monagas). Los miembros de la Formación Chimana son persistentes regionalmente en la Serranía del Interior y pueden identificarse siguiendo adecuadamente sus definiciones litológicas.

ABSTRACT

In the sections exposed in the Interior Mountain Range, the Chimana Formation can be subdivided into five vertical-lateral members, the type localities and reference sections of those units are assigned as follows: Type localities: Caripe Member: northwestern slope of Cerro Grande, SW of Caripe, Monagas state; Corral Viejo Member: same type locality after ROD & MAYNC (1954) at Corral Viejo, on the road San Francisco-Caripe, south of Periquito town, with the lithologic redefinition of YORIS (1985a); Caripito Member: northern flank of Caripito river, at the locality of Valle Solo, west of Caripito (Monagas state); Chimana Grande and Putucual members: Putucual river, north of the San Juan river valley (Sucre state). Reference sections: Caripe Member (3.2 Km to the NW of the Guacharo Cave, road cut between La Cueva and San Agustín, Monagas state); Corral Viejo member (northwestern slope of Cerro Grande, at type locality of the Caripe Member, and El Chorrerón creek, in front of the Guacharo Cave); Caripito Member (Azagua river, Quebrada Arriba-tributary of the former-, south of Caripito river, Monagas state). The members of Chimana Formation are regionally persistents in the Interior Mountain Range and one can identify them following adequately their lithologic definitions.

Antecedentes históricos

La Formación Chimana fué definida originalmente por HEDBERG y PYRE (1944: 8-10) en el extremo oriental de la isla de Chimana Grande, al norte de Puerto La Cruz (estado Anzoátegui) y sustituyeron así el término informal de "Capas de Bergantín" de HEDBERG (1937: 1985) asignado a la secuencia entre la Formación El Cantil y el Grupo Guayuta en el río Querecual, estado Anzoátegui. ROD y MAYNC (1954: 241-251) redefinieron la unidad y la dividieron en tres miembros: Placeta, Guácharo y Corral Viejo. ROSALES (1959, 1960) redefinió a la Formación Chimana como un desarrollo predominantemente lutítico de la facies calcáreo-arenosa de la Formación El Cantil y censuró el criterio de extender aquella formación más allá de donde ya no pueden reconocerse las características con que fué definida originalmente; el mismo criterio fué aplicado por SALVADOR (1964). Más tarde, en CVET (1970) se descarta la definición de ROD y MAYNC por considerar que parte de su unidad corresponde realmente a la Formación El Cantil (miembros "Guácharo" y "Placeta") y se acuerda designar como "Formación Chimana" a la litología heterogénea (alternancia irregular de lutitas, areniscas y calizas, todas de tipo variable) ubicada estratigráficamente entre las capas conspicuas de la Formación Querecual y la Formación El Cantil. GUILLAUME et al. (1972) consideran como "Formación Chimana" al intervalo comprendido entre la "Caliza de Guácharo" y la Formación Querecual, o sea, al equivalente del "Miembro Corral Viejo" de ROD y MAYNC. GONZALEZ DE JUANA et al. (1980: 283) definen a la Formación Chimana como "... una invasión marina que cubrió extensas zonas del oriente de Venezuela...". YORIS (1981) resume los resultados de un estudio regional al oeste de Caripito, estado Monagas (YORIS, 1978) donde por primera vez se señala la presencia de la Formación Chimana en la región de los ríos Azagua y Caripito y en el que se destaca un marcado carácter arenoso (ROJAS-1978- también identificó a la Formación Chimana en el extremo oeste de su zona de trabajo, en el río San Miguel II, afluente del río Caripito). YORIS (1984a) establece la necesidad de definir los miembros de la Formación Chimana lateralmente. En YORIS (1984b, 1985a) se integra la información del Cretácico Temprano, a partir de trabajos de tesis realizados por el Departamento de Geología de la UCV (los posteriores a 1978 fueron guiados por el suscrito): CARMONA (1978), ALMEIDA (1978), CHACON (1978), MENDOZA (1978), GARCIA (1978), ROJAS (1978), YORIS (1978), GONZALEZ y BRAVO (1983), FRIAS y QUINTANA (1983), GUERRERO y LEON (1983), CAMERO y PERDOMO (1983), DIAZ y PINO (1983) y BUSTAMANTE (1984), abarcando un área aproximada de 1400 Km² y en los que estudia la continuidad lateral de las unidades litoestratigráficas. La Formación Chimana aflora en 7 de estas áreas y al reinterpretar el conjunto, surgieron las unidades litoestratigráficas que el suscrito propuso en YORIS (1984b, 1985a). MACSOTAY et al. (1986: 7142-7144) separan a la unidad equivalente a la Formación Chimana de acuerdo al criterio de CVET (1970) en la isla de Chimana Grande en: Formación Chimana y "Formación Boquerón", reviviendo el término de ROD y MAYNC (1954: 228) utilizado por estos autores

para designar a la "Zona de Transición de Lutitas" de HEDBERG (1950) entre su "Formación Chimana" y la Formación Querecual en dicha localidad.

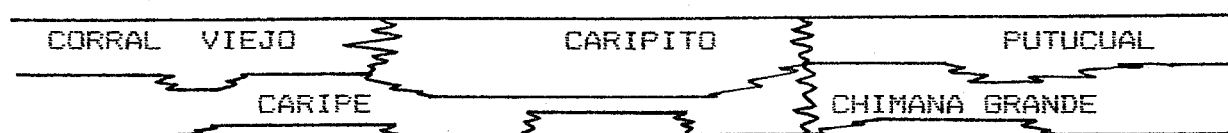
Objeto del trabajo

El propósito del presente artículo es el de afianzar aún más los conceptos expuestos, sobre la Formación Chimana en YORIS (1985a) añadiendo nuevas evidencias que forman parte de la tesis doctoral del suscrito (YORIS, 1992) y también la de ubicar adecuadamente secciones tipo y de referencia para la aceptación formal de los miembros de esta unidad.

Miembros de la Formación Chimana

Fueron definidos para su aceptación formal en YORIS (1985a) y ahora se completan los requisitos asignando las localidades tipo en forma conveniente. Los miembros recomendados son:

Area de Caripe Area de Punceres-Caripito Area de río Putucual



Miembro Caripe

Se le puede reconocer en las áreas de Caripe y Caripito; no obstante, ha sido imposible encontrar hasta el momento una sección continua completa. La mejor sección se encontró en la estructura del anticlinal de Cerro Grande, al suroeste de Caripe (figs. 1, 2 y 3); hay un intervalo de la base que se encuentra cubierto parcialmente (sólo afloran algunas trazas de areniscas, pero con las laderas adyacentes se puede integrar la sección completa). La sección de referencia para la parte inferior del Miembro Caripe se encuentra en la vía entre la Cueva del Guácharo y San Agustín, al noroeste de Caripe (figs. 4 y 5).

La columna integrada de la región de Caripe se da en YORIS (1984b, 1985a) así como el resto de las consideraciones de variaciones laterales de facies.

El ambiente del Miembro Caripe se interpreta como plataformal y en el que los ambientes variaron de plataforma media a externa; el intervalo basal observado en su sección tipo podría representar "ritmitas" de talud, semejantes a las facies del Miembro Chimana Grande en su área tipo (río Putucual) (véase YORIS, 1985a). Al menos en parte, se considera que sus facies son equivalentes laterales de la Formación El Cantil y se diferencia de las facies del tope de ésta por su mayor proporción lutítica y/o el cambio de aspecto de las calizas, las cuales se adelgazan y tienden a ser más oscuras que las de la Formación El Cantil.

El carácter distintivo del Miembro Caripe, es la abundancia de

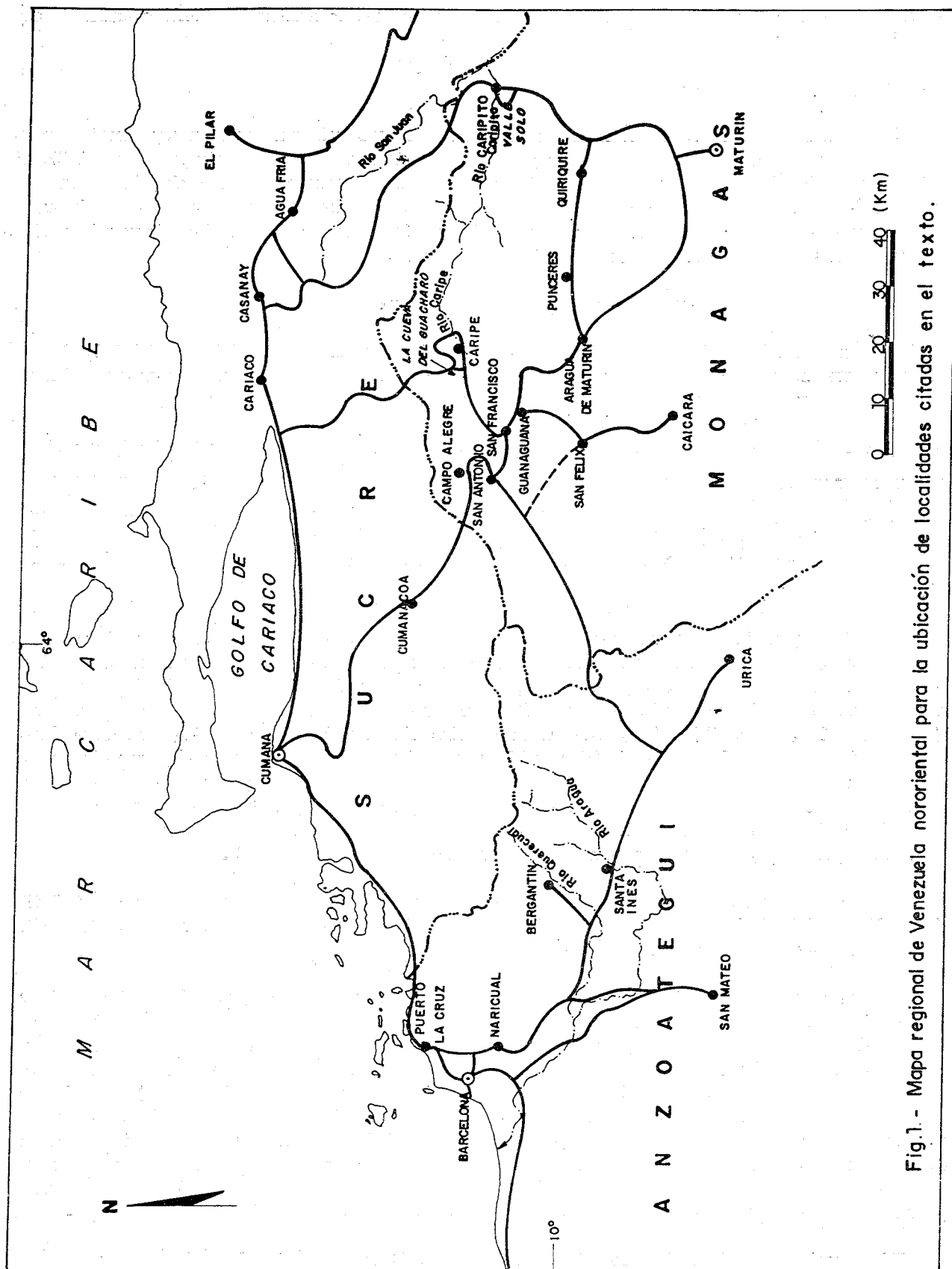


Fig.1.- Mapa regional de Venezuela nororiental para la ubicación de localidades citadas en el texto.

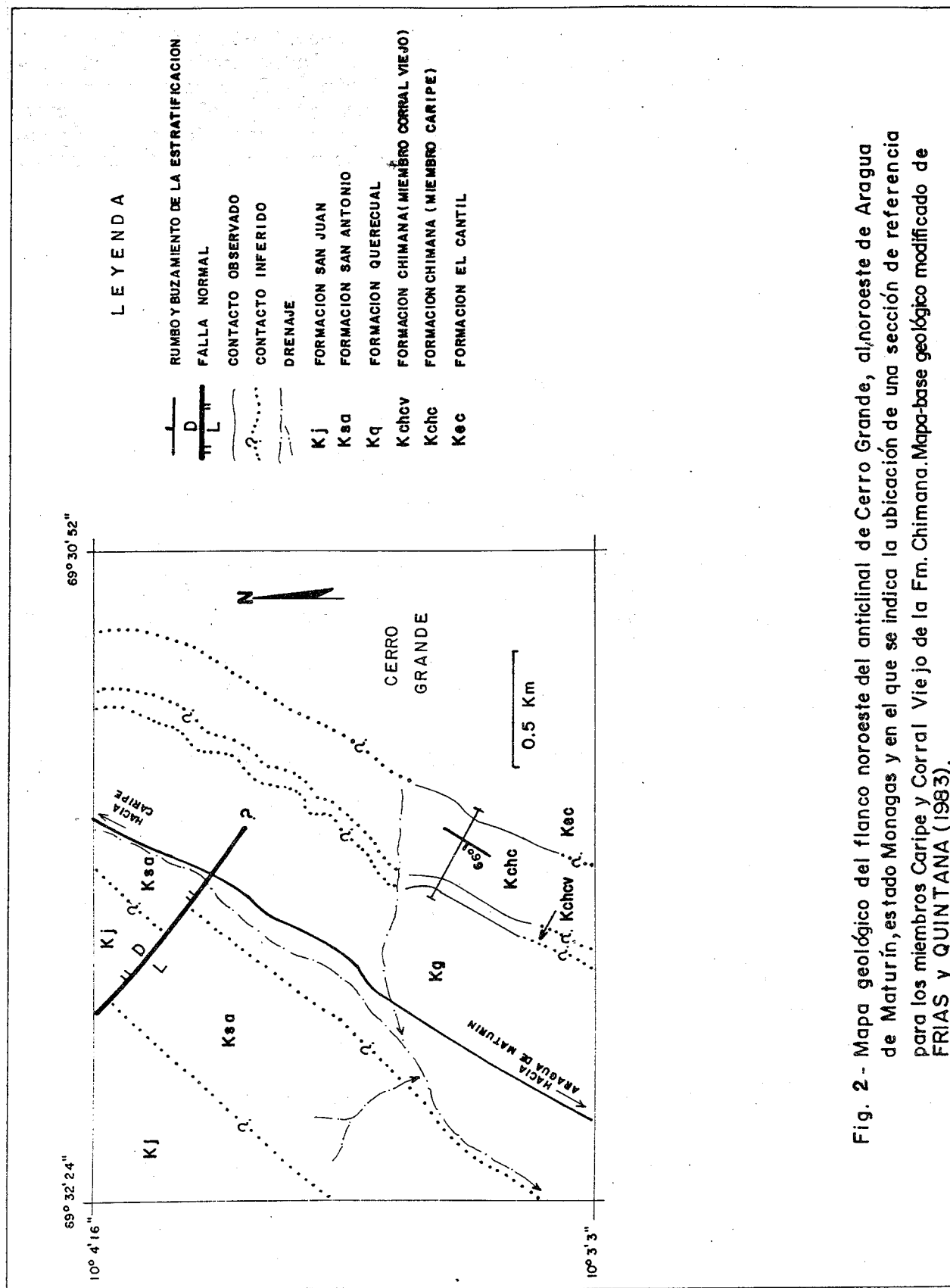
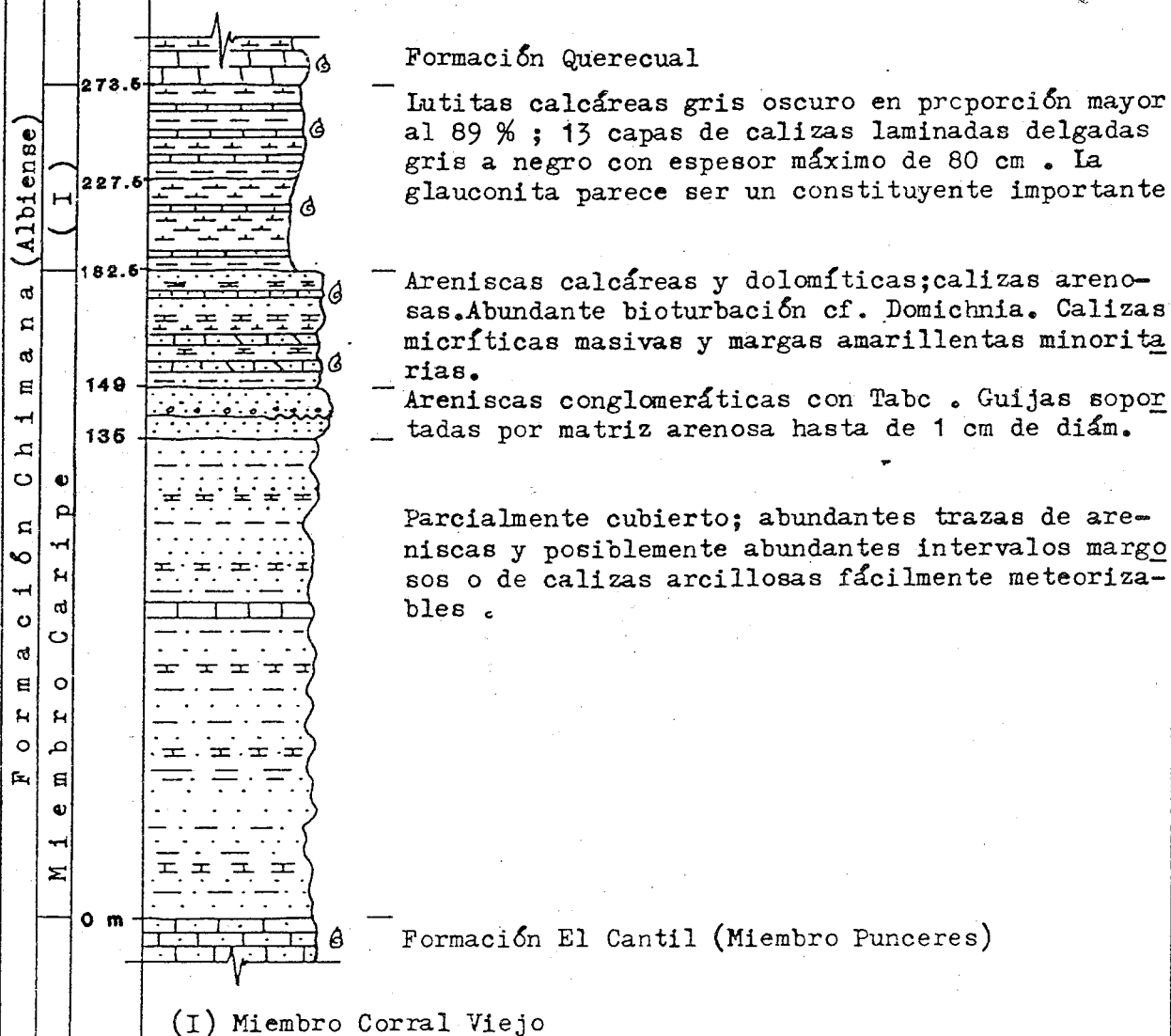


Fig. 2 - Mapa geológico del flanco noroeste del anticlinal de Cerro Grande, al noroeste de Aragua de Maturín, estado Monagas y en el que se indica la ubicación de una sección de referencia para los miembros Caribe y Corral Viejo de la Fm. Chimana. Mapa-base geológico modificado de FRIAS y QUINTANA (1983).

Fig. 3 Columna estratigráfica de la sección-tipo del Miembro Caripe de la Formación Chimana en el flanco norte del anticlinal de Cerro Grande (suroeste de Caripe). También se propone como sección de referencia (hipoestratotipo) del Miembro Corral Viejo (Fm Chimana), cuya sección tipo al oeste de Caripe (propuesta por ROD y MAYNC, 1954) se encuentra pobremente expuesta en la localidad del mismo nombre .



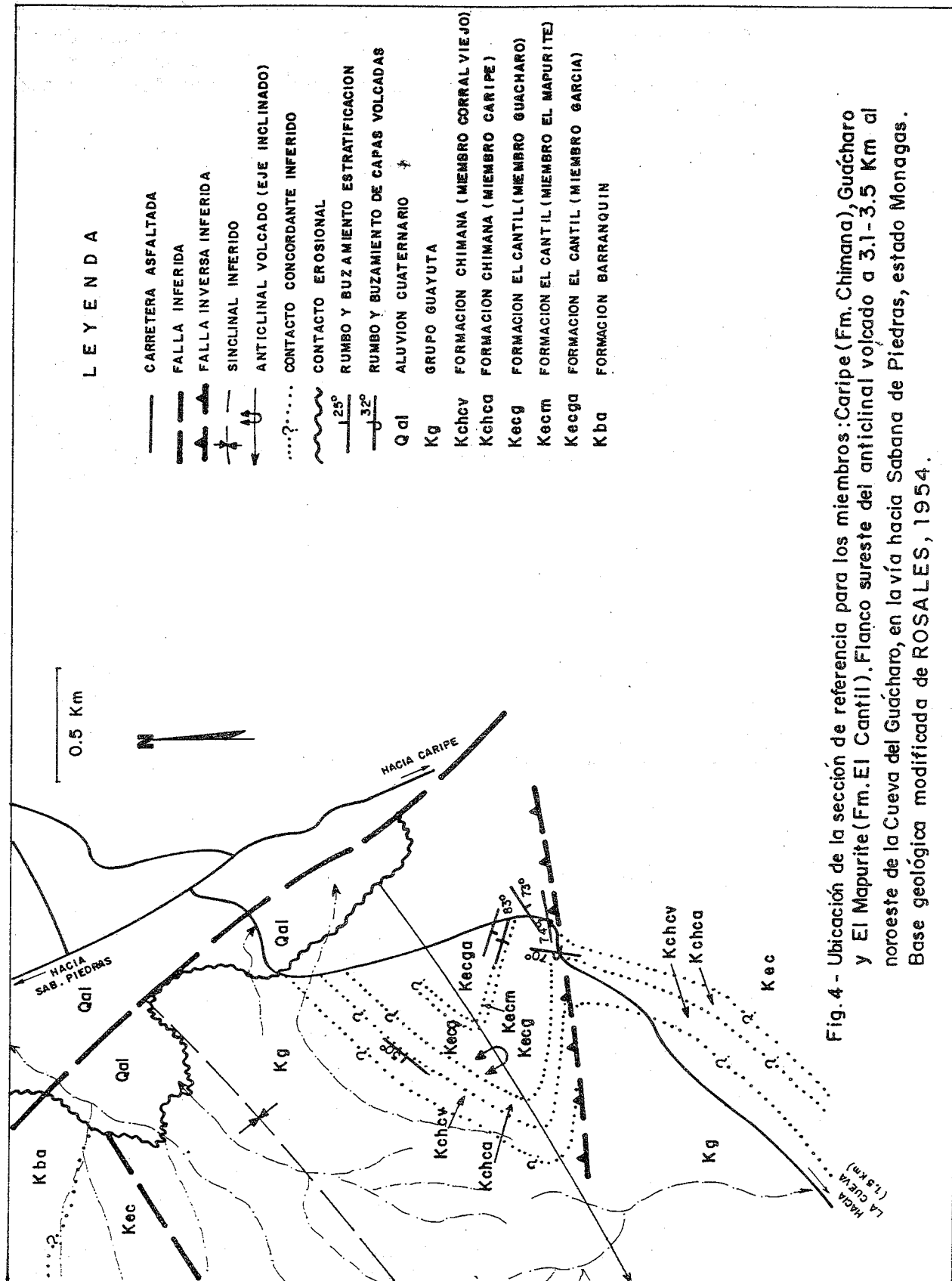
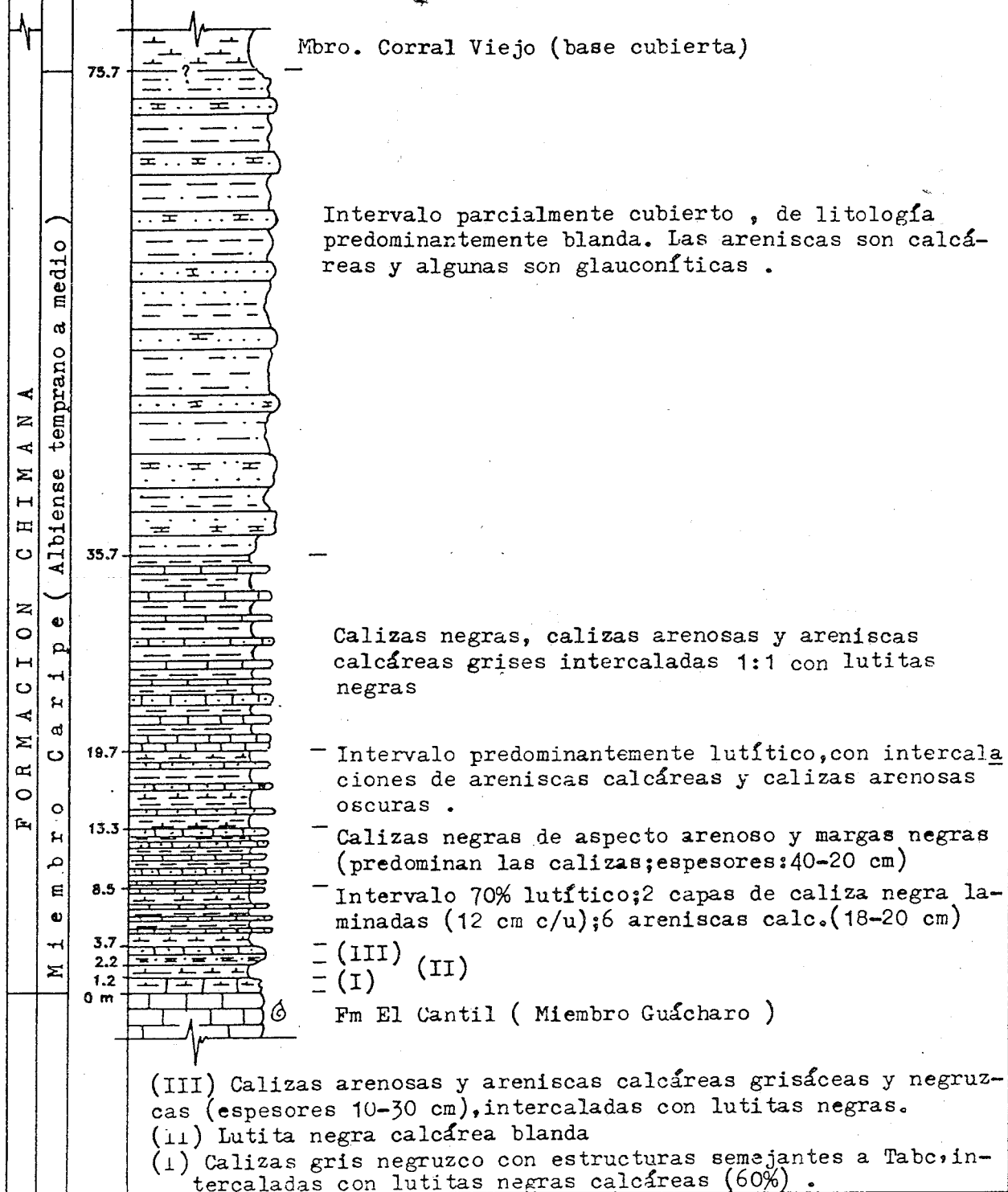


Fig. 4 - Ubicación de la sección de referencia para los miembros: Caribe (Fm. Chimana), Guácharo y El Mapurite (Fm. El Cantil). Flanco sureste del anticlinal volcado a 3.1-3.5 Km al noroeste de la Cueva del Guácharo, en la vía hacia Sabana de Piedras, estado Monagas. Base geológica modificada de ROSALES, 1954.

Fig. 5 Columna estratigráfica de la sección de referencia del Miembro Caripe (Formación Chimana) en la vía La Cueva-San Agustín-Sabana de Piedras (estado Monagas), a unos 3.2 al norte de la Cueva del Guácharo .



lutitas y/o margas intercaladas entre las calizas de tipo variable y las areniscas generalmente calcáreas; criterio que lo diferencia claramente de las calizas masivas sin fracción terrígena (Miembro Guácharo, tope) o las secuencias de areniscas cuarzosas no calcáreas y calizas grises a dolomíticas (Miembro Punceres) de la Formación El Cantil infrayacente (véase YORIS, 1984b, 1985a, 1988).

El contacto es concordante y transicional con el Miembro Corral Viejo, suprayacente en el área de Caripe; concordante y posiblemente con erosión local por debajo del Miembro Caripito. El contacto se coloca cuando las facies del Miembro Caripe pasan a la litología lutítica calcárea-glaucionítica-arenosa predominante del Miembro Corral Viejo o a la litología de areniscas calcáreas glauconíticas/calizas dolomíticas arenosas y glauconíticas, predominantes del Miembro Caripito.

La extensión del Miembro Caripe hacia el norte de la Serranía necesita de levantamientos más detallados que los publicados hasta el momento en la literatura. Otros detalles sobre su distribución y variaciones laterales pueden encontrarse en YORIS (1985a). La edad de este miembro se asume Albiense Temprano a Medio, por su posición estratigráfica.

Miembro Chimana Grande

Nombre propuesto por YORIS (op. cit.) para designar la secuencia infrayacente al Miembro Putucual de la Formación Chimana en el área del río del mismo nombre, al norte del valle del río San Juan, estado Sucre. El nombre se deriva de la isla de Chimana Grande, donde fuese definida por HEDBERG y PYRE (1944) la Formación Chimana, bajo el concepto de una unidad fundamentalmente lutítica y transgresiva sobre la Formación El Cantil.

La unidad litoestratigráfica que infrayace al Miembro Putucual en el área estudiada por CARMONA (1978), concuerda aceptablemente con el concepto de la definición original de la Formación Chimana; el mismo se trata de rescatar formalmente bajo el nombre de "Miembro Chimana Grande" el cual se considera apropiado ya que el intervalo inferior en la sección tipo de la Formación Chimana (HEDBERG y PYRE, op. cit. : 8-10; ROD y MAYNC, 1954 : 242-243; GONZALEZ DE JUANA et al., 1980 : 282-283; MACSOTAY et al., 1986 : 7142) es predominantemente lutítico y característicamente glauconítico. Empero, estudios en detalle posteriores determinarán adecuadamente el espesor exacto y distribución litológica de este miembro en la isla de Chimana Grande. Su característica más conspicua y que sirve para diferenciarlo de su equivalente lateral: Miembro Caripe, es la mayor proporción de margas y lutitas en el Miembro Chimana Grande, así como la mayor cantidad de intervalos glauconíticos al compararse ambas secuencias completas.

La columna se la sección tipo, reinterpretada a partir de los datos de CARMONA (op. cit.) se encuentra en YORIS (1985a: fig. 24), en la figura 6 se ubica la localidad tipo (ríos Chiquito y Putucual, estado Sucre). El espesor estimado en este sitio es de unos 200 m.

El Miembro Chimana Grande suprayace en forma concordante y es de carácter eminentemente transgresivo a la Formación El Cantil, de la cual se diferencia claramente por su litología más lutítica y carbonático-glauconítica, de tipo pelágico/hemipelágico. Los detalles específicos sobre la litología se dan en YORIS (1984b, 1985a).

Al analizar las muestras de CARMONA (op. cit.) pertenecientes a este intervalo, se encuentra que el tipo litológico principal lo constituyen calizas lodosas ("wackestone") y calcilodolitas ("mudstone") con foraminíferos planctónicos de las microfacies SMF-1 y SMF-3 de WILSON (1975); en menor proporción y hacia la mitad superior, aparecen intervalos tipo "calizas lodogranulares" ("packstone") con foraminíferos planctónicos y bioclastos de la microfacies SMF-2 (Ibidem); los tipos petrográficos empleados son de la clasificación de DUNHAM (1962) y la terminología en español de MUÑOZ (1985).

El ambiente de este miembro se asigna a una secuencia de talud (YORIS, 1984b, 1985a) que hacia el este debería pasar lateralmente a los ambientes pelágicos de la Formación Querecual que hubieron de haberse desarrollado en la cuenca del Caribe antes del Albiense Tardío, pero que no afloran en la Serranía del Interior, en el área estudiada por el suscrito.

El Miembro Chimana Grande es equivalente lateral en parte del Miembro Caripe y de la parte inferior de los Miembros Caripito y Corral Viejo. Su edad se estima como Albiense Temprano a Medio, por su posición estratigráfica y espesor (200 m) dentro de la Formación Chimana de edad Albiense Temprano a Tardío.

Miembro Corral Viejo

Fué definido originalmente por ROD y MAYNC (op. cit. : 250 - 251) para designar la parte superior de la Formación Chimana que aflora en la carretera San Francisco - Caripe, a la altura de Periquito y que consiste de areniscas glauconíticas, lutitas grises, margas amarillentas (por meteorización) y calizas glauconíticas delgadas.

Al ser definidas adecuadamente las unidades litoestratigráficas de la Formación Chimana en la Serranía del Interior, el Miembro Corral Viejo es nuevamente empleado para designar las facies lutítico/margosas glauconíticas y arenosas de plataforma externa y talud que suprayacen al Miembro Caripe y se extienden hasta la sección tipo de la Formación Chimana (ROD y MAYNC, op. cit.).

Esta unidad ha sido claramente reconocida en el área de Caripe (YORIS, 1984b, 1985a) y YORIS (1992) y se incluye en su litología facies de areniscas marrones no calcáreas, micáceas y que se reconocen especialmente en el comienzo de la quebrada El Chorrerón, frente a la Cueva del Guácharo y en la vía a San Agustín, a 3 Km de la citada cueva.

En su parte basal, el miembro Corral Viejo es típicamente de litología blanda (lutitas gris a negro/ margas con intercalaciones de calizas grises a negro, delgadas y que en el área tipo de ROD y MAYNC (op. cit.), presentan gran abundancia de ammonites.

Los autores que lo definieron establecieron claramente que aún faltaba por encontrar una localidad tipo mejor, debido a lo escaso de los afloramientos en la quebrada Corral Viejo por la abundancia de meteorización.

El suscrito propone como localidad de referencia el flanco noroeste del anticlinal de Cerro Grande, donde se encuentra la sección tipo del Miembro Caripe (fig. 2). En este sitio, sobre las pequeñas lomas que emergen de Cerro Grande, afloran las capas de una secuencia mayormente lutítica (sólo se contaron 13 capas de calizas laminadas negras, no mayores a 80 cm; las 3 primeras, delgadas, se restringen a los 46 m inferiores). Las lutitas son grises a negro, frecuentemente calcáreas ("margas") y con colores ocres de meteorización donde la glauconita es un constituyente importante. El espesor total de la sección del hipoestratotipo es de 91 m (fig. 3) y aumenta hacia el norte, donde se ha estimado un espesor promedio de 102 m en el área de Caripe (YORIS, 1984b, 1985a). ROD y MAYNC (op. cit.: 251) le asignan un espesor máximo de 115 m en la isla de Chimana Grande y reportan 225 m en el área de Pico García (estos autores incluyeron dentro de su "Formación Chimana" a las capas de los miembros Punceres (Fm El Cantil) y Caripe de YORIS (1985a, 1988).

Al este de Pico García el Miembro Corral Viejo pasa lateralmente a las facies del Miembro Caripito y hacia el noreste pasa lateralmente a las facies del Miembro Putucual.

En el área donde trabajaron ODEHNAL y RUIZ (1984), estos autores identificaron una secuencia que asignaron a la Formación Chimana. El contacto de ésta con la Formación Querecual es concordante y su base está fallada contra las formaciones El Cantil y Barranquín, por lo que su parte inferior es desconocida. La litología señalada consiste de lutitas grises glauconíticas-calcáreas, macro- y microfosilíferas con un contenido minoritario de calizas gris verdoso, glauconíticas y algo arenosas. La fauna de amonites, belemnites y foraminíferos encontrados por ODEHNAL y RUIZ (op. cit.: 119 - 142) ubican a las capas aflorantes dentro de un ambiente de plataforma externa a talud superior y controlado principalmente por lenta sedimentación hemipelágica. Tanto la litología como el marco ambiental, concuerdan con la definición del Miembro Corral Viejo en el sentido definido por

YORIS (1984b, 1985a).

Resumiendo, el carácter distintivo del Miembro Corral Viejo es el siguiente:

a) Su componente lutítico/margoso es mayor que el del Miembro Caripe, así como su contenido glauconítico.

b) Las areniscas del Miembro Corral Viejo son pocas veces calcáreas, salvo cuando son horizontes muy glauconíticos; las calizas arenosas grises son raras y las calizas micríticas grises conchíferas de fractura subconcoidea son inexistentes, ocurriendo lo contrario con las capas del Miembro Caripe.

c) El Miembro Chimana Grande carece por completo de areniscas como las que caracterizan al Miembro Corral Viejo en el área de Caripe y su asociación de facies lo ubica típicamente en los ambientes hemipelágicos profundos de talud inferior. Cuando el Miembro Corral Viejo tiene facies no arenosas, como la de su sección de referencia en Cerro Grande, se diferencia de las facies del Miembro Chimana Grande en que su proporción de calizas es mucho menor, especialmente las del tipo pelágico con abundantes foraminíferos planctónicos como principal componente litológico. Las facies más profundas del Miembro Corral Viejo no pasaron del borde superior del talud, debido a su primordial composición hemipelágica y muy probablemente constituye una unidad litoestratigráfica separada tanto en espacio como en tiempo del Miembro Chimana Grande.

d) El Miembro Corral Viejo se diferencia del Miembro Caripito en que la litología más abundante de éste la constituyen las areniscas de tipo variable, con lutitas y margas subordinadas.

El contacto inferior del Miembro Corral Viejo es concordante sobre el Miembro Caripe y no se considera que el nivel glauconítico que ROD y MAYNC (op. cit.) empleasen como capa guía regional corresponde siempre al mismo nivel en el tiempo; en su lugar, el suscrito opina que estos niveles glauconíticos fueron numerosos durante la sedimentación de la Formación Chimana como un todo y sólo tienen validez local, ya que los ambientes de esta formación tenían gran variación geográfica como lo demuestra su heterogeneidad litológica en el tiempo y el espacio.

A juzgar por la descripción litológica de ROD y MAYNC (op. cit.) en las islas frente a Puerto La Cruz, el Miembro Corral Viejo parece suprayacer a una secuencia lutítica/ margosa/ carbonática que podría correlacionarse con el Miembro Caripe. Según estos autores, la posición de la base del Miembro Corral Viejo sería de tipo discordante en esta localidad. GUILLAUME et al. (op. cit.) postularon varias superficies diastémicas en la Formación Chimana, en base a la paleontología y por la presencia

de los niveles glauconíticos.

En función de la edad postulada Albiense Temprano - Albiense Tardío, y a los espesores calculados para esta formación en la Serranía del Interior, YORIS (1984b) determinó que la tasa de preservación de sedimentos para esta unidad es inferior incluso a la de la parte basal de la Formación Querecual que por definición es sumamente lenta (pelágica). En consecuencia, se concluyó que numerosos episodios diastémicos y de erosión subacuática en los ambientes de alta energía en el pie del talud o en la plataforma durante la sedimentación de la Formación Chimana (YORIS, 1984b, 1985a) se deben a: carencia de terrígenos (sedimentación glauconítica) o a irregularidades batimétricas del fondo marino en la plataforma, que eran sensibles a los cambios eustáticos en el nivel del mar y en consecuencia pudieron en ocasiones estar sujetas al campo de acción erosiva de los numerosos tipos existentes de corrientes plataformales y hasta trenes de olas de tormentas (YORIS, 1992); en los ambientes profundos del talud, las corrientes responsables de las diastemas serían las de borde y las de flujos turbidíticos.

El contacto superior del Miembro Corral Viejo es concordante bajo la Formación Querecual suprayacente y se coloca cuando la litología predominantemente lutítico/margosa - arenosa del Miembro Corral Viejo pase a una predominantemente carbonática-pelágica, con lutitas minoritarias (en la sección de Cerro Grande, la proporción de lutitas negras calcáreas en la base de la Formación Querecual es del 10 %).

Es importante mencionar que unos 350 m al norte del cruce de la vía San Francisco - Caripe, con la quebrada Corral Viejo (fig. 7), la litología asignada por ROD y MAYNC (op. cit.) a la "Formación Boquerón" infrayace al Miembro Corral Viejo y están por encima de la secuencia de areniscas que estos autores colocan suprayaciendo al anterior con relación discordante-erosiva. Estas capas pertenecen realmente al Miembro Caripe, el cual se calcula tiene un espesor aproximado de 133 m (YORIS, 1992) ubicándose entonces, los 17 m (MACSOTAY et al., 1986: 7144) asignados a la "Formación Boquerón" en esta localidad (40 m para ROD y MAYNC, op. cit. : 245) en el tope del Miembro Caripe y concordantes por debajo del Miembro Corral Viejo. En consecuencia, la sección tipo de la "Formación Boquerón" de ROD y MAYNC no señala realmente la "Zona de Transición" de HEDBERG (1950) entre las formaciones Chimana y Querecual en el área de Caripe, invalidando su definición original como unidad formal.

En la isla de Chimana Grande se han asignado entre 95 y 40 m a la "Formación Boquerón", siguiendo la definición de "Zona de Transición" a la Formación Querecual suprayacente (HEDBERG, 1950; ROD y MAYNC, 1954; MAYNC en MMH, 1956; MACSOTAY et al., 1986). Al parecer, la litología de esta unidad en las islas frente a Puerto la Cruz incluye eventos de "flujos de detritos" (sic) en calizas arenosas (MACSOTAY et al., 1986: 7144). La definición litológica de esta unidad la hace muy semejante al

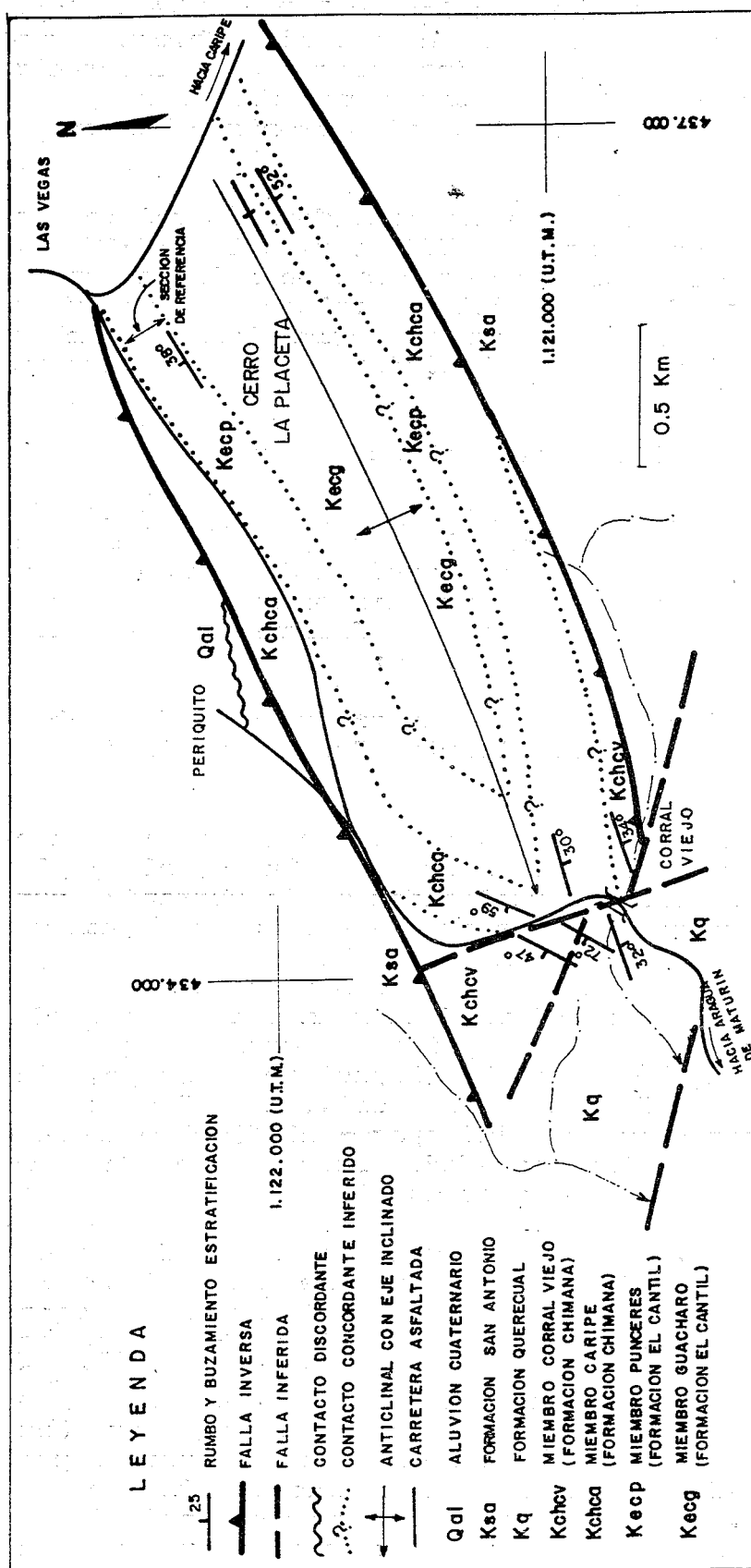


Fig. 7 - Estructura del cerro La Plazeta, al oeste de Caripe (estado Monagas) y en la que aflora una sección de referencia para el Miembro Punceres (indicada en el flanco norte) de la Formación El Cantil y en la que se muestran los afloramientos de los miembros de la Formación Chimana en el área-tipo del "Miembro Corral Viejo de ROD y MAYNC (1954)". (Base geológica modificada y reinterpretada de GONZALEZ y BRAVO, 1983).

Miembro Corral Viejo, y de acuerdo a la definición original de la Formación Chimana, la "Formación Boquerón" de ROD y MAYNC (op. cit.) es litológicamente un sinónimo de la Formación Chimana que fue empleado originalmente para describir el intervalo predominantemente lutítico entre las formaciones Querecual y El Cantil, característico en el área de las islas frente a Puerto La Cruz.

El suscrito es de la opinión de seguir considerando válida la definición para la Formación Chimana de CVET (op. cit.:198-199) y emplear este término para la litología heterogénea ubicada entre la Formación Querecual (predominantemente de calizas pelágicas) y la Formación El Cantil (predominantemente carbonática: Miembro Guácharo o predominantemente carbonático-arenosa: Miembro Punceres- YORIS, 1985a, 1988).

Las siguientes consideraciones son también de importancia:

a) HEDBERG y PYRE (1944: 8-9) no separaron esta "zona de transición" entre la Formación Chimana y la Formación Querecual como una unidad litoestratigráfica diferente al no poderla reconocer regionalmente y por carecer de un criterio claro para diferenciarla de la Formación Chimana infrayacente o de la Formación Querecual suprayacente;

b) este intervalo fue separado posteriormente de ambas formaciones y llamado informalmente "zona lutítica de transición" por HEDBERG (1950);

c) posteriormente ROD y MAYNC (op. cit.) interpretaron una relación discordante entre la Formación Querecual y la Formación Chimana en algunas localidades de la serranía por plegamiento suave y emersión de la serranía (sic) en forma de islas antes de la transgresión del "mar de Querecual" (Ibidem: 245). Este criterio debe ser considerado inválido hoy en día al conocerse mejor el verdadero ambiente profundo de la Formación Querecual y al importante hecho de que al suroeste de Periquito, en la vía San Francisco - Caripe, la litología asignada por ROD y MAYNC (op. cit.) a la "Formación Boquerón" no suprayace -sino que infrayace- al Miembro Corral Viejo, sin encontrarse "erosionada"; este punto ya se discutió anteriormente en este trabajo;

d) ROD y MAYNC (op. cit.) hacen referencia al hecho de que en su época, el criterio para colocar la zona de transición era arbitrario y "cada observador lo pondrá en un lugar diferente, en diferentes localidades, especialmente si no se ha establecido un criterio particular para esta subdivisión...". Al parecer, al ausencia de esta "zona de transición" ROD y MAYNC la interpretaron siempre como "no depositación" por estar emergida el área en este tiempo o por haber sido erosionada antes de la sedimentación de la Formación Querecual. Al parecer, las únicas relaciones laterales válidas que estos autores asumen, son con su

"Formación Majagual" en el río Carinicua, posiblemente debido a la ausencia de horizontes glauconíticos o de areniscas gruesas y "lutitas carbonosas" que les sugiriesen la validez de su modelo de "islas por plegamiento suave en la Serranía del Interior". El suscrito opina que en este caso específico y en virtud de las complicaciones tectónicas compresivas por fallamiento inverso en la serranía, el contacto entre la Formación Querecual y la Formación Chimana suele estar perdido tectónicamente y muy bien podría ser el caso en la sección tipo de la "Formación Majagual" de ROD y MAYNC; no obstante, esto necesitaría de revisión posterior. El suscrito comparte el criterio de CVET (1970: 389-390) en invalidar el término de "Formación Majagual" por su falta de cartografiabilidad y debido a que incluso podrían tratarse de facies atribuibles a los miembros superiores carbonáticos de la Formación El Cantil, en contacto de falla con la Formación Querecual.

e) Habiéndose definido claramente (YORIS, 1985a y este trabajo) las variaciones laterales y verticales de la Formación Chimana en la Serranía del Interior, así como sus ambientes, el suscrito desecha el concepto de "erosión" de la "zona de transición" en la Serranía del Interior, así como el de considerarla una formación diferente a la Formación Chimana. El contacto superior de esta última unidad debe colocarse siempre cuando las calizas negras de la Formación Querecual constituyen la litología dominante, en cuyo caso la "Formación Boquerón" es asimilada por el término más adecuado de "Formación Chimana".

f) Su posición estratigráfica hace a estas capas equivalentes laterales de los miembros Corral Viejo y Putucual; su componente arenoso en lutitas y calizas, al parecer importante (MACSOTAY et al., op. cit.) hacen que la similitud se aproxime más a la litología del Miembro Corral Viejo que a las facies de calcarenitas alóctonas y facies pelágicas del Miembro Putucual. Los procesos de sedimentación entre la "Formación Boquerón" y el Miembro Putucual, no obstante, son semejantes.

g) El suscrito es de la opinión que esta "zona de transición" sea incluida dentro de la litología del Miembro Corral Viejo, la cual asimila las litologías predominantemente lutíticas infrayacentes a la Formación Querecual y que se suelen intercalar con calizas semejantes a las de esta unidad, como sucede en su sección-tipo de Cerro Grande. Al aceptar la definición del Miembro Corral Viejo los desarrollos laterales de areniscas que se observan en el área de Caripe, es perfectamente válido el que también asimile las lutitas arenosas y calizas arenosas de la "Formación Boquerón" que al parecer, son los equivalentes laterales de los eventos clásticos que depositaron las areniscas micáceas del Miembro Corral Viejo en el área de Caripe (ej: quebrada El Chorrerón, frente a la Cueva del Guácharo). Donde la "zona de

"transición" sea predominantemente de calizas arenosas turbidíticas o "calcarenitas alóctonas" (término de McILREATH y JAMES, 1980), el nombre adecuado sería el de "Miembro Putucual".

Los ambientes de sedimentación del Miembro Corral Viejo abarcan desde plataforma externa a talud, alcanzando la parte inferior de éste en la anteriormente llamada "Formación Boquerón" a juzgar por los datos aportados por MACSOTAY (1980, en MACSOTAY et al., 1986: 7144). Los ambientes más profundos parecen haberse desarrollado al norte de la secuencia que hoy en día aflora en el sur de la Serranía del Interior.

La edad del Miembro Corral Viejo es un problema: si se admite la extensión de su tope al Vraconiense (Cenomaniense Temprano), la tasa de preservación de sedimentos disminuye considerablemente y entra en contradicción con el ambiente de sedimentación rápida propuesto por MACSOTAY et al. (op. cit.). Si se acepta el criterio litoestratigráfico de considerar equivalentes laterales los desarrollos clásticos del Miembro Corral Viejo en el área de Caripe a los intervalos anteriormente considerados como "Formación Boquerón", surge el hecho de que en una localidad cercana a Sabana de Piedras (1 Km al noroeste de la sección de referencia del Miembro Caripe) se encontró en calizas de la base de la Formación Querecual el ammonite Mariella (Mariella) cf. bergeri (URBANI et al., 1988) indicativo de la transición Albiense Tardío-Cenomaniense Temprano: este hallazgo puede demostrar la no sedimentación de las facies del Miembro Corral Viejo en el área de Caripe durante el Cenomaniense Temprano (basal) y establece que los equivalentes arenosos al norte del Miembro Corral Viejo no deberían ser más antiguos que el Albiense Tardío. La presencia de Ticinella sp. en las capas inferiores de la Formación Querecual en el área de Caripe (FRIAS y QUINTANA, 1983; YORIS, 1984b, 1985a) refuerzan el concepto anterior (véase fig. IV-25b en GONZALEZ DE JUANA et al., 1980: 201). Inclusive, la edad Cenomaniense (Vraconiense) postulada por ROD y MAYNC (op. cit.: 245) en base a la presencia de Globotruncana (Rotalipora) apenninica Renz, debe ser Albiense Tardío debido a que la aparición de éste se asigna a este tiempo (véase fig. IV-25 de GONZALEZ DE JUANA et al., op. cit.: 200-201). En consecuencia, la edad Cenomaniense Temprano se evidenciaría sólo por la presencia de "...Mariella bergeri (Brongn.) o de formas aliadas..." (ROD y MAYNC, op. cit.: 278) sin que ningún estudio paleontológico posterior haya podido demostrar sin lugar a dudas que la "zona de transición" (ahora dentro del Miembro Corral Viejo) pertenezca en su parte basal al Cenomaniense Temprano (GONZALEZ DE JUANA et al., op. cit.: 209). Algunos autores, como GUILLAUME et al. (1972) trataron de resolver el problema colocando una discordancia entre las formaciones Querecual y Chimana, manteniendo el criterio de plegamiento de ROD y MAYNC (op. cit.) y de igual manera pasando por alto las implicaciones tectónicas y sedimentológicas que conllevan un modelo de sedimentación en el que facies profundas pelágicas como las de la Formación Querecual

suprayazcan con discordancia erosiva subaérea las facies de plataforma y talud de la Formación Chimana, proceso que se llevaría a cabo en más de 11 Ma (si se asume el Turoniense en contacto con el Albiense Superior-basal- como muestran ROD y MAYNC-op. cit.- en su fig. 30, p. 277) y al final quedando ambas formaciones con una relación concordante; el modelo se empeora aún más cuando se considera que este caso, lejos de ser regional, sólo ocurriría en ciertos sectores de la Serranía del Interior.

La evidencia litoestratigráfica, combinada con los datos paleontológicos (exceptuando la dudosa presencia de Mariella bergeri en la parte basal de la mitad superior del Miembro Corral Viejo) y asumiendo una tasa de preservación de sedimentos no menor a 0.17 cm-roca/siglo (calculada en base al espesor generalizado de la Formación Chimana en el área de Caripe y asumiendo un rango de 10.3 Ma para abarcar parte del Albiense Temprano y parte del Albiense Tardío; con este criterio, la Formación Chimana en su sección tipo produce un valor de 0.19 cm-roca/siglo al incluir la "zona de transición"), se encuentra que la extensión de las capas de la Formación Chimana al Cenomaniense Temprano carece todavía de una base probatoria más contundente. Si en el futuro éste fuese el caso, el suscrito opina que sólo sería en la región de las islas frente a Puerto La Cruz (DAGM de MACSOTAY et al., op. cit.) y muy probablemente habría que revisar la edad de la parte inferior de la Formación Chimana, para ascenderla al Albiense Medio. Finalmente, considerar una extensión al Cenomaniense de la Formación Chimana al norte, implicaría una disminución de profundidad en esa dirección (?) puesto que al sur, ya en el Albiense Tardío, las facies profundas de pie de talud de la Formación Querecual se estaban depositando y no existe ningún tipo de evidencia regresiva dentro de la secuencia de la Formación Querecual en sus afloramientos de la Serranía del Interior. Más aún: la paleogeografía y marco sedimentario regional no admite una situación semejante que necesitaría de dos surcos paralelos al borde de la plataforma cretácica y con un alto (?) aportando sedimento entre ellos. El modelo regional de sedimentación de Venezuela nororiental no admite este tipo de situación (GONZALEZ DE JUANA et al., 1980; YORIS, 1984a, 1984b, 1985a, 1985c, 1986, 1992).

Miembro Caripito

Fué definido originalmente en YORIS (1985a) para designar la secuencia encontrada por YORIS (1978) y ROJAS (1978) en el área de los ríos Caripito y Azagua (estado Monagas) y que se encuentra conformada predominantemente por areniscas de tipo grawáquico frecuente y glauconítico/calcáreas. Las calizas arenosas están subordinadas a las areniscas, aunque se estima que un alto porcentaje de ellas fueron originalmente areniscas que por diagénesis profunda, perdieron por reemplazo de calcita espática gran parte de su componente silíceo y ahora presentan más del 50 % de su composición como calcita (en ocasiones acompañada de dolomita). Como litologías esporádicas se encuentran las lutitas grises no calcáreas y alguna que otra caliza conchífera gris.

Su localidad tipo se propone sea en la localidad de Valle Solo (fig. 8) en la que se observa claramente el contacto entre el Miembro Caripito y la Formación Querecual suprayacente (YORIS, 1985a: 1383). El contacto inferior de esta unidad se interpreta como fallado con las calizas del Miembro Guácharo de la Formación El Cantil. Las secuencias integradas del Miembro Caripito, reuniendo la información en la región del río Caripito y del río Azagua, se encuentran en YORIS (1984b: 98; 1985a: 1380).

El espesor máximo estimado en la cuenca del río Caripito es de 275 m y en la del río Azagua: 315 m.

El ambiente de sedimentación se ha interpretado como peri-plataformal (YORIS, 1984b, 1985a, 1985b) y posiblemente de pie de talud. Esto se deduce en base al alto contenido de fragmentos bioclásticos de origen plataformal somero embebidos en las areniscas glauconíticas y frecuentemente feldespáticas: componente característico de las areniscas de este miembro y que indica menos retrabajo fluvial-costero que el sufrido por los terrígenos gruesos del resto del Cretácico Inferior.

La tendencia granulométrica - composicional en el análisis de multivarianza (factores) indica un comportamiento siempre diferente al presentado por las areniscas de las formaciones El Cantil y Barranquín al este de la Serranía del Interior. Este hecho es explicable sólo por un ambiente de sedimentación rápida en el que no se descartan los eventos de turbidez (YORIS, 1985a, 1985b, 1992).

Al no ser características las facies rítmicas lutita-arena y tampoco de fácil reconocimiento las secuencias Tabcde de BOUMA (1962): la elevada proporción de areniscas podría ubicarse en la facies arenosa de flujos no canalizados de sedimentos, con retrabajo a profundidad por las corrientes de borde. Los procesos implicados se ven reforzados por el marco tectónico de sedimentación en base a la composición de sus areniscas (procedencia de Bloque Continental- DICKINSON y SUCZEK, 1979; DICKINSON et al., 1983- con transporte rápido desde el cratón: YORIS, 1984b, 1985a, 1985c, 1986) y por su ubicación estratigráfica que lo correlaciona con los ambientes turbidíticos del Miembro Putucual, ubicado al norte.

Las facies del Miembro Caripito han sido interpretadas por YORIS (1984b, 1985a) alcanzando la región de Punceres, al oeste de Caripito. No obstante, en el área de Pico García aflora una secuencia delgada de areniscas (Ibidem) que podría sugerir el acúñamiento de esta unidad hacia el oeste. Las areniscas atribuibles a la Formación Chimana en el flanco oeste de Pico García han demostrado ser feldespáticas, calcáreas y de un carácter bastante semejante al del Miembro Caripito en su área tipo (YORIS, 1992). Más hacia el norte y oeste, el Miembro Caripito parece pasar lateralmente a las facies más lutítico/margosas del Miembro Corral Viejo y a las lutítico/carbonáticas conchíferas/arenosas del Miembro Caripe.

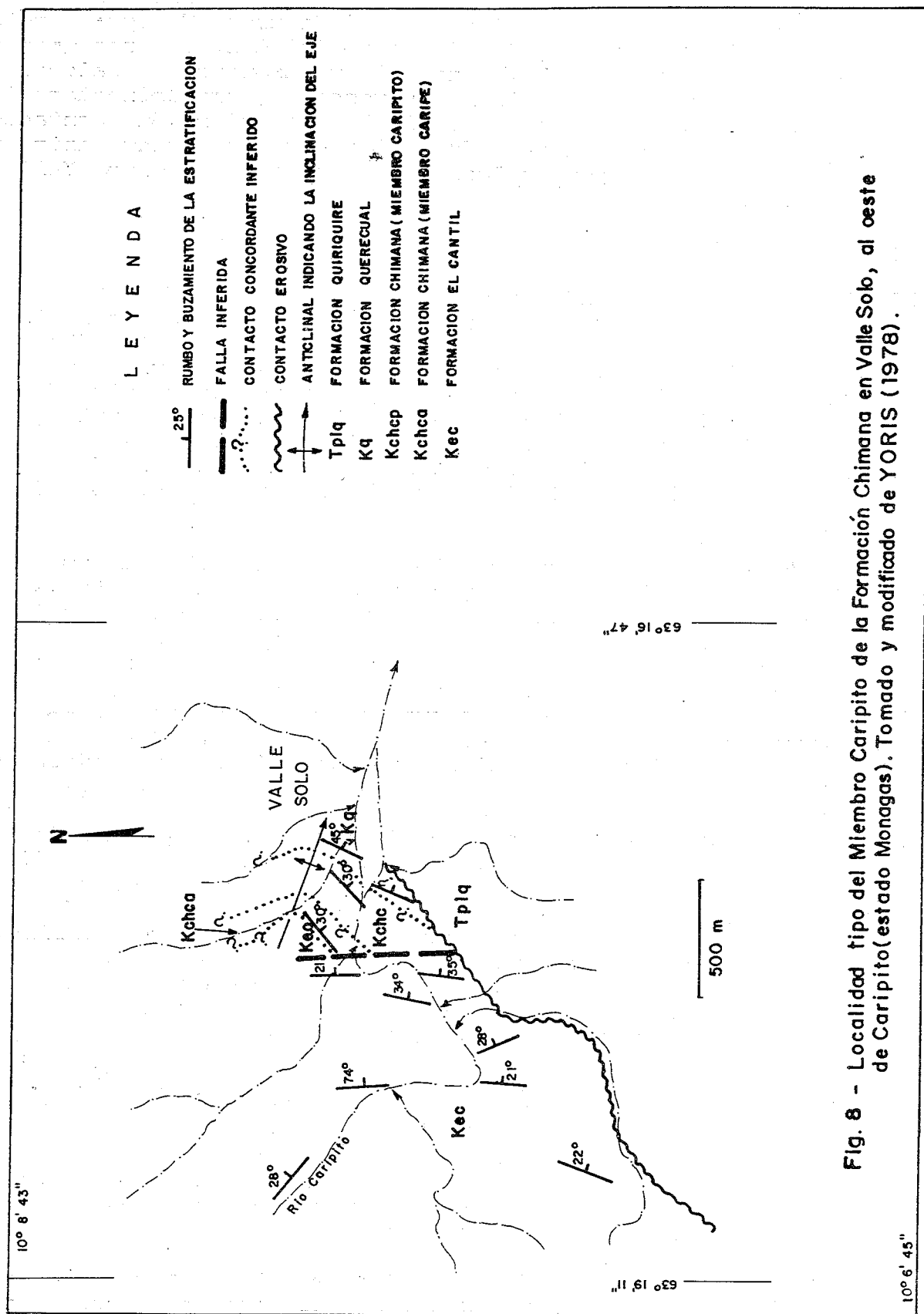


Fig. 8 - Localidad tipo del Miembro Caripito de la Formación Chimana en Valle Solo, al oeste de Caripito (estado Monagas). Tomado y modificado de YORIS (1978).

El Miembro Caripito suprayace en forma concordante y es parcialmente equivalente lateral del Miembro Caripe; este contacto se coloca cuando la litología de lutitas, calizas grises macrofossilíferas (a veces arenosas) y areniscas calcáreas (ocasionales) pasa a la secuencia predominantemente arenosa/calcárea/glauconítica del Miembro Caripito. Su contacto superior, como se dijo en párrafos anteriores es concordante y transicional abrupto con la Formación Querecual (véase YORIS, 1985a : 1383).

Miembro Putucual

El término fué aplicado originalmente por CARMONA (1978) y asignado por este autor a la Formación El Cantil en el área tipo de la "Formación Cutacual" de METZ (1965). YORIS (1984b) la considera equivalente a la Formación Chimana y la divide en dos miembros : Chimana Grande y Putucual, que fueron propuestos para su aceptación formal en YORIS (1985a). La discusión sobre la sinonimia entre los términos "Cutacual" y "Chimana" se da en YORIS (1989a). Aquí nos limitaremos a indicar su localidad tipo, la cual se encuentra en el río Putucual del estado Sucre (fig. 6).

En su área tipo, el Miembro Putucual presenta 335 m de una litología predominantemente carbonática, con numerosos intervalos alodápicos. Otros tipos litológicos los constituyen las calizas pelágicas y las lutitas; la glauconita no parece ser un constituyente con la frecuencia observada en el Miembro Corral Viejo o en el Miembro Caripito y su gran profundidad de sedimentación (pie de talud) se evidencia en algunas capas de chert intercaladas. Mayores detalles se tienen en CARMONA (1978) y YORIS (1984b, 1985a). Los tipos petrográficos identificados son: calizas lodogranulares con mezcla de faunas plataformales y pelágicas especialmente en la parte inferior de la sección; existen laminaciones de caliza lodosa con foraminíferos planctónicos entre los intervalos con bioclastos de caliza lodogranular; hacia la parte superior del miembro el aumento de profundidad parece destacarse al aumentar la proporción de calizas lodosas, e incluso se encuentra muestreada por CARMONA (op. cit.) y analizada por YORIS (1992) una ftanita calcárea rica en materia orgánica que se calcula se encuentre a unos 320 m por encima de la base del Miembro Putucual. La proporción de intervalos ftaníticos en la parte superior del Miembro Putucual no ha sido determinada hasta el momento. Las microfacies presentes en las calizas lodosas son: SMF 1 y 3, de las zonas de facies 1 y 3 de WILSON (1975); las calizas lodogranulares pertenecen a las microfacies SMF 1, 2, 3, 4 y 10, de las zonas de facies FZ 1, 2 y 3. La mezcla de biotas se identifica hasta los últimos intervalos de calizas lodosas del tope del Miembro Putucual y de aquí que no exista confusión con las facies pelágicas de la Formación Querecual suprayacente.

El contacto inferior es de concordancia y transición con el Miembro Chimana Grande y se coloca en el primer paquete de

afinidad turbidítica en el que las calizas presentan laminaciones de material pelágico intercaladas a laminaciones de material de plataforma somera; en ocasiones las laminaciones presentan mezcladas biotas pelágicas y bénticas de plataforma interna. Este tipo de asociaciones han sido interpretadas por McILREATH y JAMES (1980) como "calcarenitas alóctonas" asociadas a turbidez en ambientes peri-plataformales, donde la pendiente del talud es elevada (mayores detalles en YORIS, 1984b, 1985a).

El Miembro Putucual pasa lateralmente a las facies del Miembro Corral Viejo hacia el oeste; hacia el sur no se ha demostrado aún si se interdigita con el Miembro Caripito o si constituyen litosomas diferentes. También es posible que en sus niveles inferiores sea equivalente lateral de intervalos superiores del Miembro Chimana Grande cerca de su área tipo.

AMBIENTE TECTONICO DE LA FORMACION CHIMANA

La Formación Chimana se deposita en el momento en que la plataforma Cretácica Temprana alcanza su máximo desarrollo lateral: la escasa pendiente y los cambios eustáticos ligeros en el Albiense Medio a Tardío, controlaron mucho la sedimentación en algunos sitios; sin embargo, parece haber asociado un evento regional de levantamiento en el Cratón de Guayana, debido a que la composición de las areniscas del Miembro Caripito es sensiblemente diferente a las del resto del Cretácico Inferior (véanse YORIS, 1984b, 1992). Este evento, posiblemente está asociado a algún proceso en la evolución del Caribe, cercano a esta área y que algunos autores (véase capítulo de estratigrafía regional en YORIS, 1992) lo han asociado al inicio de la subducción que generará posteriormente al Arco de Tiara, mientras que otros lo relacionan con una "cratonización" generalizada del borde norte de la placa suramericana, la cual implica un levantamiento y posteriormente una subsidencia térmica corta. La fuente de sedimentos procede del Cratón de Guayana.

EUSTASIA Vs. TECTONISMO

No existe relación entre la magnitud de los cambios eustáticos y el cambio composicional drástico en las areniscas de esta unidad (Miembro Caripito). La unidad al norte tiene definición de crecimiento lateral del talud, con mayor pendiente hacia el noreste (?) actual; al sur tiene carácter regresivo y en su conjunto podría definirse como secuencias tipo "lowstand systems", especialmente hacia el talud. Debido a que la tendencia eustática general en el Albiense es de tipo transgresivo, el carácter regresivo de la Formación Chimana en sus facies al sur de la Serranía del Interior, necesitan de un evento de naturaleza tectónica de edad Albiense, mayor que el que pudiera ser asociado al Miembro El Mapurite de la Formación El Cantil. Desde el punto de vista secuencial, la unidad se podría definir como un conjunto de progradación del talud a raíz de un evento regresivo a gran escala (por causas tectónicas/eustáticas combinadas), constituyendo en las facies más alejadas de la costa un prisma de

sistemas de bajo nivel marino (LSW) e incluso abanicos regresivos de pie de talud (como podrían ser los miembros Caripito y Putucual). Mayores detalles al respecto se dan en YORIS (1992).

CONCLUSIONES

1) La Formación Chimana demuestra tener heterogeneidad litológica, conforme a lo definido en CVET (op. cit.: 198-199), pero no "desorden litológico". Su ordenamiento está reflejado en la asociación de ambientes desarrollados durante el Albiense en el momento de máxima extensión de la plataforma cretácica inferior. Las barreras geográficas de desarrollos carbonáticos e irregularidades batimétricas por diferencia de compactación (ej: "región de Pico García", véase YORIS, 1984b, 1985a) de la columna sedimentaria, hicieron que grandes extensiones de la plataforma tuviesen diferentes respuestas de sedimentación frente a las corrientes plataformales y cambios eustáticos del nivel del mar. Dentro de esta variedad se reconocen las secuencias donde predominaron los ambientes de plataforma media a externa (miembros Caripe y Corral Viejo), los ambientes de sedimentación hemipelágica (lenta) de talud (Miembro Chimana Grande) y los ambientes de sedimentación rápida al pie del talud, con material del cratón y la plataforma (Miembro Caripito) o con material casi exclusivamente calcarenítico y bioclástico de la plataforma (Miembro Putucual). Los ambientes del talud al norte sufrieron menos los cambios del aporte de sedimentos que se observan en los miembros plataformales: esto evidencia el entrampamiento de las fracciones clásticas entre las barreras geográficas plataformales (hecho notado por ROSALES, 1960) y también la característica de una plataforma bastante extensa hacia el norte.

2) La Formación Chimana no es una unidad siempre transgresiva sobre las facies carbonáticas del Cretácico Inferior de Venezuela nororiental; esta relación sólo parece ser evidente en las islas frente a Puerto La Cruz, pero en regiones al sur de la Serranía del Interior (ej.: región de Pico García) pareciera que esta unidad fuese regresiva respecto a la Formación El Cantil infrayacente. La explicación a este hecho podría ser que el hundimiento al norte estuvo acompañado de un levantamiento isostático regional al sur que hizo retroceder ligeramente la línea de costa con el consecuente influjo clástico en la plataforma a comienzos del Albiense. Este evento podría estar conectado también con el inicio de la subducción en la cuenca de Altamira, al oeste de la actual Venezuela oriental (NAVARRO et al., 1987a, 1987b). La transgresión definitiva no comienza a ocurrir sino hasta el Albiense Tardío, evidenciado en el rápido avance de las facies de la Formación Querecual con casi insensible diacronismo entre los afloramientos en las islas frente a Puerto La Cruz y el sur de la serranía (considerando fundamentalmente la edad de la base de la Formación Querecual como Albiense Tardío superior). Es importante señalar aquí que el lapso estimado de sedimentación de la Formación Chimana se ubica en la parte superior del superciclo global Ka de la curva de VAIL et al. (1980: 85); en dicho intervalo se alcanza la máxima

transgresión del mencionado superciclo; sin embargo, esta relación no se ve tan clara en la curva de HAQ et al., 1987. La causa del avance clástico de la Formación Chimana al sur de la serranía parece estar ligado a levantamiento de parte del cratón por causas tectónicas, reforzando así la idea de estar asociada la sedimentación clástica de esta formación, con el inicio de la subducción del Arco de Tiara en el centro de la cuenca de Altamira. En las zonas donde ocurrió subsidencia asociada al tectonismo, la profundización fué rápida debido a la coincidencia del ciclo transgresivo mundial y quizás por ello se considera el paso del Grupo Sucre a la Formación Querecual con muy corta transición en algunos lugares de la serranía (ej: sección tipo del Miembro Caripito, al oeste de la población del mismo nombre). Una última posibilidad de explicar las variaciones laterales de la Formación Chimana hacia lo que serían sus ambientes plataformales, se encuentra en el delicado balance: influjo de sedimentos-energía de transporte en la plataforma-subsidencia térmica-subsidencia tectónica-cambios eustáticos, particularmente complejo en regiones de márgenes "pasivos" y con gran extensión de la plataforma. Allí donde todos estos factores sean potenciales controladores de la sedimentación, habrá máxima heterogeneidad de facies por unidad de área, en comparación con macro-ambientes de menor complejidad en cuanto a dichos factores.

3) La extensión de la edad de la Formación Chimana al Aptiense Tardío es dudosa para el autor, aún considerando los datos de GUILLAUME et al. (1972) para la parte inferior de su "Formación Valle Grande" (= Formación Chimana) en el río Carinicua, por cuanto la base de la unidad se encuentra asociada a una zona de corrimiento o fallamiento inverso de magnitud aún no claramente establecida, por lo que los horizontes asignados a la zona de Biglobigerinella barri (Ibíd.) podrían no pertenecer a la unidad del tope asignada por estos autores a la zona de Neobulimina subcretácea debido a que esta última puede estar limitada en su tope y en su base por zonas de fallamiento inverso, habiéndose perdido por tectonismo la mayor parte de la Formación El Cantil. Las otras secciones de la serranía, asignadas por GUILLAUME et al. (op. cit.) a la "Formación Valle Grande" pertenecen legítimamente, por definición litoestratigráfica, al Miembro García de la Formación El Cantil.

4) Las secciones tipo de los Miembros de la Formación Chimana se ubican de la siguiente forma:

- a) Miembro Caripe : ladera noroeste de Cerro Grande, al este de Guanaguana (estado Monagas) (fig. 2)
- b) Miembros Chimana Grande y Putucual: ríos Chiquito y Putucual, al este de Casanay (estado Sucre) (fig. 6)

c) Miembro Corral Viejo : localidad de Corral Viejo, extremo suroeste del Cerro La Placeta, al sur de Periquito, estado Monagas (asignada originalmente por ROD y MAYNC, 1954)(fig.7)

d) Miembro Caripito : localidad de Valle Solo, ribera norte del río Caripito, al oeste de la población del mismo nombre, estado Monagas (fig. 8)

5) Las secciones de referencia son :

a) Miembro Caripe : vía La Cueva- San Agustín, región de Caripe, estado Monagas (fig. 4)

b) Miembro Corral Viejo (hipoestratotipo) : ladera noroeste de Cerro Grande, al este de Guanaguana, estado Monagas (fig. 2)

c) Miembro Caripito : secciones del río Azagua y Quebrada Arriba, al sur del río Caripito, al oeste de Caripito, estado Monagas.

AGRADECIMIENTOS

El suscrito agradece al Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico de la Universidad Central de Venezuela, la ayuda concedida para el financiamiento de los viáticos durante la fase de campo del presente trabajo. También agradezco la colaboración y asesoría del Dr. Franco Urbani, tutor de la tesis doctoral del suscrito, durante la etapa de campo. Gracias al Dr. Enrique Navarro por la colaboración brindada durante la etapa de redacción. Un agradecimiento especial para el superintendente del Monumento Nacional El Guácharo, espeleólogo Leopoldo Pereira por su colaboración durante la etapa de campo.

REFERENCIAS

ALMEIDA, R. (1978) Estudio geológico de superficie al sur de El Pilar; zona situada entre los ríos Cumacatal y San Juan, estado Sucre; Venezuela. Departamento de Geología, UCV. Trabajo Especial de Grado (Inédito): 324 p.

BOUMA, A. H. (1962) Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier Pub. Co., Amsterdam: 168 p.

BUSTAMANTE, B. (1984) Estudio geológico de una zona ubicada en los alrededores de San Antonio de Maturín, estado Monagas. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 331 p.

CAMERO, J. y PERDOMO, E. (1983) Estudio geológico de un área situada al noreste de Aragua de Maturín, estado Monagas. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 538 p.

CARMONA, R. (1978) Estudio geológico de superficie de la región situada al norte del valle del río San Juan; zona comprendida entre el río La Gloria y la quebrada Guaruta; estado Sucre,

Venezuela. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 500 p.

CVET- COMISION VENEZOLANA DE ESTRATIGRAFIA Y TERMINOLOGIA (1970) Léxico estratigráfico de Venezuela. Bol. Geol., Pub. Esp. 4: 756 p.

CHACON, O. (1978) Estudio geológico de superficie; zona comprendida entre Santa Lucía y Bolivita; carretera Caripito-Casanay; estado Sucre. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 273 p.

DIAZ, H. y PINO, J. (1983) Estudio geológico de un área situada al norte de Quiriquire, estado Monagas. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 324 p.

DICKINSON, W. R. y SUCZEK, C. A. (1979) Plate Tectonics and Sandstone Compositions. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.: 2104-2182.

_____; BEARD, L.; BRAKENRIDGE, G.; ERJAVEC, J.; FERGUSON, R.; INMAN, K.; KNEPP, R.; LINDBERG, L.; y RYBERG, P. (1983) Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. Geol. Soc. Amer. Bull.; 94: 222-235.

DUNHAM, R. J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: HAM (Edr.) Classification of carbonate rocks. Amer. Assoc. Petrol. Geol.; Mem. 1: 108-121.

FRIAS, R. y QUINTANA, J. (1983) Estudio geológico de una zona ubicada entre Aragua de Maturín y Caripe, estado Monagas. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 414 p.

GARCIA, M. (1978) Estudio geológico de superficie al oeste de la carretera Caripito-Casanay. Zona comprendida entre el río La Palencia y el río Caño Cruz, estado Sucre; Venezuela. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 266 p.

GONZALEZ, B. y BRAVO, M. I. (1983) Estudio geológico de una zona ubicada en los alrededores de San Francisco, estado Monagas. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 507 p.

GONZALEZ DE JUANA, C. ; ITURRALDE DE AROZENA, J. M. y PICARD, X. (1980) Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Ed. FONINVES, Caracas (2 tomos): 1031 p.

GUERRERO, J. y LEON, A. (1983) Estudio geológico de una zona ubicada al norte de Aragua de Maturín, estado Monagas. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 301 p.

- GUILLAUME, H. A.; BOLLI, H. M. y BECKMANN, J. P. (1972) Estratigrafía del Cretáceo Inferior en la Serranía del Interior, oriente de Venezuela. Bol. Geol.; Pub. Esp. 5 (3): 1619-1659.
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J. y VAIL, P. R. (1987) Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science* 235: 1156-1167.
- HEDBERG, H. (1937) Estratigrafía de la sección del río Querecual en el noreste de Anzoátegui. Bolet. Geol. y Min., Caracas; 1 (2-4): 253 - 265.
- _____ (1950) Geology of the eastern Venezuela Basin (Anzoategui-Monagas-Sucre-eastern Guárico portion); Geol. Soc. Amer. Bull.; 61 (11): 1173 - 1216.
- _____ y PYRE, A. (1944) Stratigraphy of northeastern Anzoategui, Venezuela. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.; 20 (1): 1 - 128.
- MACSOTAY, O. (1980) Mollusques benthiques du Crétace inférieur: une méthode de corrélation entre la Tethys mésogéenne et le domaine paléo-Caraïbe (Venezuela). These d'Université, Univ. Claude Bernard, Lyon V 1: 168 p.
- _____ ; VIVAS, V; BELLIZZIA, N. P. de y BELLIZZIA, A. (1986) Excursión Nr 7: Estratigrafía y tectónica del Cretáceo-Paleogeno de las islas al norte de Puerto La Cruz- Santa Fe y regiones adyacentes. En: ESPEJO, A. ; RIOS, J. H. y BELLIZZIA, N. P. de (Edrs.) VI Congreso Geológico Venezolano; Soc. Ven. Geol. (Caracas); Memoria 10 : 7125 - 7174.
- McILREATH, I. A. y JAMES, N. P. (1980) Carbonate slopes. En: WALKER, R. G. (Edr.) Facies Models. Geoscience Canadá, Reprt. Ser. 1: 133 - 144.
- MENDOZA, J. (1978) Estudio geológico de superficie al oeste de la carretera Caripito-Casanay. Zona comprendida entre el río Caño Cruz y quebrada Piritu; estado Sucre; Venezuela. Departamento de Geología, UCV. Trabajo Especial de Grado (Inédito): 302 p.
- METZ, H. L. (1965) Definition of the Cutacual Formation. Asoc. Ven. Geol., Min. y Petrol., Bol. Inf.; 8 (4): 107-109.
- MMH- MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1956) Léxico estratigráfico de Venezuela. 1a. Ed. Bol. Geol., Caracas; Pub. Esp. 1: 728 p.
- MURDOZ, N. G. (1985) Rocas carbonáticas y clasificación de Dunham en español. VI Congreso Latinoamericano de Geología, Bogotá; 1: 281-286.
- NAVARRO, E. ; OSTOS, M. y YORIS, F. G. (1987a) Síntesis de un

modelo tectónico para la evolución de la parte norte-central de Venezuela durante el Jurásico Medio-Paleogeno. las Jornadas de Investigación en Ingeniería, Fac. Ing., UCV; Caracas: 93-98.

_____. (1987b) Revisión y redefinición de las formaciones: El Carmen, Santa Isabel, Tiara, El Chino, El Caño, Escorzonera y Garrapata, Venezuela norte-central. las Jornadas de Investigación en Ingeniería, Fac. Ing. UCV, Caracas: 64-70.

ODEHNAL, M. y RUIZ, R. (1984) Estudio geológico de un área situada al noreste de la ciudad de Cumanacoa, estado Sucre. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 192 p.

ROD, E. y MAYNC, W. (1954) Revision of Lower Cretaceous Stratigraphy of Venezuela. Am. Assoc. petrol. Geol. Bull.; 38 (2): 193-283.

ROJAS, O. (1978) Estudio geológico de un área ubicada al noroeste de Caripito, Zona VI; estados Sucre y Monagas. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 335 p.

ROSALLES, H. (1959) Discusión sobre la Formación El Cantil del noreste de Venezuela. Bol. Geol., Caracas; 5 (10): 99-105.

_____. (1960) Estratigrafía del Cretáceo-Paleoceno-Eoceno de la Serranía del Interior, Oriente de Venezuela. III Congreso Geológico Venezolano, Bol. Geol. (Caracas); Publ. Esp. 3; Memoria 2: 471-495.

SALVADOR, A. (1964) Proposed simplification of the stratigraphic nomenclature in the Eastern Venezuela Basin. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inf. 7 (6): 153-202.

URBANI, F.; YORIS, F. G. y RENZ, O. (1988) Nota sobre un amonite del Género "Mariella", San Agustín, Caripe, estado Monagas. Jornadas 50 Aniversario Esc. Geol., Min. y Geof.; GEOS 29: 91-96.

VAIL, P. R.; MITCHUM (Jr.), R. M. y THOMPSON (III), S. (1980) Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. En: PAYTON, CHARLES E. (Edr.) Seismic Stratigraphy-applications to hydrocarbon exploration. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 4a. Ed., Tulsa: 83 - 97.

WILSON, J. L. (1975) Carbonate Facies in Geologic History. Springer-Verlag; Berlín; 1st. Ed.: 471 p.

YORIS, F. G. (1978) Estudio geológico a escala regional de una zona ubicada al oeste de Caripito, estado Monagas. Departamento de Geología, UCV; Trabajo Especial de Grado (Inédito): 507 p.

(1981) Estudio geológico a escala regional de una zona ubicada al oeste de Caripito, estado Monagas. XXXI Convención Anual de ASOVAC, Maracaibo (Resumen).

(1984a) Definición de la Formación Chimana en la Serranía del Interior, Venezuela nororiental. XXXIV Convención Anual de ASOVAC, Cumaná. (Resumen).

(1984b) Revisión de la estratigrafía regional del Cretáceo inferior en la franja San Antonio de Maturín- Aragua de Maturín- Caripito- Bolivita- Campo Alegre (estados Monagas y Sucre) y análisis petrográfico-estadístico de areniscas al oeste del río San Juan. Tesis para optar al título de Magister Scientiarum (Ciencias Geológicas); Departamento de Geología, UCV (Inédito): 428 p.

(1985a) Revisión de la estratigrafía del Cretáceo inferior al sur y este de la Serranía del Interior, Venezuela nororiental. En: ESPEJO, A.; RIOS, J. H. y BELLIZZIA, N. P. de (Edrs.) VI Congreso Geológico Venezolano; Soc. Ven. Geól.; Caracas; Memoria 2: 1343 - 1393 .

(1985b) Análisis petrográfico- estadístico de areniscas del Grupo Sucre (franja oeste del río San Juan; estados Sucre y Monagas), Venezuela nororiental. En: ESPEJO, A. ; RIOS, J. H. y BELLIZZIA, N. P. de (Edrs.) VI Congreso Geológico Venezolano, Soc. Ven. Geól.; Caracas; Memoria 2: 1307-1342.

(1985c) Análisis de procedencia y ubicación tectónica para las areniscas del Grupo Sucre, Venezuela nororiental. XXXV Convención Anual de ASOVAC, Mérida; Resúmenes de Comunicaciones Libres: 115.

(1986) Source and tectonic setting of the Sucre Group (Lower Cretaceous) based on sandstone analysis (southeastern part of Interior Mountain Range, Venezuela). 11th. Caribbean Geological Conference, Barbados; Abstracts: 121 - 122.

(1988) Localidades tipo y secciones de referencia para los miembros de la Formación El Cantil en la Serranía del Interior, Venezuela nororiental. Bol. Soc. ven. Geól., Caracas; 34: 52-69.

(1989a) Revisión del término "Formación Cutacual" de Venezuela nororiental. Bol. Soc. Ven. Geól., Caracas; 36: 40-42.

(1989b) Consideraciones sobre la Formación Querecual de Venezuela nororiental. Jornadas 50 Aniversario de la Esc. de Geol., Min. y Geof., UCV; GEOS 29: 126-138.

(1992) Análisis de secuencias clásticas por medio de métodos petrográficos y estadísticos. Tesis Doctoral