IX CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGÍA, 5 al 8 de Noviembre de 1995. CARACAS. VENEZUELA.

DOMINIOS TECTONO-ESTRATIGRAFICOS DEL CRETACICO NEOGENO EN VENEZUELA NOR-ORIENTAL

VIVAS, Victor,[1] MACSOTAY, Oliver.[1]

RESUMEN

En Venezuela nororiental la Serranía del Interior Oriental y la Subcuenca de Maturín, están conformadas por sedimentitas marinas, de edad Cretácico temprano a Neógeno, deformadas por pliegues simétricos y asimétricos y cortadas por fallas de corrimiento con vergencia sureste, como consecuencia de la fase tectónica transpresiva de edad Mioceno medio terminal-Mioceno superior que afectó el borde septentrional de la plataforma suramericana. El análisis lito y bioestratigráfico de la secuencia sedimentaria y el estudio tectónico regional, permiten subdividir el nororiente venezolano, en cinco dominios y dos subdominios, a saber:

1. Dominio El Pato (DEP), (el más externo).
2. Dominio Archipiélago Guaiquerí-Manare (DAGM).
3. Dominio Guariquén-Caripe (DGC), con su subdominio La Paloma (sDLP).
4. Dominio Bergantín-Guanta (DBG), con su subdominio Pirital (sDP).
5. Dominio Tonoro (el más interno) (DT).

Los límites actuales entre los diferentes dominios y subdominios, a escala regional, son contactos tectónicos:

---

[1] Consultor Independiente

fallas de corrimiento (de Chuparipal, El Pato, La Blascua, El Naranjo-El Culón, Mundo Nuevo y Pirital), y fallas transcurrentes dextrales (zona de fallas de El Pilar, San Francisco-Quiriquirre y Urica-Santa Inés). Localmente al noreste de la falla de San Francisco-Quiriquire, los dominios DBG y DGC, mantienen su contacto lateral interdigitado o estratigráfico.

Las columnas estratigráficas de los dominios y subdominios están constituidas por sedimentitas que presentan variaciones laterales de facies, espesores y paleoambientes que oscilan entre plataforma interna con influencias fluviales a batial inferior, además de estar afectadas localmente por discontinuidades estratigráficas (hiato, laguna, etc.).

La subdivisión de la Serrania del Interior Oriental y la subcuenca de Maturín, en dominios y subdominios, servirá a los diferentes geocientificos en la reconstrucción e interpretación de los mapas paleogeográficos y palinspásticos, así como en la búsqueda de nuevas rocas madre y rocas reservorio de hidrocarburos.

. ABSTRACT

In NE-n Venezuela, the Serrania del Interior Oriental is made up by early Cretaceous to Neogene sedimentary rocks, folded and thrust-faulted with SE-n vergence. The folding and thrusting started at late middle Miocene to late Miocene times, in a transpressional regime. The Maturin sub-basin is the foreland of the Serrania del Interior, where a late Cretaceous to Quaternary sedimentary unit, remains mostly undeformed. The lito and biostratigraphic analysis of the sedimentary sequence and its tectonic deformation, allowed us to divide the NE-n Venezuela in five domains and two sub-domains.

1. El Pato Domain, the most external (DEP, in Spanish).
2. Archipielago Guaiqueri-Manare Domain (DAGM).
3. Guariquen-Caripe Domain (DGC) with its sub-domain La Paloma (sDLP).
4. Bergantin-Guanta Domain (DBG), with its sub-domain Pirital (sDP).
5. Tonoro Domain, the most internal (DT).

Most of the limits at regional scale between the domains and sub-domains are tectonic as thrust faults Chuparipal, El Pato, La Blascoa, El Naranjo-El Culón, Mundo Nuevo and Pirital). Also right-lateral strike-slip faults (El Pilar fault zone, San Francisco-Quiriquire and Urica-Santa Ines). Locally, to the NE of San Francisco-Quiriquire fault, the DBG and DGC exhibit lateral transition. The stratigraphic columns of domains and sub-domains show lateral facies, thickness and paleoenvironmental variations. They vary from fluvial-influenced inner shelf to lower bathyal. There are hiatuses and unconformities in all the domains, but these are more important in DT. The proposal of domains and subdomains is an intermediate stage for future paleogeographic and palinspastic maps, to be used by geoscientists in their search of source and reservoir rocks.

INTRODUCCION

La Cordillera Caribe en el sector oriental está constituida de norte a sur por el alóctono de la Serranía del Litoral Oriental (napa de Araya-Paria) y el para-autóctono de la Serranía del Interior Oriental. Ambas serranías están separadas por un "corredor tectónico" que corresponde a la zona de fallas de El Pilar, el cual se extiende desde elGolfo de Cariaco, al este y Los Bajos de Guaraúnos y la parte

septentrional del Golfo de Paria, al este. Al sur del frente de montaña de la Serranía del Interior Oriental, situado entre La Ceiba y Urica, al suroeste y Aragua de Maturín-Guanoco al noreste, se localiza la subcuenca de Maturín, que corresponde a una cuenca asimétrica de rumbo N 60 E (paralela a la Serranía del Interior, que presenta un flanco septentrional deformado y afectado por la falla de corrimiento de Pirital y el frente de deformación (para- autóctono) y un flanco meridional no deformado (autóctono) (Fig. 1).

La napa de Araya-Paria está conformada por una asociación de metamorfitas mesozoicas, localmente cubiertas por sedimentitas molásicas marinas y continentales con edades que varían del Mioceno medio al Reciente (Molasas Ib, III, IV y V de MACSOTAY et al., 1995). El contacto entre las metamorfitas de la napa de Araya-Paria, al norte y las sedimentitas de la Serranía del Interior Oriental, al sur, se realiza a través de un cabalgamiento importante, conocido como corrimiento de Chuparipal (KISER, 1952, METZ, 1968, VIERBUCHEN, 1978, RIVAS et al., 1985, ALVAREZ et al., 1985, ROSSI, 1985, y VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

La zona de fallas de El Pilar corta indistintamente ambos terrenos. Recientemente se encontraron afloramientos de metamorfitas, al sur de la zona de fallas de El Pilar (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), que se interpretan como correspondientes a klippes que cabalgan los terrenos sedimentarios cretácicos de la Serranía del Interior.

La columna estratigráfica de la Serranía del Interior y de la subcuenca de Maturín, está constituida por sedimentitas marinas (88%) y continentales (12%) de edad Cretáceo inferior-Neógeno, que presentan durante el Aptiense - Turoniense, Coniaciense superior -Eoceno medio y Oligo-Mioceno, cambios laterales de facies, variación de espesores,

interrupciones estratigráficas importantes y un perfil de erosión actual que afectó regionalmente casi toda la secuencia terciaria. El neo-autóctono molásico continental Plio-Cuaternario (Molasas IV y V) rellena en discordancia angular a la subcuenca de Maturín y a las depresiones internas y externas de la Serrania del Interior Oriental.

El límite occidental de la serrranía está claramente definido por el borde norte de un corredor tectónico de rumbo N 70 - 60 W, denominado Deflexión de Barcelona por VIVAS et al., (1985). Este borde norte se conoce con el nombre de falla de Urica, de ROD (1959). El límite meridional de la Serranía está representado por el contacto discordante entre los afloramientos de edad Cretáceo-Neógeno y los sedimentos molásicos cuaternarios (Molasa IV) que se encuentran entre Urica al suroeste y Guanoco al noreste.

La serranía del Interior Oriental y el flanco norte de la subcuenca de Maturín, están afectados o deformados en una serie de pliegues anticlinales y sinclinales simétricos, localmente asimétricos y asociados a escasas fallas de corrimiento, imbricadas con vergencia sureste. Los pliegues simétricos son rectos, abiertos, cilíndricos, con longitud de onda subkilométrica a plurikilométrica (menor de 7 Km) y ejes axiales de rumbo N 55 - 70 E, con extensión plurikilométrica y doble declive con buzamiento tanto al NE como al SW de la serranía. Los pliegues asimétricos (anticlinales) conservan el mismo rumbo y extensión de los pliegues simétricos, pero presentan un flanco septentrional con buzamiento más suave y un flanco meridional más verticalizado o volcado con vergencia sureste y están asociados a fallas de corrimiento que mantienen el mismo rumbo y vergencia de los pliegues (VIVAS, 1981, 1986, 1987, ROSSI, 1985; SUBIETA et al., 1988, POTIE, 1989, AGUASUELOS INGENIERIA 1991, 1994, CHEVALIER, 1994 y mapas D-10 y D-11 de la CREOLE PETROLEUM CORPORATION, 1965).

Localmente existen fallas antitéticas como por ej., la falla de Tentenocaiga, en la región de Cumaná (GONZALEZ DE JUANA, 1972, VIVAS, 1981, 1986, 1987 y MACSOTAY y VIVAS, 1985) y algunos cabalgamientos con sentido inverso, intrepretados de perfiles sísmicos en la subcuenca de Maturín, al sur de la falla de Pirital y el frente de deformación (SUBIETA et al., 1988). Por otra parte, existen otros accidentes tectónicos pertenecientes al mismo sistema de fallas de rumbo NW-SE (tipo Falla de Urica) que desplazan dextralmente hacia el sureste los pliegues y corrimientos de la serranía del Interior y de la subcuenca de Maturín. En este sistema se encuentra la falla de San Francisco-Quiriquire (SALVADOR y ROSALES, 1960, ROSALES, 1972) la cual junto con la falla de Urica de ROD (1959), sirvieron a MURANY (1972 a y b) para dividir la serranía del Interior Oriental en tres bloques llamados de este a oeste: Caripe, Bergantín y Santa Rosa, donde solo se toman en cuenta las características morfo-tectónicas de la serranía.

Posteriormente MACSOTAY y VIVAS (1985), MACSOTAY et al., (1986) Y VIVAS (1986, 1987), subdividen el bloque Bergantín en dos (2) dominios tectono-sedimentarios a saber:

1. Dominio Archipiélago Guaiquerí-Manare (septentrional)

y

2. Dominio Bergantín-Guanta (meridional.

Ambos dominios están separados hoy en día por las fallas de corrimiento de El Naranjo (ORTIZ, 1980, MACSOTAY y VIVAS, 1985, MACSOTAY et al., 1986) y de El Culón (VIVAS, 1981). Estudios de Geología de superficie y análisis lito y bioestratigráfico realizado por los autores en los bloques de Bergantín y Caripe durante los años de 1990 al 1995, así como la consulta de más de 50 referencias bibliográficas sobre las secuencias sedimentarias del nororiente venezolano, permiten subdividir a la Serranía del Interior Oriental y a la subcuenca

de Maturín en cinco dominios y dos subdominios tectono-estratigráficos (Fig. 1).

Dominios y subdominios tectono- estratigráficos.

Se describirán de más externo o distal a más interno o proximal y con referencia al Escudo de Guayana.

1. DOMINIO EL PATO (D.E.P.) (Fig. 1).

Es el dominio más externo, toma su nombre del cerro de El Pato, situado entre los caseríos de Agua Fría Arriba y Guatamare, suroeste de El Pilar. Se extiende por cerca de 40 Km desde la población de El Pilar, al este, hasta el meridiano que pasa por la población de Cariaco - río Carinicuao, al oeste. Su límite norte lo constituye la falla de corrimiento de Chuparipal (METZ, 1968) que lo pone en contacto con la napa metamórfica de Araya-Paria (NAP) que lo cabalga con vergencia sureste. El límite meridional lo representa la falla de corrimiento El Pato (= "El Zorro" thrust, VIERBUCHEN, 1984, enmend. VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) que cabalga con vergencia sureste el extremo oriental del Dominio Archipiélago Guaiquerí-Manare (DAGM), al dominio Guariquén- Caripe (DGC) y su subdominio La Paloma (sDLP) en el sector Cariaco-río Carinicuao y al sDLP en el frente meridional a lo largo de la carretera Guatamare -Agua Fría Arriba. Más hacia el sur, el DEP forma un klippe conocido como "Klippe de "Cerro de Piedra" (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) (Fig. 1).

Desde el punto de vista estructural, el DEP está constituido de norte a sur por 2 escamas imbricadas y separadas entre sí por la falla de corrimiento El Zorro de VIERBUCHEN (1978). La escama norte está a su vez cortada y desplazada dextralmente hacia el este, por la zona de fallas de El Pilar,

que subdividé al DEP en dos áreas : una septentrional y otra meridional.

Análisis de la Columna Bioestratigráfica (Fig. 2)

En el área septentrional, la columna se inicia en el Neocomiense con calizas con Calpionellas (FURRER, 1979 para la U. C.V. (en MACSOTAY et al., 1985) y calizas impuras con Iatrigonia sp. que se continúan con areniscas cuarzosas con bioturbaciones de Skolithos icnosp., lutitas con paleoflora: Weichselia reticulata (STOKES y WELL) y foraminiferos bentónicos : Choffatella decipiens SCHLUMBERGER calizas con Choffatella sp. y rudistas: Amphitriscoelus waringi HARRIS y HODSON, que sugiere edad Barremiense superior - Aptiense inferior (Fm. Barranquín). Este intervalo se continua en el área septentrional con 250 m. de calizas que corresponden a la localidad tipo de la Fm. Chuparipal de MACSOTAY y ALVAREZ (1987) , formación que contiene abundantes rudistas de edad Barremiense superior-Aptiense inferior (MACSOTAY y VIVAS, 1995).

En el área meridional: Flanco meridional del cerro El Pato y cerro de Piedra, existe un intervalo carbonático de aproximadamente 375 m que suprayace a la Fm. Barranquín y fue anteriormente cartografiado como Fm. "El Cantil" por METZ (1968) y VIERBUCHEN (1978), pero según VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), corresponde a un desarrollo carbonático con micro y macrofósiles de edad Barremiense-Aptiense inferior. En este estudio se asigna a la Fm. Chuparipal. Algunos de los fósiles estudiados por O. MACSOTAY y B. CARR- BROWN en AGUASUELOS INGENIERIA (1994) son los siguientes: foraminiferos planctónicos Hedbergella delrioensis (CARSEY), foraminiferos bentónicos Cosquinolina sunnilandensis elongata MOULLADA, Dictyoconus walnutensis (CARSEY) y Paracoskinolina walnutensis (?) , Corales: Thamnasteria, (Th.) cf. ciparensis WELLS,

Rudistas: Amphitriscoelus cf. waringi H y H . Equinodermos: Heterraster oblongus De LORIOL, Holectypus cf. colombianus ROYO y GOMEZ, Braquiópodos: Rhynchonella cf. gibbsiana (SOWERBY), Gasterópodos: Cimolithium sp., Plesioplocus cf. micromorpha (COSSMANN), poliquetos: Filograna sarcinella (REGENHARDT), icnofósiles: Bichordites cf. monastiriensis PLAZIAT y MAHMOUDI. La zona de concomitancia sugiere una edad Barremiense superior-Aptiense inferior (VIVAS y SAUVAGE en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) y un paleoambiente de banco carbonático de 60 ± 40 m a en posición distal sobre una plataforma submarina con hidrodinamismo medio, asociado a una superficie de erosión submarina (MACSOTAY en AGUASUELOS INGENIERIA, op. cit).

En el flanco septentrional del cerro El Pato y cerros La Pascuala-El Toro, la Formación Chuparipal se continúa en posible contacto erosional (no observado) con otro desarrollo carbonático de 250 m de espesor que también fue cartografiado en la región como Fm. "El Cantil" por METZ (1968) y VIERBUCHEN (1978) que posteriormente fue asignado por VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), a la Fm. Majaqual de ROD y MAYNC (1954) por presentar las mismas características bio y litogenéticas con dicha formación; MACSOTAY (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) identifica la rudista: Mexicaprina cf. cornuta COOGAN, los gasterópodos:Nerinea aff subnodulosa FUTTERER, Cossmannea annulata (GEMMELLARO), Bathraspira cf. tecta (D'ORBIGNY) y el coral Actinastrea cf. whitneyi (WELLS). La zona de concomitancia sugiere una edad Albiense medio terminal -Albiense superior, con posible extensión al Cenomaniense temprano, y un paleoambiente de banco carbonático de 40 ± 20 m de profundidad, situado en posición distal sobre una plataforma submarina con hidrodinamismo medio a alto (MACSOTAY en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). En contacto de paraconformidad o hiatus se deposita encima un nivel de calizas negras finamente laminadas fetidas e hidrocarburos de menos de 15 m de espesor, pertenecientes a la Fm. Querecual con

15 m de espesor, pertenecientes a la Fm. Querecual con Inoceramus annulatus GOLDFUSS variedad HEINZ, I. cf. latus MANTELL y foraminíferos: planctónicos: Hedbergella delrioensis (CARSEY), H. holmdelensis, Hedbergella spp. Whiteinella baltica DOUGLAS y RANKIN, bentónicos: Gavelinella henbesti, G. sandidgei y nannoplancton: Micula staurophora. La zona de concomitancia sugiere una edad Turoniense a Coniaciense inferior sin mayor precisión. Paleoambiente batial superior (fósiles estudiados por MACSOTAY, B. CARR BROWN y C. MULLER para J.F. SAVAGE - V. VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

El Cretácico superior se continúa en contacto concordante con un intervalo de hemipelagitas silíceas y calcáreas con bioturbaciones de Zoophycos icnosp., Scalarituba icnosp. y Tomaculum icnosp. De la parte media y superior del intervalo se tienen los foraminíferos planctónicos: Heterohelix striata, Rosita contusa (CUSHMAN) Rugoglobigerina cf. rugosa (PLUMMER), globotruncanita stuarti (De LAPPARENT), Morozovella aequa, M. acuta M. velascoensis, Acarinina primitiva, Globigerina triloculinoides PLUMMER, foraminíferos bentónicos: Ammodiscus cretaceus (REUSS), A. pennyi CUSHMAN y JARVIS, Tritaxia cf. trilatera (CUSHMAN) y Cribrostomoides cf. trinitatensis y Nannoplancton: Chiastozygus litterarius, Coccolithus pelágicus, C. cavus, Micula staurophora Tetralithus murus, Praediscosphaera cretacea, Zygodiscus sigmoides.

En base a los fósiles estudiados por P. SAINT MARC, B. CARR - BROWN y C. MULLER para J.F. SAUVAGE y V. VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA,.1994), la edad sería: Maastrichtiense - Paleoceno superior (en la zona de foraminíferos planctónicos: Planorotalites pseudomenardii) y su paleoambiente batial media. VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) asigna este intervalo a la Formación Río Chávez de CAMPOS et al., (1980) por presentar las mismas características lito y biogenéticas y ocupar la misma posición estratigráfica a escala regional. METZ

(1968) y VIERBUCHEN (1978) se refirieron a algunos niveles de la Formación Río Chávez como: Formación "San Antonio" Fm. por contener capas silíceo-chérticas, Formación "San Juan" por presentar bloques u olistones de areniscas y Fm "Vidoño" por tener lutitas y calizas arcillosas y abundantes foraminíferos de edad Paleoceno. En contacto concordante sobre las sedimentitas de la Fm. río Chávez, en el área meridional del DEP, sector El Soro-Cangua, se depositan aproximadamente 150 m de: areniscas contorníticas (50 m) en capas subdecimétricas con ocasionales bioturbaciones de Helminthoida icnosp. seguidas de margas y lutitas hemipelágicas (100 m) con bioturbaciones de Chondrites icnosp Zoophycus icnosp., Scalarituba icnosp y Tomaculum icnosp y abundantes foraminíferos y mannoplancton (SAUVAGE Y VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

Los micro y nannofosiles identificados son: Foraminíferos planctónicos: Acarinina brodermanni, A. bullbrooki, A. spinuloinflata, Globigerina senni y Morozovella aragonensis. Nannoplancton Chiasmolithus sp. Coccolithus eopelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Cyclococcolithus formosus, Discoaster barbadiensis, Sphenolithus moriformis, S. radians, Zygrhablithus bijugatus y Coccolithus pelagicus. Según B. CARR BROWN y C. MULLER, (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), la edad es Eoceno inferior a Eoceno medio tardío y su paleoambiente batial inferior. A esta nueva unidad litoestratigráfica J.F. SAUVAGE en AGUASUELOS INGENIERIA (1994) le asignó el nombre de Formación Cangua y fue publicado por primera vez en STEPHAN et al., (1994). En este trabajo se postula como sección tipo de la Formación Cangua, los afloramientos en los alrededores del caserío Cangua, situado aproximadamente a 700 m al sur de la carretera asfaltada Cangrejal - La Ceiba y a 1 Km al sureste del caserío El Soro, Estado Sucre.

En el área septentrional del D.E.P. y en discordancia angular sobre las sedimentitas del Cretáceo inferior (Fm. Barranquin), y de las metamorfitas de la NAP sector de El Pilar se depositó una secuencia turbidítica de edad Mioceno medio (zona de foraminíferos planctónicos : Globorotalia fohsi, según M. FURRER) de 350 m de espesor y paleoambiente de plataforma exterior a media llamada Formación Los Arroyos por ALVAREZ et al., (1985).

A lo largo de la zona de fallas de El Pilar, sector central y oriental del DEP, se depositó en discordancia angular un neo- autóctono constituido de conglomerados, arenas, arcillas y marlitas molásicas de paleoambiente continental - lacustre (Molasa IV de MACSOTAY et al., 1985) representada por la Fm Frontado de MACSOTAY y CARABALLO (1976) y por la Fm Cumatacal de VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) de edad Plioceno superior, basada en los moluscos identificados por MACSOTAY (en AGUASULEOS INGENIERIA, 1994) a saber: Bivalvos: Ostomya mencheri PALMER, Polymesoda (Cyanocyclas) cf. desolai (PALMER) y los gasterópodos : Aperostoma (Cyclohidalgoa) translucidum translucidum (SOWERBY) Asolene (Limnoponus) monagasensis. PALMER, Australorbis glabratus (SWANSON) Hemisinus (Sheppardiconcha) cf. picardi MACSOTAY, H. guatirensis MACSOTAY, H. Comparanus (MAURY) e Hydrobia amnicoloides PILSBRY.

Finalmente, sobre el alóctono del DEP y su neoautóctono Plioceno superior deformado que lo cubre parcialmente, se depositan 150 m de conglomerados molásicos continentales piemontinos en contacto de discordancia angular y de posible edad Pleistoceno superior que VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), la define con el nombre de Formación La Loma (nueva).

2. DOMINIO ARCHIPIELAGO GUAIQUERI- MANARE (DAGM) (Fig. 1)

Fue definido inicialmente por MACSOTAY y VIVAS (1985) para referirse al "conjunto de islas al norte de Puerto La Cruz", entre la Bahía de Pozuelos y la Península de Manare, estados Anzoátegui y Sucre. Actualmente el D.A.G.M. presenta una extensión de 142 Km entre las islas Borracha, al oeste y el meridiano de Cariaco-río Carinicuao, al este (VIVAS, 1987: 59-82 y este estudio). El límite meridional lo conforman las fallas de corrimiento de El Naranjo (MACSOTAY y VIVAS, 1985), de El Culón (VIVAS, 1981) y de La Blascoa (ROSSI, 1985, VIVAS 1987:81), situadas al norte de los ríos Neverí y Carinicuao y la población de Cumanacoa. El D.A.G.M. cabalga al Dominio Bergantín-Guanta (DBG) y al subdominio La Paloma (sDLP) del Dominio Guariquén-Caripe (DGC) con vergencia sureste.

Análisis de la Columna Bioestratigráfica (Fig. 2).

Se inicia con el depósito de una secuencia de espesor plurikilométrico y de base desconocida constituida por sedimentitas marinas siliciclásticas y carbonáticas de paleoambiente de plataforma interna a media perteneciente a la Formación Baranquín (LIDDLE, 1928), subdividida por VON DER OSTEN, (1953 - 54, 1957) en cuatro (4) miembros que en orden estratigráfico ascendente son: Venados, Morro Blanco, Picuda y Taguarumo.

El Miembro Venados consiste de areniscas subconglomeráticas, limolitas y lutitas. El Miembro Morro Blanco (230 m de espesor) consiste de calizas biostrómicas y marlitas con moluscos y corales que alternan con niveles delgados de areniscas y lutitas con Choffatella decipiens SCHLUMBERGER. El Miembro Picuda (425 m) de areniscas con bioturbaciones de Skolithos linearis (HALDEMAN), limolitas, lutitas y ritmitas micáceas. El Miembro Taguarumo (660 m):

alternancia monótona de areniscas, limolitas, ritmitas con hojas detríticas fósiles de Weichselia reticulata (STOKES y WELL), calizas y marlitas macrofosilíferas con moluscos bivalvos de Pterotrigonia tocaymaana (LEA), (rudistas) Amphitriscoelus waringi H. y H y foraminíferos bentónicos de Ch. decipiens. La edad de la Formación Baranquín es Hauteriviense-Aptiense inferior y la de su Miembro Taguarumo Barremiense- Aptiense inferior (MACSOTAY, 1980-b , MACSOTAY et al., 1986, VIVAS, 1987). Los últimos 250 m del Miembro Taguarumo contienen capas de calizas y marlitas que varían de porcentaje desde la isla La Borracha, punta El Burro (5%) , al oeste , hasta el sector de Cumanacoa- río Carinicuao (32 - 60%) , al este y presentan las mismas características litogenéticas de la Formación Borracha (DAGM), pero infrayacen a las lutitas de la Formación García (DAGM). GUILLAUME et al., (1972), separan este intervalo carbonático - siliciclástico de la Formación Barranquín, mantienen su nombre (Taguarumo) y lo elevan al rango de formación. El Miembro o Formación Taguarumo se continúa con 64 m de lutitas y marlitas glauconíticas con ammonites: Dufrenoyia sp. (ROD y MAYNC, 1954: 238, GUILLAUME et al., 1972: 1649) y belemnites de posible edad Aptiense inferior tardío (Bedouliense superior) (VIVAS, 1987: 68) y paleoambiente de plataforma externa a batial superior, MACSOTAY (1980-b). Encima de la Formación García se depositan 230 - 325 m de calizas biostrómicas con rudistas: Caprinuloidea cf. perfecta (PALMER), Coalcomana ramosa (BOHM) y la Nerinea: Multiptyxis sp., de edad Aptiense medio-superior -Albiense inferior y paleoambiente de plataforma externa (MACSOTAY et al., 1986, VIVAS, 1987) pertenecientes a la Formación Borracha de ROD y MAYNC (1954).

La unidad se continúa con 100 - 230 m de lutitas (85%) con intercalaciones de marlitas, areniscas glauconíticas y limolitas ferruginosas con una ammonitofauna perteneciente a las zonas Douvilleiceras mammillatum y Hoplites dentatus

(fauna recolectada por H. GUILLAUME y estudiada por RENZ 1982) de edad tope Albiense inferior a Albiense médio (GUILLAUME et al., 1972: 1632, MACSOTAY et al., 1986 y VIVAS, 1987) y paleoambiente de plataforma externa a batial superior (?) (MACSOTAY 1980 a, b, MACSOTAY et al., 1986). Este intervalo pertenece a la Formación Chimana que en el D.A.G.M. infrayace a 250 m de calizas y lutitas laminadas con pseudoconcreciones de caliza negra afanítica, también laminadas pertenecientes a la Formación Querecual con foraminíferos planctónicos de edad Albiense superior (Zona de Rotalipora ticinensis/Rotalipora appenninica) (GUILLAUME et al., 1972: 1632), Inoceramus labiatus SCHLOTHEIM, I. fragilis HALL y MEEK y de Ammonites Discohoplites sp., Coilopoceras sp., Eucalycoceras sp. y Kossmaticeras sp., que indican niveles varios del Turoniense y Coniaciense (VON DER OSTEN, 1953-54: 150, MACSOTAY et al., 1986: 7145).

La serie se termina en el D.A.G.M. con un intervalo de 200 m estimados de hemipelagitas siliceas, chérticas y calcáreas con bioturbaciones de Zoophycos icnosp. y Chondrites icnosp. e Inoceramus balticus balticus BOEM, I. balticus kunimiensis N. y M. que sugieren edades Santoniense superior-Campaniense inferior (MACSOTAY et al., 1986: 7145). De la región de Cumaná FURRER (en VIVAS, 1981: 33-41) identificó Globotruncana calcarata CUSHMAN y Orthokarstenia bramletti y FLEURY (en VIVAS op. cit.,: 33 - 41) identifica Globotruncana stuartiformis DALBIEZ que sugieren una edad Campaniense a Maastrichtiense y en el Morro de Barcelona FURRER (en VIVAS 1987: 56 - 59) identifica Globotruncana calcarata CUSHMAN, Globigerina spp. y Rzehakina epigona lata CUSHMAN y JARVIS y Globorotalites cf. michelena que le sugiere edades que van del Campaniense al Paleoceno. Este intervalo pertenece dentro del D.A.G.M. a la Formación Río Chávez (MACSOTAY y VIVAS, 1985, VIVAS, 1987). El paleoambiente de las formaciones

Querecual y Río Chávez varía de plataforma externa a batial medio (Fig. 3).

En la región de Cumaná - Cariaco se deposita sobre las formaciones Querecual y Río Chávez un neoautóctono discordante conformado por sedimentitas molásicas Plioceno superior - Cuaternario (Molasas IV y V) de paleoambiente continental a marino somero, formaciones Frontado (MACSOTAY y CARABALLO, 1976), Caiguire y Cumaná (ASCANIO, 1972, MACSOTAY, 1976, BERMUDEZ, 1977), Cascajal y Guaracayal (VIVAS y GODA, 1980), MACSOTAY y BLADIER 1987: 132).

3. DOMINIO GUARIQUEN - CARIPE (D.G.C.) (Fig. 1).

Es el dominio más oriental y representa la secuencia estratigráfica del bloque morfotectónico de Caripe (MURANY, 1972 a y b). Se extiende por 120 Km desde la población de Cumanacoa, al oeste, hasta la región de Guariquén - Caño La Brea, Estado Sucre, al este. Sus límites son transicionales tanto con su subdominio La Paloma (sDLP), situado al noreste y noroeste de Caripe - Santa Marta, como en el Dominio Bergantín - Guanta (D.B.G.), situado al sur y oeste de Caripe, Estado Monagas.

Análisis de la Columna Bioestratigráfica (Fig. 2).

Regionalmente la columna a describir comprende un para-autóctono constituido por sedimentitas de edad Barremiense-Paleoceno, cubierto localmente en discordancia por un neo-autóctono molásico continental - lacustre de edad Plioceno superior - Pleistoceno (Molasas IV y V de MACSOTAY et al., 1995).

En la Serranía de La Paloma (o Guariquén) al noreste del Río San Juan - Caripito, los afloramientos datados más antiguos

corresponden al Barremiense - Aptiense inferior y abarcan los 1500 m superiores pertenecientes a la Formación Barranquin y/o Formación Taguarumo. Los estratos más bajos en la columna no afloran, desconociéndose a su vez la base y el espesor total de esta formación (estimado en 2700 m), así como las sedimentitas pre-Cretácicas (posibles carbonatos marinos epicontinentales de edad Jurásico superior). Los primeros 500 m presentan litofacies siliciclásticas tipo Miembro Picuda del D.A.G.M. (VON DER OSTEN 1953-54, 1957). Los 1000 m restantes están constituidos por una secuencia carbonático -siliciclástica semejante a la del Miembro o Formación Taguarumo del D.A.G.M. con los siguientes porcentajes: calizas (40%), marlitas y lodolitas calcáreas (30%), areniscas (15%) y limolitas o lutitas limosas (15%) (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

Las calizas forman paquetes de menos de 70 m subdivididas en capas de menos de 4 m, son biostromales con abundantes bivalvos: (rudistas) Amphitriscoelus waringi HARRIS y HODSON; Ceratostreon boussingaulti (d'ORBIGNY), Amphidonte cf. syriaca (CONRAD), Inoceramus cf. ewaldi SCHLUTER y Pterotrigonia (Pterotrigonia) tocaymaana (LEA), gasterópodos Ampullina cf. bulimoides d'ORBIGNY, equinodermos: Heteraster cf. couloni (AGASSIZ), Holectypus sp. Toxaster villei (AGASSIZ), poliquetos: Parsimonia antiguata (SOWERBY).Las limolitas contienen foraminíferos bentónicos:Choffatella decipiens SCHLUMBERGER, paleoflora: Weichselia reticulata (STOKES y WELL), icnofósiles: Chondrites intricatus BRONGNIART, Ch. cf. arbuscula BRONGNIART y ostracodos Apatocythere simulans. Los fósiles recolectados por V. VIVAS fueron estudiados por O. MACSOTAY (macro e icnofauna), B. CARR BROWN (micro) y O. ODREMAN (paleoflora) para AGUASUELOS INGENIERIA (1994) y en general sugieren una edad Barremiense superior - Aptiense inferior y un paleoambiente de plataforma media entre 20 y 100 m de paleoprofundidad.

En el sector Caripe - río Carinicuao, según ROSSI et al., (1987:8) la sucesión siliciclástica expuesta (menos de 800 m), perteneciente al Miembro o Formación Taguarumo, de GUILLAUME et al., (1972: 1625 - 1627) está caracterizada por la intercalación de dos secuencias carbonáticas principales: una secuencia inferior, compuesta de calizas neríticas bioclásticas, que alterna con areniscas y marlitas que contienen Chofatella decipiens; det. M. FURRER y nannoplancton: Nannoconus colomii, det. C. MULLER, donde la asociación indica una edad Barremiense. Una secuencia superior caracterizada por biomicritas en capas macizas, frecuentemente dolomitizadas, que alternan con areniscas y lutitas. Los 15 m superiores de esta secuencia están constituidos por calizas con rudistas. Caprina sp. y Amphitriscoelus sp. gr. waringi; det. J.P. MASSE que asociada con Ch. decipiens definen una edad Barremiense superior - Aptiense inferior . Estas dos secuencias son de espesor variable y pueden sobrepasar los 150 m en el norte pero disminuyen rápidamente al sur (ROSSI et al., op.cit.).

En el sector de Guariquén, la unidad se continúa en contacto concordante, pero abrupto en su litofacies con un intervalo de 100 m de espesor constituido por lutitas calcáreas y marlitas gris oliva con abundantes belemnites: Neohibolites aptiense (KILIAN), Ammonites: Acantohoplites cf. nolani (SEUNES), Gargasiceras acutecostatum (RIEDEL), Cheloniceras (Epicheloniceras) sp. Dufrenoya cf. justinae HILL, Aconoceras nisus (d'ORBIGNY), Cheloniceras cf. subnodosocostatum SINZOW Colombiceras sp. nov. 1, Colombiceras sp. nov. 2 (transciende a Acanthohoplites), Zuercherella aff. zuercheri y Beudanticeras zuercheri (JACOB), foraminíferos planctónicos: Globigerinelloides blowi, G. algeriana, Schackoina cabri, Hedbergella spp., foraminíferos bentónicos: Dorothia kummi, Coskinolinoides texanus, Conorotalites aptiensis, Nodosaria spp., Marssonella aff. M. Oxygona y Tristix sp. (fósiles y muestras recolectadas por V. VIVAS y determinaciones hechas por

O. MACSOTAY, L. BULOT, B. CARR-BROWN para AGUASULEOS INGENIERIA, 1994). Edad: Aptiense inferior terminal (zona de foraminiferos planctónicos: Schackoina cabri, parte superior) a la parte media del Aptiense superior (zona de ammonites: Nutfieldensis, parte superior). Paleoambiente: plataforma externa a medio con paleoprofundidades entre 300 y 100 m. Este intervalo pertenece a la Formación García (GUILLAUME et al., 1972) y representa el primer episodio transgresivo del oriente de Venezuela (GUILLAUME et al., 1972: 1629, VIVAS, 1987:68, ROSSI et al., 1987:9, FALCON, 1989:54).

En el sector de Caripe - Santa María, la Formación García presenta un espesor que varía de 100 a 180 m (GUILLAUME et al., op. cit., constituidos por lutitas (95%), areniscas (3%) y calizas arcillosas (2%), con diversos fósiles (ammonites, foraminiferos planctónicos, polen) que han dado una edad Aptiense inferior tardio en la zona de foraminiferos planctónicos : Schackoina cabri (FALCON, 1989: 51-53, ODEHNAL y FALCON, 1989) a Aptiense superior temprano, en la zona de ammonites Nisus del Gargasiense inferior, det. J.P. THIEULOY en ROSSI (1987:9), (CHEVALIER, 1994).

Las lutitas de la Formación García se continúan en contacto concordante y abrupto con una secuencia carbonática de 200 a 400 m de espesor en la región de Caripe (ROSSI et al., op. cit.:9) y 125 a 300 m en la región de Guariquén - río Morocoto (GUILLAUME et al.,1972:1637, VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) perteneciente al Miembro Guácharo de la Formación El Cantil (GUILLAUME et al., op. cit.: 1637). Las calizas del Miembro Guácharo descansan sobre un intervalo siliciclástico de 100 m de espesor que constituye el Miembro El Mapurite de la Formación El Cantil en la región de Caripe - Santa María (GUILLAUME et al., op. cit.:1636,ROSSI et al.,op. cit., :9) o el Miembro Hornequera, de la Formación El Cantil, en la región Guariquén - río Morocoto (GUILLAUME et al., op.

cit.: 1636, VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). Este último intervalo está constituido por areniscas (62%) de grano fino a medio localmente subconglomeráticas y limolitas (38%). Algunas capas de areniscas presentan estructura de acanalamiento, laminación cruzada y ripples o rizaduras de corriente y localmente están afectadas por fallas sinsedimentarias de longitud métrica, de rumbo y buzamiento actual E-W 60 N y desplazamiento vertical pluricentrimétrico (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). No se encontraron fósiles y el paleoambiente propuesto es el de plataforma interna afectado por tectónica gravitacional (paleofallas normales). El Miembro Guácharo corresponde a un intervalo carbonático constituido por calizas biostromales (93%), areniscas (5%) y limolitas. Las calizas son de espesor submétrico a métrico. Las hay bioclásticas, oolíticas con microalgas, micríticas con foraminíferos bentónicos: Orbitolina (Mesorbitolina) texana, Coskinolinoides sp. y plantónicos: Hedbergella spp. (det. A. ARNAUD-VANNEAU), micríticas con Miliólidos y rudistas: Planocaprina cf. trapezoides (PALMER), Agriopleura cf. blumenbachi (STUDER), Toucasia hancockensis WHITNEY, Coalcomana cf. ramosa (BOEHM), Caprinuloidea cf. perfecta PALMER (det. O. MACSOTAY) fósiles que sugieren una edad Aptiense superior tardío (Clansayasiense?) a Albiense inferior y un paleoambiente de banco carbonático de plataforma media a externa (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

Encima de las calizas del Miembro Guácharo de la Formación El Cantil, se depositan 100 m máximo de una secuencia siliciclástica constituidos en la región de Guariquén por areniscas (73%), lutitas limosas (17%) y lutitas negras (10%) perteneciente a la Formación Chimana. El contenido fosilífero consiste de Ammonites: Tetragonites rectangularis WIEDMANN, Beudanticeras cf. walleranti (JACOB), Desmoceras cf. latidorsatum MICHELIN, gasterópodos: Cimolithium sp.,

Acteonmarullensis d'ORBIGNY, poliquetos: Serpula conjuncta GEINITZ, icnofauna: Paratisoa icnosp. GAILLARD, 1972 (det .O. MACSOTAY) y muy escasos foraminíferos (Hedbergella sp. Patellina subcretacea, Gaudryina tailleuri, det. B. CARR-BROWN).

La ammonitofauna y posición estratigráfica relativa sugiere una edad Albiense inferior a Albiense medio tardío (zona de foraminíferos planctónicos: Biticinella breggiensis). Paleoambiente: plataforma media a externa (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), Fig. 3. El intervalo detrítico-pelítico (Formación Chimana) infrayace en contacto concordante y abrupto (en cuanto a litofacies) con una secuencia de hemipelagitas calcáreas de 225 m de espesor, dentro del sector de Caripe (ROSSI et al., op. cit.: 10) y 325 m en la región de Jurupú - Guanoco que disminuye hacia el norte a 250 m en el área de Querepe de Tierra - río Guatamare, (al sur de Guariquén). En los alrededores del caserío Puerto de Los Conotos (carretera entre el río Morocoto y Guariquén), sólo afloran los 60 m inferiores de esta unidad perteneciente a la Formación Querecual de HEDBERG (1937: 1990), (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). Esta formación hemipelágica es una de las rocas madres mayores de petróleo en la subcuenca de Maturín (GONZALEZ DE JUANA et al., 1980) y marca a la escala de la serrania la gran transgresión mundial del Cretáceo superior, VAIL y MITCHUM, (1979 en ROSSI et al., op. cit.: 10). La Formación Querecual en el D.G.C. consiste de una alternancia monótona e irregular de lutitas negras laminadas (con pseudo concresiones de diámetros submétricos y forma elipsoidal de calizas micríticas gris oscuro, finamente laminadas) (76 - 60%), calizas micríticas gris oscuro, finamente laminadas (de espesores decimétricos a métricos y fetidas a hidrocarburos) (20 - 36%) y chert negro, en capas subcentimétricas, finamente laminadas (y fétidas a hidrocarburos) (4%).

El registro fosilífero consiste de Moluscos: bivalvos: Inoceramus tenuis (MANTELL) I. cf. virgatus SCHLUTER, Mytiloides goppelnensis (BADILLET y SORNAY), M. hercynicus (PETRASCHEK), I. glennensis ANDERSON, I. cf. pictus neocaledonicus JEANNET, (det. O. MACSOTAY), Cefalópodos: Ammonites: Anapusozia gr. tucuyensis (det. L. BULOT), foraminiferos: planctónicos: Hedbergella planispira (TAPPAN), H. delrioensis (CARSEY), Rotalipora ticinensis (GANDOLFI), Ticinella primula LUTERBACHER, T. raynaudi SIGAL, Globigerinelloides bentonensis (MORROW), R. subticinensis, Biticinella breggiensis SIGAL, Heterohelix reussi, R. cushmani (MORROW), R. appenninica RENZ, Praeglotruncana delrioensis (PLUMMER), (foram. planctónicos retrabajados: Schackoina cabri y Hedbergella maslakovae LONGARIA) y bentónicos: Neobulimina canadensis, N. irregularis, Lenticulina, spp. Dentalina spp, Tappanina laciniosa N. minima y Bolivina sp. (det. B. CARR BROWN). Nannoplancton: Eprolithus floralis, Watznaueria barnesae, W. britannica (det. C. MULLER). Edad: Albiense superior basal (Zona de Foraminiferos planctónicos): Rotalipora subticinensis) a Coniaciense inferior (Zona de Foraminiferos planctónicos: Dicarinella primitiva). Paleoambiente: Plataforma externa a batial superior con paleoprofundidades entre 150 y 500 m. El ambiente era disóxico (alternancias con y sin oxígeno) y el talud estaba expuesto a corrientes oceánicas (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) y Fig. 3.

Las hemipelagitas calcáreas y sapropélicas (Formación Querecual) se continúan en contacto concordante y transicional con las hemipelagitas silíceas y calcáreas asignadas por VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), MACSOTAY y VIVAS (1995) y este trabajo a la Formación Río Chávez de CAMPOS et al., (1980). Esta unidad presenta un espesor máximo aflorante de 500 m en los sectores del río El Limón - Joaquín Zapata - Sirina (al sur de los cerros Zumbador y Sipa) y en los alrededores del río Jurupú - Guanoco (al sur de Guariquén) solo afloran 250 m

(tope erosionado). Litológicamente consiste de limolitas silíceas (73%), limolitas calcáreas y margosas (12%), limolitas chérticas (12%), y ocasionales cuerpos u olistones de areniscas (3%) con bioturbaciones de Zoophycos icnosp. (FREY et al., 1990). En general, las limolitas son finalmente laminadas y muestran a diferentes niveles "diferenciaciones diagenéticas" de chert negro que exhibe morfología elipsoidal de diámetros decimétricos. El registro fosilífero consiste de moluscos bivalvos: Inoceramus cycloides cycloides WEGNER, I. cf. inconstans WOODS, I. cf. algeriensis HEINZ, (det. O. MACSOTAY), foraminíferos planctónicos: Dicarinella concavata, D. primitiva, Hedbergella spp. Heterohelix reussi, Marginotruncana coronata, Morozovella conicotruncana, M. acuta, Acarinina primitiva, Planorotalites compressa, Globigerina triloculinoides, Chiloguembelina subtriangulata, Chiloguembelina midwayensis midwayensis y Planorotalites pusilla pusilla (y foraminíferos planctónicos retrabajados: Schackoina cabri, Globigerineilloides blowi, Hedbergella planispira, H. bizonae), foraminíferos bentónicos (abundantes): Dorothia retusa, Spiroplectammina grzybowskii, Haplophragmoides walteri, Rzehakina epigona, Bathysiphon sp., Marginulina spp. Nodosaria spp. radiolarios: Dictyomitra multicostata, (deter. B. CARR BROWN), Nannoplancton : Micula staurophora, watznaueria barnesae, Eiffellithus sp. y Tetralithus cf. gothicus (det. C. MULLER). Edad: Coniaciense superior (Zona de foraminíferos planctónicos: Dicarinella concavata) a Paleoceno medio (Zona de foraminíferos planctónicos: Planorotalites pusilla - pusilla. Paleoambiente batial medio a batial inferior con paleo profundidades entre 500 y 1200 m en fondos pelíticos, ricos en materia orgánica, con hidrodinamismo bajo a medio. El talud estaba expuesto a corrientes termohalinas de fondo (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

Finalmente, sobre las sedimentitas hemipelágicas de la Formación Río Chávez se deposita en contacto de discordancia

angular, una secuencia neoautóctona constituida por sedimentitas molásicas continentales - lacustres de edad Plioceno superior - Pleistoceno (Molasas IV y V), representadas por la Formación Cumatacal: subconglomerados polimictos de metamorfitas y sedimentitas retrabajadas, capas delgadas de carbón y marlitas macrofosilíferas con gasterópodos de Australorbis glabratus (SWANSON), Hemisinus (Sheppardiconcha) cf. picardi MACSOTAY H. guatirensis MACSOTAY y H. comparanus (MAURY) (det. O. MACSOTAY). Frontado: Fanglomerados polimictos de metamorfitas y sedimentitas retrabajadas y La Loma: Subconglomerados, gravas y arcillas compactadas constituidas de sedimentitas y metamorfitas retrabajadas con clastos tipo pudinga (subredondeados a redondeados) (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA,1994) y Fig. 3.

3A. SUB-DOMINIO LA PALOMA (sDLP) DEL DGC. (Fig. 1)

Toma el nombre del caserío La Paloma, Estado Sucre, situado en las coordenadas geográficas: 63° 10' 56,6" W y 10° 26' 21,6" N (= coordenadas reticulares, U.T.M. : 480.100 - 1.154.000) y justo en el frente meridional del klippe de Cerro de Piedra (perteneciente al D.E.P., Fig. 1). El sDLP se localiza en dos sectores: Uno al este de Cumanacoa, donde sus límites están definidos por la falla de corrimiento La Blascoa (ROSSI, 1985), al norte y la falla transcurrente dextral de San Francisco - Quiriquire (SALVADOR y ROSALES, 1960, ROSALES, 1972, ROSSI et al., 1987: 20 - 23), al oeste. El otro sector se ubica al norte del curso superior (E-W) del Río San Juan,donde su límite septentrional está definido por las fallas de corrimiento de El Pato y Santa Rosa (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994 y este estudio).

Análisis de la columna bioestratigráfica (Fig. 2)

Se inicia con los últimos 625 m de una secuencia carbonático - siliciclástica perteneciente al Miembro o Formación Tagnarumo (VON DER OSTEN 1953, - 54, GUILLAUME et al., 1972) subdividida según VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) en dos partes. La parte inferior de 395 m conformada por lodolitas calcáreas y marlitas (42%), calizas (10%), limolitas (26%) y areniscas (22%). El registro fosilífero es semejante al observado en el DGC y consiste de abundantes moluscos (bivalvos y gasterópodos) equinodermos, sérpulas, escasos foraminíferos bentónicos Choffatella decipiens, Miliolidos sp.) y raros corales solitarios. Algunas cuarzoarenitas de grano grueso se presentan afectadas por el icnofósil : Skolithos linearis (HALDEMAN) que caracteriza ambientes marinos litorales e infralitorales de alta energía (MACSOTAY, 1975, FREY et al., 1990). Algunos niveles de limolitas carbonosas contienen abundantes improntas de detritus de frodes, tallos y hojas aisladas con predominio de hojas de Weichselia reticulata (STOKES y WELL), Haussmania sp., Gleichemites sp. y algunas marcas de tallos posiblemente pertenecientes a una cornífera del género Brachyphyllum sp. (det. O. ODREMAN).

La parte superior de 230 m está constituida por calizas (78%), limolitas (12%) y areniscas (10%). Las calizas son biostromales de espesor submétrico a plurimétrico (menos de 4 m) color gris oscuro que meteoriza a gris azulado. Las hay micríticas, bioclásticas, oolíticas, coquinoides con textura mudstone y wackestone. Los bioclastos están constituidos por fragmentos de moluscos bivalvos (rudistas) y gasterópodos. Localmente se observan calizas micríticas con abundantes foraminíferos bentónicos: Palorbitolina lenticularis, Mesorbitolina parva, Choffatella decipiens, y Miliolidos (recolector V. VIVAS, det. A. ARNAUD - VANNEAU) y calizas bioclásticas con abundantes rudistas: Amphitriscoelus waringi

(det. O. MACSOTAY). Edad : Barremiense superior - Aptiense inferior, sin mayor precisión. Paleoambiente: Plataforma interna a media (Fig. 3). Esta unidad se observa bien a lo largo de la carretera Coicual - Rincón Frio - Ojo de Agua (en la vía El Pilar - Guariquén), carretera Ojo de Agua - cerro El Imposible, Río Putucual - Agua Clarita (en la vía a Santa Rosa) y camino Campo Alegre - El Escondido, Estado Sucre.

Formación Valle Grande: El Barremo - Aptiense inferior (Miembro o Formación Taguarumo), se continúa en contacto concordante y abrupto (en cuanto a litofacies) con un intervalo pelítico - carbonático de 100 m de espesor perteneciente en la región de Cumanacoa a la Formación Valle Grande de ROD y MAYNC(1954 :239), (C.V.E.T., 1970: 615 - 616, GUILLAUME et al., 1972: 1629 -1630) y en la región al norte del río San Juan (noreste de Santa María, Fig. 1), a la Formación "Cutacual" de METZ (1964:36 y 1965 a -: 84). (C.V.E.T., 1970. 191 - 192), con sección tipo definida en el río Putucual. MACSOTAY y VIVAS (1995) y este trabajo proponen la eliminación de la Formación Cutacual" por ser sinónimo innecesario y más joven de la Formación Valle Grande (principio de identidad y respeto a la prioridad de publicación en Guía ESTRATIGRAFICA INTERNACIONAL de HEDBERG, 1980 : 20 Y 23). La Formación Valle Grande en su localidad tipo (Camino Valle Grande - San Juanillo, sector de Cumanacoa - Acarigua) consiste de lutitas, marlitas, calizas glauconíticas y areniscas calcáreas, El registro fosilífero consiste de una abundante ammonitofauna con géneros de Aconeceras, Cheloniceras, Colombiceras, Dufrenoya, Hypacanthoplites, Megatyloceras y belemnites: Neohibolites cf. semicanaliculatus (BLAINV) que sugiere una edad Aptiense superior (C.V.E.T., 1956 : 665).

En la región de Santa Rosa - Río Putucual, la Formación Valle Grande (= región tipo en la "Formación Cutacual"), consiste según METZ (1965 - a y b) en una interestratificación

de calizas gris oscuro finamente laminadas con lutitas gris claro, astillosas (en parte calcáreas y bituminosas) y calizas bioclásticas (consideradas por METZ, op. cit., como lenguas de la Formación El Cantil); el registro fosilífero consiste de abundantes foraminíferos bentónicos y escasos planctónicos, entre estos últimos se destacan: Planomalina planispira, P. infracretacea, P. apsidostroba, Praeglobotruncana rohri group, Pr. infracretacea, Pr. planispira, Pr. gautierensis group, que sugieren una edad: Albiense (aprox. Zona Praeglobotruncana rohri reconocida de la Formación Maridale de Trinidad; det. y edad por H.M. BOLLI), con posible extensión al Aptiense y el Cenomaniense (METZ op. cit., C.V.E.T., 1970: 191). Más hacia el este, en la región de Campo Alegre - La Paloma - rio Coicual, Estado Sucre, la Formación Valle Grande (= Fm. "Cutacual") está constituida según VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) por menos de 100 m de una interestratificación de lutitas arcillosas, calcáreas y margosas (85%), de color gris oscuro que meteoriza a gris verdoso, son algo glauconíticas y muy fosilíferas y marlitas o calizas arcillosas (15%) de color gris oscuro que meteorizan a color "chocolate", localmente son glauconíticas, nodulosas, micríticas y muy fosilíferas, y presentan textura mudstone.

Según SAUVAGE y VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), el registro fosilífero consiste en detalle de: Moluscos: bivalvos: Anisocardia aff. neocomiensis (AGASSIZ), Astarte claxbiensis WOODS, Isoarca cf. montmollini (PICTET y RENEVER), Astartemya (Freieastarte) debilidens (GERHARDT), Acila (Acila) bivigata SOWERBY y gasterópodos: Anchura ex. gr. sucrensis VON DER OSTEN, Dentallium cf. cylindricum SOWERBY, Ataphrus (Athaphrus) cf. crassus GABB (det. O. MACSOTAY), ammonites: Macroscaphites stritisulcatus, Colombiceras crassicostatum Holcophylloceras kiliani, Hypophylloceras cf. aptiense, Hy. moreli, Matoceras sucre, Acantoplites sp., Aconeceras nisus, Eotetragonites gr. duvaliiacobi, Parahoplites sp., Zurcherella

zurcheri morph., B. Zurcherella zurcheri, "Desmoceras" falcistriatum, Melchiorites emerici y Salfeldiella guettardi (det. L. BULOT), Belemnites: Neohibolites semicanaliculatus (BLAINVILLE), N. aptiensis (KILIAN), Belemnites cf. lateralis SOWERBY (det. O. MACSOTAY) Foraminiferos: Planctónicos: Hedbergella delrioensis (CARSEY), H. planispira (TAPPAN), H. cf. maslakovae LONGARIA, H. gorbachikae LONGARIA, H. simplex (MORROW), Globigerinelloides bentonensis (MORROW), Planomalina buxtorfi (GANDOLFI), Praeglobotruncana cf. stephani (GANDOLFI) Pr. cf. delrioensis (PLUMMER), Ticinella cf. primula LUTERBACHER, T. cf. raynaudi SIGAL y T. roberti (GANDOLFI) y bentónicos: Dentalina cf. distincta REUSS, Globorotalites aptiensis (BETTENSTAEDT), Lenticulina cf. acuta (REUSS), Tristix acutangula (REUSS), Valvulineria gracillima DAM, Bathysiphon sp., Bolivina spp. Conorotalites aptiensis, Epistomina gr. spinulifera REUSS, Gavelinella spp. y Tritaxia cf. plummerae CUSHMAN (det. B. CARR- BROWN y P. SAINT MARC). Nannoplancton: Chiastozygus litterarius, Corolithion achylosum, Cribrosphaerella primitiva, Eprolithus floralis, Nannoconus minutus, Parhabdolithus angustus, P. embergerii, P. infinitus, Stephanolithion laffitei, watznaueria barnesae, W. biporta, W. communis, Zygodiscus diplogrammus, Manivitella pemmatoidea y Prediscosphaera cretacea (det. C. MULLER). Icnofósiles: Chondrites arbuscula (BRONGNIART), Ch. intricatus (BRONGNIART), Planolites icnosp., Teichichnus icnosp. (det. O. MACSOTAY). Edad: La Formación Valle Grande (Formación "Cutacual") presenta regionalmente dentro del sDLP, una edad Aptiense superior - Albiense medio terminal, cuando se continúa con las calizas bioclásticas con rudistas de Mexicaprina sp. de edad Albiense superior (Formación Majagual) o con la parte basal (20 m) de lutitas y calizas laminadas, fétidas a hidrocarburos, que contiene Inoceramus, ammonites, foraminiferos planctónicos y nannoplancton de edad Albiense superior (Formación Querecual). En ausencia de estas litofacies (Majagual y Querecual), La Formación Valle Grande se

continúa dentro de una zona de transición (de edad Albiense superior) con la litofacies de la suprayacente Formación Querecual de edad Cretáceo superior (Fig. 2).

Paleoambiente: (Formación Valle Grande): Plataforma externa a batial superior con paleoprofundidades entre 110 y 300 m. En ambiente de energía hidrodinámica baja, bien oxigenada, con presencia de corrientes de aguas frías de surgencia sobre fondos lodosos, ricos en materia orgánica (SAUVAGE y VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) y Fig. 3. La Formación Valle Grande constituye un equivalente cronológico de las formaciones García, El Cantil (o Borracha) y Chimana) de los dominios: DGC y DAGM y representa la extensión lateral y continuación (en el tiempo) de la transgresión que se inició con el depósito de las sedimentitas de la Formación García (GUILLAUME et al., 1972: 1629).

Formación Majagual: Localmente, en una colina justo en la margen derecha del Río Cumacatal, en la carretera Agua Fría Arriba - Campo Alegre, se localizan 15 m de calizas bioclásticas que suprayacen a la Formación Valle Grande (= Fm. "Cutacual") e infrayacen a la Formación Querecual, que según SAUVAGE y VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), contienen abundantes rudistas de: Caprinuloides cf. anguis (ROEMER), Caprinuloidea cf. perfecta, Mexicaprina cf. cornuta y Sphaerulites ex. gr. foliaceus y gasterópodos de Teleoptyxis sp. (det. O. MACSOTAY), que sugieren una edad Albiense superior y un paleoambiente de banco carbonático situado en posición distal sobre una plataforma submarina con paleoprofundidades de 40 - 60 m en ambiente de energía media - alta (según MACSOTAY para SAUVAGE y VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), Fig. 3.

Formación Querecual:

Suprayacente a la Formación Majagual o en su ausencia, a Formación Valle Grande se depositan 150 m de hemipelagitas calcáreas constituidas por una alternancia monótona e irregular de lutitas y calizas negras finamente laminadas. El registro fosilífero consiste según SAUVAGE y VIVAS, (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) de moluscos: bivalvos: Anomia cf. papyracea d'ORBIGNY, Mytiloides aff. goppelnensis (BADILLET y SORNAY), Inoceramus cf. lunatus FORBES, I. plicatus (d'ORBIGNY), I. Costellatus longealatus TROGER, I. cf. latus MANTELL, I. annulatus GOLDFUSS, (det. O. MACSOTAY). Foraminiferos planctónicos: Hedbergella cf. gorbachikae LONGORIA, H. cf. planispira (TAPPAN), H. cf. simplex (MORROW), H. delrioensis (CARSEY), H. holmdelensis, Helvetoglobotruncana praehelvetica (TRUJILLO), Heterohelix reussi, whiteinella cf. paradubia (SIGAL), W. baltica DOUGLAS y RANKIN, W. archaeocretacea PESSAGNO y Dicarinella gr. algeriana (CARON) - imbricata (MORNOD) y bentónicos: Bolivina spp. Trochammina sp. Bathysiphon sp., Gavelinella sandidgei y Lenticulina munsteri (det. B. CARR - BROWN y P. SAINT MARC). Nannoplancton: Ephrolithus floralis, Manivitella pemmatoidea, Parhabdolithus embergerii, watznaueria barnesae, W. biporta, Prediscophaera cretacea, Micula staurophora, Eiffellithus eximius, E. turriseiffeli y Marthasterites furcatus (det. C. MULLER). Edad: Albiense superior basal a Coniaciense inferior. Paleoambiente: batial superior con paleoprofundidades entre 200 y 600 m sobre fondos ricos en materia orgánica, en lodos hidroplásticos pero con aguas oxigenadas a disúxicas (alternancias con y sin oxígeno) y fondos expuestos a corrientes oceánicas (según MACSOTAY para SAUVAGE y VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

Formación Río Chávez:

En contacto concordante y transicional se depositan sobre las hemipelagitas de la Formación Querecual menos de 150 m de espesor (tope erosionado) de una secuencia de limolitas (80%) y marlitas (20%) hemipelágicas. En la parte inferior de la secuencia predominan capas subdecimétricas de limolitas siliceas y chérticas, finamente laminadas y bioturbadas por Zoophycos, icnosp. En los alrededores de Agua Fría Arriba y Guaraguara - caserío La Paloma, se observan cuerpos u olistones de cuarzoarenitas algo glauconíticas y de diámetros métricos (menos de 4 m) y morfología arriñonada y/o tabular. En la parte superior predominan las lutitas calcáreas y marlitas nodulosas con textura mudstone y densamente bioturbadas por los icnogéneros: Zoophycos, Tomaculum, Scalarituba y Chondrites. Según SAUVAGE y VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) el registro fosilífero consiste de foraminíferos planctónicos: Hedbergella holmdelensis OLSON, Pseudoguembelina costulata, Globotruncanita stuarti (De LAPPARENT), G. Conica, Globotruncana arca, G. bulloides G. aegyptiana, Rugoglobigerina cf. rugosa (PLUMMER), Abathomphalus cf. mayaroensis (BOLLI), Pseudotextularia elegans (RZEHAK), Ganserina gansseri (BOLLI), Rosita cf. contusa (CUSHMAN) y bentónicos: Ammodiscus cretaceus (REUSS) Bathysiphon alexanderi CUSHMAN, B. discreta BRADY, Bolivina incrassata gigantea, Dorothia cf. oxigona REUSS, D. bulleta (CARSEY), Gaudryina cf. laevigata (FRANKE), Rzehakina epigona (RZEHAK), Spiroplectammina spectabilis (GRZYBROWSKI), S. grzybowskii, Orthokarstenia ewaldi (KARSTEN) e Hyperammina cf. elongata BRADY (det. B. CARR-BROWN y P. SAINT MARC). Nannoplancton: Arkhangelskiella cymbiformis, Broinsonia parca, B. enormis, Ceratholihoides aculeus, Cribrosphaerella ehrenbergii, Micula murus, Micula staurophora, Prediscosphaera cretacea, Watznaueria barnesae, W. biporta, Coccolithus cavus, C. pelagicus, cruciplacolithus tenuis, Discoaster gemmeus, D. multiradius, Ericsonia subpertusa, Fasciculithus

tympaniformis, Sphenolithus annarhopus y Zygodiscus sigmoides (det. C. MULLER). Edad: En base a su posición estratigráfica y contenido fosilífero, es Coniaciense superior - Paleoceno superior. Paleoambiente: batial medio a batial inferior con paleoprofundidades entre 500 y 1500 m (SAUVAGE y VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), Fig. 3.

Formación "Guaruta":

Unidad informal propuesta por J.F. SAUVAGE (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) para referirse a menos de 20 m de pelitas hemipelágicas encontradas localmente dentro del sDLP en la carretera Cangrejal - Guaruta y en contacto discutible (hiatus o falla) sobre las hemipelagitas de la Formación Río Chávez. Según SAUVAGE y VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), el contenido fosilífero consiste de nannoplancton: Coccolithus pelagicus, Cycligargolithus floridanus, C. abisectus, Dictyococcites dictyodus, Discoaster tani nodifer, Sphenolithus distensus, S. ciperoensis, S. moriformis. que sugieren una edad Oligoceno superior (zona NP 24) (det. y edad C. MULLER) paleoambiente: batial no diferenciado. La presencia de las "Hemipelagitas de Guaruta" término informal propuesto en este trabajo, comprueban que esta parte de la serranía no había sido deformada en esta época (Oligoceno superior)(STEPHAN et al., 1994: 268).

Neoautóctono: Localmente, encima de la Formación Río Chávez y en discordancia angular se depositan sedimentitas molásicas lacustres pertenecientes a la Formación Cumatacal de VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), constituidas por microconglomerados, areniscas y limolitas que predominan en la parte inferior donde se intercalan ocasionales capas de carbón, arcillas y marlitas con gasterópodos Australorbis glabratus (SWANSON), Hemisinus (Sheppardiconcha) cf. picardi MACSOTAY, H. comparanus (MAURY), Hydrobia amni coloides PILSBRY, H.

(Conradia) cf. confusa (BOETTGER) y Neritina (Nereina) virginea (LINNE), que sugieren una edad Plioceno superior (det. y edad O. MACSOTAY)(SAUVAGE y VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

Formación La Loma: (nueva): Unidad formal propuesta por VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994) para referirse a los sedimentos piemontinos intercalados con canales fluviales (colmatados de areniscas y gravas polimicticas) y sedimentos lacustres de posible edad Pleistoceno (Molasa V de MACSOTAY y VIVAS, 1995). Estos sedimentos cubren parcialmente en contacto de discordancia angular a las sedimentitas cretácico-terciarias del sDLP. (Figs. 2 y 3).

4. DOMINIO BERGANTIN - GUANTA (D.B.G.), Fig. 1)

Fue propuesto por VIVAS (1987), para referirse a la columna bioestratigráfica del Cretáceo - Neógeno del sector suroccidental del bloque morfotectónico de Bergantin (MURANY, 1972 a y b). Actualmente, en este trabajo y en base a los estudios de geologia de superficie y bioestratigrafía de los suscritos para AGUASUELOS INGENIERIA (1991, 1994), y de otros trabajos de geologia regional (ROSSI et al., 1987, POTIE, 1989, ERIKSON, 1994 y CHEVALIER, 1994), permiten extender el D.B.G. por más de 200 Km desde Barcelona - Guanta Estado Anzoátegui, al noroeste, hasta el río San Juan - Caño Guanoco, Estado Sucre, al sureste. Abarcando el sector meridional del bloque morfotectónico de Caripe (MURANY, 1972 a y b). El D.B.G. limita al norte con el D.A.G.M. a través de las fallas de corrimiento de El Naranjo (MACSOTAY y VIVAS, 1985) y de El Culón (VIVAS, 1981, 1987). Limita al sur y suroeste con su sDP, a través de la falla de corrimiento de Mundo Nuevo (VIVAS et. al, 1985, VIVAS, 1987) y la falla transcurrente dextral de Uriça (ROD, 1959, VIVAS et al., 1985, VIVAS, 1987). Al este el límite es transicional con el D.G.C. y localmente tectónico con el sDLP a

través de la falla transcurrente dextral de San Francisco (SALVADOR y ROSALES, 1960, ROSALES, 1972) Fig. 1.

Análisis de la Columna Bioestratigráfica:

La columna comienza con los últimos depósitos de una secuencia siliciclástica, de base desconocida, que presenta un espesor máximo continuo y aflorante de 900 m en el "Ojal de El Purgatorio", sector de Bergantín, Estado Anzoátegui a 1100 m entre el cerro El Algarrobo y el flanco oriental de pico García, Estado Monagas (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1992:10). Las intercalaciones de carbonatos son muy escasas (solamente se observaron 3 capas delgadas de calizas margosas con moluscos bivalvos mal preservados, en el sector del cerro El Algarrobo). El registro fosilífero consiste de bivalvos: Astartemya (Friastarte) subcostata (d' ORBIGNY), A. (Friastarte) subacuta(D'ORBIGNY), y Buchotrigonia aff. inca (FRITZSCHE)(det. O. MACSOTAY en VIVAS, 1987) y detritus de hojas de Weichselia reticulata (STOKES y WELL) (det. O. ODREMAN para VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1992). La edad sugerida para los fósiles y la posición estratigráfica es: Barremiense - Aptiense inferior, sin mayor precisión. El paleoambiente es de plataforma interna (VIVAS, 1987) con influencias fluvio-deltaicas (ERIKSON, 1994). Esta unidad pertenece a la Formación Barranquín de LIDDLE (1928).

Formación García:

En los flancos septentrional y oriental de cerro Grande - pico García, las facies terrígenas de la Formación Barranquín se continúan en contacto concordante y abrupto con 100 m de lutitas (95%), calizas arcillosas (3%) y areniscas (2%) pertenecientes al estrato-tipo de la Formación García (ROD y MAYNC, 1954: 128, GUILLAUME et al., 1972: 1628). Según VIVAS en

AGUASUELOS INGENIERIA, 1994, el registro fosilífero consiste de ammonites: Burckhardtites gr. nazasensis, Colombiceras aff. caucasicum, C. crassicostatum, Gargasiceras gargasense, Dufrenoya cf. justinae, D. gr. codaziana, Zurcherella impressa y Aconeceras nisus (det. L. BULOT). Moluscos bivalvos: Acila (Truncacila) bivirgata (SOWERBY) Plicatula placunea d'ORBIGNY, Astarte claxbiensis WOODS, A. (Astarte) numismalis d'ORBIGNY, Ceratostreon boussingaulti (d'Orbigny). Belemnites: Neohibolites semicanaliculatus (BLAINVILLE). Ammonites: Dufrenoya dufrenoyi d'Orbigny Gargasiceras cf. aptiense (ROCH) y Colombiceras cf. caucasicum tyrrhenicum WIEDMANN y DIENI (det. O. MACSOTAY). Edad: Aptiense inferior terminal a Aptiense superior (Gargasiense) en la zona de ammonites : Cheloniceras martinioides (CASEY,1994 y POMEROL, 1995 en VIVAS, 1987 Fig. 52 y 53). Paleoambiente: Plataforma media a externa con paleoprofundidades entre 50 - 140 m (MACSOTAY en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). No se tienen evidencias de la sedimentación de la Formación García dentro del D.B.G., al oeste de cerro Grande pico García (VIVAS 1987: 26- 30, 76 y 77, FALCON, 1989: 53, ERIKSON: 176). Figs. 2 y 4.

Formación El Cantil - Chimana:

En el "Ojal de El Purgatorio", sector de Bergantín, se deposita directamente sobre la facies siliciclástica de la Formación Barranquín, una secuencia carbonática de 50 m perteneciente a la Formación El Cantil, con abundantes foraminíferos bentónicos de Orbitolina (Mesorbitolina) texana y moluscos : bivalvos y gasterópodos, equinodermos: Enallaster cf. texanus (ROEMER), Ammonites: cf. Acanthoplites nolani (SEUNES) (det. O. MACSOTAY en VIVAS, 1987: 32, Fig. 21), donde la zona de concomitancia sugiere una edad Aptiense superior, con posible extensión al Albiense inferior. Esta litofacies se continúa con un intervalo siliciclástico - carbonático algo glauconítico de 150 m de espesor, perteneciente a la Formación

Chimana de HEDBERG y PYRE (1944: 8 - 10). El registro fosilífero consiste de moluscos bivalvos : Pteria cf. inconspicua GABB, Cucullaea (Idonearca) fibrosa SOWERBY, xenocardita arivechensis (HEILPRIN), y gasterópodos Cerithium coxi (COLLIGNON), Confusiscala dupiniana (d'ORBIGNY), equinodermos: Phymosoma cf. texanum (ROEMER) y poliquetos: Serpula conjuncta GEINITZ que sugieren una edad concomitante Albiense inferior - medio sin mayor precisión (det. y edad O. MACSOTAY en VIVAS, 1987: 27). En el sector cerro Grande - pico García, las sedimentitas de la Formación García se continúan con 700 m de una alternancia carbonático - siliciclástica perteneciente a la Formación El Cantil (s.l.) de LIDDLE, 1928: 124). El registro fosilífero consiste según VIVAS (en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994), de foraminíferos bentónicos: Mesorbitolina sp. y Paracoskinolina walnutensis (det. A. ARNAUD - VANNEAU), moluscos bivalvos: Ceratostreon texana weatherfordensis CRAGIN, gasterópodos :Ampullospira whitei COSSMANN, Tylostoma regina (CRAGIN) T. cf. pedernalis (ROEMER), T. chihuahuense BOSE, Acteonella (Acteonella) gracilis (DOUVILLE)(det. O. MACSOTAY). Edad: Aptiense superior - Albiense medio, sin mayor precisión. Paleoambiente: Plataforma media a externa con desarrollo de bancos carbonáticos entre 80 y 120 m de paleoprofundidad en el sector de Bergantín (MACSOTAY, en VIVAS, 1987: 33) y entre 20 y 40 m en el sector de Cerro Grande - Pico García (MACSOTAY en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

Formación Querecual:

En contacto concordante y abrupto se depositan sobre las formaciones Chimana y/o El Cantil (s.l.) una alternancia monótona de 600 a 650 m de espesor dentro del D.B.G., constituido por lutitas y calizas negras finamente laminadas y bituminosas con niveles de nódulos y pseudoconcreciones de caliza micrítica negra con foraminíferos planctónicos,

Inoceramus sp. y ammonites que sugieren una edad Albiense superior - Coniaciense inferior (VIVAS, 1987:53, VIVAS et al., 1988 : 5 - 6) y un paleoambiente de plataforma externa a batial superior, Fig. 4.

Formación San Antonio:

En concordancia sobre la precedente se depositan 350 m de hemipelagitas siliceo-calcáreas, con niveles chérticos en su base y lutitas en su parte media y superior, donde se presenta asociada con inyectitas clásticas y estructuras de desplomes arenosos (VIVAS et al., 1988). El registro fosilífero (foraminíferos e Inoceramus spp). en VIVAS (1987) y VIVAS et al., (1988), sugiere una edad: Coniaciense superior Maastrichtiense inferior. El paleoambiente sería batial superior a batial inferior (Fig. 4).

Formación San Juan:

Está representada por una facies siliciclástica, no turbidítica, que fue depositada en contacto concordante sobre las hemipelagitas de la Formación San Antonio. Esta unidad presenta un espesor variable de 112 m en la sección tipo en el río Querecual, que aumenta a 350 m, 20 Km hacia el sureste en el río Amana, para luego disminuir hasta desaparecer al norte del río Neverí (MACSOTAY et al., 1986, VIVAS, 1987) y al norte del sector de Guanaguana (ROSSI et al., 1987). El registro fosilífero está representado por foraminíferos bentónicos (det. M. FURRER en VIVAS, 1987: 38), que sugieren un paleoambiente marino batial inferior a medio de acuerdo a KOUTSOUKOS y MERRICK (1986, tabla 8) (VIVAS et al., 1988:9). La edad de la Formación San Juan, deducida por su posición estratigráfica sería Maastrichtiense medio - superior (VIVAS et al., 1988). En la región del río Querecual VIVAS (1987) y VIVAS et al., (1988: 20), interpretan que las areniscas de la Formación San Juan,

fueron depositadas al pie del talud epicontinental como consecuencia de inestabilidades tectónicas que afectaron el borde septentrional de la plataforma suramericana durante el Maastrichtiense medio -superior.

Formación Vidoño:

Está conformada por lutitas hemipelágicas que cubren en contacto estratigráfico a las areniscas de la Formación San Juan o en su ausencia a las hemipelagitas silíceas y calcáreas de la Formación San Antonio (sector de Puerto La Cruz - río Neverí). El espesor de la Formación Vidoño dentro del D.B.G. varía entre 300 y 75 m (VIVAS, 1986); el registro micropaleontológico de esta unidad ha sido estudiado en diversas áreas y por varios autores: STANLEY (1960), RENZ (1962), GALEA (1985), M. FURRER en VIVAS (1986), P. SAINT- MARC en AGUASUELOS INGENIERIA (1991, 1994), así somo su registro de nannoplancton: C. MULLER en ROSSI (1985) y en AGUASUELOS INGENIERIA (1994). La documentación permite constatar la edad Maastrichtiense superior - Paleoceno superior, con un ligero paso al Eoceno inferior (zona de foraminíferos plantónicos: P6) en el río Aragua (Edo Monagas) (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). Paleoambiente batial inferior a batial superior (GALEA, 1985, VIVAS, 1986, ROSSI et al., 1987) Fig. 4).

Formación Caratas:

Se deposita en concordancia sobre las lutitas batiales de la Formación Vidoño y está constituida por una secuencia siliciclástica frecuentemente glauconítica, calcárea y algo piritosa que se presenta a manera de un tramo masivo, arenoso y limolítico de espesor variable entre los 200 y 400 m que es coronado al oeste de la falla de San Francisco - Quiriquire por un intervalo carbonático de menos de 15 m de espesor (sector de Puerto La Cruz - río Orégano, GALEA, 1985, MACSOTAY et al.,

1986 y VIVAS, 1986) y detrítico - glauconítico - carbonático de menos de 70 m (sector río Amana - río Capiricual) (POTIE, 1989, VIVAS y MACSOTAY en AGUASUELOS INGENIERIA, 1991 y VIVAS, CHAPLET y BECK en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). Ambas litofacies son fosilíferas y pertenecen al Miembro Tinajitas. Al este de la Falla de San Francisco - Quiriquire, en el río Aragua, no se depositó el Miembro Tinajitas (LAMB, 1964, ROSSI, 1985, VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). La abundante fauna de foraminíferos planctónicos y de nannoplancton ha permitido datar la unidad como Eoceno inferior (parte superior P6) a Eoceno medio terminal (P13/P14) (al oeste de la falla de San Francisco - Quiriquire) (RENZ, 1962, GALEA, 1985, M. FURRER y J. ANDREIEFF en VIVAS, 1986, C. MULLER en POTIE, 1989 y en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

Al este de la Falla de San Francisco, en el río Aragua (Estado Monagas), las muestras recolectadas por V. VIVAS en la Formación Caratas dieron abundantes foraminíferos planctónicos y nannoplánction de edad: Eoceno inferior (zonas P7 y P8) hasta el Eoceno superior (Zonas P15/17 sin diferenciar) (P. SAINT- MARC y C. MULLER en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). Paleoambiente: batial superior (en la base) a Nerítico externo (en el tope). El Miembro Tinajitas corresponde a un banco carbonático de plataforma externa (MACSOTAY et al., 1986: 7154) Fig. 4.

Formación Los Jabillos - Areo:

Consiste de un intervalo siliciclástico, arenoso en su parte inferior (Formación Los Jabillos) y limolítico glauconítico en su parte superior (Formación Areo). Al oeste de la falla de San Francisco Quiriquire, el conjunto formaciones Los Jabillos - Areo, reposa en contacto de hiatus o para conformidad sobre las sedimentitas nerítico externas de la Formación Caratas (con o sin su Miembro Tinajitas) (MACSOTAY et

al., 1986, VIVAS, 1986, POTIE, 1989, AGUASUELOS INGENIERIA, 1991, 1994). Dentro del D.B.G. la Formación Los Jabillos presenta un espesor que varía entre 350 m (sector del río Capiricual del Estado Monagas a 56 m (sector de P.L.C., Estado Anzoátegui), mientras que la Formación Areo muestra un espesor entre 250 y 180 m. Al este de la Falla de San Francisco en el río Aragua, la Formación Los Jabillos presenta un espesor de 22 m, mientras que la Formación Areo muestra un espesor de 525 m (con tope erosionado) VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). El registro paleontológico consiste de foraminíferos (planctónicos y bentónicos) nannoplancton y moluscos bivalvos, que sugieren una edad Oligoceno superior (NP24 / 25) para la Formación Los Jabillos y Oligoceno superior (NP 25) para la Formación Areo, al oeste de la falla de San Francisco, lo que sugiere un hiatus con la infrayacente Formación Caratas que abarcaría el Eoceno superior (Zonas P15 y NP18) y la parte inferior del Oligoceno superior (hasta la parte inferior de las zonas P21 y NP24) (interpretación basada en los datos de MACSOTAY et al.,1986, FURRER en VIVAS, 1986, C. MULLER en POTIE, 1989, C. MULLER, P. SAINT MARC y O. MACSOTAY en AGUASUELOS INGENIERIA, 1991, 1994 y P. ANDREIEFF en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). Al este de la Falla de San Francisco, la Formación Los Jabillos presenta una edad Oligoceno inferior (zonas P18-20) y el intervalo pelítico superior (Formación Areo) se termina con niveles de edad Oligoceno superior (NP25) (VIVAS y BECK en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). El paleoambiente de la Formación Los Jabillos varía de plataforma interna a plataforma media afectada por tectónica vertical. La Formación Areo fue depositada en paleoambiente de plataforma media a batial superior (MACSOTAY, 1978, MACSOTAY et al., 1986, VIVAS, 1986, AGUASUELOS INGENIERIA, 1991, 1994), Fig. 4.

Formación Naricual:

Dentro del D.B.G., esta unidad aflora en el sector de las Minas de Naricual y en el cerro Venezuela (sector de Lecherías, entre Barcelona y P.L.C., Estado Anzoátegui) Fig. 1. Consiste de una secuencia de menos de 1800 m de espesor que se continúa en contacto concordante con las pelitas de la Formación Areo infrayacente y está constituida por sedimentitas molásicas marino-parálicas con lodolitas, areniscas y carbón, donde son comunes los desplomes sinsedimentarios. El registro fosilífero consiste de moluscos bivalvos y nannoplancton que sugieren una edad Oligoceno superior terminal - Mioceno inferior (MACSOTAY, 1978, VIVAS, 1986). Los afloramientoes asignados al Mioceno inferior (Formación Carapita por LAMB, 1964, ROSSI, 1985, ROSSI et al., 1987 y a la Formación Naricual por ROSSI, 1985, y ROSSI et al., 1987 al este de la Falla de San Francisco - Quiriquire, en verdad presentan litofacies y edad pertenecientes a la Formación Areo (Oligoceno superior, Zona NP25) (VIVAS y BECK en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994).

4- A SUBDOMINIO PIRITAL (sDP) del D.B.G. (Fig. 1)

Se localiza a lo largo del frente de montaña meridional de la Serranía del Interior y comprende los afloramientos que se encuentran a lo largo de la Deflexión de Barcelona de VIVAS et al., (1985), corredor tectónico que se encuentra dentro de las fallas de Urica de ROD (1959), al norte y Santa Inés de VIVAS et al., (1985) al sur. También comprende los afloramientos que se encuentran entre Urica al suroeste y Quiriquire al noreste y la secuencia estratigráfica del subsuelo (parte septentrional del flanco norte deformado de la subcuenca de Maturín). Los límites del sDP son al norte con el D.B.G. a través de la falla de corrimiento de Mundo Nuevo de VIVAS et al., (1985) y al sur con el D.T. a través de la Falla de Pirital, definida por DE SISTO (1961 - b en GONZALEZ DE JUANA et al., 1980:922), Fig. 1.

El nombre del s.D.P. fue propuesto por VIVAS y MACSOTAY en AGUASUELOS INGENIERIA, (1991). La "zona o Dominio Nor -Pirital" de ROSSI (1985:163 - 170), es un sinónimo del subdominio de Pirital (sDP), que por su semejanza estratigráfica general con el Dominio de Bergantín - Guanta (D.B.G.) se le considera un subdominio. Los campos petroleros de Manresa, Orocual y Quiriquire Norte se encuentran dentro del s.D.P.

Análisis de la Columna Bioestratigráfica: Figs. 2 y 5)

El Cretáceo - Paleoceno inferior, se caracteriza por una secuencia sedimentaria continua y semejante a la del D.B.G., representada por las formaciones Barranquin, García, El Cantil (observadas en superficie, sector del rio Punceres -Quiriquire), "Querecual" (en el subsuelo presenta capas de calizas y areniscas dolomíticas, un espesor que varía entre 300 y 500 m y un paleoambiente de plataforma media a externa), "San Antonio" (en el subsuelo consiste de una estratificación de areniscas y calizas dolomíticas, presenta un espesor que varía entre 430 y 565 m y se interpreta un paleoambiente de plataforma media a interna), San Juan: En superficie presenta un espesor de 600 m en los cerros: Velásquez - Loma del Viento, al norte de Aragua de Maturín, con una parte inferior siliciclástica afectada por inyectitas clásticas y desplomes arenosos y una parte superior siliciclástica, bien estratificada con estructuras de canales submarinos (cañones) colmatados de areniscas de grano fino a grueso. Paleoambiente batial superior a plataforma externa afectada por inestabilidades tectónicas de la época. En el subsuelo: el intervalo de "San" Juan por lo masivo y espeso y el grano fino y medio de las areniscas; esta unidad presenta grandes semejanzas con la Formación San Juan de superficie, pero contiene calizas intercaladas y gravas no observadas en superficie, lo que se interpreta que este intervalo fue depositado en paleoambiente de plataforma externa a media. El

espesor varía de 202 m en el pozo BG-2012 a 641 m en el Tala-1 (MACSOTAY y BECK en AGUASUELOS INGENIERIA, 1991).

Formación Vidoño: En superficie: En el cerro Loma del Viento (al norte de Aragua de Maturín, Estado Monagas), presenta un espesor de menos de 15 m, constituido por limolitas arenosas con bivalvos y foraminíferos bentónicos (batial superior), que sugieren una edad Maastrichtiense superior (det. y edad: M. FURRER). Este intervalo corona un nivel de areniscas glauconíticas perteneciente al tope de la Formación San Juan (VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA, 1994). En el subsuelo: según CHIOCK (1984 en ROSSI, 1985: 163) y CHIOCK (1985 en CHEVALIER, 1994, plate 1) en el sector oeste - Orocual: Pozo JGE28, la Formación Vidoño está constituida de una secuencia pelítica de espesor reducido (20 a 30 m) y de edad Paleoceno datado que descansa sobre las areniscas de la Formación San Juan en contacto de paraconformidad o hiatus.

Formación Caratas:

En superficie: En el cerro Loma del Viento - quebrada Los Chorros, según VIVAS y BECK en AGUASUELOS INGENIERIA (1994), las pelitas de la Formación Vidoño se continúan en contacto de hiatus o paraconformidad con una secuencia de aproximadamente 250 m de espesor, dominantemente arenosa hasta conglomerática, pasando a su parte superior a un intervalo limolítico - calcáreo y glauconítico con nannoplancton calcáreo de edad Eoceno medio terminal (Zona NP-17) (det. y edad C. MULLER). En el subsuelo este nivel está ausente con excepción del pozo ORC-15 donde CHIOCK (1995 en CHEVALIER, 1994, plate 1) asigna a la Formación Caratas (Eoceno medio), un intervalo de aproximadamente 350 m de espesor, constituido de areniscas areno-limosas de plataforma interna (litoral) que está coronado por 45 m de calizas con Lepidocyclinas sp. de edad Eoceno medio

terminal (Miembro Tinajitas) (ROSSI, 1985: 163) y un paleoambiente de plataforma externa .

Formación Los Jabillos:

En superficie: En el cerro Corazón - El Coco (al norte de Urica, Estado Anzoátegui), según MACSOTAY, VIVAS y CAMACHO en AGUASUELOS INGENIERIA, (1991), esta unidad presenta un espesor de 1570 m constituido por paquetes de areniscas subconglomeráticas y limolitas muy bioturbadas por los icnogéneros: Tigillites, Thalassinoides, Ophiomorpha, Rhizocorallium, que presentan en la parte media un nivel pelítico (8 m) con capas lenticulares de calizas coquinoides (Miembro Cerro Corazón) de paleoambiente marino muy somero, con paleoprofundidades entre 0 y 12 m (MACSOTAY en AGUASUELOS INGENIERIA, 1991). El paleoambiente de todo el intervalo de Los Jabillos se considera de plataforma media en la parte inferior, a plataforma interna costanera en la parte media - superior Fig. 5. En el subsuelo el espesor máximo estimado es de 850 m (MACSOTAY y BECK en AGUASUELOS INGENIERIA, 1991). ROSSI (1985:163) en el sector oeste-Orocual, pozo JGE 28, se refiere a 70 m de una secuencia arenosa atribuida a la Formación Los Jabillos y que reposaría en paraconformidad o hiatus en dicho campo (ORC-15) a la Formación Caratas (Miembro Tinajitas) (CHEVALIER, 1994, plate 1, ROSSI: 1985: 163).

Formación Areo:

Reportada en este estudio, solamente de la región del cerro El Caruto al norte de Urica y corresponde a un intervalo de lutitas de menos de 200 m de espesor que contiene nannoplancton de edad Oligoceno superior (zona NP25) (det. y edad C. MULLER) de paleoambiente de plataforma externa - batial superior (VIVAS, MACSOTAY y CAMACHO en AGUASUELOS INGENIERIA, 1991).

Formación Naricual:

Según VIVAS, MACSOTAY y CAMACHO en AGUASUELOS INGENIERIA (1991), los afloramientos más orientales pertenecientes a esta formación se localizan entre la mesa de Merecure, al sur y la fila de Urica al norte (sector septentrional de la población de Urica). En esta localidad la unidad presenta un espesor mínimo de 1150 m. La parte inferior es muy arenosa y la superior muy pelítica y asociada a estructuras de deformación sin y post depositación. También contiene varias capas delgadas de carbón. Algunos niveles pelíticos contienen nannoplancton calcáreo de edad Mioceno inferior basal (det. y edad: C. MULLER en POTIE, 1989). Paleoambiente: Plataforma interna subsidente.

Formaciones Capaya, Carapita, Uchirito: Estas unidades litoestratigráficas, junto con la Formación Naricual pertenecen al ciclo molásico I-b de VIVAS y MACSOTAY (1993) y MACSOTAY et al., (1995) y pertenecen al sDP del sector de Santa Inés que se encuentra dentro de la Deflexión de Barcelona (VIVAS et al., 1985). La Molasa I- b así definida presenta un espesor de 4000 m en la región de Santa Inés y una litofacies siliciclástica: arenoso - pelítica en la parte inferior de paleoambiente de plataforma interna y edad Oligoceno superior terminal - Mioceno inferior (formaciones Naricual y Capaya); pelítica en su parte media con foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo de edad Mioceno inferior - base Mioceno medio y paleoambiente batial superior a plataforma media (Formación Carapita) y se termina con una secuencia arenoso - subconglomerática con macrofósiles que sugieren una edad Mioceno medio y un paleoambiente de plataforma media a interna (Formación Uchirito) (VIVAS, 1986), Fig. 5. 4.

En el subsuelo y dentro del sDP, ROSSI et al., (1987: 14 y 15), del sector de Quiriquire, se refieren a un depósito de

pelitas batiales pertenecientes a la parte superior de la Formación Carapita con microfauna característica de la parte inferior del Mioceno medio (zona con G. foshi peripheroronda). El espesor estimado de esta secuencia es de 450 m que reposan en contacto de hiatus o paraconformidad sobre las areniscas oligocenas (Formación Los Jabillos). Las lutitas de la Formación Carapita superior en sus niveles altos muestran un conjunto turbiditico (Miembro Chapapotal); su espesor es de 750 m (LAMB y SULEK, 1968 en ROSSI et al., 1987:15). Paleoambiente: batial inferior en la base a plataforma media en el tope, Fig. 5.

Formación Quiamare - Formación Morichito:

En la región de Santa Inés y dentro de la Deflexión de Barcelona, se deposita en contacto de paraconformidad sobre la molasa I-b (Formación Uchirito) otro desarrollo molásico pero de paleoambiente costanero a continental piemontino representado por la Formación Quiamare (VIVAS y MACSOTAY, 1989, 1993), perteneciente al ciclo molásico II (VIVAS y MACSOTAY, 1993 y MACSOTAY et al., 1995). El espesor de la Molasa II es de 2000 m (tope erosionado) y está constituido por congomerados tipo pudinga (clastos redondeados de menos de 25 cm de diámetro) que contienen ocasionales niveles con gasterópodos marinos someros y lacustres que sugieren edades Mioceno medio terminal a base del Mioceno superior (det. y edad O. MACSOTAY) perteneciente al Miembro Salomón de la Formación Quiamare. En el subsuelo y al norte de la falla de corrimiento de Pirital, se deposita en discordancia angular, una secuencia conglomerática conocida como Formación Morichito (LAMB y DE SISTO, 1963, MACSOTAY y BECK en AGUASUELOS INGENIERIA, 1991, LINARES, 1994). La litología de la Formación Morichito consiste, de acuerdo a LAMB y DE SISTO (1963), en conglomerados y fanglomerados con clastos polimícticos con tamaños que van de grava a peña, sustentados por una matriz limolítica y arenosa

localmente carbonosa. MACSOTAY, BECK, STEPHAN en AGUASUELOS INGENIERIA, (1991) y MACSOTAY et al., (1995), la correlacionan con el Miembro El Pilar de la Formación Quiamare (VIVAS y MACSOTAY, 1989) por semejanzas litológicas (Molasa II). El espesor máximo de la Formación Morichito es de 1724 m (LINARES, 1994), Figs. 2 y 5.

Formación Quiriquire

Encima de los conglomerados de la Formación Morichito (Molasa II) y en discordancia angular, se deposita un neoautóctono deformado (Molasa IV de MACSOTAY et al., 1995) de edad Plioceno superior, (Fm. Quiriquire), constituido por conglomerados piemontinos que pueden alcanzar los 1500 m de espesor (REGAN, 1938, GONZALEZ DE JUANA et al., 1980, ROSSI et al., 1987)

Formación Mesa:

El sDP en su mayor parte, presenta una cobertura molásico continental de posible edad Pleistoceno, que corresponde al Ciclo Molásico V de MACSOTAY et al., (1995) y constituye una roca sello de los campos petrolíferos del sDP.

5. DOMINIO TONORO (D.T.) Fig. 1

Es el dominio más meridional y fue propuesto por MACSOTAY y VIVAS en AGUASUELOS INGENIERIA (1991), para referirse a la sucesión de sedimentitas Cretáceo - Cenozoicas que se extienden en el subsuelo dentro de la subcuenca de Maturín. Su límite septentrional con el sDP lo constituye la falla de corrimiento de Pirital, definida por DE SISTO (1961 - b). El límite meridional estaría situado a una distancia no especificada al sur del "Alto de Tonoro". El D.T. está incluido dentro de la

"subcuenca de Maturín, zonas A y C" de ARNSTEIN et al., (1985) y comprende la "Zona o Dominio Sur - Pirital de ROSSI (1985: 170). Los campos petroleros de Jusepin, El Furrial, El Corozo - Boquerón, Amarilis (pozo) Onado, Tejero-El Carito, Musipan, Santa Bárbara, entre otros, se encuentran dentro del D.T. La mayor parte de estos campos está ubicada al norte del eje de la subcuenca de Maturín y dentro de una zona afectada por un conjunto de cabalgamientos imbricados con vergencia sureste que se horizontalizan en profundidad. El frente de deformación se encuentra ubicado entre el pozo Amarilis al norte y el Campo Onado al sur (CHEVALIER, 1994, plate 1).

Análisis de la Columna Bioestratigráfica (Fig. 2):

Formación Tigre:

En el taladro Musipan-1X se perforó una alternancia de areniscas, limolitas y capas de calizas y marlitas (entre 14960' y los 17770') donde se obtuvo muestras de palinomorfos que sugieren una edad Cretáceo superior. De los últimos 40 m superiores de limolitas y ritmitas intercaladas se recuperaron esporas y dinoflagelados de edad también Cretáceo. Del pozo Carito -10X se penetraron paquetes plurimétricos de areniscas con intercalaciones de limolitas y lutitas. El espesor penetrado es de 930 m (Musipan-1X) y de unos 360 m (Carito -10X). Del taladro Carito-10X se recuperaron bivalvos: Pulvinites sp. que sugiere edades Campaniense superior - Maastrichtiense superior de habitat marino somero, litoral (ident. y edad: O. MACSOTAY en AGUASUELOS INGENIERIA, 1991). Este intervalo fue asignado a la Formación Tigre. La litología de esta unidad difiere de las formaciones cretácicas de los otros dominios y subdominios de la Serrania del Interior Oriental, pero no del Cretáceo del subsuelo de Guárico nororiental y de Anzoátegui septentrional.

Formación Los Jabillos:

En las mismas localidades citadas MACSOTAY y BECK en AGUASUELOS INGENIERIA (1991) se refieren a dos paquetes arenosos con lentes subconglomeráticos asignados a esta unidad litoestratigráfica. Ambos paquetes se hallan separados por un "cuello" de lutitas. Localmente las areniscas son glauconiticas y muy bioturbadas por los icnogéneros: Ophiomorpha, y contienen restos de conchas de bivalvos que sugieren depósitos de marismas o lagunas costeras. El paleoambiente de la Formación Los Jabillos se interpreta de plataforma interna a lagunal. El espesor varía de 430 m (Musipan-1X) a 540 m aproximadamente (Carito-10X). Este nivel en base a microfósiles y correlaciones laterales, fue depositado del Oligoceno a la base del Mioceno inferior (E. CABRERA, en AGUASUELOS INGENIERIA, 1991). La Formación Los Jabillos descansa en contacto de hiatus o paraconformidad con las areniscas y calizas infrayacentes de la Formación Tigre del Cretáceo superior.

Formación Carapita:

Corresponde a una secuencia de lutitas hemipelágicas arcillosas de espesores kilométricos que se depositaron en el depocentro de la subcuenca de Maturín (D.T.) durante el Oligoceno superior - Mioceno medio (LAMB y SULEK, 1965-b, STAINFORTH, 1971). La Formación Carapita constituye una sedimentación en paleoambiente que varía en su base de nerítico interno a nerítico externo; en la parte media varía de batial inferior a batial superior y en el tope de nerítico externo a nerítico medio (GALEA y MORENO-VASQUEZ, 1994: 225-227).

Formación La Pica:

En el D.T. se deposita en discordancia angular una secuencia molásica pelítico-arenosa marina de aguas poco

profundas con espesores entre 700 y 800 m y una edad Mioceno superior - Plioceno inferior, que constituye la Formación La Pica (STAINFORTH, 1971, GONZALEZ DE JUANA et al., 1980, ROSSI et al., 1987). Esta unidad pertenece al Ciclo Molásico III de MACSOTAY et al., (1995) Fig. 5.

Formación Las Piedras:

Sobre la Molasa III (Formación La Pica), se deposita en discordancia angular, otro nivel molásico de paleoambiente continental piemontino perteneciente a la Formación Las Piedras de edad Plioceno superior (GONZALEZ DE JUANA et al., 1980) y al Ciclo Molásico IV de MACSOTAY et al., (1995). El espesor máximo de la Formación Las Piedras es de 1370 m. (C.V.E.T., 1970: 359).

Formación Mesa:

Representa las rocas sello neoautóctonas de la secuencia Cretáceo - Cenozoico del D.T. y está representada por sedimentitas molásicas aluviales y palustres con conglomerados que llegan a ser de peñones a lo largo del frente de montañas, pero de textura más fina en los llanos (C.V.E.T.: 1970: 414). El espesor máximo mencionado es de 275 m (C.V.E.T. 1970: 414). Esta unidad se depositó en discordancia angular sobre las formaciones más viejas y forma parte del Ciclo Molásico V de MACSOTAY et al., (1995), Fig. 5.

CONCLUSIONES:

1. Se subdividen la Serranía del Interior Oriental y la Subcuenca de Maturín (flanco septentrional) en cinco dominios y dos subdominios tectono-estratigráficos.

2. Esta subdivisión permite comprender o visualizar mejor a nivel regional o local, los cambios de fácies, espesores y paleoambientes, así como las discontinuidades y deformaciones estratigráficas durante el intervalo Cretáceo - Cenozonoico del nororiente venezolano.

3. Se correlacionan once columnas estratigráficas que comprenden o abarcan los dominios y subdominios de la Serranía del Interior y el flanco norte de la Subcuenca de Maturín.

4. Se dan nuevos datos que incluyen unidades litoestratigráficas ya publicadas, nuevas, redefinidas y con nuevas extensiones geográficas dentro de la Serranía y la Subcuenca de Maturín.

5. La subdivisión del Cretácico-Neógeno de la Serranía del Interior Oriental y de la Subcuenca de Maturín, en dominios y subdominios tectono-estratigráficos, servirá a los diferentes geocientíficos en la reconstrucción e interpretación de los mapas paleogeográficos y palinspáticos, así como en la búsqueda de nuevas rocas madre, rocas reservorio y rocas sello de hidrocarburos.

BIBLIOGRAFIA

AGUASUELOS INGENIERIA (1991) "Geología de la Serranía del Interior" preparado para CORPOVEN S.A.Informe interno.

AGUASUELOS INGENIERIA (1992) "Levantamiento Geológico de Superficie en la Serranía del Interior" - Cuenca Oriental de Venezuela. Vol. I, Síntesis pp.138; preparado para LAGOVEN S.A.Informe interno.

AGUASUELOS INGENIERIA (1994)"Levantamiento Geológico de Superficie en la Serranía del Interior - Cuenca Oriental de Venezuela". Preparado para LAGOVEN S.A. Informe interno.

ALVAREZ,E., O. MACSOTAY, D. RIVAS Y V. VIVAS (1985) "Formación Los Arroyos: Turbiditas de edad Mioceno medio en la región de El Pilar, Estado Sucre". VI Congr. Geol. Venez.(Caracas), Mem I:1-32.

ARNSTEIN, R.E., E. CABRERA, F.RUSSOMANNO y H. SANCHEZ (1985) "Revisión Estratigráfica de la Cuenca Oriental de Venezuela VI Congr. Geol. Venez. (Caracas)MEM. I:41-69.

ASCANIO, T, G. (1972) "Geología de los cerros de Caiguire, Estado Sucre". VI Congr. Venez. (Caracas) Publ. Espec. 5, III:1279-1288.

BERMUDEZ, P. (1977) "Geología y Bioestratigrafía de los Cerros de Caiguire, Estado Sucre, Venezuela". MEM. Soc. Ciencias Nat.La Salle, XXXVII (108): 295-312.

BOLLI, H.M., J.B. SAUNDERS y K. PERCH NIELSEN (1985)"Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press. 1032 pp.

CAMPOS, V., S. OSUNA y V.VIVAS (1980) "Geología del Borde Oriental del Frente de Montaña de la Serranía del Interior, Estados Miranda, Guárico y Anzoátegui, Venezuela" Bol. Geol.(MEM XIV (26): 137 - 196.

CASEY, R. (1964) "The Cretaceous period in the Phanerozoic time Scale" Geol. Soc. London, Quart Journ. 120, Supr. p. 193 - 202.

CHEVALIER, Y. (1994) "A Transverse section from the Orinoco Petroliferous belt to the El Pilar fault System. Field Trip No. 3. V Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Inédito . pp. 100.

CHIOCK, M. (1984) "El Cretáceo y Paleogeno en el subsuelo de Monagas". Informe Interno LAGOVEN S.A.

CREOLE PETROLEUM CORPORATION (1965) "Mapas de Geología de Superficie. D-10 y D-11, Escala 1:100.000". Inéditos.

CHIOCK, M. (1985) "Cretáceo y Paleógeno en el Subsuelo del Norte de Monagas". VI Congr. Geol. Venez. (Caracas). Mem. I: 350 - 383.

C.V.E.T. - COMISION VENEZOLANA DE ESTRATIGRAFIA Y TERMINOLOGIA (1956) "Léxico Estratigráfrico de Venezuela" 1ra. Edición. Bol. Geol. MMH. Caracas, Publ. Esp. No. 1 p. 728 (Edit.Sucre).

C.V.E.T. - COMISION VENEZOLANA DE ESTRATIGRAFIA Y TERMINOLOGIA (1970) "Léxico Estratigráfico de Venezuela" 2da. Edición. Bol. Geol. MMH. Caracas, Publ. Esp. No. 4, p. 756 (Edit. Sucre).

DAAL, J. de (1992) "Análisis estructural del bloque alóctono de Pirital y su incidencia en la exploración petrolera". VI Cong. Venez. de Geol. (Caracas), Memorias: 20 - 27.

DE SISTO, J. (1961- b) "Stratigraphic relationship along the southern shelf area of Eastern Venezuela Basin east of the Greater Oficina Fields. Asoc. Venez. Geol. Min. y Petr. Bol. Inform. 4(3): 95-105.

ERIKSON, J.P. (1994) "A lower cretaceous shelf and delta in the eastern Venezuela basin" V Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Memorias. P.L.C., Marzo 13 - 16, 1994: 174 - 189.

FALCON, R. (1989) "Estudio bioestratigráfico preliminar mediante foraminiferos en el Miembro Garcia de la Formación El Cantil, Cretáceo inferior de Venezuela Oriental. GEOS (UCV) 29: 36 - 47.

FREY, R.W. S.G. PEMBERTON & T.D.A. SAUNDERS (1990). "Ichnofacies and bathymetry: A Passive relationship" Journal of Paleontology (64): 155 - 158.

GALEA, F. (1985) "Biostratigraphy and depositional environment of the upper Cretaceous - Eocene Santa Anita Group (Northeastern Venezuela)" These, Amster dam Free Univ., 115 p. 20 fig. 31 pl.

GALEA, F.A. y J. MORENO-VASQUEZ (1994) "Biofacies de Foraminiferos en la Formación Carapita y su relación con los eventos tectónicos (Mioceno temprano - Mioceno medio) en el norte de Monagas. Venezuela" V Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas. Memoria. P.L.C. marzo, 13 - 16, 1994 pp. 225 - 227.

GONZALEZ DE JUANA, C. (1972) "Guia de Escursión PC-4. Primera parte: Recorrido a lo largo de la costa venezolana entre Cumaná y Pertigalete. VI Conf. Geol. Caribe. (Porlamar), 1971. Memoria C. PETZALL, editora, Cromotip, Caracas: 54-57.

GONZALEZ DE JUANA, C.,I. AROZENA y X. PICARD (1980) "Geología de Venezuela y de sus cuencas petroleras". Ed. FONINVES, Caracas, Venezuela, 2 tomos: 1031 p.

GUILLAUME, H.A., H.M. BOLLI y J.P. BECKMANN (1972) "Estratigrafía del Cretáceo inferior de la Serrania del Interior, Oriente de Venezuela". Bol. Geol. (Caracas). Public. Esp. 5, III: 1619 - 1659.

HAY, J. y R. AYMARD (1977) "El Cretáceo en el subsuelo de Anzoátegui y parte de Monagas, Cuenca de Venezuela Oriental V Congr. Geol. Venez. (Caracas) Mem. IX 1557 - 1574.

HEDBERG, H.D. (1937) "Stratigraphy of the rio Querecual section of northeastern Venezuela". Geol. Soc. Am. Bull., 48 (12): 1971-2024.

HEDBERG, H.D. (1950) "Geology of the eastern Venezuela basin (Anzoátegui - Monagas - Sucre - Eastern Guárico portion)". Geol. Soc. Amer. Bull. 61 (11) 1173-1216.

HEDBERG, H.D. (1980) "Guía Estratigráfica Internacional. Guía para la Clasificación, Terminología y procedimientos estratigráficos". Versión española por C. PETZALL, A. SALVADOR, R. REGUANT y J.F. LONGORIA. XIX t. 205 pp. Edit. Reverté S.A. Barcelona, España.

HEDBERG, H.D. y A. PYRE (1944) " Stratigraphy of northeastern Anzoátegui, Venezuela. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 20 (1):1-28.

KISER, G.D. (1952) "Geology of El Pilar - Guariquen - Guiria Area. State of Sucre. Creole Petroleom Corporation. Report No. 3420. 11-3.

KOUTSOUKOS, E.A. y K.A. MERRICK (1986) "Foraminiferal paleo-environment from the Barremian to Maestrichtian of Trinidad, West Indies. First Geol. Conf. of the G.S.T.T. July, 1985, tr. p. 85-101.

LAM, J.L. (1964) "The Geology and paleontology of Rio Aragua Surface section, Serrania del Interior, State of Monagas, Venezuela" Asoc. Venez. Geol. Min. y Petr., Bol. Inform. 7(4), p. 11 - 123.

LAMB, J.L. y J. DE SISTO (1963) " The Morichito Formation of Northern Monagas". Asoc. Venez. Geol. Min. y Petr. Bol. Inform. 6 (9): 269 - 276.

LAMB, J.L. y J.A. SULEK (1968) "Miocene turbidites in the Carapita Formation of Eastern Venezuela" IV Congr. Geol. Caribe, Trinidad, 28 marzo - 12 abril, Mem Saunders, J.B. ed. p. 111- 119.

LIDDLE, R.A. (1928) "The geology of Venezuela and Trinidad". J.P. Mac Gowan, Fort Worth, Texas, 552 p.

LINARES, L.M. (1994) "Formación Morichito : Un enigma resuelto? V Simposio Bolivariano Exploración Petrolera en las cuencas subandinas. Mem. P.L.C. Marzo 13 - 16, p. 147 - 160.

MACSOTAY, O. (1975) "Ambiente deposicional de la porción basal de la Formación Taguarumo definido por el incnofófil skolitos" Asoc. Venez. Geol.Min. y Petrol. Bol. Infor. 18 (3): 233 - 244, 7 Figs.

MACSOTAY, O. (1976) "Bioestratigrafía de algunas secciones Pleistocenas del nororiente de Venezuela". Bol. Geol. (Caracas) Publ. Esp. 7, II: 985 - 996.

MACSOTAY, O. (1980) "Mollusques benthiques du Crétacé inférieur: une méthode de corrélation entre la Téthys mésogeenne et le domaine paléo-Caraibe (Vénézuela). Thése, Lyon, 158 p. 27 fig.

MACSOTAY, O. y L.F. CARABALLO (1976) "Geología y bioestratigrafía cenozoica de la parte oriental del Golfo de Cariaco, Estado Sucre, Venezuela". Instituto Oceanográfico, Univ. de Oriente, Bol., 15, (1): 26 - 56.

MACSOTAY, O. E. ALVAREZ, D. RIVAS, Y V. VIVAS (1985) "Geotermica tectónica en la región El Pilar-Casanay, Venezuela nororiental". VI Congr. Geol. Venez. (Caracas) Mem. II: 881 - 917.

MACSOTAY, O. y V. VIVAS (1985) "Tectónica polifásica Cenozoica en el área Lecherías-Manare, Venezuela nor-oriental. VI Congr. Geol. Venez. (1985). Tomo IV: 2423 - 2513.

MACSOTAY, O., V. VIVAS, N. PIMENTEL DE B., y A. BELLIZZIA (1986) "Estratigrafía y Tectónica del Cretáceo Paleógeno de las islas al norte de Puerto La Cruz- Santa Fe y regiones adyacentes" VI Congr. Geol. Venez. (Caracas). Mem. 10: 7125 - 7174.

MACSOTAY, O. y E. ALVAREZ (1987) "Formación Chuparipal: Nueva unidad carbonática del Cretáceo inferior en el nor-oriente de Venezuela" Bol. Soc. Venez. Geol. 29 : 18 -29.

MACSOTAY, O., e I. BLADIER (1987) "La zona de fallas neotectónicas de Cumaná, en la región del Golfo de Cariaco, Venezuela" Bol. Geol. (Caracas) XVI (29): 129 -166.

MACSOTAY, O., V. VIVAS, M. WEHRMANN, J.L. HARTENBERGER y B. CHACHATI (1995) " Tectonosedimentary Molassic cycles along northern Venezuela and Trinidad". ms. 10 p. 4 figs. 3rd. Geol. Conf. GSTT, and 14th. Carib. Geol. Conf. Port of Spain, July 17 - 21, 1995, in press.

MACSOTAY, O. y V. VIVAS (1995) "New Venezuelan Cretaceous Sedimentary Units from the Serrania del Interior: Equivalence with Trinidad, W.I." 9 p. 5 Figs.m.s. 3rd. Geol. Conf. GSTT and 14th Carib. Geol. Conf. Port of Spain, July 17 - 21, 1995, in press.

MARQUEZ, P., M. GIUSTO, M.MENDEZ, H. SILVA y L. MELENDEZ (1992) "Descripción geológica y geofísica, yacimiento Naricual, Campo El Furrial, Edo. Monagas, Venezuela". VI Congr. Venez. Geof. (Caracas), Memorias: 7 - 15.

METZ, H.L. (1964) "Geology of the El Pilar fault zone, State of Sucre, Venezuela" Department of Geology, Princeton University and Direccion de Geologia MEM, Venezuela. P. 102 . inédito.

METZ, h.l. (1965-a) "Stratigraphy and geologic history of extreme eastern Serrania del Interior, State of Sucre, Venezuela". Resumen: Asoc. Venez. Geol. Min. y Petrol. Bol. Inform. 8(3):84.

METZ, H.L. (1965) "Definition of the Cutacual Formacion" Asoc. Venez. Geo. Min y Petról., Bol. inform. 8 (4): 107 - 109.

MURANY, E.E. (1972-a) "Tectonic basis for the Anaco fault, Eastern Venezuela". Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 56 (5):860-870.

MURANY, E.E. (1972-b) "Structural analysis of the Caribbean coast, Eastern Interior Range of Venezuela". Conf. Geol. Caribe VI (Porlamar) 1971, Mem. C. PETZALL, Editora Cromotip, Caracas: 295-298.

ODEHNAL, M. y R. FALCON (1989) "La zona de Schackoina cabri en Venezuela". VII Congr. Geol. Venez. (Barquisimeto), 1989, Mem. Tomo II: 527 - 549.

Ortiz, H. (1980) "Geología de la región de Santa Fé, Estado Sucre". Informe interno M.E.M. Dirección de Geología (Caracas: 9 p. mapa geológico.

METZ, H.L. (1968) "Stratigraphy and geology history of extreme northeastern Serrania del Interior, State of Sucre, Venezuela". IV Conf. Geol. Caribe, Trinidad, 1965, Memorias, p. 275 - 292.

POMEROL, Ch. (1975) " Stratigraphyc et Paleographic Va. Ere Mesozoique" (Doin Paris), 383 pp.

POTIE, G. (1989) "La Serrania del Interior oriental sur le transect Cumana - Urica et le bassin de Maturin (Venezuela). These Doct. Univ. Bretagne Occidentale, Brest, 240 pp.

REGAN, J.H.(1938) "Notas geológicas sobre el campo petrolero de Quiriquire, Distrito Piar, Estado Monagas". Bol. Geol y Min. Caracas, T. 2, (2-4): 185 - 200.

RENZ, H.H. (1962) "Stratigraphy and paleontology of the type section of Santa Anita Group and overlying Merecure Group, Río

Querecual, State of Anzoategui, northeastern Venezuela". Assoc. Ven. Geol. Min. y Petrol., Bol. Inform. 5 (4): 89 - 108.

RENZ, H.H. (1982) " The Cretaceous Ammonites of Venezuela. Birkhause Graphisches Unternehmen A.G. Basel. 132 pp. 91 T.F. y 40 pls.

RIVAS, D., E. ALVAREZ, O. MACSOTAY y V. VIVAS (1985)"El corrimiento de Chuparipal, contacto metamórfico-sedimentario en el noreste de Venezuela". VI Congr. Geof. Venez. (Caracas). Mem. Tomoo IV: 2249-2662.

ROD, E. (1959) "West end of Serrania del Interior, eastern Venezuela" Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull 43 (4): 772 - 789.

ROD, E. y W. MAYNC (1954) "Revision of lower Cretaceous stratigraphy of Venezuela" Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 38 (2): 193 - 283.

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

ROSALES, H. (1960) "Estratigrafía del Cretáceo - Paleoceno - Eoceno de la Serranía del Interior, Oriente de Venezuela. III Congr. Geol. de Venez. (Caracas) 1959, Mem, II: 471 - 495.

ROSALES, H. (1972) "La Falla de San Francisco en el Oriente de Venezuela". IV Congr. Geol. Venez. (Caracas), 1969, Mem. Bol. Geol., Caracas, Publ. Esp. 5, Tomo IV: 2322-2336.

ROSSI, T. (1985) " Contribution a l'etude geologique de la frontiére sud-est de la plaque Caraibes. La Serranía del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco - Maturín, synthéses paleogeographique et Géodynamique. Thése de Doctorat de L'Université de Bretagne Occidentale. 340 p. 6 + 24. Annexes. Inédito.

ROSSI, T.,J.F. STEPHAN, R. BLANCHET, y G. HERNANDEZ (1987) Etude Geologique de la Serrania del Interior Oriental (Venezuela) sur le transect Cariaco - Maturín" Revue de l'Institut Francais du Petrole 42 (1) : 3- 30.

SALVADOR, A. (1961) "Nomenclature of the Las Piedras and related formations in eastern Venezuela". Assoc. Venez. Geol. Min. y Petrol. Bol. Inform. 4 (10) : 297 :327.

SALVADOR, A. y H. ROSALES (1960) "Guía de la Excursión A-3. Jusepín-Cumaná". III Congr. Geol. Venez. (Caracas), 1959, Mem. Tomo I: 63-174.

SAMS, R. H., R.P. GEORGE, F.J. NUÑEZ, F. BARRIOS y M. ROQUETT (1992) "New considerations of basin history from sequence stratigraphy in northern Monagas, eastern Venezuela basin" VI Congr. Venez. Geof. (Caracas), Memor 125: 98 - 105.

STAINFORTH, R.M. (1971) "La Formación Carapita de Venezuela Oriental" IV Congr. Geol. Venez. (Caracas) Mem. I. Publ. Esp. 5 : 433 - 460.

STANLEY, D.F. (1960) "Stratigraphy and foraminifera of Lower Tertiary Vidoño Shale, near Puerto La Cruz, Venezuela. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 44 (5): 616 - 627.

STEPHAN, J.F., C. BECK, M. CHAPLET, J.L. SAVAGE, V. VIVAS, A. BELLIZZIA, P. SAINT MARC, L. BULOT, H. ARNAUD, A. ARNAUD-VANNEAU, J.P. IVALDI, J. CHOROWICZ, C. MULLER, J.P. MASSE, A. IATZOURA, M. DUBAR, y O. MACSOTAY. (1994)" Historia tectónica y sedimentaria de la Serranía del Interior Oriental, Venezuela. V Simposio Bolivariano, Puerto La Cruz, Mem. I: 267 - 268.

SUBIETA, T. J. CARNEVALLI y V. HUNTER (1988) "Evolución tectono - estratigráfica de la Serranía del Interior y de la Subcuenca de Maturín" III Simposio Bolivariano. Exploración Petrolera de las Cuencas Subandinas. Caracas, 13 al 16 de marzo de 1988.

VAIL, P.R. y R.M. MITCHUM (1979) "Global cycles of relative changes of sea level from seismic stratigraphy" in: "Geological and Geophysical investigations of continental margins", AAPG. Mem 29, p.469-472.

VIERBUCHEN, R.C. Jr. (1978) "The tectonics of north - eastern Venzuelan and the south - eastern Caribbean sea". PhD. Thesis, Princeton University, USA, 174 pp.

VIERBUCHEN, R.C (1984) "The Geology of the El Pilar fault-zone and adjacent areas in the northeastern Venezuela". Geol. Soc. Amer. Mem. 162: 189 - 212.

VIVAS, V. (1981) "Contribution al'etude geologique de la Chaine Interieure Orientale, Venezuela. Mem D.E.A., Université de Lille I, 48 pp. inédito.

VIVAS, V. (1986) "Estudio geológico del borde oeste de la Serranía del Interior Oriental (Venezuela): Región de Bergantín- Santa Inés dentro de la zona de la Falla de Urica (Estado Anzoátegui)." These 3e Cycle Univ. Bretagne Occidentale, Brest, Francia. 3 tomos.

VIVAS, V. (1987)" Bioestratigrafía del Cretáceo de la región de Bergantín - Santa Inés, Estado Anzoátegui, Venezuela nororiental. Bol. Geol (Caracas), XVI (29): 3-128.

VIVAS, V. y S. GODA (1980) "Geología de la región Cumaná - Cumanacoa - Serranía de Turimiquire, Estado Sucre (Venezuela)" MEM, Dir. de Geol. (Caracas), informe inédito, 50 pp.

VIVAS, V., A. BELLIZZIA, O. MACSOTAY (1985) "Deflexión de Barcelona: Rasgo estructural primario en Venezuela nororiental." VI Cong. Geol. Venez. (Caracas), Mem. IV: 2712 - 2746.

VIVAS, V., O. MACSOTAY, M. FURRER y E. ALVAREZ (1988) "Inyectitas clásticas asociadas a desplomes en sedimentitas batiales del Cretáceo superior de Venezuela nor-oriental" Soc. Venez. Geol., Bol. 34:3 - 33.

VIVAS, V. y O. MACSOTAY (1989) " Miembro El Pilar de la Formación Quiamare. Ejemplo de molasa orogénica de Venezuela Nororiental" GEOS (UCV) 29: 108 - 125.

VIVAS, V., O. MACSOTAY (1993) "Estilo de deformación tectónica de las molasas miocenas dentro de la Deflexión de Barcelona, entre los ríos Querecual y Aragua, Edo. Anzoátegui. Síntesis. Jornadas 55 Aniv. Esc. Geol. Min. Geofis. U.C.V. GEOS (en prensa).

VIVAS, V, & O. MACSOTAY (1995) "Tectono-sedimentary Domains in the Serrania del Interior Oriental, Northeastern Venezuela. ms 8 p., 3 figs., 3rd Geol. Conf. GSTT, and 14th Carib. Geol. Conf. Port of Spain, July 17 - 21,1995, in press.

VON DER OSTEN, E. (1954) "Geología de la región de la Bahía de Santa Fé, Estado Sucre" Bol. Geol. (Caracas), 3 (8): 123-211.

VON DER OSTEN, E. (1957) Lower Cretaceous Barranquin Formation of northeastern Venezuela" Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 41 (4) : 679 -708- 8 figs.

YORIS, F. (1985) "Revisión de la estratigrafía del Cretáceo inferior al sur y este de la Serrania del Interior, Venezuela Nororiental. VI Cong. Geol. Venez. (Caracas), Mem, II:1343 - 1393.

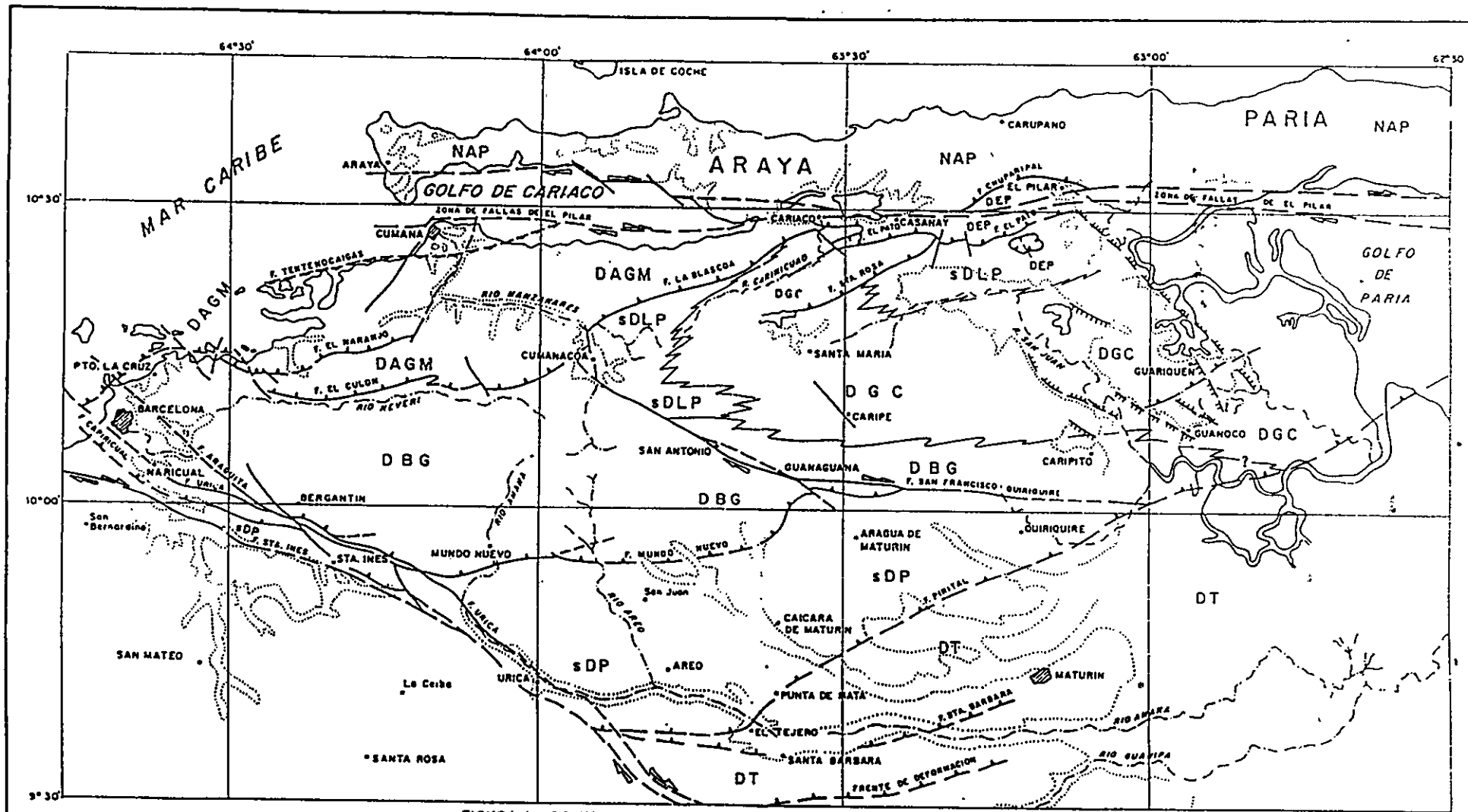


FIGURA 1.- DOMINIOS TECTONO-ESTRATIGRAFICOS DEL CRETACICO-NEOGENO EN VENEZUELA NOR-ORIENTAL

MAPA BASE: CARTOGRAFIA NACIONAL DE VENEZUELA (1977)

DOMINIOS Y SUBDOMINIOS

PARA-AUTOCTONO
- DEP: EL PATO
- DAGM: ARCHIPIELAGO GUAIQUERI-MANARE
- DGC: GUARIQUEN-CARIPE
- sDLP: LA PALOMA
- DBG: BERGANTIN-GUANTA
- sDP: PIRITAL

AUTOCTONO
- DT: TONORO

ALOCTONO
- NAP: NAPA ARAYA-PARIA (METAMORFITAS MESOZOICAS)

RELACIONES LATERALES

LEYENDA
- TRANSPORTE TECTONICO
- FALLA DE CORRIMIENTO
- FALLA TRANSCURRENTE
- FALLA INVERSA
- FALLA NORMAL
- KLIPPE
- CONTACTO ALUVIONAL

ESCALA GRAFICA

SITUACION RELATIVA NACIONAL

VIVAS Y MACSOTAY (1995) DOMINIOS TECTONO-ESTRATIGRAFICOS

FIGURA 2: CUADRO DE CORRELACION ESTRATIGRAFICA

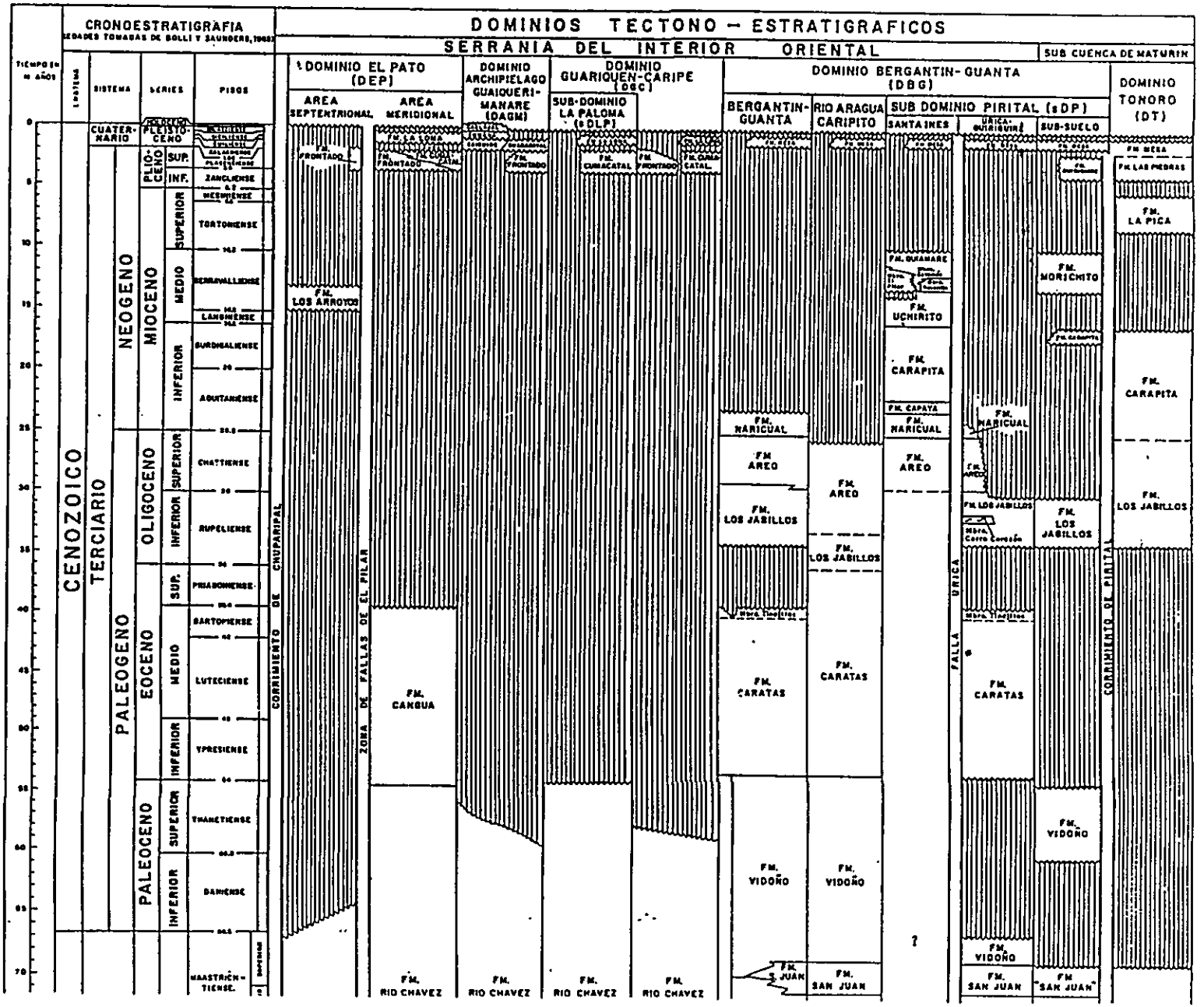


FIG. 2 (parte inferior).

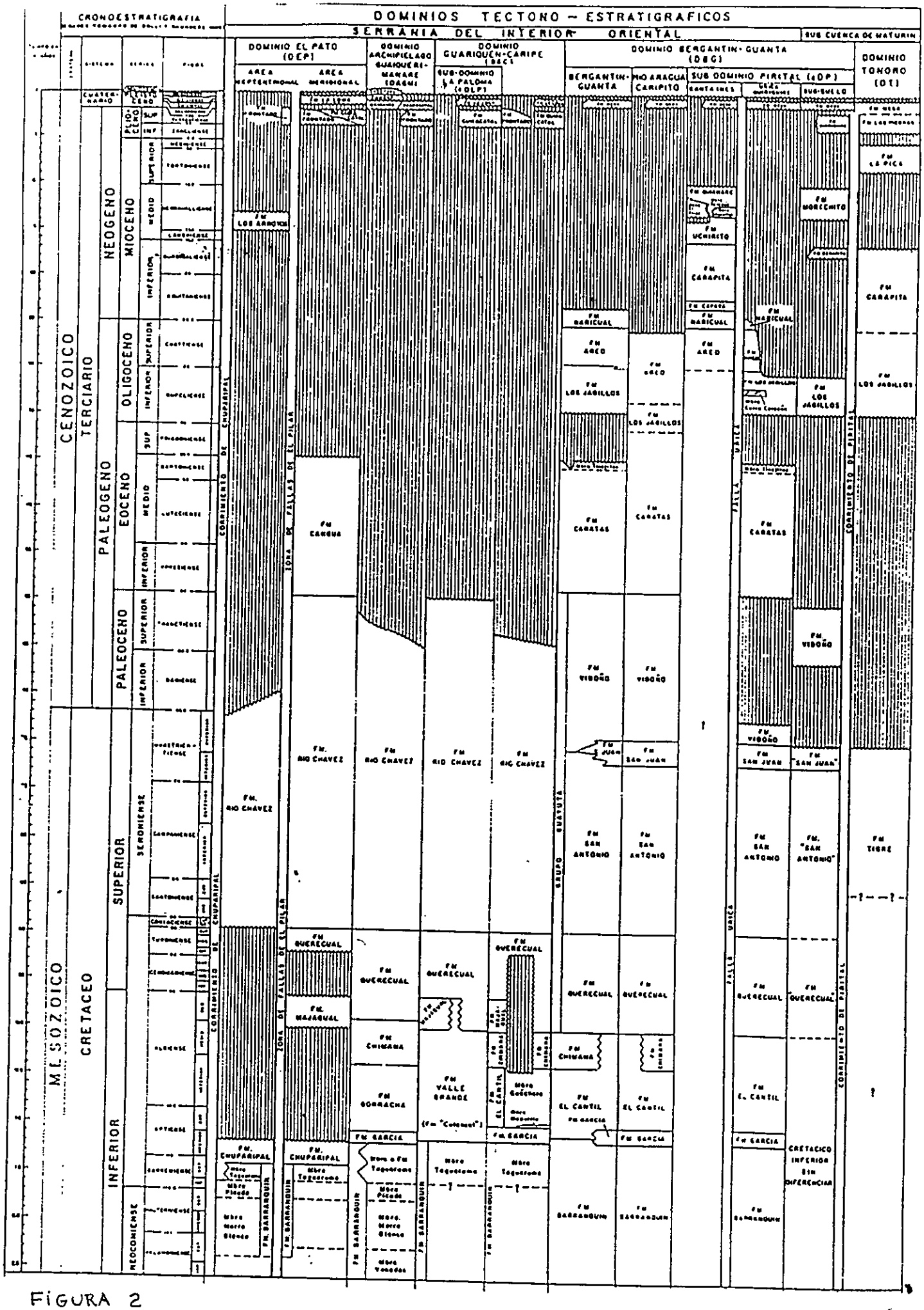

CRONOESTRATIGRAFIA
DOMINIOS TECTONO – ESTRATIGRAFICOS
SERRANIA DEL INTERIOR ORIENTAL
SUB CUENCA DE MATURIN
DOMINIO EL PATO (DEP)
DOMINIO GUARIQUEN-CARIPE (DGC)
DOMINIO BERGANTIN-GUANTA (DBG)
DOMINIO TONORO (DT)
SUB DOMINIO PIRITAL (sDP)
CENOZOICO
MESOZOICO
TERCIARIO
CRETACEO
NEOGENO
PALEOGENO
MIOCENO
OLIGOCENO
EOCENO
PALEOCENO
SUPERIOR
INFERIOR
FM. RIO CHAVEZ
FM. QUERECUAL
FM. CHIMANA
FM. GARCIA
FM. BARRANQUIN
FM. CHUPARIPAL
FM. CARAPITA
FM. LOS JABILLOS
FM. VIBORO
FM. SAN JUAN
FM. SAN ANTONIO
FM. EL CANTIL
FM. TIGRE
FM. LA PICA
FM. MORICHITO
FM. AREO
FM. CARATAS
FM. MARICUAL
FM. UCHIRETO
FM. LOS ARROYOS
FM. CANOA
FM. VALLE GRANDE
FM. GORRACHA
CORRIMIENTO DE CHUPARIPAL
ZONA DE FALLAS DE EL PILAR
FALLA UNARE
CORRIMIENTO DE PIRITAL
CRETACICO INFERIOR SIN DIFERENCIAR

FIGURA 2

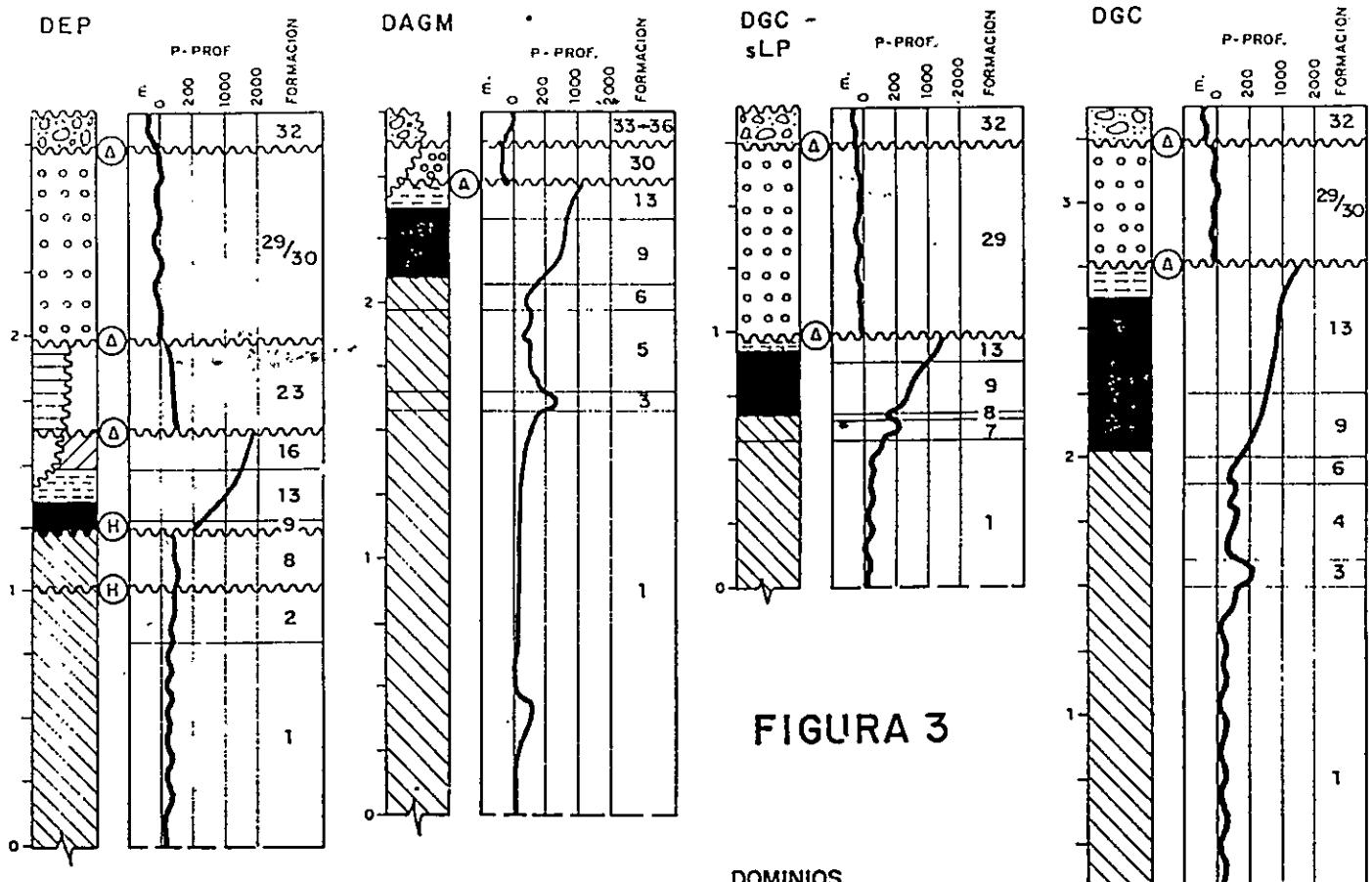
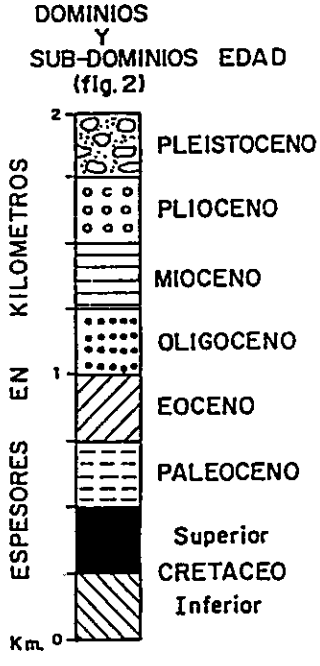


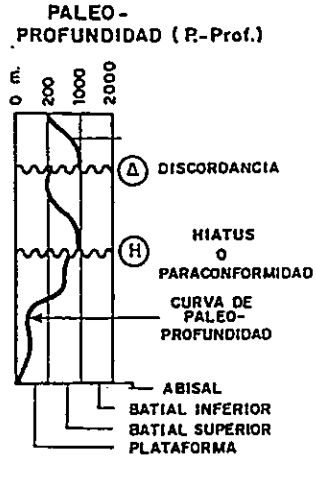
FIGURA 3

F O R M A C I O N E S (Fig. 2)

18	AREO	36	CASCAJAL
17	LOS JABILLOS	35	CUMANA
16	CANGUA	34	GUARACAYAL
15	CARATAS	33	CAIGÜIRE
14	TIGRE	32	LA LOMA
13	RIO CHAVEZ	31	MESA
12	VIDOÑO	30	FRONTADO
11	SAN JUAN	29	CUMACATAL
10	SAN ANTONIO	28	QUIRIQUIRE
9	QUERECUAL	27	LAS PIEDRAS
8	MAJAGUAL	26	LA PICA
7	VALLE GRANDE	25	MORICHITO
6	CHIMANA	24	QUIAMARE
5	BORRACHA	23	LOS ARROYOS
4	EL CANTIL	22	UCHIRITO
3	GARCIA	21	CARAPITA
2	CHUPARIPAL	20	CAPAYA
1	BARRANQUIN	19	NARICUAL

21: Mbro. CHAPAPOTAL





VIVAS & MACSOTAY (1995) "DOMINIOS TECTONO-ESTRATIGRAFICOS".....

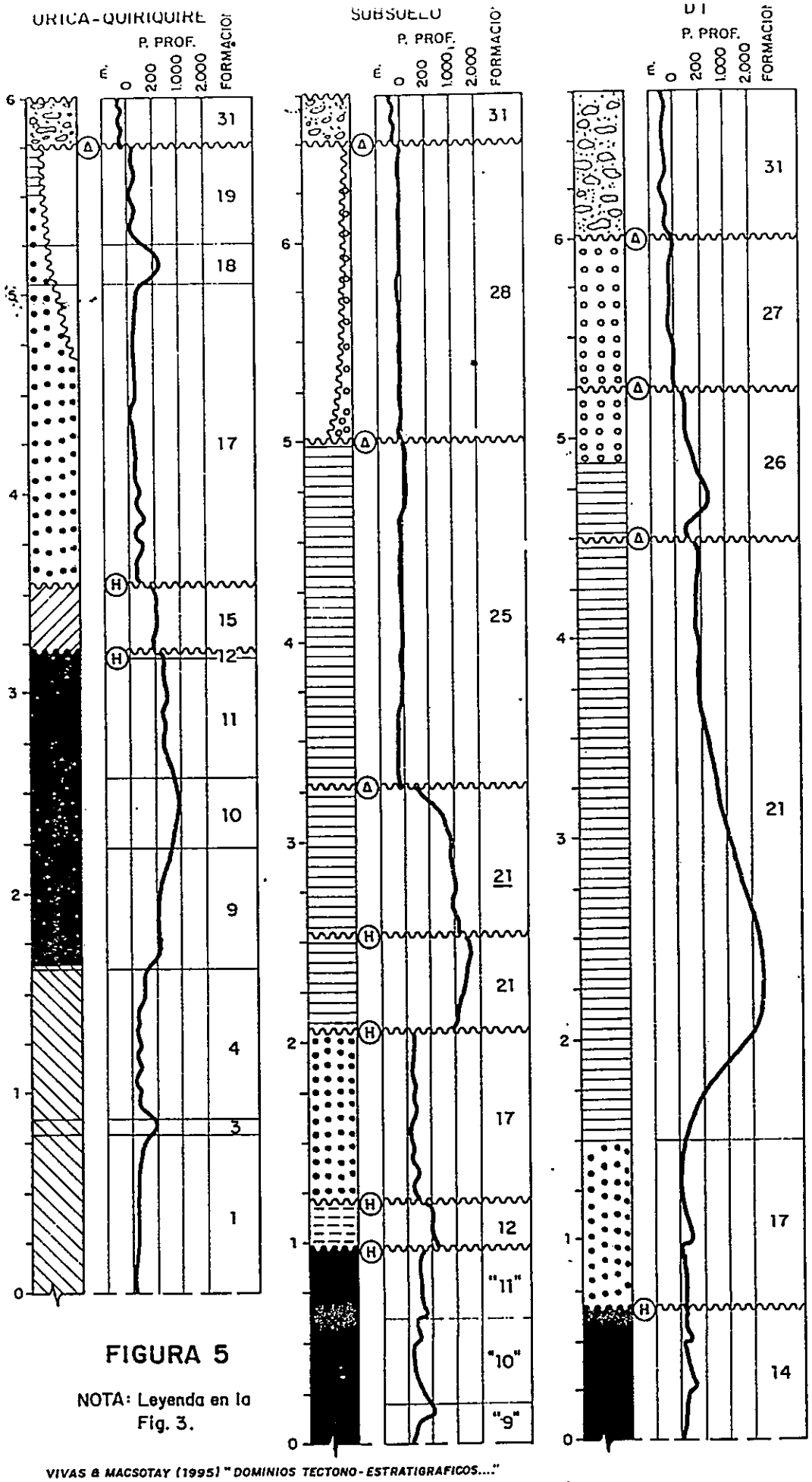


FIGURA 5

NOTA: Leyenda en la Fig. 3.

VIVAS & MACSOTAY (1995) "DOMINIOS TECTONO-ESTRATIGRAFICOS...."

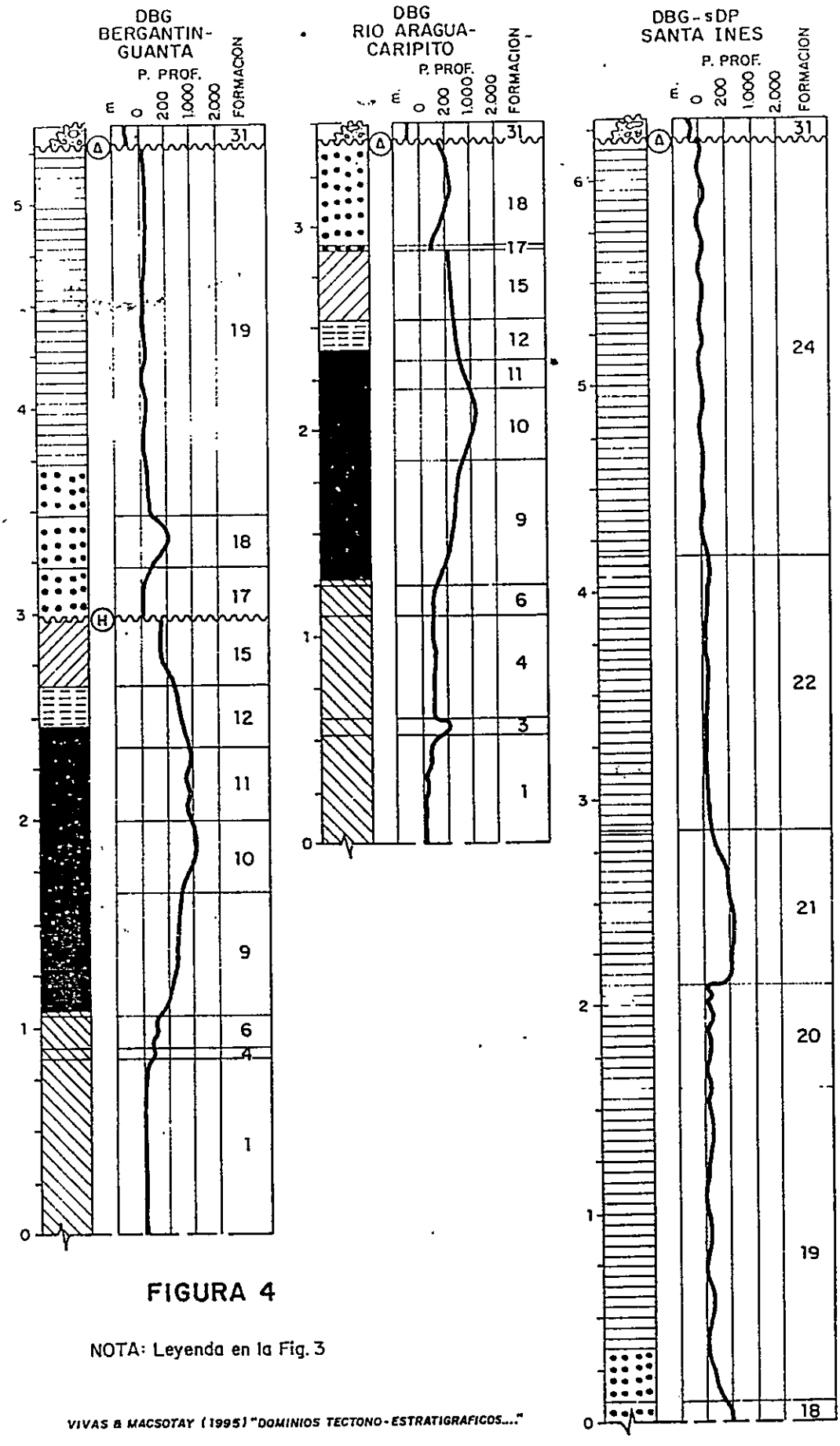


FIGURA 4

NOTA: Leyenda en la Fig. 3

REFERENCIAS DE LA INFORMACION BIOESTRATIGRAFICA

VIVAS Y MACSOTAY (1995) DOMINIOS TECTONO-ESTRATIGRAFICOS

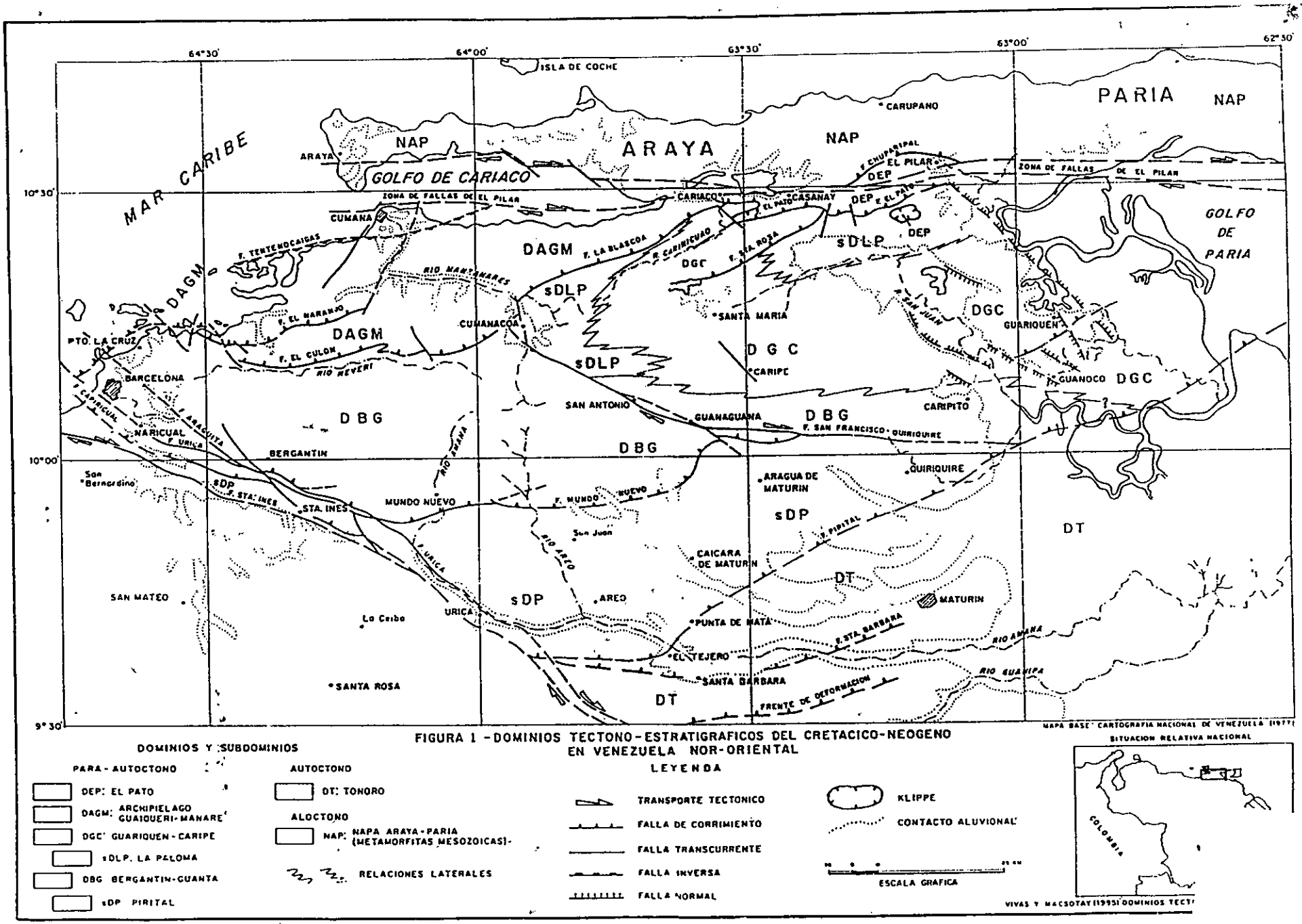


FIGURA 1 - DOMINIOS TECTONO-ESTRATIGRAFICOS DEL CRETACICO-NEOGENO EN VENEZUELA NOR-ORIENTAL

MAPA BASE: CARTOGRAFIA NACIONAL DE VENEZUELA (1977)

SITUACION RELATIVA NACIONAL

VIVAS Y MACSOTAY (1995) DOMINIOS TECT

DOMINIOS Y SUBDOMINIOS

PARA - AUTOCTONO

- DEP: EL PATO
- DAGM: ARCHIPIELAGO GUAIQUERI-MANARE
- DGC: GUARIQUEN - CARIPE
- sDLP: LA PALOMA
- DBG: BERGANTIN-GUANTA
- sDP: PIRITAL

AUTOCTONO

- DT: TONORO

ALOCTONO

- NAP: NAPA ARAYA - PARIA (METAMORFITAS MESOZOICAS)

RELACIONES LATERALES

LEYENDA

- TRANSPORTE TECTONICO
- FALLA DE CORRIMIENTO
- FALLA TRANSCURRENTE
- FALLA INVERSA
- FALLA NORMAL
- KLIPPE
- CONTACTO ALUVIONAL

ESCALA GRAFICA