

Icnofauna batial de la Formación Mucaria (Cretácico Tardío - Paleoceno Temprano) de la Napa Piemontina, Venezuela Nor central

Oliver Macsotay¹ y Victor Vivas¹

Resumen

La Napa Piemontina, la más externa de las unidades alóctonas de la Cordillera del Caribe, aflora por más de 400 km en sentido este-oeste. También llamada la "Napa de Flysch", por las unidades de flysch y flujoturbiditas paleógenas que la caracterizan, todas ellas poseen un substrato marino de 1,5 km de espesor de edad Campaniense-Paleoceno Temprano. La unidad pre-flysch (Formación Mucaria) consiste de una variedad de lito-secuencias hectométricas de pelagitas, hemipelagitas y terrígenas marinas en posiciones aleatorias. La base de la unidad la constituye una secuencia de alternancias de calizas afaníticas y lutitas sapropélicas negras, suprayacente, siguen alternancias de ftanitas y calizas submétricas con radiolarios (Miembro Río Chávez) con icnocenosis de *Zoophycos*; limolitas con alternancias decimétricas de lito-arenitas (Miembro Uchire) o de limolitas de grano grueso (Miembro Macaira), que constituyen el 75% del espesor total. Las psammitas de estructuras contorníticas, abundan en icnofauna de las icnocenosis de *Cruziana* y *Nereites*. Se describe como fósil-índice el icnotaxon nuevo, *Lophoctenium piemontinum*.

Abstract

The Piemontine Nappe is the outernmost of the allocthonous units of the Venezuelan Carribbean Range. Also called the "Flysch Nappe", due to the Paleogene flysch and fluxoturbidite units, it overlays a 1500 m thick marine unit of Campanian-Early Paleocene age. This pre-flysch sequence (Mucaria Formation) is a highly heterolithic unit, including pelagic, hemipelagic and terrigenous sedimentites. Sapropelic black limestones and shales constitute the lowest level; higher, submetric alternancias of cherts and limestones with radiolaria (Río Chávez Member) and *Zoophycos* ichnocoenosis. Overlaying it there are siltstones interbedded with decimetric lithoarenites (Uchire Member) or with coarse grained siltstones (Macaira Member), which constitute the 75% of the total thickness. The sandstones and siltstones exhibit contouritic structures and an abundant ichnofauna belonging to *Cruziana* and *Nereites* ichnocoenosis. A new ichnotaxon is described: *Lophoctenium piemontinum* n ichnosp, as an index fossil of the Mucaria Formation.

¹Consultor independiente, Caracas, Venezuela. Los autores agradecen a los geólogos de campo de la División de Exploraciones Geológicas del Ministerio de Energía y Minas, X PICARD (†), L A GONZALEZ SILVA (†), S BELL, M WEHRMANN y V CAMPOS CACHIMA, haberles mostrado las secuencias expuestas a lo largo del frente de montaña de Guárico, Aragua y Anzoátegui y al Geól tesista B BLIN (CORPOVEN) la invitación para la revisión estratigráfica de su columna de la Napa Piemontina del estado Cojedes. Se agradece también al Dr ALIRIO BELLIZZIA por encomendar a los autores la descripción del capítulo sobre la Napa piemontina en el trabajo sintético sobre el Sistema Montañoso del Caribe para el VI Congreso Geológico Venezolano (1986, tomo 10).

Introducción

La Formación Mucaria fue descrita originalmente por RENZ y SHORT (1960): 291-295 del frente de montañas del estado Cojedes, y luego identificado en el estado Carabobo por JARVIS (1966), el estado Guárico por MACKENZIE (1966) y GONZALEZ SILVA y PICARD (1972), y el estado Aragua por BELL (1968). Este horizonte fue identificado por PEIRSON et al (1960) como Formación San Antonio en los estados Guárico, Aragua y Miranda, en base a su carácter pelítico, y edad Cretácico Superior. Se nota en todos los trabajos publicados, su asociación a las alternancias rítmicas (*flysch*) llamadas Formación Guárico y de edad Paleoceno-Eoceno (CVET, 1970). Para esta asociación BELL propuso el término de Faja

Piemontina y por reconocerle su carácter alóctono, BECK (1977) la denominó **Napa Piemontina**. Sin embargo, no pudiendo identificar las formaciones, propuso los términos tectono-sedimentarios Unidad del Río Taguay y Unidad del Río Orituco, que constituyen sinónimos no litoestratigráficos de las Formaciones Mucaria y Guárico.

Geólogos de exploración del Ministerio de Energía y Minas, en la década de los setenta, desglosaron las diversas unidades litológicas, proliferando así nombres nuevos. Una revisión regional efectuada entonces permitió reconocer la continuidad de la Formación Mucaria, desde la región de El Pao por el oeste, hasta el Morro de Unare por el este (Figura 1).

Dentro de esta unidad de más de 400 km de extensión este-oeste, se han utilizado los siguientes términos litoestratigráficos:

- El Guapo*, Fm, Gr (LIDDLE, 1946; SELLIER DE CIVRIEUX en EVANOFF, 1951 GALAVIS, 1951; CAMPOS et al, 1980)
- El Totumo*, Mb (KONIGSMARK, 1965)
- Flores*, Fm (KONIGSMARK, 1965)
- Guayuta*, Fm, Gr (LIDDLE, 1946; SELLIER DE CIVRIEUX en EVANOFF, 1951 GALAVIS, 1951; BELLIZZIA, 1972; *non* HEDBERG, 1937-a)
- La Guairita*, Fm (CAMPOS et al, 1980)
- La Soledad*, Fm (CAMPOS et al, 1980 *non* SCHUBERT, 1968)
- Macaira*, Gr, Fm (EVANOFF, 1951; EVANOFF en MMH, 1956; *non* ALBERTOS et al, 1989)
- Ño Pedrote*, Fm (CAMPOS et al, 1980)
- Piedras Azules*, Fm (KONIGSMARK, 1965)
- Querecual*, Fm (GALAVIS, 1951; MENENDEZ, 1965; JARVIS, 1966; BELL, 1968; GONZALEZ SILVA, 1977; GONZALEZ DE JUANA et al, 1980; CAMPOS et al, 1980; *non* HEDBERG, 1937-a)
- Río Chávez*, Fm (VIVAS y CAMPOS, 1977; CAMPOS y OSUNA, 1977; CAMPOS et al, 1980)
- San Antonio*, Fm (PEIRSON, 1965-a, 1965-b; GONZALEZ SILVA, 1977; BLIN, 1989; ALBERTOS et al, 1989; *non* HEDBERG, 1937-a)
- Uchire*, Fm (VIVAS Y CAMPOS, 1977; CAMPOS et al, 1980)

De toda esta variada terminología, se ha decidido retener con la categoría de miembros, dentro de la formación Mucaria, la denominación *Río Chávez*, para el intervalo silíceo-pelítico, cuyas capas constituyan alternancias monótonas, submétricas (CAMPOS et al, 1980); y la denominación *Uchire*, como el miembro pelítico-arenáceo de mayor es-

pesor. Estos dos miembros se reconocen a todo lo largo de la Napa Piemontina. En el sector al este de San Juan de los Morros, se observa en la parte superior de la formación una secuencia pelítica de alternancias monótonas de arcilitas y limolitas de grano grueso, para la cual se propone volver a validar el término *Macaira*, con categoría de miembro,

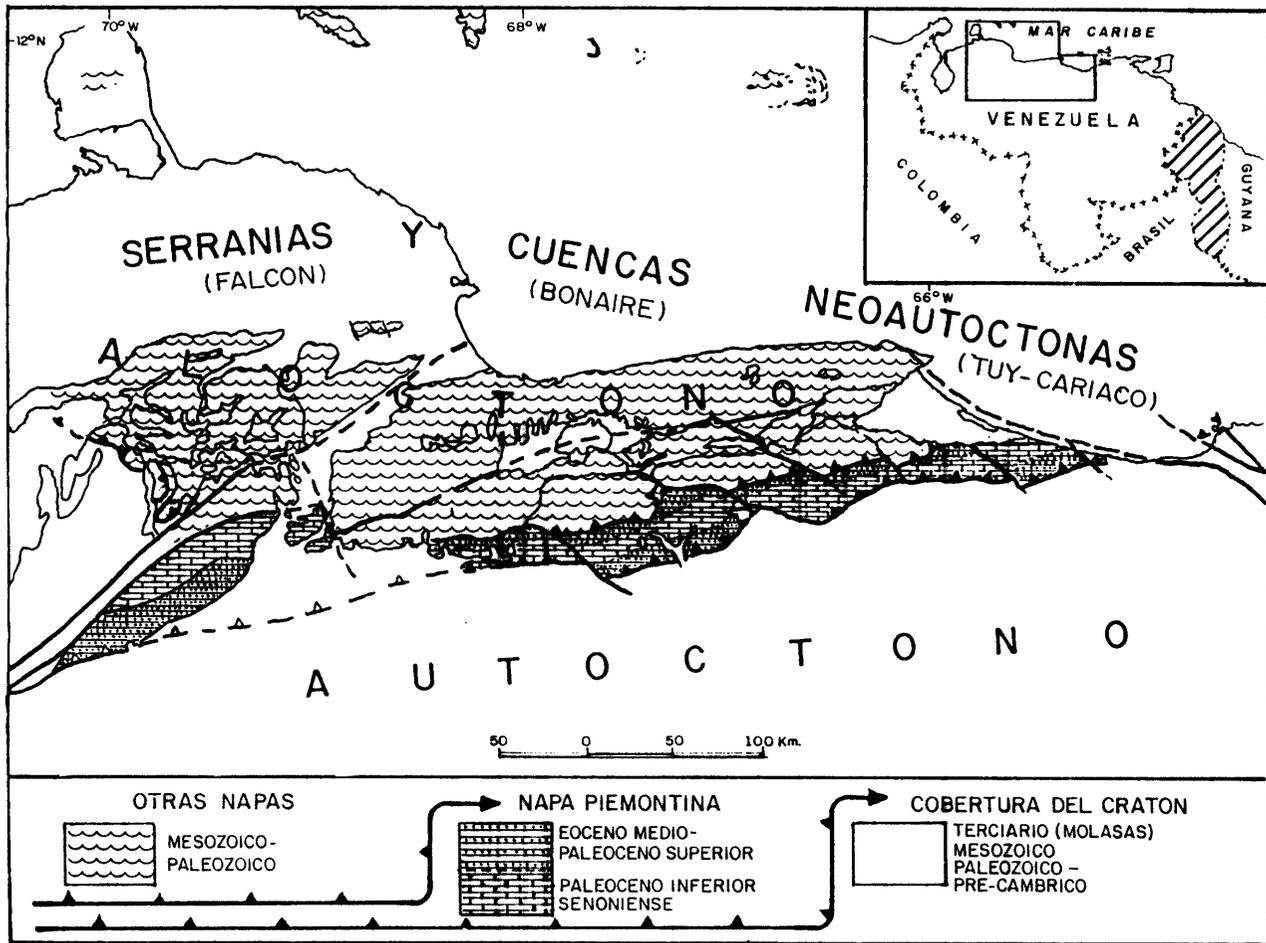


Figura 1
Mapa de la Napa Piemontina (Napa Piemontina modificada de BELLIZIA y PIMENTEL, 1981)

en el sentido propuesto por EVANOFF en MMH (1956). Este miembro, para los autores, constituye la secuencia de transición con la Formación Guárico suprayacente, y de ella proceden las microfaunas de edad Paleoceno Temprano. Las restantes unidades son sinónimos innecesarios, o son mezcla tectónica de varias formaciones, lo cual los relega a la categoría de invalidez.

Litología

En la región de El Pao, estado Cojedes, la Formación Mucaria consiste de acuerdo a RENZ y SHORT (1960: 291-293), de una monótona secuencia de espesor kilométrico, compuesto esencialmente de lutitas silíceas sericíticas de edad

Senoniense. De color gris plomizo oscuro, que meteorizan a marrón pálido, incluyen capas delgadas de ftatitas gris pálido y lentes de microconglomerados carbonáticos polimícticos en posiciones aleatorias dentro de la unidad. En el cerro El Morro, la formación es "arenosa". La revisión de este área tipo, demostró a los autores que la formación aflora incompleta, y por ello se propone de seguidas una sección más completa (Xavier PICARD, 1972, com.pers.)

Al este de la localidad tipo, se halla una secuencia continua a lo largo del río Tiznados y las galerías de Santa Rosa, estado Guárico, con un espesor máximo aflorante de 1500 m (Figura 2). Unos kilómetros más hacia el noreste, en el sector del río Parapara, sólo afloran los 1000 m superiores. En detalle, la formación consiste de una secuencia monótona de limolitas silíceas (70% en

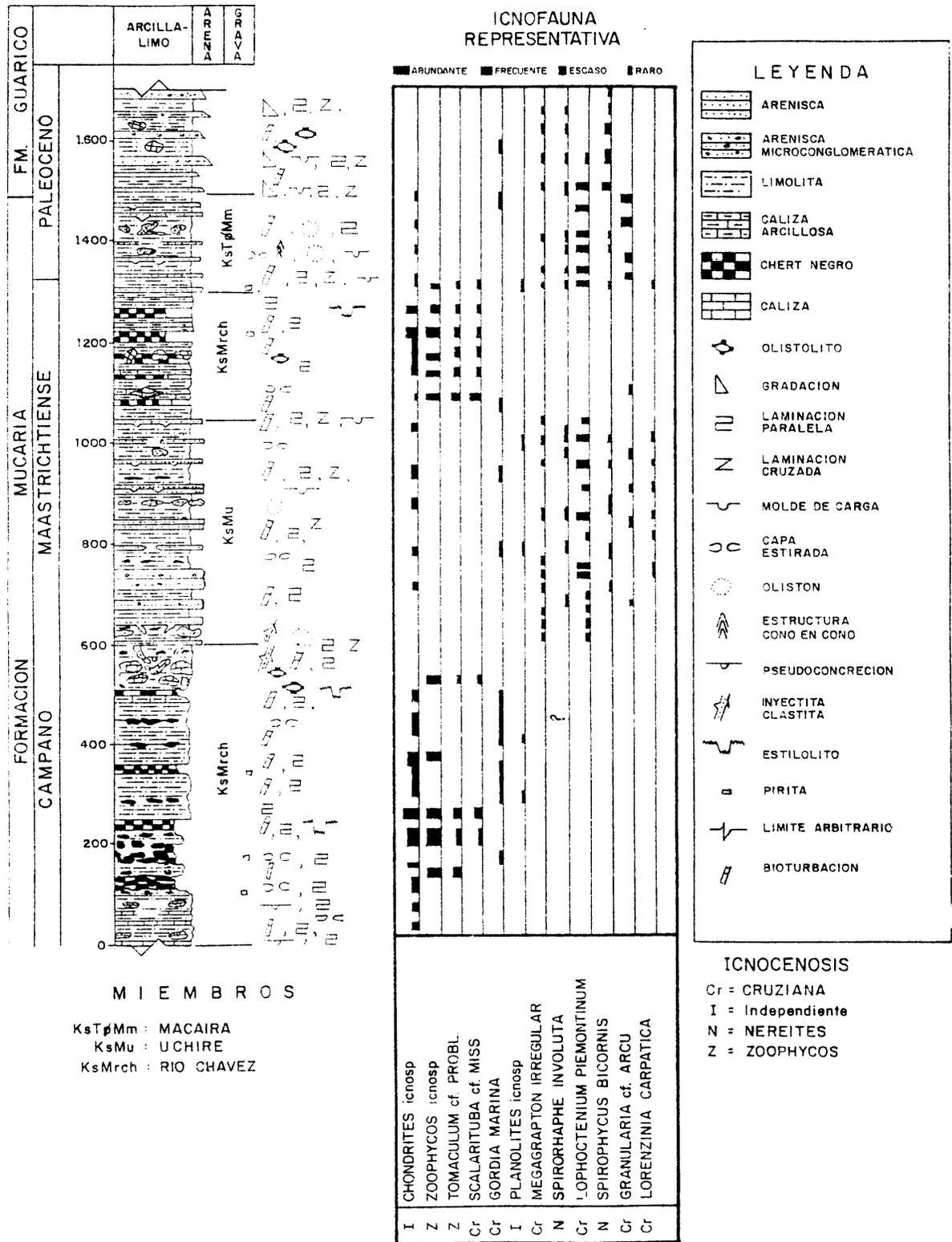


Figura 2

Columna estratigráfica sintética de la Formación Mucaria, sector del río Tiznados-galeras de Santa Rosa-río Parapara, estado Guárico

espesor), de color gris plomo que meteoriza a pardo amarillento y pardo rojizo, que se interestratifican, de base a tope, con paquetes de 20 a 30 m de espesor, de alternancias de capas decimétricas de pedernal negro, limolitas calcáreas negras, limolitas de chert y calizas arcillosas. no se ha observado la base estratigráfica de la Formación Mucaria, hallándose en todos los casos en contacto tectónico sobre molasas Cenozoicas (Figura 1).

En la porción más baja de la secuencia aflorante, hay un intervalo de espesor hectométrico, constituido por limolitas negras, calcáreas, que se intercalan con capas de 10 a 40 cm de espesor y lenticulares de calizas afaníticas de color gris oscuro que meteorizan a gris claro y gris azulado. Las calizas localmente presentan estructuras de capa estirada, dando origen a pseudoconcreciones de formas esferoidales y elipsoidales de diámetros métricos a submétricos.

En la parte media y superior, las limolitas silíceas con niveles de chert presentan *olistolitos* de calizas de diámetros, métricos y submétricos. Consisten en calizas bioclásticas ricas en algas, corales solitarios, fragmentos de bivalvos, briozoarios, estromatopóridos y grandes gasterópodos de la superfamilia Nerineacea, entre los que se destacan *Phaneroptyxis anquilina* (Castillo y Bárcena) de edad Barremiense superior - Aptiense inferior.

En la parte media y hasta el tope (zona de transición con la Formación Guárico, en la región del río Parapara-Camatagua), las limolitas presentan intercalaciones arenosas de carácter cíclico. En detalle, estas intercalaciones arenosas consisten de capas lenticulares de areniscas cuarzosas, de grano fino, colores gris claro a gris oscuro, que meteorizan a gris pardusco, pardo amarillento y pardo rojizo. Las capas de arenisca varían de 5 a 50 cm de espesor, llegando a formar paquetes de hasta 36 m, como por ejemplo, las crestas de la galeras de Santa Rosa y fila media Ladera. Algunos afloramientos a lo largo del río Tiznados consisten de areniscas cuarzosas y micáceas, de grano fino a grueso ocasionalmente guijarroso a microconglomeráticos y con cemento localmente carbonático. Son además, de color gris claro y gris oscuro que meteoriza a pardo amarillento y pardo oscuro. El grano varía de subangular a subredondeado y está compuesto principalmente de cuarzo detrítico, heterogranular, con escasos fragmentos angulares de calizas micríticas de color gris oscuro.

La base y tope de las capas de arenisca son abruptos y las estructuras sedimentarias observadas son la laminación cruzada de ángulo bajo y los calcos de carga en la base. Son comunes las estructuras de capa estirada y olistones de areniscas de diámetros decimétrico a métrico, al igual que las brechas sedimentarias intraformacionales lenticulares de espesores centimétricos compuestos de material monomítico; los clastos son angulares de chert negro y gris claro, de menos de 1 cm de diámetro. Menos comunes son las inyectitas clásticas arenosas, observadas en la desembocadura de la quebrada Agua Blanca en el río Tiznados, sector de la fila Media Ladera.

Los olistones de areniscas son principalmente, del tipo coherente y se considera que son sólo parte de deslizamientos submarinos mayores, cuya presencia en medio de las limolitas monótonas, no es obvia, los olistostromos son de espesores decamétricos, y su extensión lateral hectométrica; el tamaño da una idea de la importancia del transporte gravitacional dentro de la Formación Mucaria, pero sin llegar nunca a formar turbiditas gradadas.

En general, las limolitas silíceas, las limolitas chérticas y las capas de chert negro, presentan estructuras de laminación paralela milimétrica submilimétrica. A nivel de afloramiento, todas las rocas de la formación Mucaria se observan afectadas por un clivaje de fractura incipiente que les imparte un aspecto lajoso; a juzgar por los icnofósiles de las limolitas silíceas, el plano de clivaje es generalmente paralelo a la de estratificación, pero a veces forma un ángulo bajo con la misma. Así mismo, se observa plegamiento isoclinal con vergencia hacia el sur-sureste. Las capas de limolita de chert y chert negro también se presentan afectadas por estilolitos perpendiculares a la estratificación.

Todas las sedimentitas de las Formación Mucaria contienen bioturbaciones. La Formación Mucaria continúa en contacto concordante y transicional con la suprayacente facies flysch de la Formación Guárico.

En el sector oriental de la Napa Piemontina, no ha podido reconocerse la secuencia carbonático-pelítica, pues la subdivisión de la unidad es algo diferente que en el hipoestratotipo del río Tiznados-río Parapara. La unidad inferior consiste de alternancias submétricas de ftanitas, chert, calizas silíceas afaníticas con lutitas arcillosas (VIVAS y CAMPOS, 1977; CAMPOS et al, 1980). El intervalo abunda en radiolarios y forma

un paquete hectométrico en la base expuesta de la formación. Suprayacente, se halla una secuencia de alternancias cíclicas de lutitas y limolitas silíceas lajosas, localmente con olistostromas de calizas y alternancias monótonas de limolitas con litarenitas pardas y negras, con estructuras contorníticas (EVANOFF, 1951, Lam 3, Fig 1 y 2; CAMPOS et al, 1980), de espesores subkilométricos.

Durante la exploración bioestratigráfica, se hizo evidente que ciertos intervalos de alternancias de areniscas y lutitas que se consideraban parte de la Formación Guárico (PEIRSON et al, 1966; MACSOTAY, 1967), presentan una icnofauna bastante diferente, en la cual abundan los icnogéneros de la asociación de *Cruziana*, en vez de la asociación de *Nereites*, que es la típica flysch. Igualmente se notó que estos intervalos no tenían gradación en las capas de areniscas, que eran de composición cuarzosa o litoarenítica; se propusieron los nombres de La Guairita, Uchire y No Pedrote, entre otros (CAMPOS et al, 1980), a la vez que se obtuvo microfaunas de edad Cretácico Tardío a Paleoceno Temprano en las mismas (Figura 2).

Para el intervalo pelítico de edad Maastrichtiense-Paleoceno Temprano sin olistolitos se propuso el nombre de El Guapo, y con olistolitos el de La Soledad (CAMPOS et al, 1980).

Estudiados por separado, los paquetes de alternancias silíceo-pelíticas; y carbonático-pelíticas se atribuyeron a las formaciones San Antonio, Querecual y Grupo Guayuta (PEIRSON et al, 1966; GONZALEZ SILVA, 1977; BLIN, 1989; ALBERTOS et al, 1989), en parte debido a que su edad Cretácico Tardío fue conocida desde los primeros tiempos de la investigación. Conscientes de la diferencia de estos intervalos con los respectivos estrato-tipos de la Serranía del Interior Oriental, VIVAS y CAMPOS (1977) propusieron el nombre de Río Chávez; la icnocoenosis de *Zoophycos*, fue reconocido con recurrencia en todos los afloramientos estudiados.

ICNOPALEONTOLOGÍA

Se observan abundantes bioturbaciones en las areniscas, en las calizas afaníticas y en muchas de las fanitas y limolitas silíceas de la unidad. Muchos de estos icnofósiles presentan posición bien definida especialmente en las areniscas donde son excelentes marcadores de polaridad. Gracias a ellas pudieron definirse los pliegues

isoclinales que afectan a toda la Napa Piemontina y pudo calcularse el verdadero espesor estratigráfico. La icnofauna del Miembro Río Chávez fue citado por MACSOTAY en BECK (1977) y en VIVAS y CAMPOS (1977); la observada en el Miembro Uchire fue atribuida a la Formación Guárico: - los afloramientos sobre la carretera Guatopo-Altigracia de Orituco MACSOTAY, (1967). En este trabajo se describen 23 icnotaxa, que son de amplia distribución en diversos niveles de la Formación Mucaria en toda su extensión. Los icnofósiles en este trabajo se clasifican etológicamente según SEILACHER (1954), siguiendo la nomenclatura y metodología de HANTZSCHEL (1975).

En la paleontología clásica se utilizan cifras absolutas para la biometría de los fósiles. En icnopaleontología, se trata del estudio de la actividad animal en el interior o sobre la superficie de un sedimento. Esta actividad, denominada bioturbación, da lugar a galerías, pistas y huellas cuyas proporciones corresponden a las dimensiones máximas de los animales que la produjeron (MACSOTAY, 1967); en las curvaturas, pueden aumentar hasta un 30%, y en las intersecciones hasta un 100% de diámetro (KENNEDY, 1967; FREY y HOWARD, 1970; GAILLARD, 1972). por ello, numerosos icnopaleontólogos utilizan un criterio de rango aproximado, como milimétrico o centimétrico, para referirse al diámetro promedio dominante.

El tratamiento taxonómico se efectúa de la manera más difundida, consiste en la citación alfabética de los icnogéneros estudiados (HANTZSCHEL, 1975). Las citas bibliográficas se reducen a la indicación del icnogénero o la icnoespecie en sedimentitas de Venezuela, solamente. La mayoría de las icnotaxa proceden de la sección del río Parapara, Las Lajitas y San Francisco de Tiznados (estado Guárico); así mismo del río Mucaria, río Taguay, río Chávez y quebrada Camatagüita.

ICNOGÉNERO ACANTHORHAPHE

Ksiazkewicz 1970

Meandros amplios o irregulares, ocasionalmente ramificados; numerosas prolongaciones laterales espiniformes se proyectan especialmente en los lados convexos de los meandros. La descripción original de este icnogénero se completó

en base a muestras procedentes del flysch de La Formación Guárico (SEILACHER, 1977).

Acanthorhapha cf incerta Ksiaczekiewicz (Fig 3-H)

Pistas delgadas, de ± 1 mm de diámetro, que forma hiporelieves positivos sobre la cara inferior de litoarenitas de espesores subdecimétricos. Estas pistas se caracterizan por sus ramificaciones simples y cortas en el lado convexo de las curvas. Conocido del Cretácico (Berriasense) al Eoceno inferior de Europa y de Venezuela. Se ha observado en areniscas del Miembro Uchire, siendo habitualmente escaso.

Ícnogénero AULICHNITES
Fenton & Fenton 1937

Pista de 10 a 20 mm de ancho, curvado, formando hiporelieve positivo sobre la cara inferior de litoarenitas o limolitas gruesas de espesores centimétricos. La pista consiste en dos crestas de perfil convexo, separados por un surco mediano. Se atribuye a la actividad de reptación de un gasterópodo.

Considerando que *Aulichnites* es una repichnia producida por gasterópodos, es perfectamente admisible su hallazgo en las turbiditas lacustres de edad Carbonífero de Catamarca, Argentina (BUATOIS y MANGANO, 1990) tanto como en sedimentitas marinas. En dicho yacimiento se asocia a *Undichnia* y *Mermia*, los cuales sí son icnofósiles exclusivos de paleoambientes dulceacuícolas. *Aulichnites* se halla presente en la icnocenosis marina de *Cruziana* y en la dulceacuícola de *Scoyenia* (FREY et al, 1984). Su biocron va del Devónico al Paleógeno en Europa y América.

Aulichnites icnosp (Fig 3-R)

Sinonimia:

1967 *Aulichnites* sp, MACSOTAY: 27, Fig 47

Este icnogénero se halla con frecuencia en el Miembro Macaira y raramente en el Miembro Uchire de la Formación Mucaria; sobre capas centimétricas de limolita en la primera y decimétricas de litoarenitas, en la segunda.

Ícnogénero BERGAUERIA Prantl, 1946

Prominencias cilíndricas de paredes lisas ob-

servadas como hiporelieve positivo de capas de arenisca. de diámetro variable entre 2 y 4 cm, su base es usualmente redondeada, y con una depresión esferoidal en el centro. Usualmente es gregario. Citado del Cámbrico al Carbonífero superior de Norteamérica y Europa (HANTZSCHEL, 1975; W45). Su origen se atribuye al relleno de oquedades habitacionales (cubicnia) de anémonas, en especial por la manera en que suelen agruparse dichos celenterados en el fondo marino. Para su preservación, las anémonas, solitarias o agrupadas, deben ser cubiertas por un sedimento arenoso o limoso de grano grueso, que asfixie las anémonas por lo rápido de su acumulación; su preservación representa una tanatocenosis (RADWANSKI and RONIEWICZ, 1970).

La sedimentación episódica de arenas en cantidad y velocidad suficientes explica su frecuencia en secuencias de plataforma, y más raramente en taludes submarinos. Atribuido a paleoambientes neríticos por CONYBEARE CROOK (1963) y ALPERT (1973) en MACSOTAY et al (1987). En el análisis paleoambiental de una secuencia de abanico arenoso submarino del Eoceno del norte de España, donde está restringida a la icnocenosis de energía más alta en ambiente nerítico interno (CRIMES, 1977). Forma parte de la icnocenosis de *Cruziana*.

Bergaueria cf perata PRANTL.

Sinonimia:

?1986 *Bergaueria* icnosp, MACSOTAY et al : 7149

1987 *Bergaueria* icnosp, MACSOTAY et al : 17, Fig 42, 51, 51-A

1989 *Bergaueria* icnosp, MACSOTAY et al : 471, Fig 16-B

En Venezuela, este icnogénero ha sido reportado en base a hiporelieves positivos observados en capas de arenisca de 0,5 a 1,5 mm de espesor. En todos los casos, se trataba de ejemplares escasos y dispersos en capas aisladas dentro de las formaciones respectivas. Las citas proceden de sedimentitas marinas del Cretácico y Paleoceno de Venezuela septentrional, donde domina la icnocenosis de *Cruziana*, o ésta es parte de las icnocenosis presentes. El hiporelieve positivo hallado en algunas areniscas del miembro Uchire de la Formación Mucaria, presenta todas las características de la icnoespecie *B perata*, salvo la de no ser gregario en ninguna capa en particular.

Ichnogénero CHONDRITES
Sternberg, 1833 (non McCoy, 1848)

Construido por vermes filiformes, como galerías de ensayo y búsqueda de alimento en sedimentos hidroplásticos (SEILACHER, 1977). Es de distribución cosmopolita, conocido del Cámbrico al Terciario. En Venezuela, se ha reportado del Cretácico (formaciones Bobare = Volcancito y Barquisimeto = Yacambú) y del Paleógeno (formaciones Guárico, Punta Carnero y Trujillo). (MACSOTAY en CAMPOS et al, 1979; MACSOTAY, 1967; MACSOTAY et al, 1989). Se halla en todas las icnofacies marinas, a condición de que en el protolito de sedimento de grano fino, hubiese materia orgánica particulada.

RICHTER (1928), en VJALOV & VARICSEV (1964), fue el primero que, en base al carácter tigmotáxico y fobotáxico de los vermes endobénticos marinos, desmostró fuera de dudas el origen de este ichnogénero. En carácter general de los anélidos el rechazo al contacto físico (=fobotaxis); las galerías ramificadas de *Chondrites* nunca se tocan, y siempre se observa entre ellas una delgada capa de sedimento, en una sección delgada de roca. Su intersección aparente en la superficie de una roca (Lámina 3, Fig 3) es desmentida por un examen microscópico. Fue el paleontólogo F A QUENSTEDT (1846-1849) quien observó que el sedimento que rellenaba las galerías de *Chondrites*, correspondía al horizonte inmediatamente suprayacente a la roca caja. Así fue comprobado por los autores en limolitas lajosas de la quebrada Camataguita, donde se observó su abundancia en capas con horizontes subcentimétricos ricos en fosfatos. Estos horizontes se detectan con facilidad con un cintilómetro, ya que sus valores de radioactividad son de 4 a 6 veces superiores a las limolitas silíceas normales.

Chondrites sp forma pequeña
 (Lam 1, Fig 2; Lam 3, Fig 3; Fig 3-A)

Estructuras plantiformes, regularmente ramificadas, que nunca se cruzan entre ellas, ni se anastomosan. Estos sistemas de galerías son endobénticas en sedimentos de grano fino; limolitas, calizas afaníticas y ftanitas. Su aspecto fucoide se identifica sobre el plano de estratificación, mientras que en plano vertical, expone numerosas galerías circulares u ovoidales. En las calizas afaníticas dominan las colonias con galerías milimétricas; en las limolitas las galerías

llegan hasta 3 mm de diámetro. Este ichnogénero se identifica también en secciones delgadas de las limolitas silíceas, en las cuales, BELL (1968: 324) las describió como "galerías sin reborde" compuestas totalmente de material con extinción mate, cuyo diámetro generalmente no excede los 0,1 mm. Estos presentan galerías colapsadas por compactación, y las láminas de sedimento no se curvan a su alrededor. Normalmente las galerías de *Chondrites* son más oscuras que la roca caja, y la abundancia de sus colonias en las limolitas de la Formación Mucaria se asocia a concentraciones de fosfatos. Precisamente, el color oscuro de las galerías, se debe al mineral colofano, citado previamente por BELL (1968). En los horizontes de *Chondrites* de las calizas afaníticas y las ftanitas, no se ha detectado esta anomalía fosfática. El ichnogénero abunda en todos los litotipos de la formación, menos en las litoarenitas.

Ichnogénero GORDIA Emmons, 1944

Pistas meandriiformes, milimétricos o submilimétricos, que usualmente son gregarios. Se conoce del Pre-Cámbrico al Terciario de América y Europa. En Venezuela el ichnogénero fue reconocido en la Formación Bobare (MACSOTAY et al, 1987) y Barquisimeto-Yacambú, ambos del Cretácico alóctono. (MACSOTAY en CAMPOS et al, 1979). Al igual de *Aulichnites*, este ichnogénero de la icnocenosis *Cruziana*, también se halla en la icnocenosis *Scoyenia*, de paleoambiente dulceacuícola (BUATOIS y MANGANO, 1990).

Gordia marina Emmons (Fig 3-0)

Pistas vermiformes, lisos, submilimétricos de espesor uniforme en toda su extensión, que puede hallarse endobéntico en limolitas, como en el tope o la base de las areniscas. Esta pista es curvada pero no meandroide y se conserva paralelo al plano de estratificación. Se supone que esta pista fue elaborada por vermes filiformes, del tipo de *Gordius*. En la Formación Mucaria, es localmente común en las areniscas del Miembro Uchire y en las limolitas del Miembro Macaira.

Ichnogénero GRANULARIA Pomel, 1849
(non Poletaeva, 1936)

Este ichnogénero se conoce desde el Jurásico hasta el Terciario de Europa; en Venezuela ha sido citado e ilustrado de las formaciones Bobare

(Cretácico) y Morán (Eoceno) (MACSOTAY, 1972-a). Las galerías halladas en la Formación Mucaria al norte de Altagracia de Orituco fueron erróneamente identificadas como *Ophiomorpha* por MACSOTAY en BECK (1986: 93). Su elaboración se atribuye a crustáceos batiales.

Granularia sp., cf *G. arcuata* Schimper
(Lam 2, Fig 1-B; Fig 3-D)

Galerías rellenas de sedimento, cuya base y parte del tope, se hallan empacadas con partículas de forma peletal. Las galerías son endo o ectobénticas y generalmente están rellenas de limo grueso, estando empotradas en lutitas; raras veces en capas de areniscas pluridecímétricas. El espesor de las galerías varía de 10 mm a 30 mm, y se concentra en ciertos horizontes, en rocas terrígenas de la Formación Mucaria.

ICNOGÉNERO HELMINTHOIDA Schafhütl, 1851

Siguiendo la definición actualizada, aquí pertenecen todas las galerías de meandros obligatoriamente paralelos (HANTZSCHEL, 1975). Conocido del Cretácico y el Terciario, es practicante cosmopolita.

Helminthoida cf *H labyrinthica* Heer (Fig 3-Q)

Sinonimia:

1966 *Helminthoida* sp PEIRSON et al, p 198, foto 3
1967 *Helminthoida* cf *H labyrinthica* H,
MACSOTAY, p 31, Fig 5, 6.

Pistas meandriformes lisas, numerosas, equidistantes, concéntricas y subparalelas, de menos de 2 mm de diámetro. Constituyen hiporelieves positivos en la base de areniscas centimétricas en el Miembro Uchire de la Formación Mucaria, donde son mucho menos frecuentes que en la Formación Guárico, y son verdaderos icnofósiles-índices. Elaborados por un animal vermiforme, restringidos a depósitos de flysch (HANTZSCHEL, 1975), son uno de los icnogéneros típicos de la icnocenosis *Nereites*.

ICNOGÉNERO HELMINTHOPSIS Heer, 1877 (non Grouvell, 1906)

Este icnogénero comprende todas las trazas irregularmente meandreantes y se subdivide en grupos de acuerdo al grosor y escultura de las trazas. Elaborado también por animales vermiformes, el icnogénero no está restringido a la facies flysch, como el anterior; más bien es común en las contornitas, como la Formación Bobare (MACSOTAY en CAMPOS et al, 1979) y la Formación Río Guache (BLIN, 1989).

Helminthopsis sp (Fig 3-M)

Pistas lisas, meandriformes, sencillas, no tan paralelas como en el icnogénero precedente. Constituyen hiporelieves positivos en la base de areniscas subdecimétricas en el Miembro Uchire de la Formación Mucaria, donde es relativamente común. Las pistas tienen 2 a 3 mm de grosor, más que los observados en la Formación Guárico (MACSOTAY, 1967, Fig 30). Las limolitas del Miembro Macaira, localmente presentan pistas gruesas de este icnogénero.

ICNOGÉNERO HORMOSIROIDEA Schaffer, 1928

Hiporelieve positivo, consistente en cuerpos más o menos esféricos, arreglados sobre una traza filiforme, a la manera de un collar de perlas; el diámetro de las esferas es de 5 mm a 10 mm, mientras que la traza filiforme, es de 1 a 2 mm. Es propio de depósitos de flysch, producido por un animal no identificado (HANTZSCHEL, 1975).

cf *Hormosiroidea* sp (Fig 3-L)

Esta pista consiste en una doble serie de cuerpos esferoidales, arreglados en forma alternante, que constituyen hiporelieves positivos. Cada cuerpo esférico es de unos 2 mm de diámetro, mucho menor que las de *Hormosiroidea* s.s. Se han observado esporádicamente en la cara basal de capas centimétricas de areniscas del Miembro Uchire de la Formación Mucaria.

Ichnogénero KECKIA Gloker, 1841

Ichnogénero endobéntico, epi- y endopsammítico, conocido del Cretácico temprano al Terciario en Europa y Norteamérica (HANTZSCHEL, 1975). Habitualmente se halla en areniscas métricas, en facies no turbidíticas.

Keckia cf annulata Glocker (Fig 3-I)

Galerías cilíndricas, suavemente curvadas, que presentan anulación interna transversa, de 10 a 20 mm de diámetro. Puede estar ramificado, y normalmente se halla en la base de capas de areniscas decimétricas, lenticulares, en el Miembro Uchire de la Formación Mucaria. En Venezuela, fue identificado en la facies de talud de la Formación Morán (MACSOTAY, 1972-a).

Ichnogénero LOPHOCTENIUM Richter, 1850

Manojos de ramales curvos cortos, que se ramifican a partir de un eje principal, a la manera de un peine. Ha sido reportado del Ordovícico al Carbonífero en Europa y Norteamérica, y del Terciario inferior de Europa. En Venezuela, ha sido identificado en una unidad batial de Cretácico alóctono, la Formación Bobare -"Volcancito" (MACSOTAY en CAMPOS et al, 1979).

El género está considerado como de depósitos de flysch (HANTZSCHEL, 1975) y en Venezuela ha sido identificado en la Formación Bobare del Cretácico, adjudicado a paleoambiente de talud (MACSOTAY et al, 1987, figs. 46, 46-A y 50-A). Probablemente fue elaborado por un animal vermiforme, especializado para el ambiente.

Lophoctenium piemontinum icnosp n (Fig 3-G)

Descripción: Epirelieve positivo en la cara superior de capas centimétricas de areniscas, el cual consiste en pistas de grosor de 1 mm, constante en toda su extensión. Las icnoespecies conocidas de *Lophoctenium* consisten en ramales más o menos curvos, con extensiones en forma de peine, extendidas mayormente sobre el mismo lado del ramal-base (HANTZSCHEL, 1975). En *L. piemontinum* los ramales base se hallan bordeados

en ambos lados por pistas simétricamente, que se curvan todas hacia atrás y se extiende a la misma distancia del ramal central, en ambos lados. Normalmente, las pistas de una colonia no se cruzan entre sí, a la manera de *Chondrites* y por ello se supone que se trata de galerías alimentarias o de fodinicia. Se ha observado en la cara basal de algunas capas de arenisca, pero se trataba de hiporelieves negativos, o sea, contra-moldes de las pistas de la cara superior de la capa infrayacente. Una colonia completa normalmente ocupa un área de 3 x 3 cm y mayores, pero las pistas no varían su grosor (ver: Lam 2, figuras 1,4 y 5).

Comentarios: *L. piemontinum* icnosp presenta una semejanza superficial con *Lobichnus variabilis* Kemper, en lo curvo regresivo de sus pistas laterales; el rasgo básico de *Lobichnus* es su relieve negativo y que sus pistas laterales tienden a engrosar hacia sus extremos, cosa que no sucede en esta especie. Es el icnofósil más común en las areniscas del Miembro Uchire de la Formación Mucaria; pero donde más abundan sus colonias es en la parte superior, en la zona de transición hacia la Formación Guárico suprayacente. Desaparece con las primeras subgrauvacas gradadas de dicha unidad, de manera que puede ser utilizado como fósil-guía para la distinción de las dos unidades (Figura 2).

Derivatio nominis: relativo a la Napa Piemontina.

Facies: Estrictamente asociado a areniscas de grano fino y limolitas de grano grueso, con estructuras de contornitas; puede considerarse característica para esta facies, en ambiente batial. El holotipo y los paratipos han sido depositados en la Colección de Paleontología de la Escuela de Geología, Minas y Geofísica de la Universidad Central de Venezuela con los números EGMG-LP-500 y EGMG-LP-501.

Ichnogénero LORENZINIA Gabelli, 1900

Serie de nódulos o barras cortas, dispuestas radialmente alrededor de un espacio liso. Conocido del Cretácico y Paleógeno de Europa y Venezuela.

Lorenzinia carpathica (Zuber) (Fig 3-S)

Sinonimia:

1967 *Lorenzinia apenninnica* G. MACSOTAY: 31, figs 37,38 (non Gabelli, 1900).

1970 *Lorenzinia carpathica* (Zuber)
KSIASKIEWICZ: 312, Fig 7-g,1

Hiporelieve positivo que consiste en un cuerpo discoidal, compuesto de 16 a 24 lóbulos subrectangulares, elongados, dispuestos radialmente alrededor de un campo mediano liso. Se halla en la cara inferior de capas de areniscas decimétricas, donde ejemplares típicos de 35-40 mm de diámetro, fueron reportados erróneamente de la Formación Guárico. Este icnofósil nunca es adundante, pero se halla en diversos horizontes de los miembros Uchire y Macaira de la Formación Mucaria. Atribuido a un animal vermiforme detritívoro, incluido en la icnofacies *Cruziana* (SEILACHER, 1964).

ICNOGÉNERO MEGAGRAPTON
Ksiazkiewicz, 1968

Meandros irregulares de segundo orden, de baja amplitud, ramificados y anastomosados, formando redes de forma y tamaño irregulares. Ampliamente conocido del Cretácico Inferior y Paleógeno del Japón y Europa, usualmente se asocian a sedimentos de ambiente profundo.

Megagraption irregulare Ksiazkiewicz (Fig 3-T)

Hiporelieve positivo formado por pistas milimétricas elongadas, que se ramifican en ángulos casi rectos, sugiriendo unos polígonos y rectángulos que nunca se cierran. Su origen es post-depositacional, construido por artrópodos milimétricos, en sedimentos parcialmente diagenetizados. Frecuente en la base de capas de areniscas decimétricas en el Miembro Uchire de la Formación Mucaria, en especial en sus niveles superiores, y la zona de transición al suprayacente flysch de la Formación Guárico.

ICNOGÉNERO PALEODICTYON Meneghini
en MURCHISON, 1850

Originalmente la definición de este icnogénero se refería a los reticulados de celdillas hexagonales, tan características de las turbidíticas de tipo flysch, como el mismo *Nereites*. Para la clasificación moderna, se han utilizado los diáme-

tros de las celdillas; pero, con la revisión de SEILACHER (1977), se ha puesto en evidencia que las celdillas no son solamente los hexagonales perfectos, sino las formas escamosas (subicnogénero *Squamodictyon*). redes hexagonales con salidas perpendiculares al plano de las redes (subicnogénero *Ramidictyon*). y las formas "típicas" (subicnogénero *Glenodictyon*). Así mismo, para la determinación de especies SEILACHER (1977) recomendó la combinación de las medidas promedio de las celdillas con la forma de la celdilla y con la del conjunto completo.

Subicnogénero GLENODICTYON
van der Marck, 1876

Consiste en redes hexagonales uniformes, sin ramificaciones fuera del plano; los sistemas completos también conservan contornos hexagonales (SEILACHER, 1977).

Paleodictyon (Glenodictyon) strozzii
Meneghini, 1850 (Fig 3-F)

Hiporelieve positivo que constituye una malla hexagonal, con diámetros de celdillas de 2,5 a 5,5 mm. Según SEILACHER (1977) la regularidad de la malla se explica por el sistema de espiral hexagonal seguido por el animal. La red es de tamaño moderado a grande, mucho más ancho que el diámetro de la galería; el contorno completo es desconocido, pero probablemente es hexagonal. Esta es la forma más común en los depósitos de flysch del post-Paleozoico. La red usual es del orden de 1 cm; aunque en depósitos terciarios se han hallado celdillas de hasta 9 cm. Sin embargo, el diámetro de la galería siempre permanece delgada y esa es la relación que define esta icnoespecie.

Constituye una icnoespecie escasa en los miembros Uchire y Macaira de la Formación Mucaria, confirmando así su presencia en secuencia contornítica, y no solo en la litofacies de flysch, donde es mucho más abundante. Esta es la icnoespecie que fue figurada por PEIRSON et al. (1966, foto 5) y MACSOTAY (1967, figs 24 y 25) del flysch de la Formación Guárico.

ICNOGÉNERO PALEOMEANDRON
Peruzzi, 1881

Descripción: Meandros consistentes en meandros menores de segundo orden, con protuberancias en sus esquinas (KSIASKIEWICZ, 1970);

se conocen pocas especies, que se distinguen por su tamaño.

Paleomeandron elegans Peruzzi (Fig 3-P)

Sinonimia:

1967 *Paleomeandron* cf *P elegans* P. MACSOTAY:
35, Fig - 6

Hiporelieve positivo, consistiendo en pistas meandriiformes milimétricas, algo cuadrangulares, formando meandros abiertos de segundo orden. Esta pista es escasa en la base de areniscas decimétricas, tanto en la Formación Guárico como en el Miembro Uchire de la Formación Mucaria, y suele pasar desapercibido debido a su pequeño tamaño. La icnoespecie se conoce del Senoniense al Paleoceno en Europa y con dudas del Eoceno medio.

icnogénero PARATISOA
Gaillard, 1972

Descripción: Traza fósil constituido de galerías no paralelas entre sí caracterizadas por un tubo axial único, delgado, rodeado de un reborde más o menos espeso. En la definición original de la especie-tipo (*P contorta* Gaillard) el reborde estaba formado de material carbonático y el tubo axial estaba relleno de material ferruginoso. La especie tipo fue hallada formando sistemas de galerías en un sedimento de carácter hemipelágico.

Paratisoa (?) icnosp indet
(Lam 1, Fig 2,2-A; Fig 3)

BELL (1968: 324) describe de las secciones delgadas de las limolitas silíceas de la Formación Mucaria, unos "tubos de gusano con reborde" que se hallan paralelas a la estratificación. El reborde de los mismos se hallaba constituido por cuarzo microcristalino con trazas ocasionales de calcita, con un diámetro promedio de 0,5 mm. Galerías con reborde, milimétricas y pluricentimétricas en grosor fueron reportados de testigos de taladro recuperados de fondos oceánicos por el Programa JOIDES (EKDALE, 1977) cuya descripción no difiere en nada de la de BELL (op. cit.) salvo que el reborde podía ser silíceo o carbonático, según la posición del fondo contemporáneo con respecto a la CCD. Galerías con rebordes pluricentimétricos a decimétricos fueron descritas de margas de

agua profunda del Jurásico (Oxfordiense) en los pre-Alpes de Francia con el nombre de *Paratisoa*. Aunque los grosores sean bastante diferentes, el reborde carbonático espeso con respecto a su tubo axial delgado, sugieren afinidad. Estas mismas galerías son las que fueron nombradas erróneamente *Hamulus* y *Dritupa* por MACSOTAY VIVAS y CAMPOS (1977).

icnogénero PLANOLITES
Nicholson, 1873

Galerías cilíndricas lisas, endobénticas, de ± 10 mm de diámetro que salen y penetran un nivel de sedimento, con cursos y direcciones aleatorias, habitualmente rellenas de arenisca o limolita de grano grueso. Habitualmente muy numerosas, se presentan en la base y el tope de una arenisca o pueden constituir una capa subdecimétrica dentro de una secuencia de limolita silícea.

Son independientes de la icnofacies, pero se hallan ausentes en todas las listas de icnogéneros de los flysch europeos (KSIACZKIEWICZ, 1980; GOMEZ DE LLARENA, 1946; CRIMES, 1977) Tampoco se le ha observado en la Formación Guárico s. s. Se hallan ocasionalmente en las secuencias de alternancias limo-arcillosas del Miembro Macaira de la Formación Mucaria.

Planolites sp indet (Fig 3-E)

Estos icnofósiles constituyen horizontes lenticulares de 5-10 cm de espesor y unos pocos metros de longitud, en medio de secuencias pelíticas de grano fino, no distinguibles de los observados en la Formación Bobare, del alóctono (MACSOTAY et al, 1987) y a la Formación San Antonio (VIVAS, 1987), ambos del Cretácico.

icnogénero SAGITTICHNUS
Seilacher, 1953

Sagittichnus alternans Hitchcock (Fig 3-N)

Trazas fósiles en forma de gota de agua, que constituyen hiporelieves positivos en la base de capas decimétricas a submétricas en el Miembro Uchire de la Formación Mucaria. Las trazas, cuya longitud varía de 5 a 7 mm, poseen una quilla media y su forma varía de gota de agua a cabeza de flecha; se hallan todos orientados rehotácticamente, siendo gregario en la capa donde se halla. Se considera como una traza de

descanso, realizado por animales epipsammóticos, tal vez crustáceos (HANTZSCHEL, 1975).

Ichnogénero SCALARITUBA Weller, 1899

Galerías subcilíndricas, de 2 a 10 mm de diámetro, de trazo sinuoso, que pueden estar paralelas, oblicuas o perpendiculares al plano de estratificación. Su rasgo prominente consiste en la presencia de crestas semilunares apenas separadas entre sí. Es común en limolitas entre el Ordovícico y el Pérmico de Norteamérica y Europa. SEILACHER (1964) cita este ichnogénero de las icnocoenosis de *Cruziana*, *Zoophycos* y *Nereites*. Se atribuye su elaboración a vermes o animales vermiformes, de hábitos detritívoros, que habitaban sedimentos no consolidados ricos en materia orgánica (HANTZSCHEL, 1975). En su estudio sobre la icnofauna de las sedimentitas abisales de la DSDP, EKDALE (1977; 169) comenta la presencia del ichnogénero *Neonereites* Seilacher en testigos y, en especial, en los del Mioceno inferior. El ichnogénero se propuso para pistas milimétricas meandreantes compuestas de numerosos tapones de sedimento. La forma irregular de las pústulas en sucesión indistinta distinguen el ichnogénero de *Nereites*, caracterizado por una fila doble de proyecciones, con un surco axial estrecho (HANTZSCHEL, 1975).

Neonereites, puede ser uniserial o biserial y raras veces posee un surco axial; la pista en general se presenta paralela al plano de estratificación y en perfil se presenta elíptica o en forma de 8 (EKDALE, 1977). SEILACHER (1964) y CHAMBERLAIN (1971) consideran que estos ichnogéneros son sinónimos, con prioridad de *Scalarituba*. El briocron conocido de *Neonereites* es del Ordovícico al Eoceno y ha sido reportado de las mismas icnocoenosis que *Scalarituba*. Las diferencias entre estos ichnogéneros podría atribuirse a diferentes tipos de diagénesis, que tienden a achatar a *Scalarituba* en rocas pelíticas, mientras que conserva las convexidades de *Neonereites* en las psammitas.

Scalarituba cf *S missouriensis* Weller
(Fig 3; Lam 1, Fig 5, 5a)

Pistas de 2 a 2,5 mm de diámetro, subhorizontales a subdiagonales, en calizas silíceas decimétricas, fanitas y lutitas arcillosas del Miembro Río Chávez de la Formación Mucaria (MACSOTAY en VIVAS y CAMPOS, 1977; MACSOTAY et al, 1986).

Ichnogénero SPIROPHYCUS Häntzschel, 1962

Este ichnogénero sólo cuenta con dos especies, basados en el grosor de la cresta cilíndrica: la gruesa *S bicornis* constituye espirales relativamente simples y se conoce del Senoniense tardío hasta el Eoceno tardío, siempre en sedimentos de tipo flysch; la máxima abundancia la adquiere durante el Eoceno Inferior. La delgada, donde el espiral generalmente es múltiple, sólo se conoce del Eoceno Inferior a medio: *S involutissimus* (Sacco) (KSIASKIEWICZ, 1970).

Spirophycus bicornis (Heer) (Fig 3-K)

Cresta cilíndrica, de superficie rugosa, curvado como un cuerno o enrollado espiralmente hasta el final, que constituye un hiporelieve positivo en la base de capas decimétricas de areniscas en la parte superior de la sección del Miembro Uchire de la Formación Mucaria y en las limolitas del Miembro Macaira, donde llega a ser bastante frecuente. Las crestas varían de 10 a 20 mm de grosor y no suelen ser gregarios en una misma capa. Es frecuente en la Formación Guárico (MACSOTAY, 1967, Fig 23).

Ichnogénero SPIRORHAPHE Fuchs, 1895

Meandros grafolíptidos, espiralmente enrollados, que se supone formado a varios niveles superpuestos (KSIASKIEWICZ, 1970). Las trazas se hallan dentro de lutitas en la base de las areniscas de flysch, tanto en la base como en el tope de las areniscas carbonáticas. Se suponen predeposicionales.

Spirorhappe involuta (De Stefani) (Fig 3-J)

Cresta espiralmente enrollada dando vuelta en el centro con forma de gota de agua y regresando entre las vueltas primarias. Las crestas individuales varían en grosor entre 1,8 y 2,5 mm, que se conserva en toda la extensión de la traza. Normalmente se le halla como hiporelieve positivo en la base de capas de areniscas subdecimétricas, donde es bastante común, aunque incompleto. En la sección tipo de la Formación Mucaria y en los ríos Taguay y Memo (estado Guárico), se le ha observado dentro de limolitas negras, formando colonias completas de 30 cm; aquí la galería misma se hallaba formada por limolita gruesa. La pista pare-

ce haber sido elaborada por un hemicordado vermiforme; es común en la icnofacies *Nereites*, del típico flysch (MACSOTAY, 1967 figuras 8, 9 y 10), como el de la Formación Guárico.

Icnogénero TOMACULUM Groom, 1902

Tomaculum problematicum Groom
(Lam 1, Fig 4 Fig 3-C)

Banda de 10 cm de largo y 1 ó 2 de ancho, compuesto de barritas fecales (= *Coprulus*), que se hallan sobre las superficies del estrato. Dentro de las bandas, las barritas fecales se agrupan en racimos (HANTZSCHEL, 1975: 117); descrito originalmente de las pizarras de Herscheid, del Ordovícico de Alemania. Este icnofósil aparentemente raro, se halla en relativa abundancia en las calizas silíceas decimétricas y en las lutitas arcillosas intercaladas del Miembro Río Chávez (MACSOTAY et al, 1986). Consiste en bandas de color gris oscuro y/o negro, con spreite o sin ella, de 12 ± 4 mm de ancho, rectilíneas o suavemente curvadas, al final del cual, se hallan desparramados grupos de barritas fecales de 1 mm de ancho y de 4 mm de largo.

A diferencia de la descripción original, estas trazas no constituyen epirelieves en el plano del estrato; se hallan en su interior, a cualquier nivel, pero son paralelas al plano del mismo. El sedimento que los compone no se distingue granulométricamente de la roca caja; su color oscuro se debe a la materia orgánica reducida y se ha detectado colofano en su composición (P MOTICKA, com pers).

Se propone como elaborador un poliqueto fijo de concha quitinosa, no carbonática que habitaba en la superficie del sedimento hidroplástico no consolidado y que iba regando sus heces fecales, a favor de la corriente del fondo. Tomando en consideración que la "banda" aplastada a menos de 1 mm de espesor en estos sedimentos afaníticos fue originalmente un tubo cilíndrico de unos 5 mm de diámetro, cuyo extremo distal era movido por la débil corriente de fondo, se explica que los coprolitos se hallan siempre al frente del final de la galería. Estos poliquetos quitinosos habitan en todos los océanos del planeta, pero sólo tienen posibilidad de preservación en un ambiente abisal, donde pueden ser soterrados por un sedimento lodoso, antes de ser devorados por los depredadores, que son escasos en esos ambientes (EKDALE, 1977),

Por la razón expuesta, y a pesar de hallarse en el interior de las capas, el icnofósil se considera ectobéntico y sin-sedimentario. Los restante icnofósiles a los que se asocia, son endobénticos y post-sedimentarios: *Chondrites* y *Zoophycos*.

Icnogénero ZOOPHYCOS Massalongo, 1855

Icnogénero cosmopolita, que se conoce del Ordoviciense al Terciario; desde el auge del uso de los icnofósiles para la predicción de los paleoambientes se le asignó un paleoambiente de mar profundo (SEILACHER, 1954, 1958), Abundante bibliografía publicada en las últimas décadas (ver FREY et al, 1990), permitió definir que las icnofacies se hallaban relacionadas más a factores dinámicos que a la profundidad del agua o la distancia de la costa. La condición dominante de la icnocoenosis de *Zoophycos* es la baja energía hidrodinámica, escasa circulación de agua, pero abundante materia orgánica en el sedimento (OSGOOD & SZMUC, 1972).

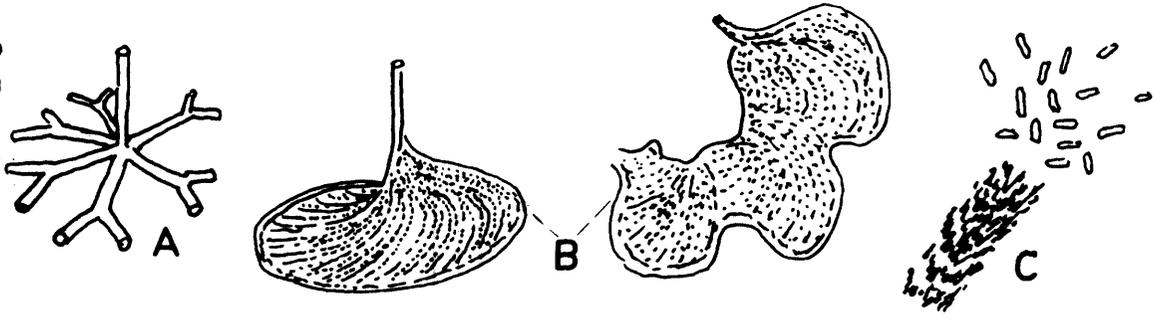
Zoophycos sp indet (Fig 3-B)

Estructuras en spreiten de formas variadas, con un tubo submilimétrico largo en la periferia y otro, menos visible en el centro de la curvatura, sin que se note una estricta separación entre las prolongaciones y el vertex. El diámetro alcanzado por los spreite es pluridecimétrico, a pesar de que el espesor de los spreite en perfil es solo milimétrico (HANTZSCHEL, 1975: 120-122, Fig. 75-f). El icnofósil sólo se identifica apropiadamente cuando se dispone de la muestra de rocas en tres dimensiones; las calizas silíceas afaníticas y las fanitas del miembro Río Chávez de la Formación Mucaria son ideales para ello. En ellas, se halla en abundancia la forma básica helicoidal, casi nunca la planar. Su carácter cónico, en forma de sombrero chino, se identifica con claridad y su vértice apuntado hacia el tope, es un buen indicador de la polaridad del sedimento.

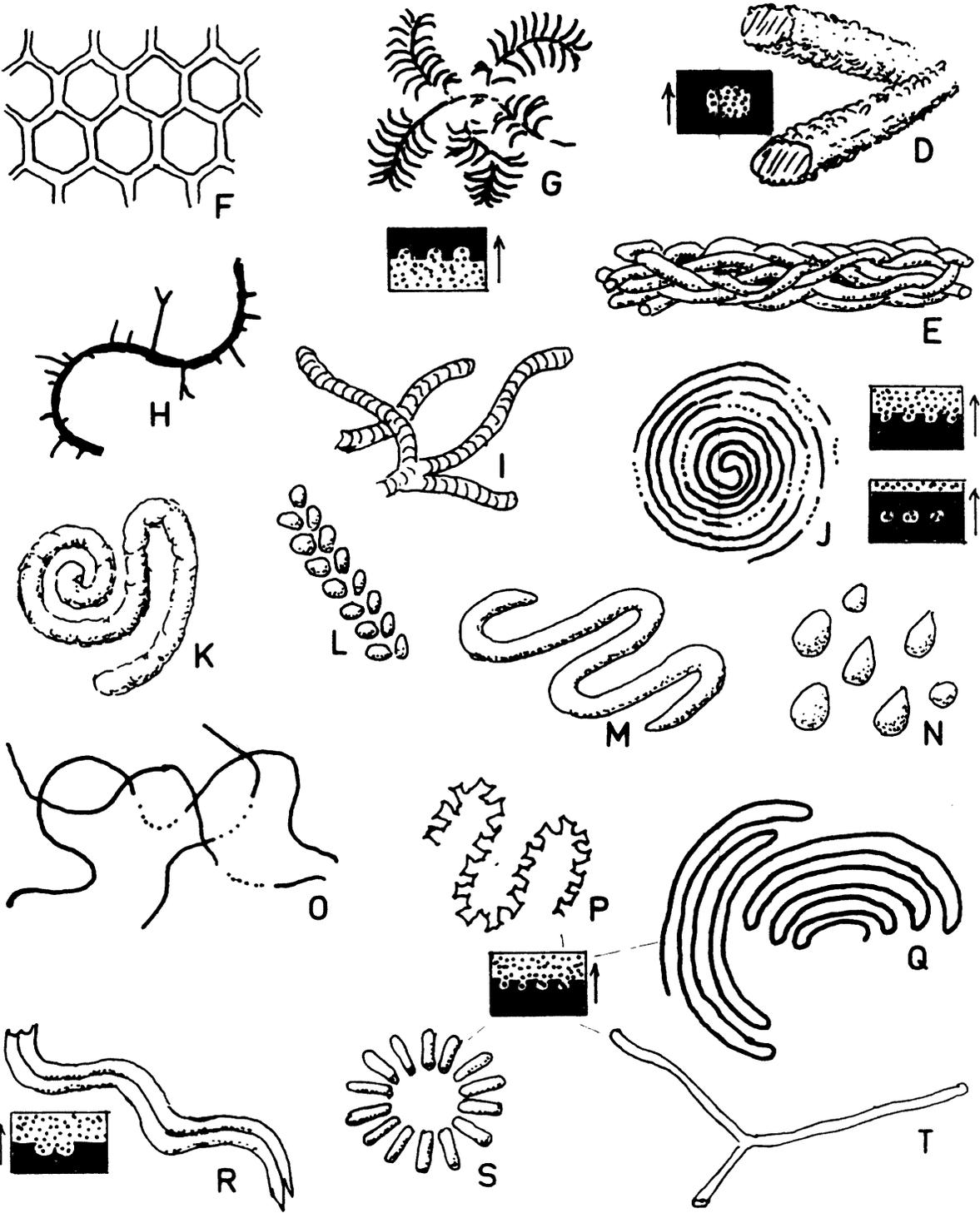
Edad

Ya RENZ y SHORT (1960) citaron la determinación de *Globotruncana stuarti* s l de una caliza decimétrica lenticular del tope de la unidad en El Pao; PEIRSON en JARVIS (1966) agregó *Gümbelina striata*, *G plummerae*, *Globotruncana* sp y *Rugoglobigerina* sp; BERMUDEZ en BELL

Pelitas



P s a m i t a s



(1968) identificó *Globigerinella cf eschericlavata* y *Chilogümbelina*; BERMUDEZ y STAINFORTH en PEIRSON (1965: 191) agregaron los foraminíferos *Globotruncana arca*, *Rugoglobigerina sp*, *Gümbelina globulosa*, *G plummerae*, *Gyroidina globosa*, *Dorothia bulleta*, etc, que sugieren edad Campaniense- Maastrichtiense no diferenciados. J SIGAL en BECK (1977) reportó *Globotruncana gr stuarti*, *Gt arca*, y *Gt aff falsostuarti*, idéntica a la fauna identificada de los afloramientos de Carabobo por H H RENZ en KONIGSMARK (1965). G BIZON y C MULLER en BECK (1977) identifican abundantes nannofósiles de la zona *Tetralithus murus* del Maastrichtiense superior. Del Miembro Río Chávez procedió la rica fauna de radiolarios *Cenosphaera sp* y *Dictyomitra sp* y *Porodiscus cretaceus* (GALAVIS, 1951) de edad igualmente Campano-Maastrichtiense. En la sección típica del Miembro Río Chávez en las calizas afaníticas decimétricas BERMUDEZ en VIVAS y CAMPOS (1977) identificó *Siphogenerinoides ewaldi* (Karsten), *Globotruncana cf tricarinata*, *Heterohelix sp* y *Hedbergella sp*, que sugieren edad Cretácico tardío (Senoniense). En las intercalaciones de calizas silíceas, cherts, jaspes con radiolarios y limolitas al norte de Altigracia de Orituco, RAOULT

en BECK (1977) reconoció *Globotruncana concavata* (Brotzen) y *Gt concavata carinata* Dalbiez, que corresponden al lapso Coniaciense-Santoniense, que es el horizonte más antiguo reconocido en la Formación Mucaria.

Así mismo, SELLIER DE CIVRIEUX en EVANOFF (1951) cita de los afloramientos de Guárico nororiental *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg) a *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Hastigerinella sp* y abundantes radiolarios reemplazados por calcita, rasgo distintivo de la Formación Mucaria. Estas determinaciones de edad Cretácica se constatan sobre toda la extensión este-oeste de la Formación Mucaria.

En cambio, las determinaciones de edad Paleocena proceden de los afloramientos al este de San Juan de Los Morros y en términos generales corresponden al Miembro Macaira y parte del Miembro Río Chávez. En el sector de Boca de Uchire (Anzoátegui nor-occidental) una secuencia de lutitas con olistolitos en el tope de la unidad rindió *Globigerina pseudobulloides* (Plummer), *Siphogenerinoides elegans* (Plummer), *Saracenaria sp* y *Stilostomella sp*, *Cyclamina sp* *Rzehakina cf venezuelana* Hedberg, de edad Paleoceno inferior (BERMUDEZ en CAMPOS et al, 1980: 153).

Figura 3

Iconofauna característica de la Formación Mucaria (Senoniense-Paleoceno Inferior) de paleoambiente batial

- 3-A: *Condrites sp* Endobéntico; abundante en lutitas y calizas 1:1.
- 3-B: *Zoophycos sp* Endobéntico; abundante en calizas y fanitas 1:4.
- 3-C: *Tomaculum problematicum* G; frecuente en calizas y lutitas 1:1
- 3-D: *Granularia cf G arcuata* S, frecuente en lutitas 1:3
- 3-E: *Planolites sp* ocasional en lutitas y areniscas 1:4
- 3-F: *Paleodictyon strozzi* M frecuente en areniscas y limolitas 2:1
- 3-G: *Lophoctenium piemontinum* icnosp n, frecuente en areniscas 1:1
- 3-H: *Acanthorhapha cf incerta* K, escaso en areniscas 1:1
- 3-I: *Keckia cf K annulata* G, frecuente en areniscas y limolitas 1:10
- 3-J: *Spirorhapha involuta* (D S), frecuente en limolitas y areniscas 1:8
- 3-K: *Spirophycus bicornis* (H), abundante en limolitas, frecuente en areniscas 1:5
- 3-L: cf. *Hormosiroidea sp* escaso en areniscas 2:1
- 3-M: *Helminthopsis sp* común en areniscas y limolitas, 1:1
- 3-N: *Sagittichnus alternans* H, escasos en areniscas y limolitas 1:1
- 3-O: *Gordia marina* E, frecuente en limolitas y areniscas 2:1
- 3-P: *Paleomeandron elegans* P, escaso en areniscas y limolitas 2:1
- 3-Q: *Helminthoidea cf labyrinthica* H, escaso en areniscas 1:5
- 3-R: *Aulichnites sp*, frecuente en limolitas y areniscas 1:2,5
- 3-S: *Lorenzina carpathica* (Z) frecuente en areniscas y limolitas 1:1
- 3-T: *Megagraption irregulare* K, frecuente en areniscas y limolitas 1:1

Nota: El rectángulo que acompaña los dibujos de icnotaxa, representa la posición del icnofósil con respecto a la capa resistente (representado como arena, punteado) y la menos resistente (representado como pelita, sombreado). La flecha indica la polaridad de la capa.

BERMUDEZ en CAMPOS Y OSUNA, 1977: 457) identificó la fauna arenácea de edad Paleocena *Ammodiscus* sp, *Rzehakina epigona lata* Cushman, *Barkerina* sp, *Plectina* sp, *Psammosiphonella* sp, *Hormosina* sp y *Glomospira gordialis* (Parker and Jones) en las "capas de Río Chávez" de la quebrada La Guairita. En las alternancias arenoso-lutáceas monótonas de la misma quebrada, BERMUDEZ en CAMPOS et al, (1980: 151) identifica *Morozovella pseudobulloides* (Plummer), del Paleoceno inferior. A lo largo de la carretera Altagracia de Orituco-Santa Teresa, 1 km al este de la presa de Guanapito, BERMUDEZ en BECK (1977-a: 761-762) identificó en las lutitas encima de las alternancias de chert y limolitas, los foraminíferos *Ammodiscus* sp, *Glomospira charoides* Cushman and Jarvis y *Haplophragmoides* sp, de edad probable Paleoceno.

La muestra L-16 del Morro de Barcelona contuvo *Globigerina* sp y *Rzehakina epigona lata* Cushman, identificada por FURRER en VIVAS (1987: 59, Fig 31) a la que se le asignó edad Maastrichtiense-Paleoceno (?), perteneciente a la Formación Río Chávez.

En resumen, a pesar de lo disperso de la evidencia micropaleontológica, la Formación Mucaria es de edad Campano-Maastrichtiense con extensión al Paleoceno temprano y tal vez al medio. Las determinaciones de edad Paleoceno proceden de secuencias que infrayacen por varios centenares de metros a la aparición de las subgrauvacas gradadas, marcan el inicio de la Formación Guárico suprayacente.

Paleoambiente

Basado en la relativa abundancia de foraminíferos planctónicos y radiolarios en sedimentos de fracción fina, BELL (1968) diagnosticó que la Formación Mucaria se depositó en "aguas marinas profundas bajo condiciones de baja energía. ". El dominio monótono de la fracción de limo fino, dentro de la cual tanto las litoarenitas como las secuencias pelágicas de chert tienen carácter lenticular, son características de la sedimentación de talud y faldón epicontinentales (MACSOTAY et al, 1987). Las areniscas negras o litoarenitas de las alternancias subdecimétricas presentan tope y base abruptos, laminación paralela, ondulada y cruzada planar, que fueron depositadas por corrientes oceánicas profundas de tipo nefeloide. Ni las areniscas ni las limolitas de grano grueso,

presentan gradación, pero sí presentan icnofauna en ambas caras. Estas características son típicamente contorníticas, muy distintas de las turbidíticas, propias de la Formación Guárico suprayacente, con la que han sido confundidos a menudo.

La presencia de arenas, limos gruesos y grava procedentes de afloramientos de la plataforma y tal vez de islas (MENENDEZ, 1965: 473) sobre el margen de ésta, significa que el talud por la cual fueron transportadas tenía una paleopendiente mayor que la habitual (>de 3° 30') debido tal vez a que estaba siendo tectónicamente afectada. A este material se añaden los flujos de olistolitos, consistentes mayormente de bloques, peñas y peñones de calizas y areniscas de edad Cretácico inferior (MACSOTAY en BECK, 1977) que también fueron transportados en probables avalanchas submarinas, ya que constituyen olistostromos lenticulares, lateralmente discontinuos. Incluso llegaron a los ambientes pelágicos antes que los flujos más regulares, como los de arena o limo grueso.

Esto a su vez sugiere la actividad de una tectónica de convergencia entre las placas, donde la placa Caribe, a nivel de base de talud, subducía por debajo de la placa suramericana.

La icnofauna observada en los Miembros Uchire y Mucaria contiene tantos icnogéneros de la icnocenosis *Nereites* de SEILACHER (1964) en común con el flysch de Guárico, como con la icnocenosis *Cruziana*, en común con la Formación San Juan (MACSOTAY et al., 1986: 7149). Esta última unidad fue depositada en paleoambiente batial, bajo un régimen no turbidítico y ello explica esta semejanza (VIVAS et al., 1988). Por el contrario, la icnofauna de la icnocenosis de *Zoophycos* es exclusiva de las unidades Neocretácicas del autóctono suramericano.

La icnofauna recuperada sugiere la abundancia de fauna béntica: vermes, animales vermiformes como protocordados y hemicordados, crustáceos y gasterópodos que desarrollaron gran actividad bioturbadora durante toda la sedimentación de la Formación Mucaria. Su variedad y abundancia indican condiciones de buena oxigenación del agua adyacente al fondo, con la presencia simultánea de materia orgánica dentro del sedimento. La rata de sedimentación excesivamente lenta podría ser la razón por la cual no han llegado a preservarse ammonites, ni siquiera heteromorfos, en la Formación Mucaria.

Conclusión

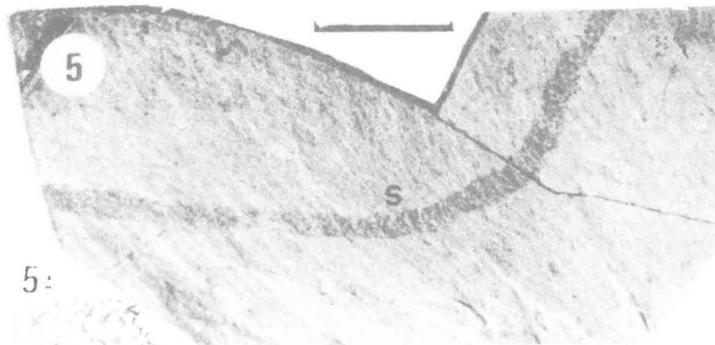
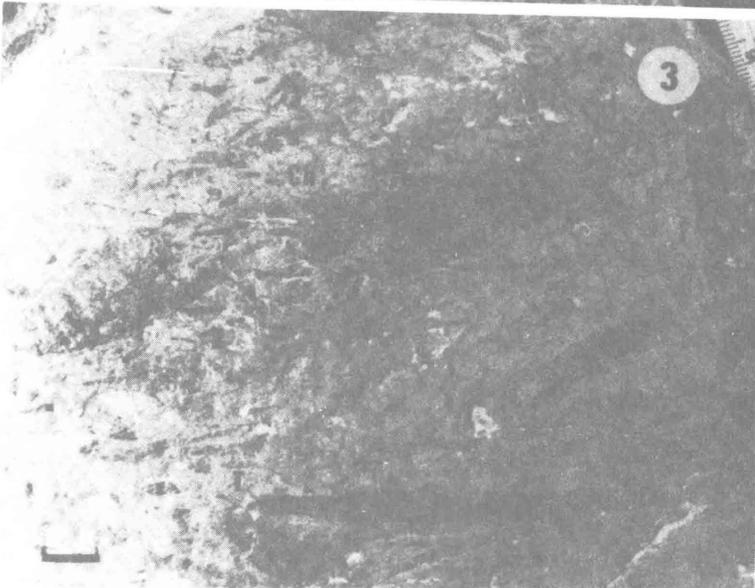
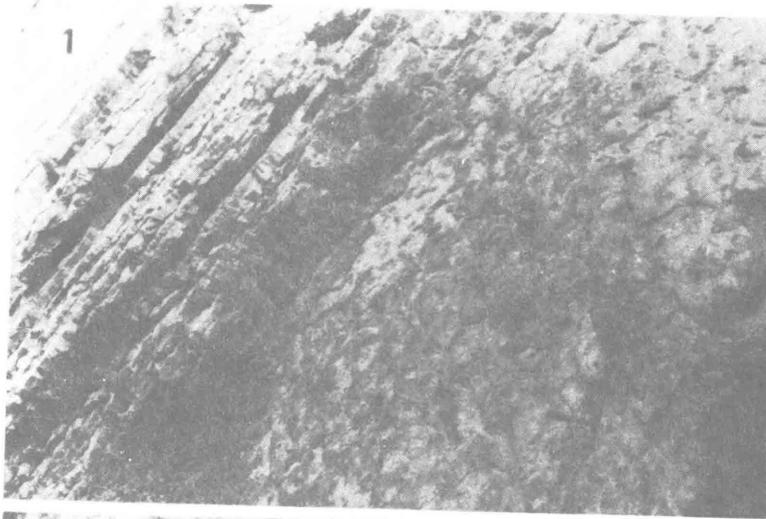
La icnofauna identificada en la Formación Mucaria y sus miembros en toda la extensión de sus afloramientos consiste de 23 icnotaxa. Esta icnofauna se distribuye en dos grandes conjuntos (Fig 2) que se excluyen mutuamente: en los litosomas terrígenos siliciclásticos de los miembros Uchire y Macaira dominan las icnotaxa *Aulichnites*, *Gordia*, *Granularia*, *Helminthopsis*, *Keckia*, *Lophoctenium*, *Lorenzina*, *Megagraption* y *Sagittichnus*, que corresponden a la icnocenosis de *Cruziana* (SEILACHER, 1964). En las mismas capas se hallan asociados a *Acanthorhapha*, *Helminthoide*, *Paleodictyon* (*Glenodictyon*), *Paleomeandron*, *Spirophycus* y *Spirorhapha*, de la icnocenosis de *Nereites*. Las lutitas asociadas contienen una microfauna de foraminíferos (citados en el subtítulo de edad), que sugieren afinidades batiales. En las alternancias silíceo-carbonáticas hemipelágicas del Miembro Río Chávez, dominan icnotaxa como *Chondrites*, *Paratsoa*, *Scalartuba*, *Tomaculum* y *Zoophycos*, que corresponden a la icnocenosis de *Zoophycos*. Icnogéneros como *Planolites*, *Bergaueria*, y *Chondrites* son definitivamente independientes del perfil batimétrico específico (FREY et al, 1990); su abundancia en sedimentos de fracción predominantemente arcillosa junto con abundantes radiolarios sugiere ambientes a paleopropiedades mayores de 2000 m. La intercalación de ambos conjuntos de litofacies, con representación de la icnocenosis de *Cruziana*, *Nereites* y *Zoophycos* indica un paleoambiente de talud epicontinental para la Formación Mucaria. La nueva icnoespecie *Lophoctenium piemontinum* MACSOTAY y VIVAS, se considera un índice de los horizontes arenosos y limolíticos de grano grueso de la Formación Mucaria.

Referencias

- ALBERTO, M, de V, F YORIS y F URBANI (1989) *Estudio geológico y análisis petrográfico-estadístico de la Formación Guárico y sus equivalentes en las secciones Altagracia de Orituco-Agua Blanca-Gamelotal-San Francisco de Macaira, estados Guárico y Miranda*. Mem, VII Cong Geol Venezolano, 1:289-314.
- BECK, C (1977-a) *Geología de la faja piemontina y del frente de Montaña en el Noreste del Estado Guárico, Venezuela*. Mem, V Cong Geol Venezolano, II: 759-788
- BECK, C (1977-b) *Sedimentación y tectónica de la Napa Piemontina y del Frente de Montaña en la región de Altagracia de Orituco, Estado Guárico*. Mem, V Cong Geol Venezolano, Excursión 4: 147-157, 6 figs.
- BELL, J S (1968-b) *Geología de la región de Camatagua, Estado Aragua, Venezuela*. Bol Geol, Caracas, IX(18): 291-440
- BELLIZZIA, A (1986) *Sistema montañoso del Caribe-Una cordillera alóctona en la parte norte de América del Sur*. Mem, VI Cong Geol Venezolano, X: 6657-6836
- BLIN, B (1989) *Le front de la Chaîne Caribe Vénézuélienne entre la Serranía de Portuguesa et la région de Tiznados*. Thèse Doct, Univ Bretagne Occidentale, 309 pp, 165 figs + Annexe I: Annexe I: 311-339, Annexe II: 362, Bibliographie: 363-377, Table des Matières: 379-389
- BUATOIS, L. A y M G MANGANO (1990) *Modelo de colonización de fondos lacustres turbidísticos: evidencias icnológicas del Carbonífero del área de Los Jumes, Catamarca, Argentina*. Actas, 11 Cong Geol Argentino (San Juan) II: 199-202
- CAMPOS, V, V GUEDEZ y S OSUNA (1979). *Geología de la Serranía de Portuguesa, estados Portuguesa y Lara*. Bol Geol (Caracas) XIII (25): 3-47
- CAMPOS, V y S OSUNA (1977) *Geología de la región de Boca de Uchire*. Mem, V Cong Geol Venezolano (Caracas), II: 449-467
- CAMPOS V, S OSUNA y V VIVAS (1980) *Geología del borde oriental del frente de montañas de la Serranía del Interior, Estado Miranda, Guárico y Anzoátegui*. Bol Geol (Caracas), XIV(26): 137-196
- CHAMBERLAIN, C K (1975) *Trace fossils in DSDP cores from the Pacific*. J Paleont, 45: 212
- CRIMES T P (1970) *The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and paleoecology with examples from Lower Paleozoic strata*. T P CRIMES & J X HARPER (eds): Trace Fossils Geol, J, Sp Is, 3, 101-123

ERRATA

Por causa de una falla técnica involuntaria en la reproducción de las Láminas 1, 2 y 3, del artículo, **Ichnofauna batial de la Formación Mucaria (Cretácico Tardío - Paleoceno Temprano) de la Napa Piemontina, Venezuela Nor Central**, de Oliver Macsotay y Víctor Vivas, adjuntamos las páginas respectivas



----- (1977) *Trace fossils of an Eocene deep-sea sand fan, Northern Spain*. En T P CRIMER & J

C HARPER, (eds): *Trace Fossils 2*, Geol, J, Sp Is 9, 71-90

CVET COMISION VENEZOLANA DE ESTRATIGRAFIA Y TERMINOLOGIA (1970) *Léxico Estratigráfico de Venezuela*. Bol Geol, Pub Esp, 4: 756 pp, 2da ed (Caracas)

EKDALE, A A (1977) *Abyssal trace fossils in worldwide Deep Sea Drilling Project cores*. T P CRIMES & J C HARPER (eds): *Trace Fossils 2*, Geol J, Sp, Is, 9, 163-181

FREY R W & J D HOWARD (1970) *Comparison of Upper Cretaceous ichnofaunas from siliceous sandstones and chalk, Western Interior Region, USA*. En T P CRIMES & J C HARPER, *Trace Fossils 1*, 141-166

FREY R W, S G PEMBERTON y T D A SAUNDERS (1990) *Ichnofacies and Bathymetry: a passive relationship*. J Paleont, 64(1): 155-158.

GAILLARD, Ch (1972) *Paratisoa contorta n gen, n sp, trace fossile nouvelle de l'Oxfordien du Jura*. Arch Sc Genève 25(1): 149-160

GALAVIS, S F (1951) *Los organismos silíceos y sus posibles usos en métodos correlativos*. Bol Geol (Caracas), 1(3): 313-324, 1 am

GOMEZ DELLARENA, J (1946) *Revisión de algunos datos paleontológicos del Flysch Cretáceo y Nummulítico de Guipuzcoa*. Notas, Comun Inst Geol Min España, 15, 113 pp.

GONZALEZ SILVA, L A (1977) *Geología de la Sierra del Interior (Región Central) y parte de los Llanos de Venezuela (incluyendo parte de los Estados Carabobo, Aragua, Guárico y Cojedes)*. Bol Geol, Caracas, Pub Esp, 7(III): 1629-1650

LAMINA 1

Formación Mucaria, Miembro Río Chávez

Figura 1. Quebrada Palo Negro, estado Anzoátegui. Paquetes métricos compuestos de capas arriñonadas de ftanitas con radiolarios, intercalados con capas decimétricas de lutita arcilítica. Estos litosomas pelágicos son característicos del Miembro Río Chávez de la Formación Mucaria.

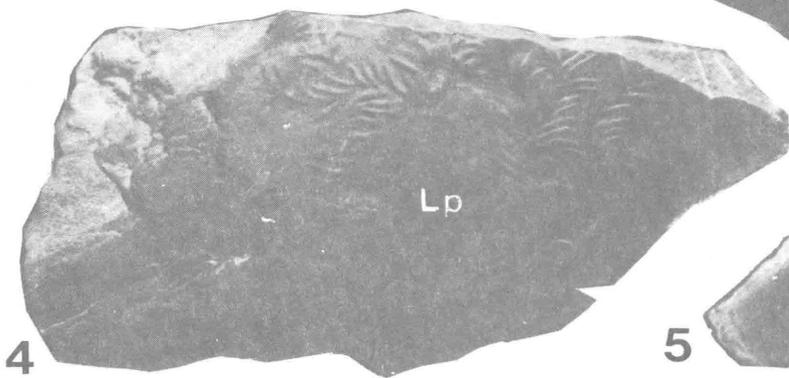
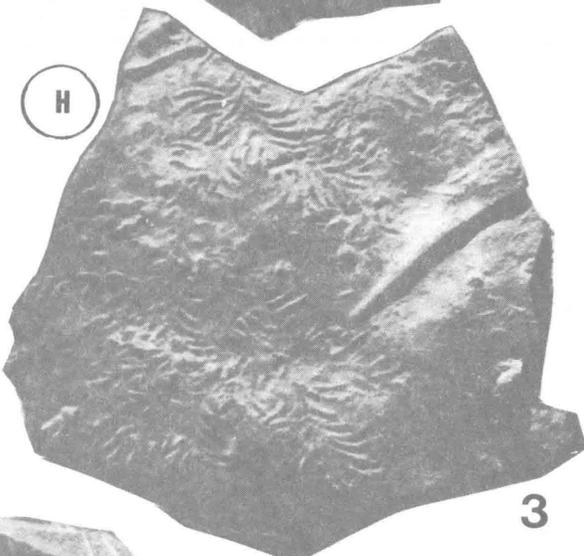
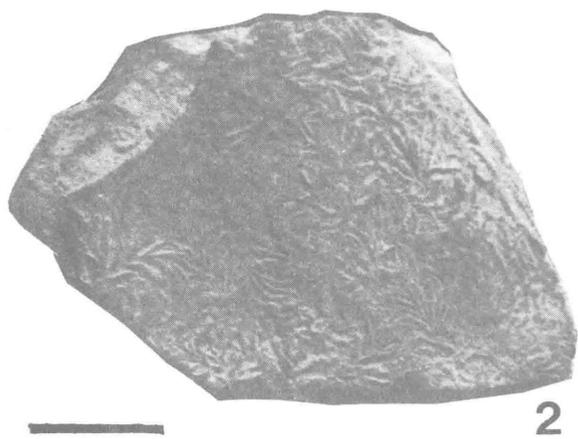
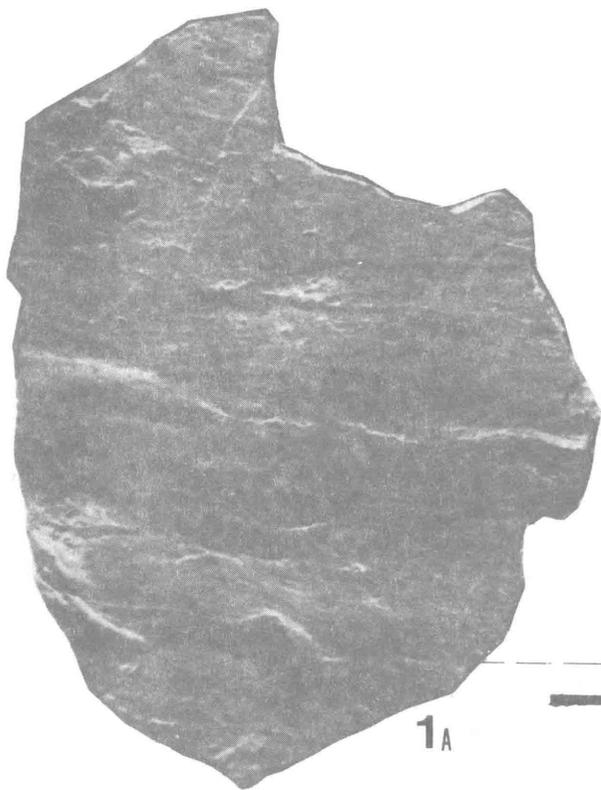
Figura 2. Cerro El Gordo, carretera el Tinaco-intersección vía el Baúl, al suroeste de la población de El Pao, estado Cojedes. Aspecto lateral de una capa decimétrica de caliza afanítica pelágica. Se observan bioturbaciones de *Chondrites* (Ch) abundantes, así como escasos *Paratisoa* (P) y *Tomaculum* (T). Nótese la pendiente de ángulo bajo de las galerías, debido a la compactación sufrida por capa litostática.

La *Paratisoa*, de la que se da un dibujo a escala (x 2), representa una "galería con reborde" de mucho mayor tamaño (2A), que la reportada por BELL (1968), y sugiere una variabilidad en cuanto al grosor del reborde, que iría de 0,5 mm hasta los 20 cm, reportados por GAILLARD (1972).

Figura 3. Quebrada Sulfurosa, afluente del río Mucaria, estado Cojedes, sección tipo de la Formación Mucaria. Aspecto de la superficie fisiográfica de una capa de limolita silícea lajosa donde la meteorización permite observar la densidad de la bioturbación. Ch: *Chondrites* icnosp, T: *Tomaculum* cf. *problematicum*.

Figura 4. Carretera Pardillal-Camatagua, estado Aragua. Vista de la superficie de clivaje de una capa decimétrica de limolita silícea, paralela a la superficie estratigráfica. Se observa un ejemplar de *Tomaculum problematicum* (T) muy bien preservado, y parte de un sistema de *Zoophycos* icnosp, del morfotipo trompetiforme, del tipo en "U" (Z).

Figura 5 y 5-a. Curso medio del río Taguay, 5 km al norte de Taguay, estado Aragua. Vista de la superficie de clivaje de una capa subdecimétrica de limolita silícea, paralela a la estratigráfica. Se observa una traza de *Scalarituba* cf *S missouriensis* (S), bien preservada; el detalle de los spreites internos, se presenta en 5-a.



GONZALEZ SILVA, L A y X PICARD (1971) *Mapa geológico de la región de San Juan de los Morros (Hoja 6745)*. Esc 1:100.000, Ed MMH

HANTZSCHEL, W (1975) *Trace Fossils and Problemática*. En: C TEICHERT (ed) "Treatise on Invertebrate Paleontology", Pt W, *Miscellanea*, Supplement 1. Univ Kansas Press and Geol Soc América, Lawrence, Kansas, 269 pp.

HEDBERG, H D (1937) *Stratigraphy of the Río Querecual Section of northeastern Anzoátegui, Venezuela*. Bol Geol y Min, Caracas, 1(2-4): 230-250 (ed en inglés)

JARVIS Jr, H A (1966) *Geología de la región de Río Pao-Río Tiznados, estados Cojedes y Guárico, Venezuela*. Bol Geol, Caracas, VIII(15): 73-115

KENNEDY, W J (1967) *Burrows and surface traces from the Lower Chalk of Southern England*. Bull Mus Nat. Hist. Geol, 5: 125-167

KONIGSMARK, T A (1965) *Geología del área de*

Guárico septentrional Lago de Valencia, Venezuela. Bol Geol, Caracas, VI(11): 209-285

KSIAZKIEWICZ, M (1970) *Observations on the ichnofauna of the Polish Carpatians*. p: 283-322, En: T P CRIMES & J C HARPER (Eds) *Trace Fossils*, Geol J m spec issue 3, Seel House Press, Liverpool

----- (1977) *Trace fossils in the Polish Carpathians*. Palaentologia Polonica, 36: 1-208

LIDDLE, R A (1946) *The Geology of Venezuela and Trinidad*. 2nd Ed, Paleont Res Inst, Ithaca, N Y, 890 pp

MACKENZIE, D B (1966) *Geología de la región nor-central de Cojedes*. Bol Geol,(Caracas), VIII(15): 3-72

MACSOTAY, O (1967) *Huellas problemáticas y su valor paleoecológico en Venezuela*. UCV Geos, 16: 7-79, 18 lams

LAMINA 2

Formación Mucaria, Miembro Uchire.

Holotipo y Paratipos del icnotaxon *Lophoctenium piemontinum* MACSOTAY y VIVAS, que forman crestas epicniales (cara superior) sobre capas centimétricas. Localidades citadas: VV-378; Sabaneta, estado Guárico; VV-419-A: Camino Don Alonso-Domingo Lorenzo, estado Guárico; VV-443-A; quebrada La Dormida, sector Domingo Lorenzo, estado Guárico; MO-1173: quebrada La Guairita, sector de la carretera a Sabana de Uchire, estado Anzoátegui.

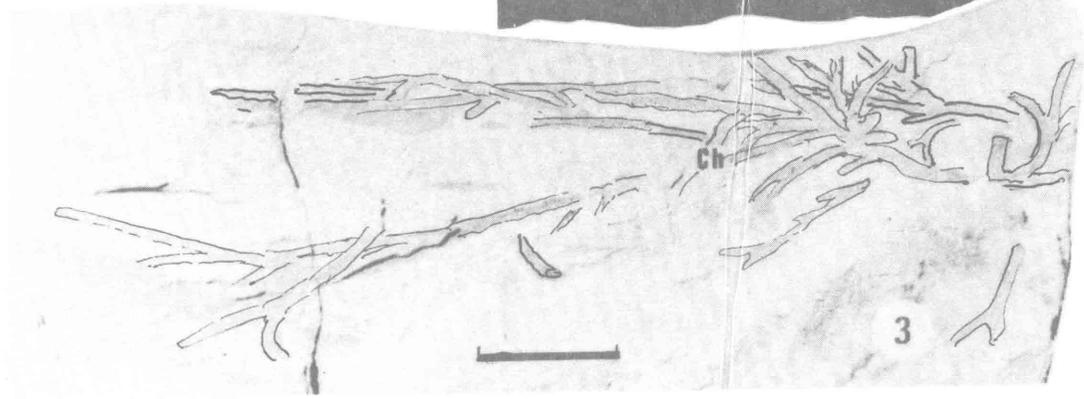
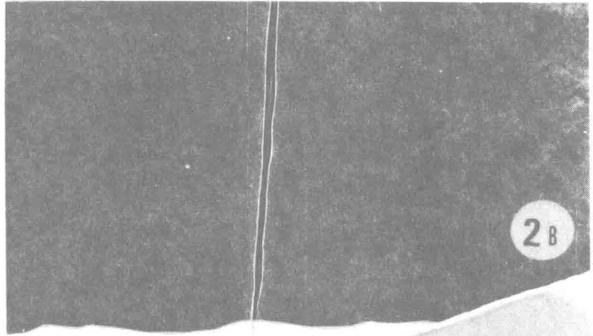
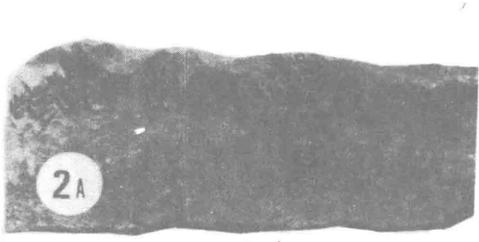
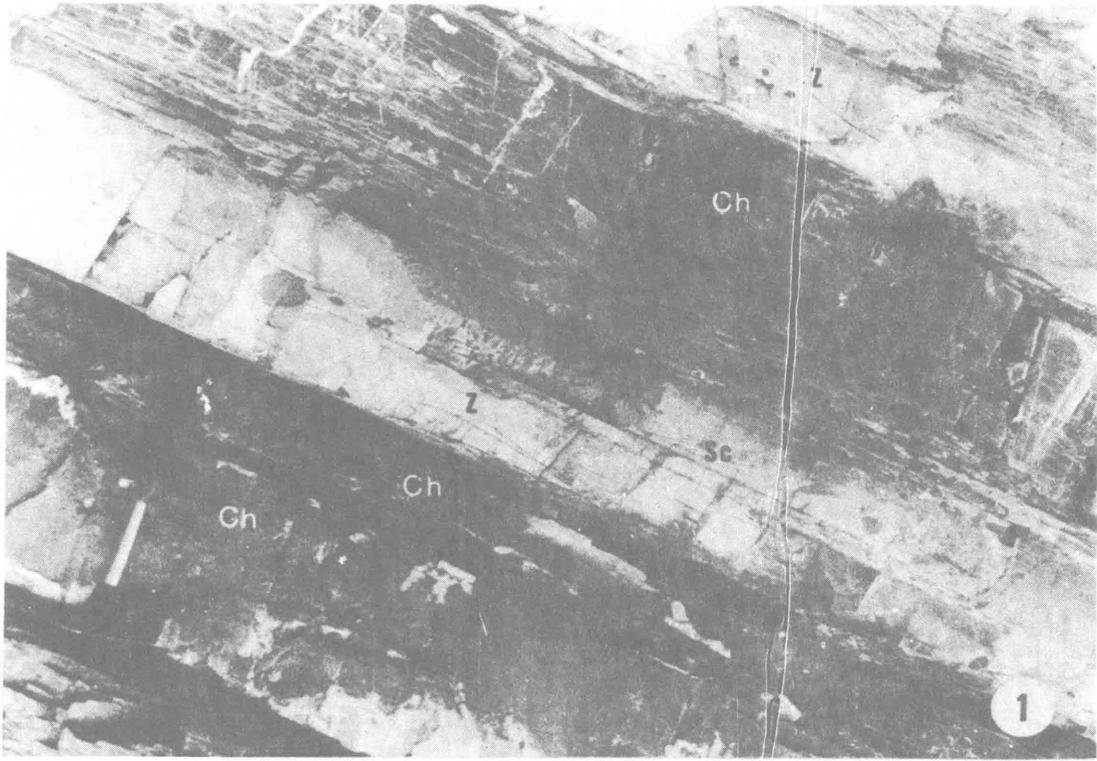
Figura 1. Localidad VV-443-A. En la base (1-A) se observan calcos de desbaste y de punzamiento, originados por un obstáculo sobre el fondo pelítico. En el tope (1-B) se observan frecuentes epirelieves positivos de *Lophoctenium piemontinum* M y V, (Lp), y un molde externo de una galería de *Granularia cf arcuata* Schimper (Ga).

Figura 2. Localidad VV-419-A. Aspecto del tope de una capa de litoarenita de grano fino, de espesor centimétrico, virtualmente cubierto con crestas epicniales de *L piemontinum* M y V. Paratipo.

Figura 3. Localidad VV-378. Aspecto del tope de una capa de litoarenita de 18 mm de espesor, donde se observaron abundantes crestas epicniales de *L piemontinum* M y V. Holotipo.

Figura 4. Localidad VV-378. Aspecto del tope de una litoarenita de grano fino, con varias crestas de *L piemontinum* M y V. Paratipo.

Figura 5. Localidad MO-. 1173. Tope de una capa subcentimétrica de litoarenita de grano fino, con *L piemontinum* M y V. Paratipo.



----- (1972-a) *Observaciones acerca de la edad y paleoecología de algunas formaciones de la región de Barquisimeto, Estado Lara, Venezuela*. Bol, Geol, (Caracas), Publ Esp, 5(3): 1703-1714

----- S FERRY e I FIERRO (1989) *Las Formaciones Ranchería y Trujillo: evidencias sedimentológicas de su relación a la tectónica de obducción del Paleógeno de Venezuela Occidental*, Mem, VII Cong Geol Venezolano, I: 468-493

----- J F STEPHAN y E ALVAREZ (1987) *Grupo Lara: sedimentadas oceánicas y periinsulares en el Cretáceo alóctono de Venezuela occidental*. Bol Geol, Caracas, XVI(28): 3-78

----- V VIVAS, N PIMENTEL de B, y A BELLIZZIA G, (1986) *Estratigrafía y tectónica del Cretáceo-Paleógeno de las Islas al norte de Puerto La Cruz-Santa Fé y regiones adyacentes*. Mem VI Cong Geol Venezolano, (1985) X: 7125-7174, 18 figs

MENENDEZ, A (1965) *Geología del área de el Tinaco, centro Norte del Estado Cojedes, Venezuela*. Bol Geol MMH (Venezuela), 6, 12, 417-543

MH MINISTERIO DE MINAS E HIDROCARBUROS (1965) *Léxico Estratigráfico de Venezuela*. Dir Geol, Bol Geol, Caracas, Publ Esp 1, 729 pp

OSGOOD R G & E J SZMUC (1972) *The trace fossil Zoophycos as an indicator of water depth*. Bull of Amer Paleont 62(271): 5-22

PEIRSON III, A L (1965-a) *Geology of North Central Venezuela*. Inf inéd, Mayano, Creole Petr, 328 pp, Caracas.

----- (1965-b) *Geology of the Guárico Mountain Front*. Bol info, Asoc Venezolana Geol Min Petr, 8 (7): 183-212

----- A SALVADOR y R M STAINFORTH (1966) *The Guárico Formation of north-central Venezuela*. Bol Info, Asoc Venezolana Geol Min y Petr, 9(7): 183-224

LAMIÑA 3

Formación Mucaria, Miembros Río Chávez y Uchire.

Figura 1. Río Taguay medio, 5 km al norte del poblado de Taguay, estado Aragua. Aspecto de un afloramiento de alternancias monótonas de calizas silíceas (claro), lutitas y ftanitas (oscuro) de espesores pluridecimétricos, todas intensamente bioturbadas. Los icnofósiles corresponden al icnocenosis de *Zoophycos*: Ch: *Chondrites* icnosp, Sc: *Scalarituba cf prolematica* y Z: *Zoophycos* icnosp, todas visibles como manchas e hilos más oscuros que la roca caja.

Figura 2. Río Batatal, cabeceras, estado Miranda. Vistas lateral (2A) y superior (2B) de una capa subdecimétrica de arenisca de grano fino, piritífera, que desarrolló en su tope una banda centimétrica de estructuras "cono en cono". Son comunes en las partes media y superior de la Formación Mucaria, pero se torna abundante hacia el tope de la unidad.

Figura 3. Río Parapara, estado Guárico. Vista de la superficie de clivaje de una limolita silícea, sub-paralela a la estratigráfica, lo cual permite observar dos colonias de galerías de *Chondrites* icnosp, parcialmente superpuestas. Las galerías se hallan rellenas por colófano, cuyo color es más oscuro que el de la roca caja.

RADWANSKI, A & P RONIEWICZ (1970) *General remarks on the inchnocoenose concept*. Bull, Acad Polaca, Sci Ser Sci Geol Geogr, 18(1): 51'56 Warszawa

RENZ, O & K C SHORT (1960) *Estratigrafía de la región comprendida entre El Pao y Acarigua, Estado Cojedes y Portuguesa*. Bol Geol, Caracas, Publ Esp 3(1): 277-315

SEILACHER A (1954) *Die geologische Bedeutung fossiler Lebensspuren*. Deutsche Geol Gesellsch Zeitsch, 105: 214-227

----- (1964) *Biogenic sedimentary structures*. p 296-316, en J IMBRIE & N NEWELL (eds) "Approaches to Paleoecology", John Wiley & Sons, New York

----- (1958) *Zur ökologischen Charakteristik von Flysch und Molasse*. Ecl Geol Helveticae, 51: 1062-1079.

----- (1977) *Pattern analysis of Paleodictyon and related trace fossils*. p 289-335, en J P CRIMES & J C HARPER (eds) Trace Fossils, 2: Geol Bour Spec Issue 9

VIVAS V (1987) *Bioestratigrafía del Cretáceo en la región de Bergantín-Santa Inés, Estado Anzoátegui, Venezuela Nororiental*. Bol Geol (Caracas) XVI(29): 3-128, 53 figs

VIVAS V y V CAMPOS (1977) *Geología del área del Río Batatal, Estado Miranda*. Mem V Cong Geol Venezolano, Caracas (1977), I: 349-361

----- O MACSOTAY, M FURRER y E ALVAREZ (1988) *Inyecciónes clásticas asociadas a desplomes en sedimentitas batiales del Cretáceo superior de Venezuela Nororiental*. Bol, Soc Venezolana Geól, 34: 3-33,8 lams, 7 figs

VJALOV, O S & S A VARICSEV (1964) *Furoides életrnyomok az Albán flisből*. A Magyar áll föld inté Evi Jal, az 1961 évről, II, 203-210,2 figs.